ТЕКТОНИКА МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА
ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

АКАДЕМИЯ НАУК МНР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ

ЗСБНХУ-ын ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ

ХӨДӨЛМОРИЙН ГАВЪЯАНЫ
УЛААН ТУГИЙН ОДОНТ
ГЕОЛОГИЙН ХҮРЭЭЛЭН

БНМАУ-ын ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ

ГЕОЛОГИЙН
ХҮРЭЭЛЭН

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE USSR

ORDER
OF THE RED BANNER OF LABOUR
GEOLOGICAL INSTITUTE

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE MPR

GEOLOGICAL INSTITUTE

БУГД НАЙРАМДАХ МОНГОЛ АРД УЛСЫН ТЕКТОНИК

ХАМТАРСАН
МОНГОЛ-ЗӨВЛӨЛТИЙН
ГЕОЛОГИЙН ЭРДЭМ
ШИНЖИЛГЭЭНИЙ ЭКСПЕДИЦИ

Бутээл, цуврал 9

ЭРХЛЭХ ЗӨВЛӨЛ:

Н. С. Зайцев, БНМАУ-ын ШУА-ийн сур.-гишүүн *Б. Лувсанданзан*,
академич *В. В. Меннер*, *В. Г. Гербова*, академич *А. В. Пейве*,
П. П. Тимофеев, *О. Төмөртогоо*

ХАРИУЦЛАГАТАЙ ЭРХЛЭГЧ
академич *А. Л. Яншин*

1974
«НАУКА» ХЭВЛЭЛИЙН ГАЗАР
МОСКВА

ТЕКТОНИКА МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

СОВМЕСТНАЯ
СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКАЯ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

Труды, вып. 9

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Н. С. Зайцев; член-корреспондент АН МНР *Б. Лувсанданган*, академик *В. В. Меннер*, *В. Г. Гербова*, академик *А. В. Пейве*, *П. П. Тимофеев*, *О. Томуртогоо*

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР
академик *А. Л. Яншин*

1974

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

УДК 524. (517.3)

TECTONICS OF THE MONGOLIAN PEOPLE'S REPUBLIC

THE JOINT
SOVIET-MONGOLIAN
SCIENTIFIC RESEARCH
GEOLOGICAL EXPEDITION

Transactions, vol. 9

Editorial Board:

N. S. Zaitsev, Correspondent member of the MPR Academy of Sciences *B. Luwsandansan*, academician *V. V. Menner*, *V. G. Gerbova*, academician *A. V. Peive*, *P. P. Timofeev*, *O. Tumurtogoo*

Responsible editor

academician *A. L. Yanshin*

Монография содержит новую трактовку тектоники Монгольской Народной Республики. Дается детальное описание структур, их формационного выполнения, а также описание интрузивных комплексов и связанной с ними металлогении. Табл. 5. Рис. 64. Библ. 272 назв.

Т $\frac{20802-0374}{055(02)-74\text{ г.}}$ 651—74 г.

© Издательство «Наука», 1974 г.

Посвящается
250-летию
образования
Академии наук СССР

ВВЕДЕНИЕ

Огромная территория Монгольской Народной Республики, расположенная в центре Азиатского материка и занимающая площадь свыше 1,5 млн. *км*^{2}, до недавнего времени в геологическом и особенно в структурном отношении оставалась слабо изученной. Это наиболее отчетливо выявилось еще в начале 60-х годов при составлении тектонической карты Евразии, на которой тектонические структуры в пределах Монголии из-за недостатка фактического материала во многих местах приходилось изображать условно. К настоящему времени еще не вся площадь Монголии покрыта даже кондиционной геологической съемкой в масштабе 1 : 1 000 000 (не говоря уже о среднемасштабных и более крупных съемках), что сильно ограничивает возможности более или менее правильного ее тектонического районирования и анализа истории формирования и развития тектонических структур.

Между тем, положение Монголии в восточной части Урало-Монгольского или Центрально-Азиатского складчатого пояса между двумя ограничивающими древними платформами — Сибирской на севере и Северо-Китайской на юге — чрезвычайно выгодно не только для выяснения характера строения тектонических сооружений и истории их развития в пределах этого крупного участка Азии, но и для решения многих общегеологических проблемных вопросов.

В Монголии на расстоянии более чем 2000 *км* по широте и более 1000 *км* по долготе, как теперь выясняется, можно проследить последовательное и направленное развитие и формирование геосинклинальных складчатых структур, начиная с очень ранних этапов, по крайней мере с протерозоя, и кончая палеозоем.

Структуры более поздних этапов — мезозойские и кайнозойские, относящиеся к структурам мезозойской и неотектонической активизации,— здесь получили также наиболее яркое выражение. Эти структуры, как это было установлено ранее, в своем формировании теснейшим образом связаны со структурами смежных, пограничных с Монголией областей СССР.

Известно, что на территорию Монголии из районов Забайкалья, Восточного Саяна, Тувы, Горного и Рудного Алтая продолжаются не только многие складчатые пояса и слагающие их вулканогенные и осадочные формации, но также целые рудные пояса и провинции: Монголо-Охотский редкометальный, Рудно-Алтайский полиметаллический или Сангилено-Тувинская провинция щелочных пород с ее специфическим оруденением.

Очень широко на территории Монголии распространены интрузивные породы различного возраста от докембрийских до позднемезозойских включительно, несущие различные виды оруденения, однако в петрологогеохимическом и металлогеническом отношении и особенно в части выяснения их связей с тектоническими структурами также слабо изученных.

В связи с вышеизложенным предпринятое Советско-Монгольской экспедицией комплексное изучение геологического строения Монголии и особенностей формирования ее складчатой структуры представляет значительный интерес как с общетеоретических позиций выяснения истории формирования складчатых структур в пределах Евразии, так и с точки зрения возможности перспектив расширения минерально-сырьевой базы на этой территории. Надо сказать, что к началу работ этой экспедиции, несмотря на относительно слабую геологическую изученность Монголии, все же было проведено достаточно много различных видов исследований и уже были сделаны первые обобщающие работы по стратиграфии, тектонике, магматизму и металлогении. Среди всех этих работ особое место занимают обобщающие труды Н. А. Маринова или изданные под его редакцией. К 1967 г. были изданы две сводные геологические карты Монголии: первая в 1957 г. в масштабе 1 : 2 500 000, вторая — в 1966г. в масштабе 1 : 1 500 000. Что касается специально тектонических работ, карт и схем по территории Монголии, то большинство их стало появляться сравнительно недавно.

Одним из ранних обобщений по тектонике Монголии нужно считать схему В. А. Обручева, на которой большая часть территории этой страны отнесена к «древнему темени Азии».

Более подробно историю развития и механизм образования структур Монголии изложил в 30-х годах в своей докторской диссертации И. П. Рачковский, возглавлявший геологические исследования, проводившиеся на ее территории в 20-х и начале 30-х годов экспедицией Академии наук СССР и Комитетом наук МНР, организованным в 1921 г. И. П. Рачковский считал главным структурным элементом Монголии крупный древний свод, пространственно тяготеющий к северным и западным частям страны. По периферии свода, в центральных частях Монголии, располагаются более молодые блоковые структуры — брахиантиклинали,— с которыми совпадает барьер (мировой водораздел), разделяющий область стока Северного Ледовитого и Тихого океанов от области замкнутых (бессточных) впадин Центральной Азии. Перемещение отдельных блоков по сбросам (крутым и наклонным) приводило к смятию пород и образованию взбросовых горных массивов. Первопричиной всех этих движений И. П. Рачковский считал возникновение на глубине высокотемпературного очага, увеличивающегося вследствие разогрева в объеме и поднимающегося вверх и тем самым вызывающего в вышележащих толщах формирование основного свода. Все последующие движения сводятся, по его мнению, к механическим перемещениям блоков по разрывам, происходившим многократно и с различной амплитудой, которыми и обусловлена сложная геологическая структура всей Монголии.

Приведенные концепции базировались тогда еще на чрезвычайно ограниченном геологическом фактическом материале. Позднее стали создаваться более обоснованные работы, тектонические схемы и схематические тектонические карты в большинстве своем мелкомасштабные. Среди авторов этих работ прежде всего следует назвать Ф. К. Шипулина, впервые справедливо указавшего на преобладание в северных и западных частях Монголии докембрийской и кембрийской складчатостей, после которых здесь наступил длительный (до силура) перерыв. Позднее докембрийские и раннекаледонские структуры, по его мнению, были в какой-то мере переработаны герцинскими и мезозойскими движениями.

В конце 50-х годов В. М. Синицын (1959) и А. Х. Иванов (Васильев и др., 1959) составили первые схематические тектонические карты и схемы для всей страны. Несмотря на существенные различия схем этих авторов, все же по общему рисунку структур они очень близки. Их прежде всего объединяет идея огромной роли глубинных разломов в формировании складчатой структуры, изображенной для Монголии А. Х. Ивановым, а для всей Центральной Азии — В. М. Синицыным.

Признавая ведущую роль глубинных разломов в создании тектонических структур, оба исследователя территорию Монголии относят к структурам глыбового, или блокового, мозаичного, или решетчато-сотового строения. В. М. Синицын считает, что «...простирание различных структурных элементов Центральной Азии определяется тремя основными системами глубинных разломов: северо-западной, северо-восточной и широтной, проявляющимися как в областях палеозойской и мезозойской складчатости, так и на Синийском щите» (Синицын, 1959, стр. 21). Этим направлениям подчинены «...направления фациальной зональности, складчатости и орографических единиц» (там же, стр. 22). Что касается возраста структур, то А. Х. Иванов почти всю территорию Монголии, за исключением небольшой крайней северной каледонской части, отнес к герцинидам, тогда как В. М. Синицын, наоборот, бóльшую часть страны отнес к каледонидам, что, на наш взгляд, более правильно.

Опубликованная двумя годами позднее работа В. А. Амантова и П. С. Матросова (1961), в которой рассматриваются основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей, сопровождается мелкомасштабной схемой геоструктурного районирования Монголии. На ней выделяются области разновозрастной консолидации складчатых структур, начиная от докембрийских (протеросинийских) и кончая палеозойскими и мезозойскими. Бóльшую часть страны на этой схеме занимает «обширная протеросинийская жесткая срединная масса Монгольского массива» (Амантов, Матросов, 1961, стр. 185), оказавшая, по мнению авторов, огромное влияние на развитие палеозойской структуры территории Монголии. Раннекаледонские (салаирские) и каледонские структуры занимают западную и северо-западную части страны, а герцинские — центральную часть Монгольского массива (так называемая Монголо-Амурская складчатая область) и южную зону Монголии к югу от Долины Озер, где они объединяются под названием Южно-Монгольской складчатой области. В. А. Амантов и П. С. Матросов правильно подчеркнули резкое отличие в строении этих двух герцинских областей, причем указали, что «...варисские структуры восточной части страны (т. е. Монголо-Амурской области.— *Н. З.*) были наложены на стабильную жесткую массу и в различной степени переработали ее» (там же, 1961, стр. 185).

В 1966—1971 гг. была опубликована серия обобщающих работ по геологии и тектонике Монголии, написанных В. А. Амантовым, Ю. А. Борзаковским, И. И. Волчком, М. В. Дуранте, Л. П. Зоненшайном, Б. Лувсанданзаном, Э. В. Михайловым, П. С. Матросовым, Н. А. Мариновым, О. Д. Суетенко, И. Б. Филипповой и Р. А. Хасиным (Хасин и др., 1966; Амантов и др., 1967, 1970; Борзаковский и др., 1967; Зоненшайн и др., 1970; Суетенко, 1970; Филиппова, 1969 а, б, 1970; Хасин, 1971 и др.). В них дано расчленение всей территории страны на тектонические зоны, различающиеся по возрасту складчатости, формационному выполнению и соотношению с фундаментом. В качестве главных элементов выделялись структуры байкальского фундамента, ранне- и позднекаледонские, раннегерцинские, позднепалеозойско-раннемезозойские геосинклинальные зоны, которые, в свою очередь, подразделялись на геосинклинали и геоантиклинали разных типов.

Особый интерес представляют работы Л. П. Зоненшайна (1967, 1968, 1970), в которых рассмотрено строение Центрально-Азиатского палеозойского складчатого пояса в целом и противопоставлены герцинские эвгеосинклинали Южной Монголии герцинским терригенным геосинклиналям, формировавшимся внутри каледонских структур в центральной ее части. Им высказано предположение, что Южно-Монгольская эвгеосинклиналь заложилась на коре океанического типа. Следует отметить, что в части этих работ использован уже новый фактический материал, полученный Советско-Монгольской геологической экспедицией.

Как видно из приведенного краткого обзора, из-за недостаточности фактического материала были высказаны различные и во многих случаях противоречивые взгляды на историю геологического развития и формирования структур Монголии.

За 5 лет работы экспедиции был накоплен большой объем нового фактического материала, уточняющий возраст и строение вулканогенно-осадочных формаций, интрузивных комплексов, морфологию и возраст структур, связь структур с магматизмом, их пространственное распространение, что позволило наряду с обобщением нового фактического геологического материала, полученного различными организациями, несколько по-иному произвести общее тектоническое районирование территории Монголии, а также выяснить время образования, типы структур, их связь с процессами магматизма и глубинным строением коры. Решению этих вопросов во многом помогает новая геологическая карта Монголии масштаба 1 : 2 500 000 издания 1972 г., составленная совместно коллективом сотрудников НИЛЗарубежгеологии Министерства геологии СССР и Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедицией АН СССР и АН МНР.

Некоторые принципиальные вопросы тектоники Монголии на базе полученных экспедицией материалов уже были опубликованы (Зайцев и др., 1969; Зайцев, Ильин, 1970; Дергунов и др., 1971; Нагибина, 1970; Зоненшайн и др., 1971). Кроме того, издано несколько весьма важных работ и статей по стратиграфии, строению вулканогенных серий, формационному расчленению и геохимическим типам гранитоидов, метаморфизму и пр. (Павленко, Филиппов, 1970, 1971; Коваленко и др., 1971; Маркова, Федорова, 1971; Моссаковский, Томуртогоо, 1972), имеющих прямое отношение к структурному районированию Монголии. Все более ранние работы о геологии Монголии приведены в двухтомном труде Н. А. Маринова «Геологические исследования Монгольской Народной Республики» (1967, 1970).

С использованием всех указанных материалов и составлены впервые по новой легенде две тектонические карты Монголии в масштабе 1 : 1 500 000: карта палеозойской тектоники и карта мезозойских и кайнозойских структур Монголии.

Последняя карта и детальное описание структур и формационных комплексов этапов ревивации, активизации и платформенного развития Монголии подготавливаются к опубликованию в Трудах Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции.

В составлении карт и написании очерка по тектонике Монголии принимал участие большой коллектив сотрудников Советско-Монгольской геологической экспедиции.

ГЛАВА I

ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ КАРТЫ

В основу составления тектонической карты МНР положены в целом те принципы тектонического картирования, которые разработаны советской тектонической школой в трудах А. Д. Архангельского (1941), Н. С. Шатского (1963), А. А. Богданова (1963), А. Л. Яншина (1965), Ю. М. Пущаровского (1971) и которые отражены на получивших мировое признание тектонических картах, таких, как Тектонические карты СССР, Международная тектоническая карта Европы, Тектоническая карта Евразии и др.

При составлении Тектонической карты Монголии авторы стремились выработать такую легенду, которая, с одной стороны, могла бы наиболее полно отобразить конкретную тектоническую обстановку, а с другой — давала бы объективную картину распространения тех или иных тектонических образований на площади. Для этой цели оказалось необходимым выделение такой тектонической единицы или тектонического сообщества, которое можно было бы картировать, подобно тому, как при геологической съемке картируются стратиграфические подразделения и другие геологические тела. В качестве такой единицы был выбран складчатый или структурно-формационный комплекс. Его содержание примерно отвечает определению, данному А. А. Богдановым (1963) для структурного этажа. Под структурно-формационным комплексом подразумевается совокупность тектонических структур осадочных и вулканических (может быть, магматических вообще) формаций, образовавшихся в определенный этап развития территории, в определенной тектонической обстановке и связанных между собой единством структурного плана и едиными условиями формирования. Таким образом, содержание этого термина подразумевает две существенные характеристики: время формирования (для собственно геосинклинальных комплексов — возраст их складчатости) и вещественный состав, отражающий условия формирования. Структурно-формационный комплекс в такой трактовке очень близок вещественно-структурным комплексам в понимании Ю. А. Косыгина (1968) и его сотрудников.

Необходимо особо подчеркнуть, что структурно-формационный комплекс — понятие крупное. В геосинклинальных областях по существу есть только две категории таких комплексов, одни из которых отвечают собственно геосинклинальному этапу развития, а другие — орогенному. Такое общее разделение соответствует в первом приближении наиболее крупным структурным ярусам геосинклинальных областей.

На тектонической карте Монголии прежде всего обособлены собственно геосинклинальные и орогенные структурно-формационные комплексы. Окончание собственно геосинклинального этапа развития обычно знаменуется интенсивной складчатостью, четкой сменой формаций, внедрением гранитоидных интрузий. Оно может быть сравнительно легко фиксировано по резкому несогласию в основании более молодых структурно-формационных комплексов, будь то молассы и субсеквентные вулканиты орогенного этапа развития или новообразованные геосинклинальные комплексы следующей тектонической эпохи.

Собственно геосинклинальные комплексы разделены по двум признакам. С одной стороны, они различаются по времени образования, когда

выделено несколько разновозрастных групп этих комплексов: протерозойские, позднепротерозойско-кембрийские (раннекаледонские), раннепалеозойские (каледонские), среднепалеозойские (герцинские) и позднепалеозойские. С другой стороны, группы одновозрастных комплексов распадаются на индивидуальные комплексы, характеризующиеся специфическими условиями образования, т. е. своим набором структур и геологических формаций.

Как показывает анализ тектонического строения Монголии, на ее территории в любую геотектоническую эпоху четко обосабливались две категории геосинклинальных зон и, собственно, две категории структурно-формационных комплексов. Одна из них, отличающаяся широким развитием офиолитовой ассоциации, т. е. продуктов начального вулканизма, гипербазитов и габбро и глубоководных кремнистых осадков, ничем не отличается от эвгеосинклинальных зон в их типичном выражении. Другая категория образована серией разновеликих, часто разобщенных геосинклинальных прогибов, выполненных большей частью терригенными, иногда карбонатными осадками и сопровожающихся вулканизмом кислого и среднего состава. Для этих зон и обрамляющих их поднятий обычными являются крупные массивы гранитоидов. Эта категория геосинклинальных зон резко отличается от эвгеосинклинальной, но в связи с насыщенностью магматизмом не может быть причислена к миогеосинклиналям. Существование подобной категории давно уже подмечено в Центрально-Азиатском поясе (Богданов, 1965; Зоненшайн, 1967; Дергунов и др., 1971), для нее предлагались разные названия: промежуточные, терригенные геосинклинали, моногеосинклинали и т. д. Возможно, термин Ю. М. Пущаровского (1971) — миктогеосинклинальные зоны — наиболее удачен. Есть, очевидно, одно существенное и принципиальное отличие между двумя категориями геосинклинальных зон: если эвгеосинклинальные зоны, как это можно считать сейчас доказанным (Пейве, 1969), содержат в себе остатки океанической коры геологического прошлого, а их осадки формировались в океанических условиях, то геосинклинальные зоны второй категории закладывались и развивались на ранее консолидированных сооружениях, т. е. имеют, очевидно, континентальное подложье. В соответствии со сказанным, на Тектонической карте Монголии для всех геотектонических эпох обособлены структурно-формационные комплексы геосинклинальных зон двух типов: I типа (эвгеосинклинальных, развивавшихся на океанической коре) и II типа (развивавшихся на континентальной коре). Более подробно об этих геосинклинальных зонах речь будет идти в заключительных разделах книги.

Орогенные комплексы разделены также по возрасту (эпикаледонские, эпигерцинские) и по их вещественному выполнению, соответственно на молассовые и орогенных или субсеквентных вулканитов.

Каждый структурно-формационный комплекс представляет собой цельное геологическое тело, выходы которого на дневную поверхность и изображаются на тектонической карте. Поля распространения образований того или иного комплекса обрисовывают на площади в современном эрозионном срезе тектонические зоны разных типов, которые образуют в совокупности разновозрастные складчатые области.

При таком способе тектонического картирования не возникает особых проблем в изображении так называемых древних ядер и геоантиклинальных поднятий. Они показываются знаком древних геосинклинальных комплексов, которые их слагают. Более молодые комплексы, выполняющие новообразованные геосинклинальные прогибы или иные структуры, показываются своим знаком. Тем самым эти «древние ядра» читаются на тектонической карте по выходам древних геосинклинальных комплексов среди молодых, а возраст их переработки, которая, заметим кстати, может быть многократной, следует из возраста более молодых геосинклинальных комплексов.

Очевидно, что при картировании структурно-формационных комплексов у геолога нет надобности совершенно точно и определенно проводить границу между областями разновозрастной складчатости. Сами разноречия и споры об этих границах становятся беспредметными. Природная действительность убеждает исследователя в неопределенности многих границ и других характеристик. Эта неопределенность проистекает не из недостатка наших знаний, а из самих свойств изучаемого объекта. Так, например, при описании геоантиклинальных поднятий мы должны использовать две характеристики: возраст геосинклинальных комплексов основания и возраст комплексов прогибов, связанных с последующей геосинклинальной регенерацией. Чем полнее и глубже прошла эта последняя, тем, естественно, меньше мы можем познать геосинклинальные коплексы основания и, наоборот, чем меньше регенерация, тем большее значение принадлежит комплексам основания.

Наконец, несколько слов об изображении на тектонической карте гранитоидных интрузий. Поскольку в Монголии гранитоиды слагают обширные поля, полностью маскирующие названную складчатую структуру, они на карте не выделены специальным знаком (исключение сделано лишь для мезозойских гранитоидов). В пределах гранитоидных массивов реконструированы, конечно приблизительно, контуры первоначальных структур.

ГЛАВА II

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ МОНГОЛИИ

Тектоническое районирование любых складчатых областей, как это выяснилось за последнее 20-летие при составлении тектонических карт как региональных, так и обзорных, охватывающих отдельные страны, материки и более крупные территории, представляется весьма трудным и сложным. Эти трудности определяются не только степенью геологической изученности той или иной территории, но, в первую очередь, сложностью ее тектонического строения, методическим подходом, положенным в основу решения этой проблемы, а также масштабом карт, являющимся по существу той разрешающей способностью, которая позволяет более или менее правильно отобразить главные элементы складчатой структуры рассматриваемых пространств. Все высказанные замечания в полной мере относятся и к территории Монголии.

Для Монголии в отношении тектонического районирования, несмотря на относительно короткий период ее геологического изучения, был пройден сложный путь от составления первых очень мелкомасштабных тектонических схем, базировавшихся в основном на данных орографии, к каковым относятся схемы И. Д. Черского, Э. Зюсса, В. А. Обручева, Л. де Лонэ и в значительной части еще Э. Аргана, до обобщающих схем и тектонических карт, построенных на базе реального геологического материала, полученного в основном в период времени с 30-х годов до начала 70-х. К ним относятся схемы И. П. Рачковского, Ф. К. Шипулина, В. М. Синицына (1959), А. Х. Иванова (1959), В. А. Амантова и П. С. Матросова (1961), Н. С. Зайцева (1963, 1964), Н. С. Зайцева и А. Х. Иванова (Тектоника Евразии, 1966), В. А. Амантова, Ю. А. Борзаковского, И. И. Волчка и др. (1966), Р. А. Хасина (Маринов, 1967), Л. П. Зоненшайна (1970, 1972), А. Б. Дергунова, Н. С. Зайцева, А. А. Моссаковского и А. С. Перфильева (1971).

Еще в 30-х годах Э. Арган писал про Монголию и складчатые области, расположенные от нее к северу,— Кузнецкий Алатау, Западный и Восточный Саян, Забайкалье, бассейн р. Амур,— что «...все объекты (оставив в стороне более поздние альпийские движения) в своих древних сооружениях порождены складчатостью разных эпох, не везде точно определенной» (1935, стр. 17). В наиболее поздних работах, схемах и картах (Зоненшайн, 1970, 1972; Дергунов и др., 1971) уже разбирались и отображались не только складчатые структуры различного возраста, но и ставился вопрос о формировании их на принципиально различных типах коры — континентальной или океанической. Последнее стало возможным только благодаря новому большому фактическому материалу.

Тектоническое районирование Монголии, даваемое нами в предлагаемой работе, базируется прежде всего на анализе и обобщении этого нового фактического материала, в значительной мере учтенного, но не полностью, на Геологической карте МНР масштаба 1:1 500 000, опубликованной в 1972 г. На основе этой карты составлены соответственно Тектоническая карта и Карта интрузивных формаций Монголии. Первая из них — тектоническая — построена на принципе выделения структурно-формационных комплексов, определение и содержание которых было дано

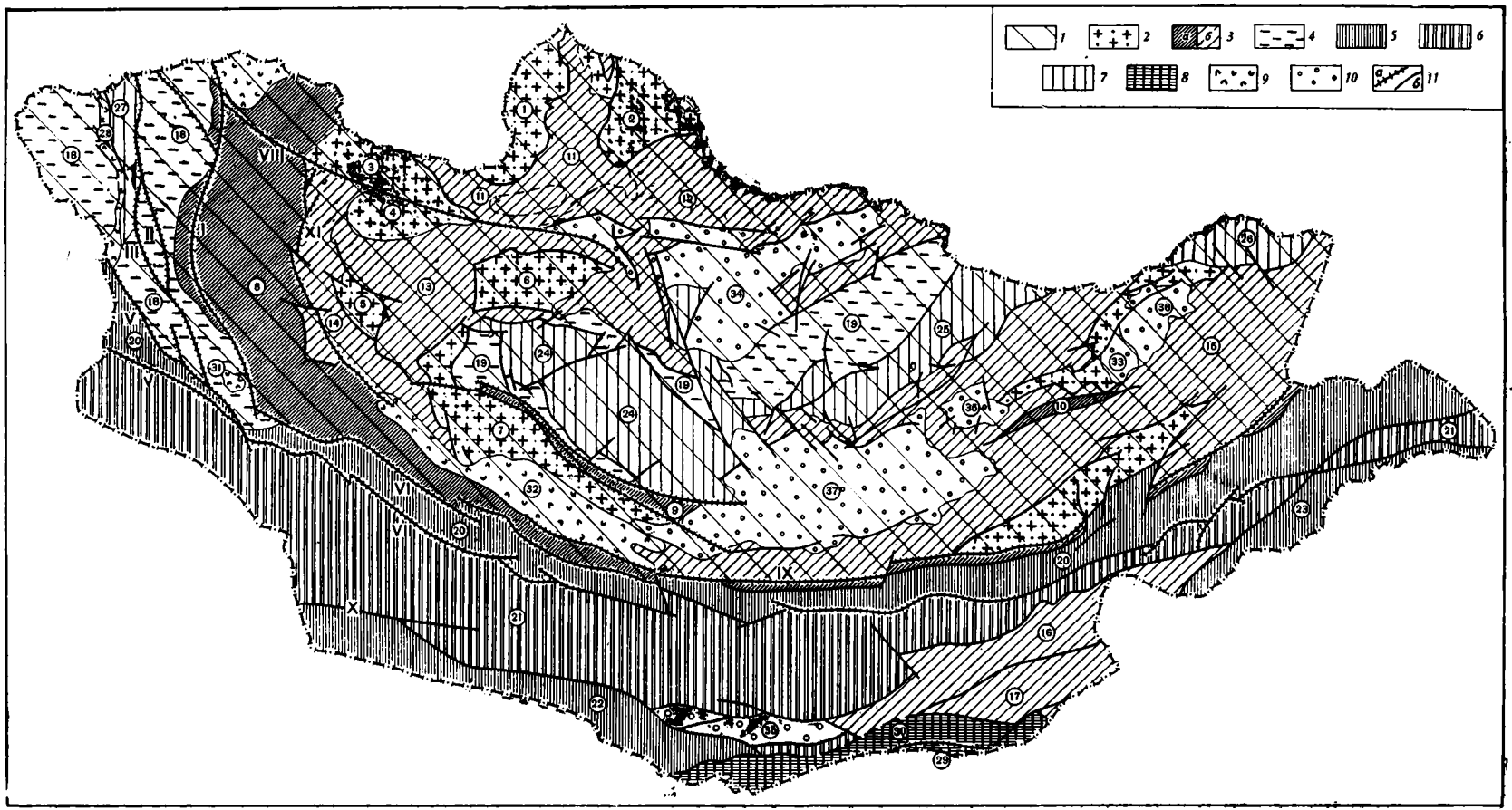
выше. Этот принцип, кроме того что он дает возможность отобразить структуры по времени завершающей складчатости, позволяет в некоторых случаях установить и время их заложения, выделить определенные типы структур как по их формационному выполнению, так и по морфологии, а также по отношению их складчатых комплексов к фундаменту. Совокупность всех этих признаков дает возможность в какой-то мере гипотетически делать заключения о формировании и развитии структур различного возраста на различных типах земной коры. Вполне естественно, что при составлении тектонической карты, помимо геологических материалов, были использованы также и те немногочисленные геофизические данные, которые существуют по территории Монголии. Последние в основном использованы для расчетов глубин залегания складчатого основания под некоторыми более или менее обширными мезозойскими и кайнозойскими впадинами востока и запада Монголии.

Наконец, следует подчеркнуть, что при составлении тектонической карты Монголии учтены различные материалы по тектонике смежных складчатых областей СССР, с историей развития и формирования которых структуры Монголии теснейшим образом связаны.

В результате анализа всех этих данных выяснилось, что современная складчатая структура Монголии сложилась в течение длительного геологического отрезка времени. Она не только гетерогенна, но чрезвычайно сложна и очень разнообразна как по возрасту, так и по самому рисунку складчатых форм и развитым в них осадочным, вулканогенно-осадочным, вулканогенным и интрузивным формациям.

Однако главнейшие геосинклинальные складчатые структуры Монголии были созданы в позднем докембрии и палеозое. При этом отчетливо выделяется ряд геотектонических эпох, сопровождаемых складчатостью, гранитообразованием и метаморфизмом. В каждой из этих эпох соответственно выделяются два типа геосинклинальных структур или структурно-формационных зон и соответствующих им тесно связанных с завершением геосинклинального этапа развития орогенных формаций. Зоны первого типа отвечают собственно эвгеосинклиналям первой стадии развития, зоны второго типа — более разнообразные по своему строению — характеризуют также геосинклинальный этап развития структур, однако заложенных, несомненно, на более древнем континентальном основании. Более поздние орогенные формации, оторванные от геосинклинального этапа развития различной длительности промежутком геологического времени, и структуры, выполненные этими формациями, выделены в особую категорию наложенных орогенных тектонических структур. Интрузивные формации на схеме тектонического районирования не показаны; они вошли в состав структурно-формационных комплексов соответствующего возраста. На схеме, кроме того, показаны главнейшие разломы, имеющие принципиальное (структурное) значение.

Схема тектонического районирования территории МНР представлена на рис. 1. На ней отображены только домезозойские главнейшие структурные элементы, к которым будет привязано дальнейшее описание тектоники Монголии. Особенно четко выделяются два крупных тектонических блока — Северный и Южный,— существенно различающиеся по истории геологического развития и формирования структур. Северный блок, занимающий бóльшую часть страны, относится в основном (за исключением крайнего запада собственно каледонских структур Монгольского Алтая) к области раннекаледонской складчатости; Южный принадлежит к типичным герцинским структурам, образующим субширотный Южно-Монгольский складчатый пояс. Оба эти блока как главнейшие структурные элементы Монголии Р. А. Хасин, В. А. Амантов и другие (Амантов и др., 1968) назвали мегаблоками. Строение каждого из них весьма различно и сложно и подробно описывается в последующих главах.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
I
II
III
IV
V
VI
VII
VIII
IX
X
XI

Северный блок, как это следует из схемы, весьма гетерогенен и обладает сложным мозаичным строением. Формирование его складчатой структуры происходило на протяжении позднего докембрия и почти всей палеозойской эры. Наибольшее значение принадлежит здесь протерозойским и кембрийским структурно-формационным комплексам, формирование которых завершилось в связи с байкальской и раннекаледонской складчатостями. Вместе с тем на западе этого блока, в Монгольском Алтае, протягивается субмеридиональная полоса собственно каледонских структур, а в середине северного блока — в Хангайском и Хэнтэйском нагорьях, а также в ряде других мест — широко распространены среднепалеозойские герцинские геосинклинальные структурно-формационные комплексы. Во многих районах доказано, что эти более поздние комплексы формировались в новообразованных прогибах, подстилаемых байкальским и раннекаледонским складчатым основанием. Эти прогибы, несомненно, принадлежали к геосинклинальным зонам второго типа, закладывавшимся на континентальной коре.

Простирания структурных элементов северного блока очень разнообразны, но в целом на западе преобладают субмеридиональная и северо-западная ориентировка структур, а на востоке — субширотная и северо-восточная, хотя обычны частые отклонения от этих генеральных направлений.

По разобщенным в современной структуре выступам наиболее древних, протерозойских, комплексов, сформировавшихся примерно 800—900 млн. лет назад, вырисовывается древнее протерозойское ядро северного блока. Это ядро имеет дугообразную форму, и от северных регионов Монголии в Прихубсугулье протягивается на юг — на западные и южные склоны Хангайского нагорья, а далее поворачивает на восток — в бассейн р. Керулен.

Северные выступы — Дэлгэр-Мурэнский и Уригольский — являются продолжениями докембрийских структур Восточной Тувы и Восточного Саяна (хр. Хамардабан). Между ними располагается наложенный на древнее основание Хубсугульский прогиб, выполненный верхнерифейскими и кембрийскими преимущественно карбонатными толщами.

Южнее, по обрамлению Хангайского нагорья, прослеживается серия других выступов: Северо- и Южно-Сонгинские, Тарбагатайский, Байдарик-

---

Рис. 1. Схема тектонического районирования Монголии

1 — геосинклинальные структуры и комплексы области каледонид, в том числе: *2* — протерозойские, *3* — верхнепротерозойско-кембрийские (*а* — зоны I типа, *б* — зоны II типа), *4* — нижнепалеозойские (зоны II типа); *5—7* — среднепалеозойские геосинклинальные структуры и комплексы области герцинид: *5, 6* — зоны I типа (*5* — внутренняя часть, *6* — внешняя часть), *7* — зоны II типа; *8* — верхнепалеозойские геосинклинальные структуры и комплексы; *9, 10* — орогенные структуры и комплексы: *9* — среднепалеозойские, *10* — верхнепалеозойские; *11* — разломы (*а* — глубинные, *б* — прочие).

Цифрами на схеме обозначены тектонические структуры (выступы) *1* — Дэлгэр-Мурэнский, *2* — Уригольский, *3* — Ханхухэйский, *4* — Северо-Сангинский, *5* — Южно-Сангинский, *6* — Тарбагатайский, *7* — Байдарикский; зоны и подзоны: *8* — Озерная, *9* — Баянхонгорская, *10* — Керуленская, *11* — Хубсугульская, *12* — Джидинская, *13* — Идэрская, *14* — Дзабханская, *15* — Центрально-Монгольская, *16* — Уланульская, *17* — Тотошаньская, *18* — Монгольского Алтая, *19* — Хангай-Хэнтейского нагорья; *20* — внешняя часть Южно-Монгольской зоны; *а* — Баянлэгская подзона, *б* — Сухэбаторская подзона, *в* — Уэйчинская подзона; *21* — внутренняя часть Южно-Монгольской зоны; *22* — Гобийского Тянь-Шаня; *23* — хр. Нукут-Дабан; *24* — Хангайский синклинорий; *25* — Хэнтэйский синклинорий; *26* — Агинский синклинорий; *27* — осевая часть Делюно-Юстыдского прогиба; *28* — краевая часть Делюно-Юстыдского прогиба; *29* — Солонкерская; *30* — Даланульско-Лугингольская; *31* — Хулмунурская впадина; *32* — Дэлгэрская впадина; *33* — Салхитская мульда; *34* — Орхон-Селенгинский прогиб; *35* — Цэнхиргольская мульда; *36* — Ульдзинская впадина; *37* — Северо-Гобийская впадина, *38* — Ноянсомонская впадина. Разломы: I — Цаганшибетинский, II — Кобдинский, III — Толбонурский, IV — Тургэнгольский, V — Булганский, VI — Ихэбогдинский, VII — Заалтайский, VIII — Ханхухэйский; IX — Ундуршилинский; X — Гобитяньшаньский, XI — Дзабханский

ский и др. Резко угловатые, часто изометричные пространства между ними заняты верхнерифейско-кембрийскими (раннекаледонскими) геосинклинальными зонами — Идэрской, Дзабханской, Джидинской,— в строении которых важное место, наряду с карбонатными и терригенными отложениями, занимают вулканические комплексы кислого и среднего состава. Эти зоны развивались на более древнем кристаллическом основании (т. е. на континентальной коре) и поэтому относятся к структурам II типа.

Далее на восток протерозойские выступы в виде небольших разрозненных блоков появляются на поверхности в Средней Гоби, на правобережье р. Керулен (Южно-Керуленский выступ), в хр. Эрэндабан и в ряде других мест. Эти протерозойские структуры переходят далее на северо-восток и восток в аналогичные структуры Приаргунского антиклинория Восточного Забайкалья и Северо-Восточного Китая.

Если протерозойские выступы севера Монголии являются прямым продолжением протерозойского складчатого обрамления Сибирской платформы, можно думать, что протерозойское ядро Северного блока представляет собой реликт каких-то более обширных протерозойских складчатых сооружений, занимавших все пространство между Сибирской платформой и районами развития протерозойских структур Восточного Забайкалья, вероятно, вплоть до Хингано-Буреинского массива на востоке.

Протерозойское ядро делит Северный блок на две части (не считая самого ядра). К западу от него выделяются две крупные зоны: Озерная и Монгольско-Алтайская. В обеих из них протерозойские структуры неизвестны.

Озерная зона сложена в основном кембрийскими отложениями, подвергшимися складчатости в раннекаледонскую эпоху. В этих отложениях преобладают спилит-диабазовые, кремнистые и граувакко-андезитовые толщи, вмещающие тела ультраосновных пород. Озерная зона — типичная раннекаледонская эвгеосинклиналь — развивалась, очевидно, на океанической коре и отнесена соответственно к геосинклинальным зонам I типа.

Монгольский Алтай — прямое продолжение на юг Горного Алтая. Для него наиболее примечательны монотонные песчано-сланцевые толщи, имеющие скорее всего раннепалеозойский (кембрийско-раннеордовикский) возраст. В восточной части (район хр. Танхил, хр. Цаган-Шибэту) прослеживаются узкие полосы развития ордовикских и нижнесилурийских, также терригенных отложений, подвергшихся складчатости где-то в середине силура. Это позволяет отнести Монгольский Алтай к собственно каледонским сооружениям. Судя по изолированным выходам вулканических образований спилит-диабазового состава, можно предполагать, что кембрийские эвгеосинклинальные толщи Озерной зоны продолжаются и под Монгольский Алтай. В осевой части Монгольского Алтая в строго меридиональном направлении прослеживается Делюно-Юстыдский (Делюно-Сагсайский) прогиб, выполненный девонскими черносланцевыми отложениями, покоящимися несогласно на каледонском основании.

Из структурных элементов, располагающихся к востоку от протерозойского ядра Северного блока, наиболее примечательна серия глубоких герцинских синклинориев, занимающих центральные части Хангайского и Хэнтэйского нагорий. Это — с запада на восток — Хангайский, Хэнтэйский, Даурский (на территории Восточного Забайкалья) и Агинский (входящий в Монголию лишь частично) синклинории. В их пределах развиты мощные и сильно дислоцированные грауваковые и другие обломочные толщи девона и карбона, образовавшиеся за счет размыва смежных поднятий, сложенных догерцинскими комплексами. Хотя непосредственных соотношений с этими более древними комплексами почти нигде нет, есть основания предполагать, что герцинские синклинории формировались на догерцинском консолидированном основании, и поэтому они отнесены к геосинклинальным зонам II типа. По обрамлению всех синклинориев широко развиты однообразные песчано-сланцевые

толщи, местами подвергшиеся высокотемпературному метаморфизму. Возраст этих толщ неясен, часть из них, вероятно, принадлежит нижнему палеозою, но значительная часть, возможно, является более древней, протерозойской. Они слагают краевые и внутренние антиклинории — Шараусгольский, Ундуруланский, Северо-Хэнтэйский и др.

Помимо упомянутых герцинских синклинориев, среднепалеозойские отложения известны в ряде новообразованных прогибов, наложенных на догерцинское основание Северного блока. Наиболее изученным таким прогибом является Керуленский на левобережье р. Керулен.

Из других структур этой части Северного блока необходимо упомянуть узкие зоны глубинных разломов — Баянхонгорского, Керуленского,— сложенные верхнерифейско-кембрийскими эвгеосинклинальными комплексами и подчеркнутые приуроченными к ним гипербазитовыми телами. В современной структуре — это очень узкие линейные зоны, являющиеся, возможно, реликтами более обширных областей развития геосинклинальных структур I типа (заложившихся на океанической коре), которые находились к востоку от протерозойского ядра Северного блока.

В Северном блоке, особенно в его восточной части, широко распространены структуры орогенного этапа развития, как эпикаледонские, так и эпигерцинские. Из них наиболее крупные — верхнепалеозойские (эпигерцинские) Орхон-Селенгинский прогиб, Северо-Гобийская и Ульдзинская впадины и Цэнхиргольская мульда. На западе в пределы Монголии заходит южный борт Тувинского прогиба. Здесь же располагается несколько других небольших эпикаледонских впадин (например, Дэлгэрская).

Южный блок сформировался в основном во время герцинских (средне- и позднепалеозойские) движений, хотя на его юго-востоке появляются и более древние структуры. В отличие от Северного, Южному блоку свойственно выдержанное линейное расположение структурных элементов, образующих плоскую субширотную дугу, слабо выгнутую к югу. Структуры южного блока в какой-то мере дискордантны по отношению к внутренней структуре Северного блока, «срезая», например, под острыми углами субмеридиональные и северо-западные структуры Монгольского Алтая и Озерной зоны.

В наиболее общем виде в составе Южного блока выделяются три крупные зоны: Южно-Монгольская, Уланульско-Тотошаньская и Внутренне-Монгольская.

Южно-Монгольская зона занимает большую часть Южного блока, протягиваясь с запада на восток через всю Монголию. В строении этой зоны главное место занимают среднепалеозойские (до нижнего карбона включительно) типично эвгеосинклинальные комплексы с большим количеством зеленокаменных спилит-диабазовых толщ, кремнистых сланцев, граувакк, андезитов. Именно в этой зоне в Монголии наиболее четко обнаруживается океаническая природа эвгеосинклинальных комплексов. По основной складчатости, относящейся к первой половине карбона, Южно-Монгольская зона принадлежит к герцинидам в их классическом понимании. Обычно в поперечном разрезе Южно-Монгольской зоны довольно хорошо обосабливаются две зоны: северная (в составе Баянлэгской и Сухэбаторской подзон), для которой характерно развитие, главным образом в девоне, крупных известняковых рифов, и внутренняя, в которой подводный вулканизм и глубоководные условия сохранялись вплоть до конца девона. Южный прогиб Южно-Монгольской зоны (в Гобийском Тянь-Шане и Нукут-Дабане) отнесен на схеме (см. рис. 1) к самостоятельным подзонам, в которых предполагается (но не доказано) развитие более древних — ордовикских и силурийских — комплексов.

Уланульско-Тотошаньская зона имеет форму резко изломанной глыбы, заключенной среди эвгеосинклинальных структур Южного блока. Она

сложена протерозойскими и нижнекембрийскими отложениями, близкими одновозрастным образованиям Северного блока. Тектоническая природа этой зоны, как увидим ниже, интерпретируется по-разному: либо допускается ее аллохтонное залегание на эвгеосинклинальных комплексах Южного блока, либо раннекаледонские структуры этой зоны рассматриваются в качестве реликта «микроконтинента», отторгнутого в среднем палеозое от Северного блока.

Внутренне-Монгольская зона занимает крайний юг Монголии, составляя, очевидно, лишь небольшой отрезок значительно более протяженной зоны, простирающейся в пределах Китая к северу от Китайской платформы. Внутренне-Монгольская зона, как и Южно-Монгольская, сложена эвгеосинклинальными комплексами, но более молодыми, так как возрастной объем их охватывает весь верхний палеозой от нижнего карбона до верхней перми включительно. Основные складкообразовательные движения относятся здесь к рубежу палеозоя и мезозоя и, может быть, даже к началу мезозоя.Северная часть Внутренне-Монгольской зоны (Даланульско-Лугингольский прогиб), вероятно, наложена на доверхнепалеозойские структуры Южного блока — здесь широко развиты флишевые толщи и массивы рифовых известняков. Южная часть зоны (Солонкерский прогиб) характеризуется типично эвгеосинклинальным разрезом с обилием тел гипербазитов.

Почти повсеместно в Южном блоке на герцинском складчатом основании несогласно располагаются эпигерцинские орогенные структуры. Обычно это небольшие грабены и мульды, выполненные наземными вулканитами и молассами. Только на среднем ее отрезке появляются более крупные структурные образования, такие, как Ноянсомонская и Баянобинская впадины.

Большую роль в формировании всех структур Монголии играли разломы. Они определяют основное направление простираний складчатых поясов и структурно-формационных зон. В них преобладают два главнейших направления: северо-западное и северо-восточное, во многих местах образующие торцовые сочленения.

В местах таких сочленений часто возникают другие направления простираний — субмеридиональные и субширотные.

Разломы контролируют нередко размещение интрузивных формаций и некоторых видов полезных ископаемых. Последние, как это все более выясняется, закономерно связаны с основными структурными элементами и формационными комплексами, их выполняющими.

Приведенная схема тектонического районирования, естественно, не отображает всей сложности картины тектоники Монголии: на ней лишь показаны главнейшие ее черты.

ГЛАВА III

СТРУКТУРЫ И ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ

ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ И ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Протерозойские складчатые комплексы слагают фундамент каледонид и отдельные массивы в области развития герцинских складчатых структур. Наиболее обширные выходы древнейших комплексов расположены в северной части страны, в районах, прилегающих к докембрийским структурам Забайкалья, Восточного Саяна и Тувы. Так, из Забайкалья на территорию Монголии, в пределы Восточного Прихубсугулья, протягиваются древние комплексы Хамардабанского антиклинория; из Джидинской зоны в окрестности г. Сухэ-Батор переходят кристаллические сланцы и гнейсы, слагающие восточное окончание Бутулиннуринского поднятия; протерозойские образования Западного Прихубсугулья непосредственно связаны с аналогичными сериями пород Восточного Саяна и Сангиленского нагорья; много общих черт наблюдается также в строении древних толщ хребта Хан-Хухей и южных районов Тувы.

Менее значительные выступы протерозойского основания наблюдаются в центральных и южных районах страны. Ряд выходов метаморфических пород известен по западной окраине Хангайского нагорья под общим названием Сонгинского выступа докембрия. В центральной части Хангая, вдоль северного склона Тарбагатайского хребта, располагаются метаморфические образования Тарбагатайского выступа. Еще южнее, по южному краю Хангайского нагорья, выступают на поверхность древние породы Байдарикского поднятия. К западу от них находятся многочисленные мелкие участки протерозойских отложений, объединяемых под общим названием Буянтинского выступа. На востоке страны древние карбонатные и вулканогенно-сланцевые отложения слагают ряд изолированных выходов в Средней Гоби, в бассейне р. Керулен и на правобережье р. Онон. На крайнем юге наиболее значительные площади протерозойских образований наблюдаются в так называемом Уланульском поднятии и в хребте Тото-Шань.

Стратиграфическое расчленение протерозойских комплексов. Решение проблемы стратиграфического расчленения докембрия Монголии встречает значительные трудности. Это прежде всего объясняется сложной геологической историей этого интереснейшего региона Центральной Азии, в котором докембрийские образования испытали влияние раннекаледонских, герцинских и мезозойских тектонических движений и магматизма. Данное обстоятельство весьма усложняет использование для расчленения докембрия радиометрических данных, что наряду с незначительным количеством органических остатков делает создание единой стратиграфической шкалы докембрия Монголии чрезвычайно трудной задачей. Исходными данными для такой шкалы служат единичные K/Ar датировки древних толщ Монголии, видовой состав встречающихся в них онколитов и корреляционные связи этих толщ с несколько лучше изученными докембрийскими отложениями соседних районов СССР. Эти корреляции, однако, не могут однозначно определить возраст рассматриваемых толщ,

поскольку в стратиграфии докембрия прилегающих районов Сибири еще остается много дискуссионных вопросов.

Наиболее важным для нас является вопрос о возрасте слюдянского комплекса Восточного Саяна и Хамар-Дабана, так как с этим комплексом параллелизуются наиболее древние толщи докембрия Монголии. Высокий метаморфизм пород слюдянского комплекса заставляет многих исследователей (Докембрий Восточного Саяна, 1964; Геохронология докембрия Сибирской платформы..., 1968) сильно понижать (вплоть до архея) его возраст. Однако анализ литературы и наши геологические наблюдения на территории Монголии подтверждают стратиграфическую схему А. Д. Смирнова (Смирнов и др., 1967), согласно которой слюдянский комплекс имеет среднепротерозойский возраст, а перекрывающий его гарганский карбонатный комплекс относится к нижнему рифею. В настоящее время можно предложить следующую схему стратиграфии древнейших отложений Монголии, соответствующую имеющимся радиометрическим, биостратиграфическим и реальным геологическим данным (табл. 1).

Таблица 1

Схема стратиграфии древнейших отложений Монголии

Возраст		Комплекс	Область развития и обоснование возраста
Палеозой	Кембрий	Дархатско-Хубсугульский (сархой-боксонский)	Западное Прихубсугулье и южный склон хр. Хан-Хухей. В карбонатной части комплекса содержатся средне- и верхнерифейские, а также многочисленные вендские формы онколитов. Самая верхняя часть комплекса по онколитам, археоциатам и трилобитам относится к кембрию. Перекрывает, с конгломератами в основании, зеленосланцевый комплекс Западного Прихубсугулья. Гранитная галька в конгломерате по K/Ar методу дает возраст 820 млн. лет
Верхний протерозой	Верхний рифей — венд		
	Средний рифей	Зеленосланцевый комплекс (окинская свита и верхний гнейсовый комплекс)	Западное и Восточное Прихубсугулье, северный склон хр. Хан-Хухей и др. Перекрывает карбонатный комплекс: на северном склоне хр. Хан-Хухей согласно, через переслаивание; в Западном Прихубсугулье — с размывом; в Восточном Прихубсугулье — с угловым несогласием. В Средней Гоби содержит онколиты среднего рифея
	Нижний рифей	Карбонатный комплекс	Западное и Восточное Прихубсугулье, северный склон хр. Хан-Хухей и др. В Западном Прихубсугулье содержит нижнерифейские формы онколитов
Средний протерозой		Нижний гнейсовый комплекс	Баян-Хонгорский выступ, Восточное Прихубсугулье. Согласно подстилает карбонатный комплекс Восточного Прихубсугулья; в Баян-Хонгорском выступе есть K/Ar датировка 1900 млн. лет

На тектонической карте (см. рис. 64) нижний гнейсовый комплекс объединен с карбонатным, зеленосланцевый комплекс выделен самостоятельно, а дархатско-хубсугульский подразделен на две части: терригенно-вулканогенную и карбонатную.

Краткая формационная характеристика протерозойских образований. Несмотря на большое разнообразие типов пород, наблюдаемых в настоя-

щее время в различных районах развития протерозойских образований, их формационный состав сравнительно беден. Это объясняется ритмическим чередованием во времени сходных обстановок седиментации, которое лишь немного осложняется наложением вулканических процессов. Для выявления особенностей формационного состава протерозойских комплексов необходимо, естественно, «снимать» метаморфизм, который проявлялся неоднократно и имеет полифациальный, нередко зональный или пятнистый характер. В результате регионального динамотермального метаморфизма протерозойские толщи были метаморфизованы в фации зеленых и филлитовых сланцев. Последующий неоднократно проявлявшийся (в протерозое, палеозое, а иногда и мезозое) плутонический и отчасти контактовый метаморфизм протекал в условиях альмандин-амфиболитовой фации и привел к глубокому преобразованию древних толщ.

Древнейший комплекс отложений относится к терригенной формации, первоначально представленной мощной толщей глинисто-песчаных пород, в верхней части которой появляются отдельные редкие прослои карбонатных пород и железистых кварцитов. В средней части толщи к глинисто-песчаным осадкам, по-видимому, добавлялось еще некоторое количество известкового материала, благодаря чему впоследствии образовались амфиболовые гнейсы. Достоверные выходы нижней терригенной формации известны в Баян-Хонгорском выступе и в Восточном Прихубсугулье; к ней же, возможно, относятся биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы района г. Сухэ-Батор.

Нижняя терригенная формация во времени (примерно в нижнем рифее) сменяется широко распространенной нижней карбонатной формацией, представленной обогащенными органическим веществом известняками с подчиненным количеством песчано-глинистых пород и кварцитов. Образования данной формации — графитистые мраморы с прослоями кварцитов, кристаллических сланцев и гнейсов — наблюдаются почти во всех крупных выходах докембрия в северной и северо-западной части страны.

Карбонатная формация в среднем рифее сменяется верхней терригенной и зеленосланцевой (терригенно-вулканогенной) формациями. Первая постепенно сменяет карбонатную формацию в северо-западной части Монголии, на северном склоне хр. Хан-Хухей. Метапелиты этой формации претерпели метаморфизм амфиболитовой фации, частичную мигматизацию и гранитизацию, вследствие чего эти образования ранее относили к нижней терригенной формации. Терригенно-вулканогенные образования зеленосланцевой формации широко развиты на остальной территории северной половины страны, где они сменяют карбонатную формацию — местами согласно, местами с размывом и угловым несогласием. Зеленосланцевая формация завершает геосинклинальное развитие протерозойско-рифейского фундамента каледонид.

Новый этап тектонического развития северной и центральной Монголии начинается с образования пестроцветной терригенно-вулканогенной (дархатская серия) формации (Зайцев, Ильин, 1970), которую можно рассматривать в качестве редуцированных орогенных образований рифеид. В то же время вверх по разрезу породы пестроцветной формации согласно сменяются доломитами, известняками и сланцами верхней карбонатной формации, которая уже принадлежит каледонскому геосинклинальному этапу.

Приведенная выше краткая характеристика формационного состава протерозойских отложений свидетельствует о чередовании периодов оживления тектонических движений (терригенные и терригенно-вулканогенные формации) и периодов относительного тектонического покоя (карбонатные формации). Однако, несомненно, что эта простая схема в латеральном направлении может видоизменяться.

Основные черты интрузивного магматизма. К интрузиям протерозойского возраста относятся огнейсованные граниты, плагиограниты,

гранодиориты, реже тоналиты и диориты, пространственно тесно связанные с протерозойскими толщами. Протерозойские гранитоиды развиты как на севере страны (Прихубсугулье, Сонгинский, Бутулиннуринский, Буянтинский выступы, хр. Эрэн-Дабан), так и на юге Монголии (хребты Тото-Шань, Нукут-Дабан, Улан-Ульская зона). Как правило, они представлены мелкими (10 *км*^{2}) или средними (100—300 *км*^{2}) телами. На юге страны известны и более крупные массивы площадью до 1000 *км*^{2}. Массивы и тела обычно имеют сложную конфигурацию и ориентированы согласно со структурами верхнепротерозойских толщ. В хр. Эрэн-Дабан они группируются в полосу северо-восточного простирания, протяженностью около 200 *км*. Среди них выделяются две возрастные группы. Формирование первой из них произошло между накоплением карбонатной части нижнего структурного комплекса и верхним зеленосланцевым комплексом. Образование интрузий более высокого уровня осуществлялось во второй половине рифея (предсархойский перерыв).

Протерозойские интрузии первой группы характеризуются двуслюдяными и биотитовыми, реже биотит-роговообманковыми, лейкократовыми и аляскитовыми гранитами, гранито-гнейсами и гранодиоритами; им подчинены плагиограниты, тоналиты и диориты. Часть из этих гранитоидов, видимо, образовалась путем метасоматического замещения протерозойских толщ. Другая часть (в хр. Эрэн-Дабан и в междуречье Дзабхан-Хунгуй-Гол) принадлежит магматическим образованиям.

Гранитоиды второй группы представлены серыми неравномернозернистыми, иногда порфировидными гранито-гнейсами, двуслюдяными гранитами и гранодиоритами. Во многих телах Прихубсугулья часто наблюдается незакономерное чередование двуслюдяных гранитов с гранодиоритами и гранито-гнейсами, что также скорее говорит в пользу их происхождения путем магматического замещения.

В настоящее время из-за слабой изученности очень трудно наметить какие-либо отличия между различными по возрасту протерозойскими гранитоидами. Все они принадлежат к известково-щелочному ряду пород и по химизму варьируют в основном от гранитов до гранодиоритов и по сравнению со средними типами пород по Дэли характеризуются повышенной щелочностью и пониженным содержанием полевошпатовой извести и глиноземистостью. С протерозойскими гранитоидами тесно связаны жилы пегматитов, аплитов и гидротермального кварца. Сами массивы и отдельные гранитоидные тела обычно сопровождаются зонами мигматизации.

Металлоносность протерозойских гранитоидов практически не изучена. Имеются лишь указания (данные В. А. Благонравова) на связь с ними в Идерской зоне и хр. Эрэн-Дабан проявлений иттриевых и цериевых редких земель и ряда редких металлов (цирконий, ниобий, тантал, торий). На близкую ассоциацию элементов-примесей указывает и И. С. Богуславский (Богуславский, Рассказчиков, 1966) для Бутулиннуринского выступа. В качестве акцессорных минералов для протерозойских гранитоидов очень характерны гранат и турмалин.

Протерозойский возраст рассматриваемых гранитоидов определяется приуроченностью их исключительно к средне-верхнепротерозойским толщам и отсутствием их в позднедокембрийских—нижнекембрийских отложениях. Выделение более древней группы устанавливается на основании прорывания ею пород нижнего структурного комплекса (гнейсовых и карбонатных толщ) протерозоя и наличием гальки в конгломератах верхнего зеленосланцевого структурного комплекса (хр. Эрэн-Дабан, Средняя Гоби, в районе станции Хара-Айрак и др.). Интрузии более молодой группы выделяются на основании прорывания ими обоих структурных комплексов протерозоя, отсутствия их среди верхнедокембрийско-нижнекембрийских образований и присутствия в базальных конгломератах сархой-

ской (дархатской) серии, залегающей в основании этих образований, гальки гранитов с радиометрическим возрастом 823 млн. лет (Зайцев, Ильин, 1970).

Характеристика протерозойских отложений. В Западном Прихубсугулье протерозойский структурный комплекс широко распространен в пограничных с СССР районах, куда непосредственно прослеживаются протерозойские структуры Восточной Тувы и Восточного Саяна. Древнейший комплекс состоит из двух частей: нижней, гнейсово-карбонатной, и верхней, зеленосланцевой. На территории Монголии полностью вскрыта лишь верхняя его часть. Нижняя часть представлена здесь лишь своими верхами, к которым относятся преимущественно карбонатные толщи, в то время как низы ее, которым отвечают гнейсовые толщи, доступны для наблюдений лишь в соседних районах СССР.

В нижней части комплекса в Западном Прихубсугулье господствуют известняки, обычно в той или иной степени мраморизованные. Подчиненную роль играют кристаллические сланцы, метаморфизованные в амфиболитовой фации. Верхней части отвечает окинская свита, выполняющая глубокие, сравнительно узкие «зеленокаменные» синклинории, лучшим примером которых является Шишхидский синклинорий в бассейне р. Шишхид-Гол. Она образована «зелеными сланцами»: эпидот-серицитовыми, серицитовыми, альбитовыми, хлоритовыми, актинолитовыми и др. В основе этих пород лежат как терригенные, так и вулканические образования различного состава. Примечательно появление горизонтов грубообломочных терригенных пород, которые спорадически встречаются как в базальных горизонтах окинской свиты, так и по всему ее разрезу. Среди галек конгломератов имеются граниты, по-видимому, представляющие древнейшие гранитоидные интрузии Монголии. Окинская свита залегает всегда на карбонатных толщах нижней части протерозойского комплекса, причем на различных его горизонтах. Структурное несогласие в основании этой свиты отсутствует, однако вряд ли следует сомневаться в наличии перерыва, признаки которого были затушеваны позднейшими интенсивными дислокациями.

В составе древнейшего структурного комплекса, судя по галькам гранитов в конгломератах окинской свиты и лежащей выше верхнерифейской дархатской серии, имеются гранитные тела, принадлежащие двум различным по времени интрузивным комплексам. Достоверных данных о том, какие именно из многочисленных и разнообразных гранитоидных массивов следует относить к этим комплексам, нет. Наиболее вероятно, что более древний из них представляют светлые лейкократовые пегматоидные граниты, широко развитые среди низов протерозойского комплекса непосредственно у юго-восточных отрогов нагорья Сангилен (правобережье р. Мурен-Гол в верховьях). К другому более молодому комплексу, возможно, относятся крупные массивы биотитовых гранитов и гранодиоритов, в изобилии насыщающие зеленые сланцы окинской свиты, но не встречающиеся в верхнерифейско-кембрийском структурном комплексе.

Возрастной объем древнейшего структурного комплекса не вполне ясен. Верхний его предел находится примерно в основании верхнего рифея. В соседних районах СССР, где известны многочисленные находки рифейских онколитов, этот комплекс включает нижний и средний рифей. Определения абсолютного возраста в этих же районах довольно многочисленны, причем имеющиеся цифры никогда не выходят за пределы верхнего рифея, что, очевидно, не соответствует истинному возрасту этих образований. Нижняя граница возрастного интервала, безусловно, уходит вниз, за пределы рифея, хотя мало вероятно, чтобы она опускалась до глубоких (нижних) горизонтов протерозоя.

Преобладающий тип дислокаций протерозойского структурного комплекса — линейные изоклинальные складки. Одновременно с ними сущест-

вуют более простые складчатые формы, приближающиеся к брахискладкам. Обычное сочетание складок, как это можно наблюдать, например, по крутым склонам долин рек Бусэин-Гол и Хугэин-Гол, выглядит таким образом. Антиклинали сундучного типа с плоским сводом и крыльями, приобретающими более крутые падения по мере удаления от оси складки, разделяются узкими сжатыми линейными синклиналями. Общий структурный рисунок—блоковый, мозаичный, обусловленный в какой-то мере резко проявившимися здесь неотектоническими движениями. Генеральное простирание древних складчатых структур меридиональное, подчеркивающееся такими крупными структурными элементами, как Шишхидский синклинорий и лежащий западнее его Муренский антиклинорий.

В Восточном Прихубсугулье обнажается обширное поле метаморфических пород, протягивающихся в восток-северо-восточном направлении на территорию СССР. По аналогии с соседними районами эти толщи относятся к протерозою, хотя прямых данных об их возрасте на территории Монголии пока не имеется. Однако по составу и стратиграфической последовательности пород метаморфические толщи Восточного Прихубсугулья соответствуют докембрию других районов Монголии и докембрию западного Хамар-Дабана, где эти толщи перекрываются кембрийскими отложениями с фауной археоциат. Докембрийские отложения Восточного Прихубсугулья легко разделяются на три комплекса (хотя на тектонической карте нижние два комплекса объединены), в основном соответствующие сланцево-гнейсовой, сланцево-известняковой и гнейсово-сланцевой свитам А. Х. Иванова (1953). Нам представляется, что на настоящей степени изученности правильнее говорить о разделении докембрия Восточного Прихубсугулья (как впрочем и других районов Монголии) не на свиты, а на комплексы, так как возрастной объем их еще довольно неопределенен, а по литологическим признакам они могут быть расчленены и более дробно.

Протерозойские толщи сложены сильно метаморфизованными и сложно дислоцированными породами. Для нижнего комплекса наиболее характерны разнообразные гнейсы, подчиненную роль играют гнейсово-слюдяные и слюдяные сланцы, амфиболиты и кристаллические известняки. Среди гнейсов преобладают мелко- и среднезернистые биотитовые разности, но достаточно широко развиты двуслюдяные гнейсы, а также биотит-амфиболовые и инъекционные. Все гнейсы — существенно плагиоклазовые породы, кали-натриевый полевой шпат в них отсутствует. Мощность нижнего комплекса ориентировочно оценивается в 4—5 *км*. Выше согласно залегает карбонатный комплекс, представленный главным образом серыми кристаллическими известняками. Наряду с известняками в карбонатном комплексе присутствуют прослои и пачки (до 100 *м*) зеленых и слюдяных сланцев, амфиболитов и гнейсов. Мощность комплекса составляет приблизительно 3 *км*.

Верхний, зеленосланцевый комплекс, очевидно, залегает по отношению к нижним двум комплексам несогласно. Он представлен разнообразными кристаллическими сланцами и гнейсами с прослоями амфиболитов и кристаллических известняков. Среди сланцев встречаются филлитовидные, слюдяные, слюдяно-кварцевые и гнейсово-слюдяные разности. В гнейсах и слюдяных сланцах нередко присутствует гранат и дистен, особенно вблизи разломов. Мощность комплекса зеленых сланцев не поддается точному определению, но она весьма значительна — не менее 4—5 *км*.

В верховьях рек Дзалу-Ури-Гол и Хугшин-Гол отчетливо видно, что нижние два комплекса — гнейсовый и карбонатный — слагают сильно сжатый антиклинорий восток-северо-восточного простирания, прорванный ранне- и позднескладчатыми гранитами. Первые представлены крупными массивами серых среднезернистых биотитовых гранитов, приуроченными

к ядру антиклинория. Вторые располагаются в южном крыле антиклинория, среди карбонатной толщи, и представлены мелко- и среднезернистыми лейкократовыми мусковитовыми гранитами. В отличие от прочих районов развития докембрия в Монголии, здесь практически не наблюдается влияния более молодых магматических проявлений, в связи с чем можно было бы ожидать, что радиометрические цифры возраста этих интрузий в какой-то мере характеризуют возраст складчатости данных толщ. Однако полученные нами датировки (310 и 334 млн. лет) [1] настолько не соответствуют всему геологическому материалу, что их можно рассматривать лишь как результат каких-то скрытых процессов «омоложения», т. е. процессов, не имеющих ощутимых структурных или минералогических проявлений.

Породы двух нижних комплексов собраны в серию изоклинальных складок, причем нередко наблюдаются также явления будинажа более крепких прослоев и пегматитовых жил, связанных с раннескладчатыми биотитовыми гранитами. Простирание толщ при общих крутых или немного опрокинутых к югу падениях изменяется от восток-северо-восточных в верховьях р. Хугшин-Гол до северо-западных на правобережье р. Дзалу-Ури-Гол. Еще западнее, на левобережье р. Хуху-Гол, в ее среднем течении, пласты графитсодержащих мраморов карбонатного комплекса простираются в северо-западном направлении (300—315°) и резко обрываются по разлому северо-восточного простирания. Этот разлом прослеживается на значительное расстояние вверх по долине р. Ури-Гол и несколько ниже устья р. Хугшин-Гол сочленяется с аналогичным разломом юго-восточного простирания, проходящим по левобережью р. Усун-Хучжир-Гол. Таким образом, в северной части бассейна р. Ури-Гол наблюдается периклинальное окончание крупного антиклинория, представляющего собой юго-западную ветвь западного Хамар-Дабана. В южном крыле этого антиклинория выколот крупный блок, на месте которого сформировалась эффузивно-терригенная толща пород, впоследствии преобразованная в зеленосланцевый комплекс.

Породы сланцевого комплекса довольно сильно дислоцированы, но простирания их на большей части площади весьма выдержанные (северо-восточные 40—50°), а падения в основном крутые северо-западные. Подобные резко несогласные соотношения структур сланцевого комплекса и более древних отложений западного окончания Хамар-Дабана, очевидно, свидетельствуют о тектоно-денудационном перерыве перед формированием верхнего (сланцевого) комплекса. Этот перерыв, но без структурного несогласия, прослеживается и в Западном Прихубсугулье, где в основании зеленосланцевого комплекса наблюдаются конгломераты с галькой подстилающих пород. Тектонические подвижки и несогласные соотношения верхней части докембрийского разреза по отношению к нижележащим толщам наблюдаются также в западном Хамар-Дабане (Никитина, Сумин, 1957) и в Джидинском районе (Налетов, 1961). Таким образом, имеются основания полагать, что на значительной площади Северной Монголии и в некоторых соседних районах СССР время формирования зеленосланцевого комплекса было самостоятельным этапом геологической истории этих регионов.

На северном склоне хр. Хан-Хухей развиты оба протерозойских комплекса — нижний и верхний. Нижний комплекс представлен своей верхней частью— карбонатной толщей, в основном отвечающей хангилцигской свите В. А. Амантова (1963). По данным И. П. Палея, из этой свиты нужно исключить кварцито-сланцево-конгломератовую толщу, развитую восточнее Хиргис-сомона. Эта толща несогласно перекрывает графитистые мраморы в районе горы Булагаин-Хайрхан-Обо

[1] Лаборатория геохронологии Института геологии и геофизики СО АН СССР, сообщение 559, пробы № 4794 и 4795.

и в своих нижних горизонтах, представленных серыми известняками, содержит онколиты юдомского комплекса. Разрез карбонатной толщи в настоящее время представляется в следующем виде (снизу вверх):

	Мощность, *м*
1. Графитистые мраморы и известняки с прослоями биотит-гранатовых сланцев и кварцитов . . . . . видимая	100
2. Двуслюдяные гнейсы с прослоями графитовых сланцев, кварцитов и мраморизованных известняков	80
3. Мраморы графитистые, с горизонтами (до 20 *м*) кварцитов, местами содержащих магнетит	500
4. Тонкое переслаивание мраморизованных известняков с кварцитами и биотитовыми кристаллическими сланцами	400
5. Мелкозернистые гранат-кварц-биотитовые сланцы с отдельными горизонтами графитистых мраморов и гранатовых амфиболитов . .	600

Разрез прослежен к западу от меридионального отрезка р. Хангилцагиин-Гол до долины р. Нарин-Гол. В правом броту долины р. Нарин-Гол, а также к западу от р. Тургэн-Гол, отчетливо видно, что карбонатная толща вверх по разрезу постепенно, через переслаивание, сменяется кристаллическими сланцами и гнейсами гнейсово-сланцевой толщи. Из-за более сильного метаморфизма (амфиболитовая фация, с широким развитием явлений магматизма и гранитизации) эта толща ранее (Маринов, 1957) относилась к самым низам докембрийского разреза Монголии.

Разрез гнейсово-сланцевой толщи, по стратиграфическому положению сопоставляемой с верхним, зеленосланцевым комплексом, прослеживается по р. Хангилцагиин-Гол от устья р. Тургэн-Гол на восток и далее в бассейне р. Барун-Туру-Гол. В нижних горизонтах этой толщи наблюдается чередование биотитовых и биотит-амфиболовых кристаллических сланцев и гнейсов с прослоями графитистых мраморов и амфиболитов. Вверх по разрезу сначала исчезают карбонатные прослои, затем уменьшается и количество амфиболовых разностей. Верхняя часть гнейсово-сланцевой толщи, обнажающаяся в водораздельной части хр. Хан-Хухей, в основном представлена биотит-гранатовыми гнейсами с кордиеритом и силлиманитом; гнейсы сильно мигматизированы, нередко включают шлировые выделения пегматитов и более крупные согласные тела автохтонных гранито-гнейсов. Меланократовые разности гнейсов имеют здесь резко подчиненное развитие. Общая мощность гнейсово-сланцевой толщи оценивается в 2500—3000 *м*.

Основные гранитные массивы расположены в области развития верхней, гнейсово-сланцевой толщи; видимо, этим и объясняется более высокая степень метаморфизма его пород. Выделяются две возрастные группы гранитов. Первая представлена крупными массивами серых среднезернистых биотитовых гранитов, аналогичных отмеченным выше телам гранито-гнейсов. Контакты их с вмещающими породами также во многих случаях постепенные. Радиометрический возраст их по K/Ar методу составляет 471 млн. лет (проба 4798) [1].

Вторая группа представлена розовыми порфировидными гранитами с незначительным количеством темноцветных. С этими гранитами связана мощная дайковая серия, пегматитовые жилы и интенсивная фельдшпатизация гнейсовой толщи и гранитов первой группы. Они отличаются более молодыми цифрами возраста — 395 млн. лет (проба 4797) [1].

Протерозойский возраст рассматриваемых отложений северного склона хр. Хан-Хухей определяется несогласным перекрытием их кварцито-сланцево-конгломератовой толщей, содержащей в прослоях известняков онколиты, характерные для юдомского комплекса Советского Союза. Со-

[1] См. сноску на стр. 25.

поставляя карбонатную толщу нижнего комплекса с графитистыми мраморами муренской свиты Западного Прихубсугулья и гарганской свитой Восточного Саяна, можно условно датировать ее возраст нижним рифеем. Вышележащая гнейсово-сланцевая толща (тесская свита В. А. Аманатова) параллелизуется нами с зеленосланцевым комплексом Прихубсугулья и относится к среднему рифею.

Дислокации протерозойских комплексов северного склона хр. Хан-Хухей весьма просты — это простые открытые синклинали и антиклинали субмеридионального простирания и пологие брахиформные структуры, лишь местами осложненные складками низших порядков. В районе горы Булагаин-Хайрхан-Обо отмечается куполовидное поднятие диаметром в несколько километров. С юго-востока это поднятие, сложенное графитистыми мраморами карбонатной толщи нижнего комплекса, сочетается с узкой широтной синклинальной структурой, выполненной биотитовыми и биотит-амфиболовыми сланцами и гнейсами верхнего комплекса. Подобное соотношение исключает возможность иного толкования стратиграфического положения карбонатной и гнейсово-сланцевой толщ. Необходимо отметить, что несмотря на существование предвендских дислокаций, основной и наиболее сильный метаморфизм протерозойских отложений произошел в раннем палеозое.

В Бутулиннуринском выступе в окрестностях г. Сухэ-Батор обнажается мощная (порядка 3000 *м*) толща биотитовых, биотит-амфиболовых гнейсов и амфиболитов, которая ранее была условно отнесена к нижнему протерозою. Эта толща метаморфизована в условиях альмандиново-амфиболитовой фации регионального прогрессивного метаморфизма (Богуславский, Рассказчиков, 1966). Прямых данных о ее возрасте не имеется. Судя по предполагаемому первоначальному составу толщи (песчано-глинистые отложения со значительным количеством основных эффузивов), ее можно условно параллелизовать со слюдянским комплексом Восточного Саяна и Хамар-Дабана и относить к среднему протерозою. Гнейсовая толща смята в серию сложных складок нескольких порядков, нередко с вертикальными падениями крыльев. Простирание складок северо-западное — 320—330°. Протерозойские отложения подверглись воздействию гранитоидов Сундульского массива, с которым связано образование разнообразных по форме мигматитов. Весьма примечательно, что процессы мигматизации по времени относятся к раннему мезозою. Это доказывается абсолютным возрастом гранитов Сундульского массива (236∓25 млн. лет) [1] и широким развитием мигматитов точно такого же типа (главным образом теневых мигматитов) в эффузивно-осадочных отложениях кембрия и триаса, развитых в центральных и западных частях Бутулиннуринского поднятия. Ранее (Богуславский, Рассказчиков, 1966) считали, что это поднятие почти целиком сложено породами нижнего протерозоя. По данным И. П. Палея, бóльшая часть этой структуры образована эффузивно-осадочной толщей кембрия, плащеобразно перекрывающей докембрийские гнейсы, которые выходят на поверхность только в северо-восточной части поднятия. Кембрийская толща залегает очень полого, причем в районе сомона Цаган-Нурыин видно, что кембрийские отложения прослеживаются до центральной части хребта. Там удалось проследить непрерывный ряд метаморфических изменений пород вулканогенной толщи кембрия от крыльев Бутулиннуринского поднятия к его осевой части. Эти изменения свидетельствуют об избирательно-метасоматическом преобразовании эффузивов в гнейсо-граниты. Вначале в породе появляется редкая точечная вкрапленность полевого шпата, затем фельдшпатизация усиливается, возникают линзовидные прослойки мигматитов, которые в конце концов почти полностью замещают материнскую породу. В середине этого процесса нередко образуются крупно-

[1] Лаборатория ЦНИГРИ, К/Ar метод.

зернистые породы типа габбро или габбро-амфиболитов: среди кристаллов полевого шпата располагаются реликты основных эффузивов в виде перекристаллизованных выделений роговой обманки и хлорита. На конечных стадиях замещения в мигматитах появляются ксеноморфные выделения кварца, благодаря чему порода принимает гранитоидный облик. Процесс мигматизации хотя в целом и усиливается от краевых частей Бутулиннуринского поднятия к его центру, но он идет не сплошным фронтом, а избирательно — даже пласты теневых мигматитов чередуются со слабо измененными эффузивными породами, количество которых уменьшается к осевой части поднятия.

В Сонгинском выступе, по данным В. А. Благонравова и В. И. Гольденберга, среди протерозойских отложений общей мощностью около 3000 *м* выделяются две толщи: гнейсово-сланцевая, сложенная амфиболовыми и биотит-амфиболовыми плагиогнейсами с редкими прослоями мраморов и амфиболитов, и известняково-амфиболитово-сланцевая, состоящая из амфиболитов, слюдяных и амфиболовых сланцев, мраморов и известняков. Не исключено, что развитые здесь сравнительно глубоко метаморфизованные породы были обусловлены наложенными процессами и что обе толщи принадлежат верхнему комплексу. Протерозойские отложения в этом районе несогласно перекрываются вулканогенными породами дзабханской свиты раннекаледонского геосинклинального комплекса. Протерозойские толщи дислоцированы здесь преимущественно в субмеридиональные, сравнительно напряженные складки, обычно осложненные плойчатостью и гофрировкой.

В Байдарикском выступе протерозойские образования слагают довольно широкую северо-западного простирания полосу, протягивающуюся на расстоянии около 300 *км*. Они, согласно данным Н. С. Богуславского, С. П. Мормиля, Ю. М. Логинова и А. А. Храпова, расчленяются на три разделенные перерывами толщи. Нижняя из них состоит из биотитовых кристаллических сланцев и гнейсов, которые в верхах содержат прослои слюдистых кварцитов. Мощность ее — около 1000 *м*. Средняя толща, мощностью 3000 *м*, сложена кварцитами и биотитовыми сланцами, чередующимися с мраморизованными известняками и графитистыми мраморами. Верхняя толща образована биотитовыми, мусковитовыми, хлорит-биотитовыми и актинолитовыми сланцами с прослоями песчаников, гравелитов, мраморизованных известняков, измененных эффузивных пород. Мощность верхней толщи достигает 2500 *м*.

Нижняя и средняя толщи объединяются в нижний комплекс, верхняя относится к верхнему комплексу. В. И. Тихонов высказал предположение, что в Байдарикском блоке интенсивно метаморфизованы позднерифейско-нижнекембрийские отложения, а более древние протерозойские образования здесь отсутствуют. Однако такому мнению противоречат цифры радиологического возраста метаморфических пород. Согласно данным Д. Андреаса и других немецких геологов, абсолютный возраст скарнированного мрамора из нижней толщи более древнего комплекса равен 1,9 млрд. лет, а актинолитовых сланцев, принадлежащих верхнему комплексу,— 840 млн. лет [1].

В пределах Байдарикского выступа характер дислокаций протерозойских отложений подчинен общему линейному структурному рисунку всего блока, линейность которого обусловлена устойчивым северо-западным простиранием частных структур, а также ограничивающих (Баян-Хонгорский, Ихэбогдинский) и осложняющих его разломов. По представлениям Л. П. Зоненшайна, древние метаморфические толщи слагают протерозойское ядро, граничащее по разломам на северо-востоке со среднепалеозойскими грабенами, на юго-западе с Ихэбогдинской шовной зо-

[1] Лаборатория Института минералогии и учения о месторождениях Горной академии Фрайберга (ГДР), пробы В-41/1, 148/8—9.

ной. На западную часть протерозойского ядра накладывается Буцаганская мульда, выполненная каменноугольными отложениями.

Во внутренней структуре протерозойского ядра усматриваются узкие, сильно сжатые, часто изоклинальные складки, вытянутые в северо-западном направлении. Тому же простиранию подчинена ориентировка нижнепалеозойских массивов, прорывающих протерозойские толщи. Вблизи разломов, особенно по северо-восточной окраине протерозойского ядра, слагающие его образования превращены в гранито-гнейсы, мигматизированы и нередко гранитизированы.

В Тарбагатайском выступе отдельные небольшие по размерам участки, сложенные метаморфическими породами, заключены среди полей развития палеозойских гранитоидов. В пределах этого выступа основную роль играют кристаллические сланцы, биотитовые, биотит-мусковитовые и амфиболовые гнейсы, мощность которых составляет около 3000 *м*. Среди них широко развиты послойные тела верхнепротерозойских гранитоидов и пегматитов. Эти метаморфические породы могут относиться и к нижнему комплексу докембрия и с равным правом могут быть интенсивно измененными производными верхнего зеленосланцевого комплекса.

Протерозойские толщи в пределах Тарбагатайского выступа смяты в мелкие напряженные складки, осложненные гофрировкой и плойчатостью. Господствуют северо-западные и меридиональные простирания складок, являющихся поперечными по отношению к ориентировке самого выступа.

Западнее Тарбагатайского выступа (в пределах раннекаледонской Идэрской зоны) имеется ряд выходов протерозойских пород, которые группируются в субширотную полосу, ограниченную с севера Хангайским, а с юга Болнайским разломами. Верхнепротерозойские плагиогнейсы, амфиболовые сланцы и мраморизованные карбонатные породы собраны в них в сложные изоклинальные складки, осложненные плойчатостью и гофрировкой. Складки характеризуются довольно крутыми (порядка 80—70°) углами падения на крыльях и северо-восточной или северо-западной ориентировкой осей. Массивы и тела верхнепротерозойских гранитоидов конформны со структурами метаморфических толщ и вытянуты согласно с простиранием складок. Тому же направлению подчинены гнейсовидные текстуры, наблюдавшиеся в этих телах и массивах.

В Буянтинском выступе верхнепротерозойские отложения слагают многочисленные, но небольшие по площади, участки. Здесь выделяются три согласно пластующиеся толщи. Нижняя, сланцево-гнейсовая, состоит из биотитовых и амфиболовых сланцев и гнейсов, содержащих прослои амфиболитов и мраморов. Мощность ее — около 2000 *м*. Средняя толща сложена в основном мраморами с отдельными горизонтами кристаллических сланцев, кварцитов, амфиболитов. Мощность средней толщи — 1500—2000 *м*. Верхняя зеленосланцевая толща, мощностью 2000 *м*, представлена серицитовыми, хлорит-актинолитовыми и другими сланцами с прослоями мраморизованных известняков и кварцитов.

В Северо-Восточной Монголии протерозойские образования широко распространены в междуречье Онона и Керулена (хр. Эрэн-Дабан, Гурбанский выступ). Они известны также на правом берегу р. Керулен, к югу от сомона Идэрмэг, и на северо-востоке страны. Почти повсеместно они принадлежат верхнему зеленосланцевому комплексу, и только в хр. Эрэн-Дабан на незначительной площади развиты более древние отложения нижнего комплекса.

Протерозойские образования слагают разновеликие, угловатой или изометричной, формы блоки, обычно ограниченные разломами и выступающие на поверхность из-под более молодых отложений.

В хр. Эрэн-Дабан к нижнему комплексу относятся слюдяные, роговообманковые и хлорит-серицитовые сланцы, плагиогнейсы, амфиболиты,

графитизированные мраморы, местами содержащие остатки плохо изученных проблематик. Видимая мощность этого комплекса — 1200—1500 *м*. Верхний комплекс, располагающийся с несогласием и перерывом на нижнем, образован углисто-кварц-серицитовыми, серицит-хлоритовыми, кварц-актинолитовыми и другими сланцами с подчиненным количеством метаморфизованных песчаников, конгломератов, зеленокаменных эффузивов, известняков. Местами породы интенсивно метаморфизованы и превращены в двуслюдяные и биотитовые кристаллические сланцы и плагиогнейсы. В нижней части комплекса, общая мощность которого составляет 2500—3000 *м*, содержатся верхнепротерозойские микрофитофоссилии.

Нижний комплекс прорывается гранитоидами, галька которых встречается в верхнем комплексе.

Оба протерозойских комплекса участвуют в строении Эрэндабанского горст-антиклинория, вытянутого в северо-восточном направлении. С северо-запада он отделяется крупным Ононским разломом от Хангай-Хэнтэйской зоны, с юго-востока — Ульдзинским разломом от верхнепалеозойской Ульдзинской впадины. Протерозойские породы в пределах рассматриваемой структуры смяты в линейные складки с господствующим северо-восточным простиранием. Горст-антиклинорий разбит на различные по величине блоки, ориентировка которых подчинена генеральному северо-восточному направлению. В ряде блоков наблюдаются мелкие складки с амплитудами в 1—2 *км*, однако более обычно моноклинальное залегание слоев. Крылья складок и моноклинали вблизи разломов характеризуются крутыми (60—80°) углами падения. В замках складок слои залегают достаточно полого (от 10 до 30°). Протерозойские интрузии слагают небольшие конформные тела, вытянутые согласно с простиранием пород нижнего комплекса.

В расположенном южнее Гурбанском выступе, образованном верхним зеленосланцевым комплексом, устанавливается смена общего субмеридионального простирания в западных частях выступа на субширотное в восточных. Слои деформированы в напряженные складки с углами падения 60—80°.

На правобережье р. Керулен, южнее сомона Идэрмэг, развит только верхний комплекс протерозоя, выступающий на поверхности в виде субширотной полосы, длиной около 50 *км* при ширине 20 *км*. Он представлен хлорит-серицитовыми сланцами с реликтами псаммитовых структур, кварцитами, метаморфизованными песчаниками, известняками, зеленокаменноизмененными эффузивами, общей мощностью около 4000 *м*. Как правило, эти отложения по метаморфизму отвечают низким ступеням фации зеленых сланцев, хотя на отдельных участках иногда появляются гнейсы, связанные плавными взаимопереходами с менее метаморфизованными породами. Возникновение гнейсов, местами послойно мигматизированных, обусловлено процессами плутонического метаморфизма и тесно связано с образованием верхнепротерозойских гранитоидов. Радиологический возраст гнейсов, выходящих на правом берегу р. Керулен, по данным Б. Яники, З. Балла, З. Бонгар и других венгерских геологов, равен 1 млрд. лет. Важно отметить, что в этом районе зеленосланцевый комплекс с угловым несогласием перекрывается фаунистически охарактеризованными нижнекембрийскими отложениями, впервые установленными здесь В. А. Амантовым (1966).

Верхнепротерозойские зеленосланцевые отложения района р. Керулен, согласно описаниям И. Б. Филипповой, дислоцированы в крупные линейные складки преимущественно субширотного простирания. Крылья их осложнены дополнительными складками более высокого порядка, вплоть до изоклинальных, иногда с опрокидыванием слоев. Нередко наблюдается плойчатость и гофрировка. Крупная антиклиналь широтного простирания реставрируется, в частности, непосредственно южнее со-

мона Идэрмэг. Южное крыло ее, оборванное серией субширотных разломов и поэтому в значительной мере редуцированное, характеризуется моноклинальным залеганием слоев с углами падения 50—70°. Северное крыло отличается более сложной дислоцированностью. В его пределах обнаруживается серия мелких сближенных складок с размахом крыльев до 1,5—2 *км* и преобладающими углами падения 60—70°. Шарниры этих складок довольно круто погружаются в восточном направлении. В западной части полосы протерозойский комплекс разбит разломами на ряд узких (2—4 *км*) тектонических блоков северо-восточной ориентировки. В них чаще всего фиксируется моноклинальное залегание слоев, наклоненных к северо-западу под углами 40—50°.

Зеленосланцевые верхнепротерозойские толщи, развитые на крайнем северо-востоке страны, дислоцированы в узкие сжатые линейные, нередко изоклинальные складки, обычно осложненные плойчатостью и гофрировкой.

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что в Северо-Восточной Монголии в протерозойский этап произошли две фазы складчатости, сопровождавшиеся процессами метаморфизма и образованием гранитоидов. Более древняя из них, отчетливо фиксирующаяся в хр. Эрэн-Дабан, произошла до формирования верхнего комплекса протерозоя. Это подтверждается нахождением в базальных слоях комплекса гранитной гальки и несогласным залеганием его на нижнем комплексе. Складкообразовательные движения и сопутствующие им процессы метаморфизма и гранитообразования происходили также после накопления отложений верхнего комплекса протерозоя. Они устанавливаются в долине р. Керулен по несогласному налеганию нижнекембрийской, слабо измененной, существенно карбонатной толщи на протерозойских зеленосланцевых образованиях.

В Среднегобийском блоке протерозойские отложения слагают небольшие по площади выступы, выходящие на поверхность из-под верхнепалеозойских и мезозойских образований. Более широко они распространены в южной части этого блока и представлены, в основном, карбонатно-кварцито-сланцевой толщей, обладающей довольно выдержанным составом и строением и имеющей мощность около 3000 *м*. По данным Ю. А. Борзаковского, О. Д. Суетенко и А. А. Храпова (1968), в нижней ее половине доминируют мраморизованные и графитизированные известняки, содержащие подчиненные прослои кварцитов (местами железистых) и кристаллических сланцев. Вышележащая часть состоит из кварцитов, часто железистых, кварцево-слюдяных, эпидот-альбит-кварцевых и других сланцев. Карбонатно-кварцито-сланцевая толща перекрывается с угловым несогласием позднедокембрийско-нижнекембрийской существенно карбонатной толщей. Из-за сходства состава и общего характера дислокаций этих толщ отнесение отдельных полей карбонатных пород к протерозойскому или позднерифейско-нижнекембрийскому комплексу обычно вызывает значительные затруднения и на многих участках проведено достаточно условно.

В районе железнодорожной станции Хара-Айрак, по данным А. А. Храпова и Ю. М. Логинова, развиты гнейсы и кристаллические сланцы, мощность которых около 2000 *м*. Стратиграфическое положение их не установлено; не исключено, что они являются более древними, чем карбонатно-кварцито-сланцевая толща. На тектонической карте гнейсовая и карбонатно-кварцито-сланцевая толщи показаны как нерасчлененный протерозойский комплекс.

Согласно материалам О. Д. Суетенко, А. А. Храпова и других исследователей, протерозойские образования Среднегобийского блока характеризуются относительно простыми, близкими к брахиформным, складками с господствующей восток-северо-восточной ориентировкой и размахом крыльев от 0,7 до 5 *км*. Часто наблюдаются куполовидные структуры,

осложненные дисгармоничными и асимметричными складками. Осевые поверхности таких складок нередко опрокинуты в различных направлениях; наклон слоев варьирует от 30 до 70°. Встречаются также асимметричные нередко запрокинутые складки с круто ундулирующими шарнирами и постоянной ориентировкой осевых поверхностей. Размах крыльев в этих складках достигает нескольких километров, углы падения в них меняются в пределах 50—70°. Протерозойская структура всего Среднегобийского блока разбита многочисленными, главным образом продольными разломами на ряд блоков и поэтому имеет складчато-глыбовый характер. Вблизи разломов иногда появляются узкие сильно сжатые крутые линейные складки.

В Юго-Восточной Монголии в Уланульском поднятии и в хр. Тото-Шань среди мезозойских и верхнепалеозойских отложений выступают мощные терригенно-вулканогенные и карбонатные толщи, местами довольно сильно метаморфизованные. Общая для обоих районов особенность — тесная временна́я и структурная связь терригенно-вулканогенной и карбонатной толщи, хотя на геологической карте издания 1966 г. они отнесены соответственно к среднему и верхнему протерозою, а наиболее сильно метаморфизованные разности терригенно-вулканогенной толщи считались даже нижнепротерозойскими.

В Эрдэнинском выступе (Уланульское поднятие) нижняя часть разреза представлена мощной (3—4 *км*) слоистой толщей, состоящей из темных и серо-зеленых туфопесчаников с подчиненным количеством горизонтов плойчатых апоэффузивных сланцев и известковистых песчаников. Эта толща постепенно переходит в карбонатную толщу, представленную тонкозернистыми серыми и черными известняками, местами белыми мраморами с прослоями туфопесчаников, зеленых сланцев, кварцитов и туфов. Мощность карбонатной толщи — около 2000 *м*. Контакт карбонатной и терригенно-вулканогенной толщ представляет собой широкую, несколько сот метров, зону переслаивания разнообразных карбонатных пород — светлых и черных тонкослоистых песчанистых известняков, слоистых и массивных белых мраморов — с известковистыми песчаниками, полосчатыми кремнистыми сланцами и туфопесчаниками. Горизонты карбонатов, мощностью 5—10—20 *м*, подчинены песчано-сланцевым породам. Отмечаемый О. Д. Суетенко (1970) перерыв в осадконакоплении (в районе горы Баргин-Обо), по-видимому, имеет местное значение. Обе толщи простираются в субширотном направлении и имеют крутые южные падения,— видимо, они слагают немного опрокинутый к северу синклинорий.

В хр. Тото-Шань наблюдается аналогичная картина. Нижняя толща, содержащая большее количество эффузивов (главным образом кислого состава), также постепенно переходит вверх по разрезу в карбонатную толщу, представленную серыми тонкозернистыми кремнистыми доломитами с прослоями хлоритизированных кислых эффузивов.

Возраст докембрийских отложений юго-востока Монголии определяется на основании единичных находок в карбонатных толщах онколитов и строматолитов верхнего протерозоя. Поскольку карбонатная толща тесно связана с терригенно-вулканогенной, видимо, правильнее обе эти толщи относить к верхнему докембрию.

* * *

1. Протерозойские структурные комплексы развиты главным образом в северной половине страны, в области преимущественно раннекаледонской складчатости.

2. Складчатый фундамент каледонид состоит из двух структурных комплексов: среднепротерозойско-нижнерифейского и среднерифейского. Первый имеет двучленное, гнейсово-карбонатное, строение, второй на

большей части территории представлен зеленосланцевой толщей и отделен от нижнего комплекса перерывом, а местами несогласием.

3. Двухъярусное строение фундамента каледонид подчеркивается и проявлениями гранитоидного магматизма — выделяются две группы гранитоидов. Первая приурочена к области развития нижнего структурного комплекса, а вторая прорывает верхний.

4. На северо-западе страны, на северном склоне хр. Хан-Хухей, нижний структурный комплекс представлен только своей верхней, карбонатной, частью, которая согласно перекрывается верхним комплексом, представленным здесь сильно метаморфизованной терригенной толщей.

5. Несмотря на существование рифейских складкообразовательных движений в каледонском фундаменте слабо проявлены процессы докаледонского метаморфизма. Наиболее сильный метаморфизм древних комплексов произошел в нижнем палеозое.

6. В ряде случаев (Бутулиннуринское поднятие, северный склон хр. Тото-Шань) интенсивный метаморфизм и гранитизация более молодого (вплоть до мезозойского) возраста обусловливают появление палеотипных пород, ошибочно принимавшихся ранее за нижнепротерозойские образования.

ВЕРХНЕРИФЕЙСКО-КЕМБРИЙСКИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ И ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Верхнерифейско-кембрийские геосинклинальные складчатые комплексы распространены на территории Монголии преимущественно в ее осевой части, выделяемой в литературе как область каледонской или главным образом раннекаледонской складчатости (Зайцев, 1966; Амантов и др., 1967; Дергунов и др., 1971), сформировавшей здесь обширный северный тектонический мегаблок (Хасин, 1972).

Современные выходы их в структурах раннекаледонского блока разбросаны почти по всей его территории. Однако во многих местах от них остались лишь небольшие острова, обрывки или провесы кровли среди окружающих более молодых осадочно-вулканогенных комплексов или многочисленных разновозрастных интрузий, занимающих особенно обширные поля в хребтах в западном Хангае, Хан-Хухее и юго-западном Прихубсугулье. Только в некоторых зонах сохранились наиболее полные, в большинстве своем непрерывные и мощные разрезы верхнерифейско-кембрийских отложений различного состава. Такие зоны в современной структуре выделяются как бы в виде самостоятельных структурно-формационных складчатых зон, хотя совершенно несомненно, что в геологическом прошлом они все тесно были связаны между собой и, как правило, имели постепенные переходы.

Среди верхнерифейско-кембрийских геосинклинальных формационных комплексов на карте выделяются следующие типы: комплекс основных и средних подводных эффузивов, включающий и офиолиты; граувакково-кремнисто-эффузивно-карбонатный комплекс, в котором эффузивы представлены главным образом породами среднего состава; терригенно-вулканогенно-карбонатный комплекс с преобладающими среди эффузивов андезитами и дацитами, реже липаритами; комплекс преимущественно карбонатных (доломитовых и известняковых) пород с резко подчиненной ролью среди них основных и средних эффузивов, а также терригенных пород; комплекс раннекаледонской так называемой нижней молассы.

Преобладающее развитие тех или иных комплексов в различных частях территории Монголии и определенный характер их дислокаций позволили, с одной стороны, выделить различные структурно-формационные зоны, а с другой — разделить их и соответственно раннекаледонские

структуры на два типа: геосинклинальные зоны и структуры первого типа, развивавшиеся предположительно на океанической коре, и геосинклинальные зоны второго типа, развивавшиеся на континентальной коре.

К первому типу зон на территории северной части Монголии с большей или меньшей уверенностью могут быть отнесены только Озерная, Баянхонгорская и Керуленская зоны, хотя еще очень слабо геологически изученные. Ко второму типу — все остальные: Прихубсугульская, Дзабханская, Идэрская, Джидинская и ряд зон в Восточной Монголии. Различия в строении этих зон, характере дислокаций выполняющих пород, их отношении к более древним складчатым комплексам, т. е. к породам фундамента, а также краткие сведения о типичных для этих зон главнейших полезных ископаемых и приводятся ниже.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ЗОНЫ I ТИПА

Озерная зона

Рассматриваемая зона принадлежит к типу линейных складчатых зон, сложенных преимущественно вулканическими породами. Наиболее полные сведения о ней содержатся в следующих работах (Амантов и др., 1961а,б, 1962, 1963а, 1966, 1967, 1970), в которых излагается как структурное положение зоны, так и стратиграфия слагающих ее толщ. Кроме того, на отдельных участках здесь работали и другие геологи (Беззубцев, 1963; Беззубцев, Волчек, 1963; Беззубцев и др., 1963; Маркова и др., 1972; Don, Dumicz, 1964, 1968; Rutkowski, Borucki, 1965).

Озерная зона располагается в западной и юго-западной части Монголии. В большей своей части она приурочена к Котловине Больших Озер, от которой и получила свое название. На западе, по линии Цаган-Шибетинского разлома, она граничит с Монголо-Алтайской зоной, на юге отделена от Южно-Монгольских герцинид Ихэбогдинским глубинным швом; на востоке и юго-востоке по сложно построенному Дзабханскому разлому она соприкасается с Дзабханской тектонической зоной. В целом Озерная зона имеет форму узкой и протяженной дуги, выпуклостью обращенной на юго-запад. Длина ее превышает 800 *км*, ширина на севере, в районе хр. Хан-Хухей, достигает 150 *км*, на юге (хр. Хантайшири и восточнее) сокращается до 60 *км*. Необходимо отметить, что контуры зоны следует проводить несколько иначе, чем это делалось предыдущими исследователями (Амантов и др., 1970; Зоненшайн и др., 1970), и включать в нее также офиолитовые пояса — Ханхухейский, Ихэбогдинский и др.

Формационное выполнение Озерной зоны отличается значительным однообразием на всем протяжении начиная от хр. Хан-Хухей на севере до хр. Хантайшири и Эрдэни-Ула на юге. Лишь местами наблюдаются некоторые вариации в составе пород с замещением в латеральном направлении отдельных горизонтов. В целом, среди геосинклинальных образований здесь могут быть выделены два крупных формационных комплекса. Нижний сложен вулканитами преимущественно спилито-диабазового и базальтового состава, часто с характерной шаровой отдельностью. В верхней его части значительная роль принадлежит пирокластическим накоплениям; одновременно меняется состав вулканитов до андезито-базальтового и андезитового. Спорадически появляются кремнистые прослои и пачки карбонатных пород с микропроблематикой и археоциатами, позволяющими говорить о венд-раннекембрийском возрасте главной части комплекса, низы которого, возможно, захватывают также рифей. В разных участках зоны этому комплексу отвечают ханхухейская и цольулинская свиты (Амантов, 1963б), а также нижняя часть борогольской серии (Маркова и др., 1972). Его мощность достигает

4000—5000 *м*. Низы комплекса изучены недостаточно; не ясен также контакт его с подлежащими образованиями. На севере Озерной зоны, в хр. Хан-Хухей, по данным В. А. Амантова (1963б), есть основание говорить о несогласном налегании комплекса на карбонатные образования позднего протерозоя. На юге (рис. 2), среди поля развития пород борогольской серии, в ядре Гобиалтайского антиклинория на поверхность выведены метаморфические образования. И. Дон и М. Думич (Don, Dumicz, 1964, 1968) относят их к протерозою и рассматривают как древний фундамент Озерной зоны. Учитывая то обстоятельство, что значительная часть этих глубоко измененных пород возникла по вулканическим и осадочным толщам борогольской серии, нам кажется, что их не следует резко отрывать от последней; возраст их вероятнее всего не

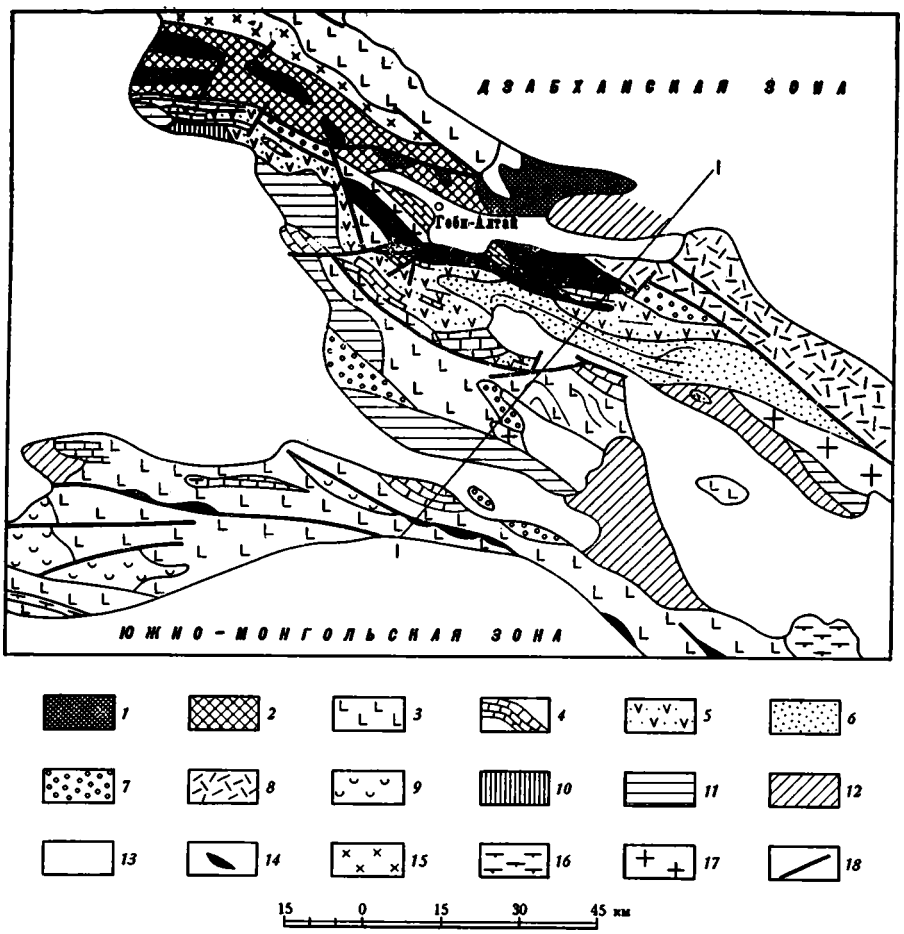


Рис. 2. Геологическая карта южной части Озерной зоны (хр. Хантайшири и северный склон Монгольского Алтая. Составила Н. Г. Маркова)

1—2 — рифейские метаморфические породы Гобиалтайского антиклинория: *1* — гранито-гнейсы, *2* — амфиболиты, кристаллические сланцы, мраморы; *3—6* — кембрийские отложения (борогольская серия): *3* — основные эффузивы, вулканические брекчии и их агломераты, *4* — известняки, *5* — туфы с прослоями основных лав, *6* — терригенные породы верхней части борогольской серии (песчаники, туфопесчаники, алевролиты, аргиллиты); *7—8* — девонские отложения: *7* — красноцветные конгломераты и песчаники, *8* — кислые эффузивы; *9* — каменноугольные отложения: конгломераты, песчаники, угли, прослои кислых эффузивов; *10* — пермские отложения: песчаники, конгломераты; *11* — меловые отложения: озерные глины, аргиллиты; *12* — палеогеновые отложения: красноцветные аргиллиты и алевролиты; *13* — четвертичные отложения; *14* — гипербазиты; *15* — габбро и габбро-диориты; *16* — гранодиориты, плагиограниты (тохтогеншильский комплекс); *17* — граниты; *18* — разломы; I—I — линия профиля

выходит за пределы рифея. Верхний комплекс залегает на нижнем согласно, с постепенным переходом. Он представлен преимущественно терригенными образованиями — алевролитами и песчаниками, с подчиненным развитием туфогенно-пирокластических пород. Местами наблюдаются пачки карбонатных пород с археоциатами и остатками трилобитов, указывающими на присутствие здесь ленского яруса нижнего кембрия: учитуинская, бургасутайская свиты (Амантов, 1963б), верхняя часть борогольской серии (Маркова и др., 1972). Мощность комплекса достигает 2500 *м*.

Выше располагается молассовый комплекс ордовика и силура, развитый ограниченно и известный в основном на северо-западе зоны. Так, по данным В. А. Амантова (1961 а,б), в горах Цэнхир-Тологой, к востоку от оз. Хара-Усу-Нур, с размывом на образованиях нижнего кембрия залегают пестроцветные терригенные породы, представленные песчаниками и гравелитами с пачками конгломератов, условно относимые к ордовику. Их мощность — 230—250 *м*. Выше, также несогласно, они перекрыты красноцветными песчаниками с волноприбойными знаками и известково-песчанистыми ракушняками с богатой фауной нижнего силура (чигиртайская свита). Мощность — 250—300 *м*. Значительно шире на территории зоны развита порфировая формация девона, описанная в главе IV.

Из-за недостаточной пока еще геологической изученности Озерной зоны уверенно говорить о формационном ряде пород геосинклинального этапа развития крайне трудно. Схематически может быть намечена следующая последовательность формаций сверху вниз: 1) граувакково-карбонатная, 2) андезито-базальтовая, 3) спилит-диабазовая и базальтовая.

Среди магматических формаций геосинклинального этапа широкое распространение имеют гипербазиты, образующие мощный и протяженный пояс по юго-восточной окраине зоны, приуроченной к Ихэбогдинскому глубинному шву. Кроме того, выходы гипербазитов известны в хр. Хан-Хухей и в хр. Хантайшири (рис. 2), где полоса их распространения имеет субширотную ориентировку; по северо-западной оконечности зоны в районе г. Улангом, где они связаны с Цаганшибетинским разломом, а также на востоке вдоль Дзабханской системы нарушений, разграничивающей Озерную и Дзабханскую зоны. Таким образом, структурно гипербазиты, как правило, приурочены к системам разломов, по-видимому, глубинного заложения (Беззубцев, Волчек, 1963), а в возрастном и пространственном отношениях тесно связаны с эффузивами нижнего кембрия. Не всегда, однако, они образуют линейные, протяженные пояса типа Ихэбогдинского. Часто тела их сконцентрированы в отдельных узлах и местах пересечения разломов (Дзабханский пояс) или распространены на ограниченных участках (район г. Улангом). Существенно также, что гипербазиты приурочены не только к окраинам зоны, но встречаются и внутри нее, как, например, в хр. Хантайшири-Нуру. В целом, гипербазиты очень хорошо вписываются в общую структуру зоны и составляют ее характерную черту.

Из гранитоидных формаций геосинклинального этапа развития в Озерной и Дзабханской зонах распространена габбро-диорит-плагиогранитная (так называемый тохтогеншильский комплекс) с абсолютным возрастом 547—480 млн. лет. Орогенные гранитоиды здесь представлены широко развитой гранит-щелочно-гранитной формацией (хархиринский комплекс) с абсолютным возрастом 320 млн. лет.

В структурном отношении Озерная зона представляет собой дугообразно изогнутый, сложно построенный вулканогенный геосинклинальный прогиб, история геологического развития которого тесно связана с разломами глубокого заложения. Последние, как это вытекает из формационного выполнения зоны, контролировали распределение продуктов основной и ультраосновной магмы, т. е., вероятно, достигали подкорового

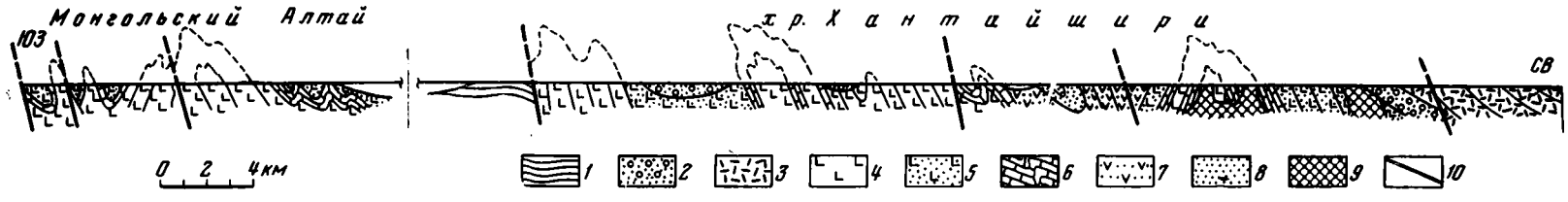


Рис. 3. Геологический разрез через хр. Хантайшири и северный склон Монгольского Алтая (см. рис. 2). Составила Н. Г. Маркова

1 — меловые отложения: озерные глины, аргиллиты; *2—3* — девонские отложения: *2* — красноцветные конгломераты и песчаники, *3* — кислые эффузивы; *4—8* — нижнекембрийские отложения (борогольская серия): *4* — основные эффузивы, вулканические брекчии и агломераты нижней части серии, *5* — туфы с прослоями основных лав нижней части серии, *6* — известняки нижней части серии, *7* — туфопесчаники и туффиты верхней части серии, *8* — песчаники, алевролиты, аргиллиты верхней части серии; *9* — гипербазиты; *10* — разломы

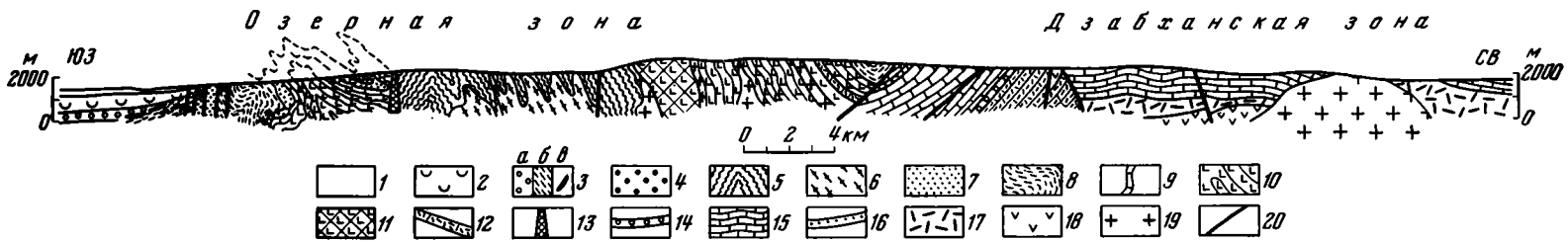


Рис. 4. Геологический разрез через Озерную и Дзабханскую зоны по данным Е. Рутковского и др. (схематизировано и дополнено Н. Г. Марковой)

1 — четвертичные отложения; *2* — меловые отложения; *3* — угленосная толща перми: *а* — конгломераты, *б* — алевролиты, *в* — угли; *4* — конгломераты девона; *5—6* — метаморфические породы Гобиалтайского антиклинория: *5* — амфиболиты, кристаллические сланцы, мраморы, *6* — гранито-гнейсы; *7—13* — борогольская серия нижнего кембрия: *7* — песчаники и туфы, *8* — туффиты и филлиты, *9* — известняки, *10* — основные порфириты, *11* — метаморфизованные основные порфириты, *12* — дациты, *13* — милониты; *14—16* — цаганоломская свита нижнего кембрия: *14* — конгломераты, *15* — известняки, *16* — песчаники; *17—18* — дзабханская свита нижнего кембрия: *17* — кислые эффузивы, *18* — средние и основные эффузивы; *19* — граниты; *20* — разломы

субстрата. К нарушениям этого типа относятся все наиболее крупные разломы и в первую очередь разломы краевых частей зоны (Цаганшибетинский, Дзабханский и Ихэбогдинский), отделяющие ее от смежных структурно-формационных зон. В эту группу, возможно, попадает и ряд разломов внутренней части структуры. Характерная особенность всех разломов — их древнее заложение (до накопления основных вулканических продуктов), активное проявление в геосинклинальный этап развития и неоднократное обновление в последующие эпохи. Преобладающие простирания разломов северо-западные и субширотные, согласно с общей ориентировкой зоны. Кроме этой основной группы разломов, в пределах описываемой области известны многочисленные, различно ориентированные, более мелкие региональные нарушения, роль которых в истории ее геологического развития менее существенна.

Складчатая структура геосинклинального комплекса характеризуется строгой линейностью и сжатостью форм. Обычно это изоклинальные, крутопоставленные складки с углами падения в 60—70° (рис. 3, 4). Среди простираний преобладают северо-западные и субширотные, т. е. согласные с общей ориентировкой структур Озерной зоны. Крупные складчатые формы часто осложнены дополнительной складчатостью и гофрировкой, особенно интенсивной в областях развития метаморфических и туфогенно-осадочных толщ. В эффузивах, кроме того, интенсивно развит кливаж. В целом напряженные линейные складчатые формы Озерной зоны резко отличаются от спокойных дислокаций пород, слагающих соседнюю Дзабханскую зону, относящуюся уже к иному типу структур (рис. 4).

Баянхонгорская зона

В северо-западном направлении между герцинскими структурами Хангайского синклинория и структурами древнего протерозойского основания Байдарикского выступа протягивается Баянхонгорская зона. Ее длина составляет 400 *км* при ширине от 5 до 20 *км*. На западном фланге эта зона испытывает широтный коленообразный изгиб и постепенно выклинивается. На юго-востоке она скрыта под мезозойскими отложениями.

В строении зоны принимают участие главным образом зеленокаменные и сланцево-карбонатные толщи позднего рифея и, вероятно, нижнего кембрия, которые тесно ассоциируют с многочисленными линейными телами гипербазитов, составляя вместе с ними офиолитовое выполнение зоны. К Баянхонгорской зоне приурочены небольшие поля развития морских ордовикских и раннесилурийских терригенных отложений, которые слагают узкие тектонические клинья и дислоцированы проще подстилающих рифейско-кембрийских отложений. В девоне и особенно в карбоне Баянхонгорская зона выступала в виде высоко поднятой кордильеры — обломки рифейско-кембрийских пород в обилии насыщают обломочные породы девона и карбона, развитые к северу от этой зоны, в Хангайском синклинории (Филиппова, 1970) и в узких грабенах к югу от нее.

Баянхонгорская зона представляет собой полосу весьма интенсивных дислокаций. Серией ветвящихся разновеликих разломов она разбита на узкие и протяженные тектонические клинья или чешуи выдержанного северо-западного простирания. Разломы, как и вся Баянхонгорская зона в целом, круто падают на юго-запад. Внутри тектонических чешуй слои пород дислоцированы в крутые, сильно напряженные, часто изоклинальные складки того же северо-западного простирания. Характерны обрывки складок, которые не могут быть увязаны между собой при переходе из одного тектонического клина в другой. Примечательны интенсивные кливаж и сланцеватость, пронизывающие всю толщу пород зоны. В соответствии с этим находится и сильный зеленокаменный метаморфизм, затронувший все без исключения магматические образования.

Керуленская зона

Пространство по левому и частично правому берегу долины р. Керулен выше и ниже г. Ундэрхан занимает Керуленская зона. Ее простирание — восток-северо-восточное с отклонениями до субширотного. Видимая протяженность — 150 *км*, ширина — 5—20 *км*. На западном фланге Керуленская зона скрывается под отложениями мезозоя и кайнозоя Нилгинской впадины, на востоке она погребена под молодыми отложениями долины р. Керулен. Однако на основе данных аэромагнитной съемки эта зона может быть прослежена вдоль долины р. Керулен далее на восток вплоть до г. Чойбалсана, где она, судя по повороту магнитных аномалий, изгибается в северо-восточном направлении. Если такое трассирование зоны является верным, то ее протяженность составит примерно 600 *км*.

Вещественное выполнение Керуленской зоны, как и в других подобных зонах,— офиолитовое; толщи зеленокаменных эффузивов сменяются граувакками, характерна насыщенность гипербазитовыми телами. Помимо верхнерифейско-нижнепалеозойских отложений, в той же зоне заключены и верхнепалеозойские и нижнемезозойские (триасово-нижнеюрские) вулканогенные и молассовые образования, которые слагают отдельные опущенные тектонические клинья. Вместе с тем более молодые средне-верхнеюрские и меловые отложения не участвуют в дислокациях Керуленской зоны, перекрывая ее местами резко несогласно. Тем самым может быть примерно установлено, что активность разломов Керуленской зоны продолжалась от конца докембрия до середины юры. Это не значит, что ее развитие на протяжении всего этого длительного периода геологического времени было однообразным. В составе обломочного материала конгломератов раннего мезозоя в обилии представлены продукты разрушения вендско-нижнепалеозойского офиолитового комплекса, т. е. отдельные клинья в раннем мезозое были подняты достаточно высоко, тогда как другие испытывали погружение. Наблюдаемая сейчас структура Керуленской зоны является, таким образом, продуктом воздействия движений всего времени ее развития и оформилась в конечном виде приблизительно в середине мезозоя.

Структура Керуленской зоны определяется серией сильно сближенных разломов, разбивших ее на протяженные тектонические клинья. Лучше всего в настоящее время она изучена на западном фланге, на левом борту долины р. Керулен, примерно в 40—50 *км* выше г. Ундэр-хан. Здесь обнаруживается сложная чешуйчатая структура с общим надвиганием масс на север и северо-запад. В полосе шириной не более 5 *км* прослеживается серия тектонических чешуй шириной 0,5—3 *км*. С севера эта полоса ограничена крупными массивами нижнепалеозойских гранитов и габбро, на юге — скрыта под нижнемеловыми базальтами. Наиболее северные чешуи образованы обломочно-эффузивной толщей триаса и молассой юры, падающими моноклинально на юг под углами от 40 до 80°. На эти мезозойские чешуи надвинута более южная чешуя, сложенная офиолитовым комплексом венда — нижнего палеозоя, причем местами эта чешуя почти полностью погребает под собой мезозой северной чешуи. Наклон главного надвига, отделяющего породы мезозоя от древнего офиолитового комплекса, меняется от 30—40 до 50—60°; величина горизонтального перемещения не превышает 1—2 *км*, обычно же равна нескольким сотням метров. Такое чешуйчатое строение с общим надвиганием масс на север Керуленская зона сохраняет на расстоянии около 60 *км*. Не исключено, что и восточный отрезок этой зоны имеет аналогичную структуру.

Хубсугульский прогиб

Типичный представитель верхнерифейско-кембрийских геосинклинальных зон II типа — Хубсугульский прогиб, располагающийся на севере Монголии, к западу от оз. Хубсугул. Прогиб вытянут меридионально от Южного Прихубсугулья к осевой зоне Восточного Саяна, где непосредственно соединяется с Боксон-Сархойским прогибом, расположенным в пределах СССР. На юге Хубсугульский прогиб, постепенно расширяясь, сливается с верхнерифейско-кембрийскими Идэрской, Джидинской и Дзабханской геосинклинальными зонами. Общая протяженность прогиба — около 250 *км* при максимальной ширине в средней его части до 120 *км*.

Южная часть прогиба в значительной мере занята крупными массивами палеозойских гранитоидов. Рифейско-кембрийские образования прогиба сохранились здесь лишь в более или менее крупных провесах кровли. На севере, где прогиб тектонически резко расчленен, эти образования также распространены спорадически, будучи расчленены блоками более древних пород, одним из которых является блок Ламбиштиг-Ула (рис. 5).

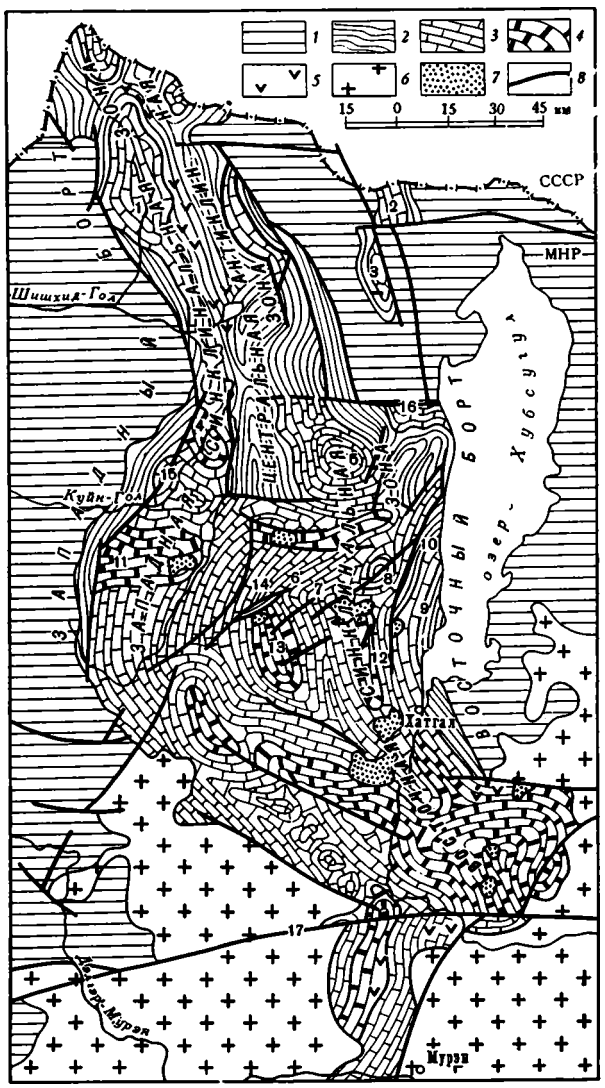


Рис. 5. Тектоническая схема Хубсугульского прогиба

1 — протерозойско - рифейский структурный комплекс;
2 — *5* — рифейско - кембрийский структурный комплекс:
2 — дархатская серия,
3 — нижняя часть хубсугульской серии,
4 — верхняя часть хубсугульской серии,
5 — эффузивные фации хубсугульской серии;
6 — палеозойские гранитоиды;
7 — палеозойские щелочные породы,
8 — разломы.

Цифрами на схеме показаны:
1 — Тэнгисинская синклиналь;
2 — Ухагольский блок;
3 — Ламбиштигский блок;
4 — Доднурская синклиналь;
5 — Нижнеарасанская брахисинклиналь;
6 — Алхаинская антиклиналь;
7 — синклиналь Ундур-Уряни;
8 — Арасанская антиклиналь;
9 — Хэсэнская синклиналь;
10 — Монголинская антиклиналь;
11 — блок Бош-даг,
12 — Яматуинская синклиналь;
13 — Урундушская брахисинклиналь;
14 — Босхатский грабен;
15 — Западно-Дархатская зона разломов;
16 — Дэштуинский сброс;
17 — Цаганульский разлом

Верхнерифейско-кембрийский комплекс Хубсугульского прогиба отчетливо разделяется на две серии: дархатскую, терригенно-эффузивную, и хубсугульскую, в основном карбонатную (Зайцев, Ильин, 1970).

Дархатская серия, являющаяся аналогом сархойской свиты хр. Восточный Саян, несогласно залегает на окинской свите, относящейся к более древнему протерозойскому структурному комплексу. В основании ее обособляются грубообломочные породы, включающие пачку базальных конгломератов мощностью до 200—300 *м*, в гальке которых, помимо кварца и кремней, широко представлены зеленые сланцы окинской свиты, а также и граниты. Серые биотитовые лейкократовые граниты галек имеют абсолютный возраст 823 млн. лет [1]. Более высокие горизонты дархатской серии состоят из песчаников, алевролитов, глинистых сланцев. По западному борту прогиба терригенные толщи зачастую замещаются вулканогенными, особенно широко представленными на севере, среди которых преобладают яркоокрашенные свежие массивные породы липаритового, либо, как, например, в истоках р. Тэнгисин-Гол, дацитового состава, местами им отвечают более разнообразные породы, включающие и основные эффузивы (водораздел хр. Восточный Саян).

Вышележащая хубсугульская серия, отвечающая боксонской свите хр. Восточный Саян, залегает на дархатской серии структурно согласно, но в подошве ее видны следы размыва и перемыва, более четко выраженного в краевых зонах прогиба, менее четко — во внутренних. В целом, хубсугульская серия замечательна чрезвычайно широким развитием карбонатных пород. В нижней ее части наряду с известняками существенную роль играют доломиты; к ней приурочены крупные промышленные залежи пластовых фосфоритов. Верхняя часть — известняковая. По онколитам и строматолитам нижняя часть отнесена к венду — верхнему рифею, а верхняя, по археоциатам и трилобитам,— к нижнему и среднему кембрию. Все эти данные, наряду с определениями абсолютного возраста гальки гранитов из конгломератов в дархатской серии, а также цифрами абсолютных датировок бокситов (600 млн. лет), залегающих в середине хубсугульской серии (Семихатов, Серебряков, 1967), указывают на то, что возраст пород, выполняющих Хубсугульский прогиб, заключен в интервале от 800—900 млн. лет до 520—530 млн. лет, т. е. примерно до середины среднего кембрия, причем подошва кембрия соответствует приблизительно середине хубсугульской серии. Общая мощность пород дархатской и хубсугульской серий составляет 6—9 *км*.

На западе и востоке Хубсугульский прогиб обрамляется выступами пород более глубокого докембрия (протерозойско-рифейские), слагающими в западном и восточном Прихубсугулье Дэлгер-Муренское и Уриголь ское поднятия.

В структурном отношении, как это следует из работ Н. С. Зайцева и А. В. Ильина (1970), Хубсугульский прогиб представляет собой меридионально вытянутый, сравнительно простой, но сильно сжатый синклинорий, погружающийся и расширяющийся к югу. В этом же направлении происходит все большее насыщение верхней части разреза хубсугульской серии терригенно-туфогенно-кремнистыми породами с горизонтами эффузивов (Благонравов и др., 1971). С запада и востока на края синклинория надвинуты протерозойско-рифейские породы его обрамления, которые здесь резко вздернуты и опрокинуты в сторону центральных частей прогиба. В результате этого почти на всем протяжении по обоим бортам прогиба прослеживаются узкие зоны со сложным чешуйчатым строением, обусловленным серией сближенных надвигов, между которыми зажаты пластины рифейских, вендских и кембрийских слоев, образующих линейные складки, зачастую также запрокинутые по направлению

[1] Сообщение Л. В. Фирсова, проба 521, Лаборатория абсолютного возраста СО АН СССР. К/Ar метод.

к осевой части прогиба. По мере удаления от бортов степень дислоцированности верхнерифейско-кембрийских пород заметно ослабевает. Линейные складки в них постепенно сменяются овальными и округлыми, а в осевой зоне прогиба уже преобладают обширные пологие брахиструктуры, сочетающиеся с отдельными более сложно дислоцированными блоками. Таким образом, напряженные линейные дислокации в прогибе прослеживаются только в прибортовых, тектонически, по-видимому, наиболее ослабленных частях, испытавших многократные и наиболее интенсивные тектонические подвижки.

Между верхнерифейско-кембрийским и протерозойским комплексами, как отмечено выше, наблюдается перерыв, однако на западном борту прогиба породы комплексов дислоцированы совершенно согласно. Здесь простирания контактирующих слоев параллельны, крутизна их падения также одинакова. Иные соотношения отмечены на восточной окраине прогиба, где к меридиональным простираниям структур верхнерифейско-кембрийского комплекса подходят почти впритык субширотные структуры протерозойского комплекса, занимающего обширные пространства к востоку от оз. Хубсугул. Поэтому есть основание полагать, что в Прихубсугулье, как и в других местах Монголии, между этими комплексами существует и структурное несогласие. Последнее подтверждается также различной степенью дислоцированности и метаморфизма пород того и другого комплекса, проявлением доверхнерифейско-кембрийских гранитоидных интрузий, галька которых находится в базальных конгломератах этого комплекса, и рядом других факторов. Можно думать, что этот тектоно-денудационный перерыв и связанная с ним структурная перестройка произошли приблизительно 820—840 млн. лет назад.

В поперечном сечении структура Хубсугульского синклинория имеет симметричное строение и может быть подразделена на три следующие зоны: западную и восточную синклинальные и центральную — актиклинальную (рис. 6, 7). Строение синклинальных зон значительно сложнее в краевых (прибортовых) частях прогиба, нежели в более внутренних. Так, в краевой части западной синклинальной зоны господствуют узкие, опрокинутые к востоку, меридионально вытянутые складки с углами падения на крыльях около 60—70°. Наиболее четко опрокидывание выражено в низовьях р. Тэнгисин-Гол, где крутые западные падения в равной мере характерны как для зеленых сланцев окинской свиты, так и для терригенных и карбонатных пород верхнерифейско-кембрийского комплекса, выполняющего прогиб. Восточнее структурные формы в этой синклинальной зоне несколько упрощаются. Так, в северной ее части выделяется крупная меридионально вытянутая Тэнгисинская брахисинклиналь с длинной осью около 30 *км* и короткой 15—20 *км*. Сравнительно простая конфигурация складки в плане не вполне вяжется с довольно большой крутизной падения слоев, что, по-видимому, объясняется последующими более молодыми движениями по разрывам, разбившими складку на несколько частей.

Восточная синклинальная зона кулисообразно смещена к югу от западной. Она занимает бóльшую по площади часть Хубсугульского прогиба и, судя по широкому развитию в ней кембрийских пород, наиболее прогнута. Внешняя краевая часть восточной синклинальной зоны построена довольно сходно с западной. Здесь, на участке между берегом оз. Хубсугул и р. Арасан прослеживаются две линейно вытянутые сопряженные складки — Монголинская антиклиналь и Хэсэнская синклиналь. К последней приурочены крупнейшие залежи пластовых фосфоритов. Обе складки протягиваются почти меридионально. Так же ориентированы и проходящие здесь разрывы типа продольных и крутых взбросов. Поперечные разрывы со сколько-нибудь значительными смещениями отсутствуют. Отдельные слои на крыльях складок, в том числе и фосфоритоносная пачка, непрерывно прослеживаются на десятки километров. Для нее

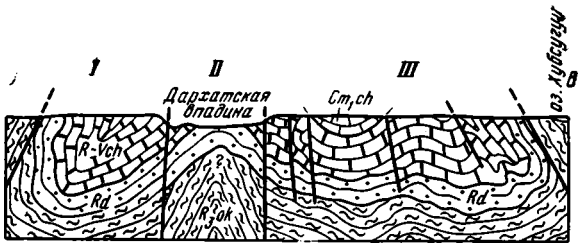
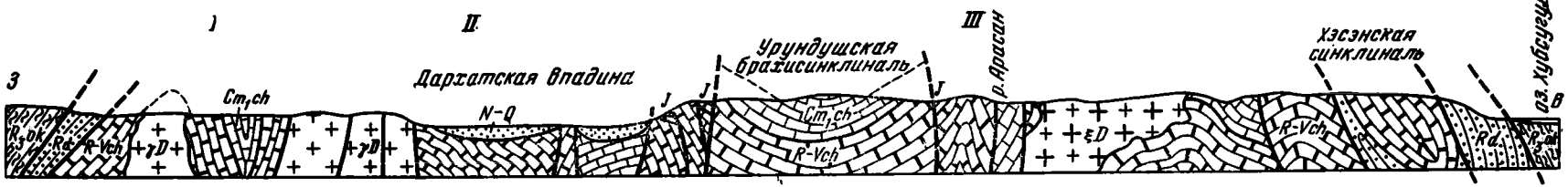


Рис. 6. Схема строения Хубсугульского прогиба в поперечном разрезе

I — Западная синклинальная зона, II — Центральная антиклинальная зона, III — Восточная синклинальная зона. R_3ok — окинская свита; Rd — дархатская серия; R-Vch — хубсугульская серия (нижняя часть); Cm_1ch — хубсугульская серия (верхняя часть); J — юрские отложения; N—Q — неоген-четвертичные отложения

Рис. 7. Геологический разрез через Хубсугульский прогиб по параллели Улан-Ула-сомона

Условные обозначения см. на рис. 6



характерны опрокинутые залегания, что особенно четко выражено в южной части Хубсугульского месторождения фосфоритов, где слои круто падают к востоку под углами 60—70°.

К северу от Хубсугульского месторождения строение зоны резко усложняется. Появляются взбросы северо-восточного простирания, отделяющие узкие блоки друг от друга, причем в каждой паре соседних блоков северный сложен более древними слоями. Далее к северу, ближе к повороту долины р. Арасан с широтного течения на меридиональное, эти блоки и разделяющие их разрывы приобретают уже субширотную ориентировку. Субширотные структурные элементы затем проявляются и севернее. Они выражаются, в частности, в крупных разрывных нарушениях, ограничивающих с севера и юга Ламбиштигский блок. Эти нарушения протягиваются на многие десятки километров и пересекают различные структурные элементы прогиба. В общем, сочетание разнонаправленных, зачастую взаимно перпендикулярных структурных элементов является очень характерной чертой не только северной части восточной синклинальной зоны, но и всего Хубсугульского прогиба.

Таким образом, восточная синклинальная зона в целом представляет собой сложную систему блоков, разделенных разломами и отличающихся друг от друга по характеру дислокаций.

На севере восточной синклинальной зоны вырисовывается крупная Нижнеарасанская брахисинклиналь, имеющая в поперечнике около 20 *км*. Углы падения слоев на ее крыльях довольно велики, что объясняется позднейшими по отношению ко времени возникновения складки подвижками по разломам.

Типичная структура внутренних частей Хубсугульского прогиба — Урундушская брахисинклиналь, имеющая плоскую блюдцеобразную форму с диаметром около 15 *км* и углами падения от нескольких до 10—12°. Центральная часть этой мульды выполнена однообразными белыми археоциатовыми известняками. В соседнем с севера блоке слои падают моноклинально при довольно крутых углах падения. В блоке, расположенном юго-западнее, намечается еще более обширная брахисинклиналь, а в блоке юго-восточнее вырисовывается линейная, довольно сжатая складка. В общем, можно заключить, что структура каждого из смежных блоков оказывается независимой, хотя общая картина строения всей восточной синклинальной зоны еще не вполне выяснена.

Центральная антиклинальная зона на большей части своего протяжения скрыта под кайнозойскими осадками Дархатской впадины. Она обнажена лишь на севере, где ей соответствует узкая крутая симметричная антиклиналь. К югу эта зона ступенчато погружается, причем соседние блоки разделены широтными поперечными разломами.

Анализируя структуру Хубсугульского прогиба в целом, следует отметить, что с юга на север он ступенчато воздымается. В этом направлении меняется строение выполняющих его толщ и уменьшается их мощность, что видно, в частности, из сравнения разрезов хубсугульской серии средней части прогиба и боксонской свиты, развитой в его северной части. В этом же направлении карбонатные фации хубсугульской серии постепенно замещаются терригенно-карбонатными. В то же время к югу от средней части прогиба карбонатные толщи постепенно начинают замещаться вулканогенными и примерно на параллели г. Мурен последние уже господствуют в разрезах. В остальной части прогиба магматические комплексы (интрузивные и эффузивные) развиты слабо.

Приведенное сравнительно подробное описание тектоники Хубсугульского прогиба имеет весьма существенное практическое значение, так как в пределах этой структуры локализуются огромные залежи геосинклинальных пластовых фосфоритов, широко развиты нефелинсодержащие породы и имеются обнадеживающие перспективы на обнаружение здесь бокситовых и железо-марганцовых руд.

Дзабханская зона

Рассматриваемая зона также относится к категории геосинклинальных зон второго типа. Она изучалась рядом исследователей (Беззубцев, 1963), геологами польской геологической экспедиции Е. Рутковским, С. Сливинским, С. Козловским, Б. Доном, М. Думичем и другими в 1962—1968 гг., геологами экспедиций № 15 ВАГТа Министерства геологии СССР Н. Н. Херасковым, В. И. Гольденбергом и др. и сотрудниками Советско-Монгольской экспедиции Н. Г. Марковой, З. А. Журавлевой, М. Н. Коробовым (1972).

Дзабханская зона (рис. 8) расположена в Западной Монголии, в бассейне р. Дзабхан. Она охватывает район сомона Цаган-Олом (Тайшир) и пространства к северу от него, а также горный массив Хасагту-Хайрхан-Ула. Далее зона протягивается к восточным берегам оз. Хиргиз-Нур, где также развиты характерные для нее геосинклинальные комплексы.

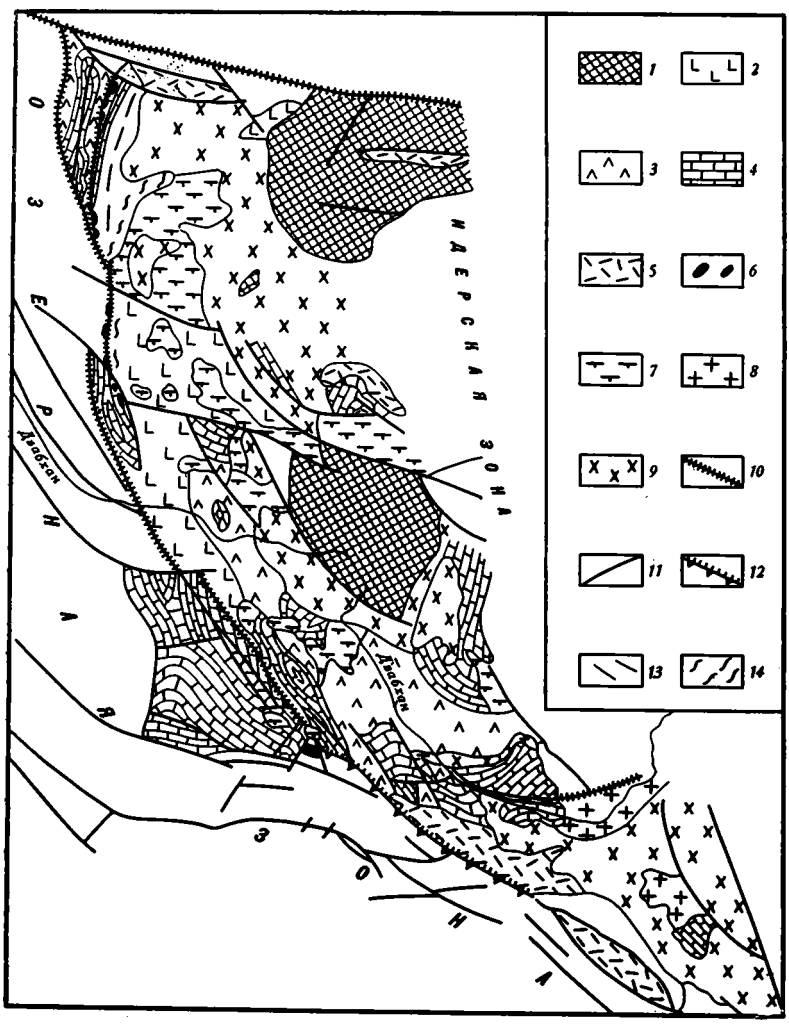


Рис. 8. Структурно-формационная схема Дзабханской зоны

1 — выступы докембрийского основания; *2—4* — рифейско-кембрийские геосинклинальные формации: *2* — спилито-диабазовая, *3* — липарито-дацито-андезитовая, *4* — карбонатно-терригенная; *5* — среднепалеозойская орогенная формация субсеквентных вулканитов; *6—9* — интрузивные формации: *6* — гипербазитовая, *7* — габбро-диорит-плагиогранитная, *8* — гранодиоритовая, *9* — гранитная и щелочногранитная; *10—12* — разломы: *10* — глубинные, *11* — региональные; *12* — надвиги; *13* — линии простирания; *14* — зоны наложенного метаморфизма

К статье Н.С. Зайцева (с. 15)

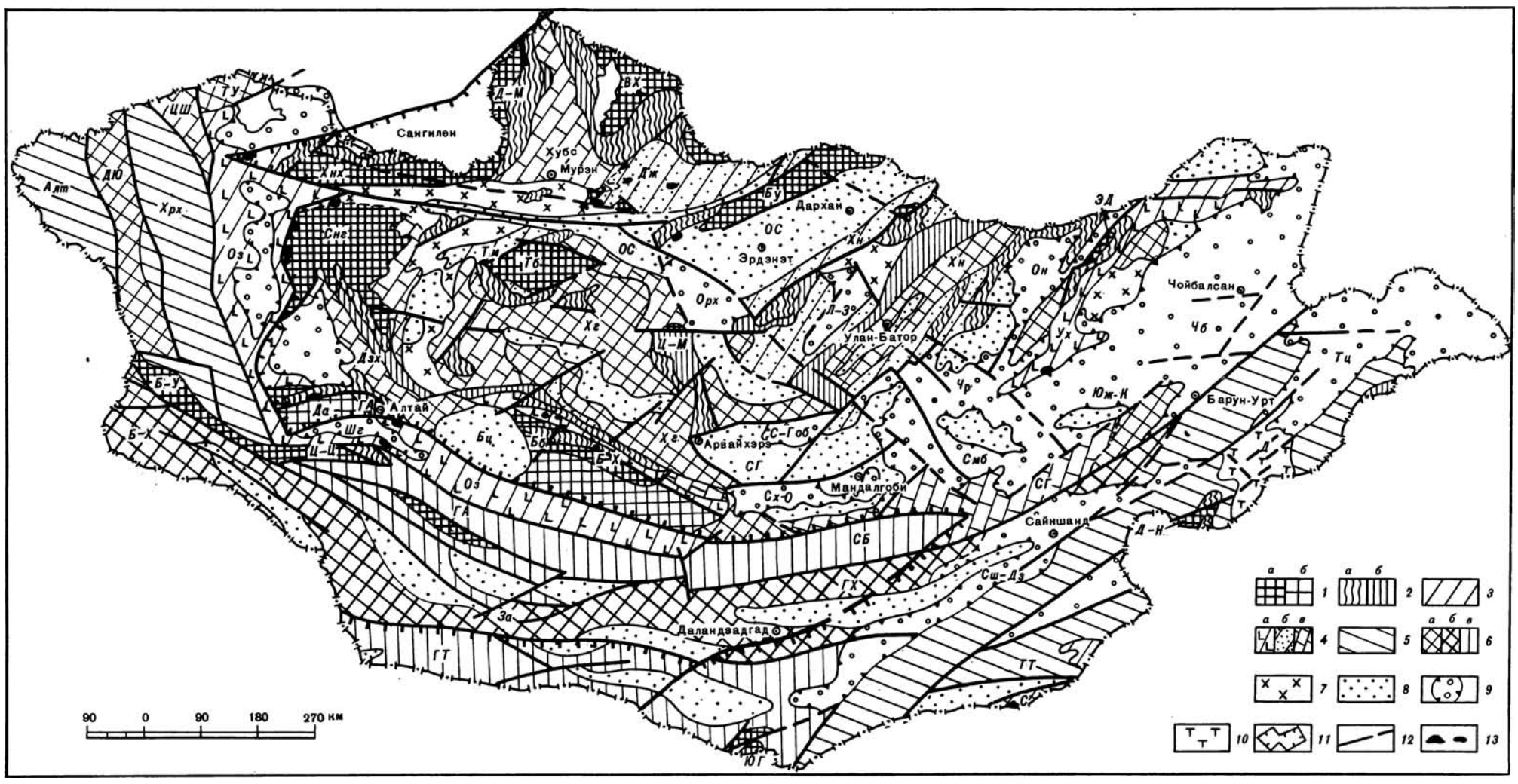


Рис. 1. Структурная схема Монголии

1 — выступы метаморфид дорифейского (A—PR_1) основания: *а* — на поверхности, *б* — предполагаемые (под чехлом); *2* — рифеиды (PR_2): *а* — геосинклинальные ("зеленосланцевые", R_{1-3}), *б* — орогенные (R_3) комплексы; *3* — ранние каледониды (R_3—$Є_2$); *4* — геосинклинальные формационные комплексы: *а* — вулканогенный, *б* — вулканогенно-терригенно-карбонатный, *в* — кремнисто-карбонатный; *5* — каледониды (Є—S); *6* — варисциды (O—P): *а—в* — геосинклинальные комплексы (*а* — центральные (D—C_1), *б, в* — южные (O—C_1), *в* — на раздробленном докембрийском основании); *7* — девонский вулкано-плутонический пояс; *8* — орогенные комплексы (C_1—P); *9* — главнейшие мезозойские и кайнозойские впадины; *10* — вулканическое плато Дариганга (KZ); *11* — примерные контуры Монголо-Сибирского дорифейского массива; *12* — разломы; *13* — ультрабазиты и местами связанные с ними габбро; выступы дорифейского основания: *ВХ* — Восточно-Хубсугульский, *Хнх* — Ханхухэйский, *Бу* — Бутулиннурский, *Снг* — Сонгинский, *Тб* — Тарбагатайский, *Бб* — Бумбугерский (Байдарагский), *БХ* — Баян-Хонгорский, *ГА* — Гоби-Алтайский, *БУ* — Бодончин-Уэнчский, *ЦЩ* — Цэлсько-Цогтинский, *ЭД* — Эрэн-Дабанский, *ДН* — Дариганско-Наранский, *Да* — Дарибинский, *ЮГ* — Южно-Гобийский; главнейшие рифейские и палеозойские зоны и структуры: *ДМ* — Дэлгэр-Мурэнская, *ЦМ* — Центрально-Монгольская, *Хубс* — Хубсугульская, *Дзх* — Дзабханская, *Оз* — Озерная, *Дж* — Джидинская, *Тм* — Тэлмэнская, *СГ* — Средне-Гобийская, *ЦШ* — Цаган-Шибетинская, *Хн* — Хэнтэйская, *Хрх* — Хархиринская, *Ух* — Ундурханская, *Алт* — Алтайская, *Тт* — Тотошаньская, *Хг* — Хангайская, *ДЮ* — Делюно-Юстыдская, *ГА* — Гоби-Алтайская, *СБ* — Сухэ-Баторская, *БХ* — Барун-Хурайская, *За* — Заалтайская, *ГХ* — Гоби-Хинганская, *ГТ* — Гоби-Тяньшаньская, *С* — Солонкерская, *ОС* — Орхон-Селенгинская, *Бц* — Буцаганская, *ТУ* — Тувинский прогиб; главнейшие мезозойские и кайнозойские структуры: *Орх* — Орхонская, *Чб* — Чойболсанская, *Он* — Ононская, *Чр* — Чойренская, *ЛЗ* — Лун-Замарская, *Смб* — Сумбэрская, *Юж-К* — Южно-Керуленская, *С-Гоб* — Средне-Гобийская, *Сх-Об* — Сайхан-Обинская, *Тц* — Тамцагская, *Сш-Дз* — Сайшандинско-Даландзадгадская, *Шг* — Шаргаинская, *Д* — плато Дариганга

К статье Г.И. Макарычева и др. (с. 85)

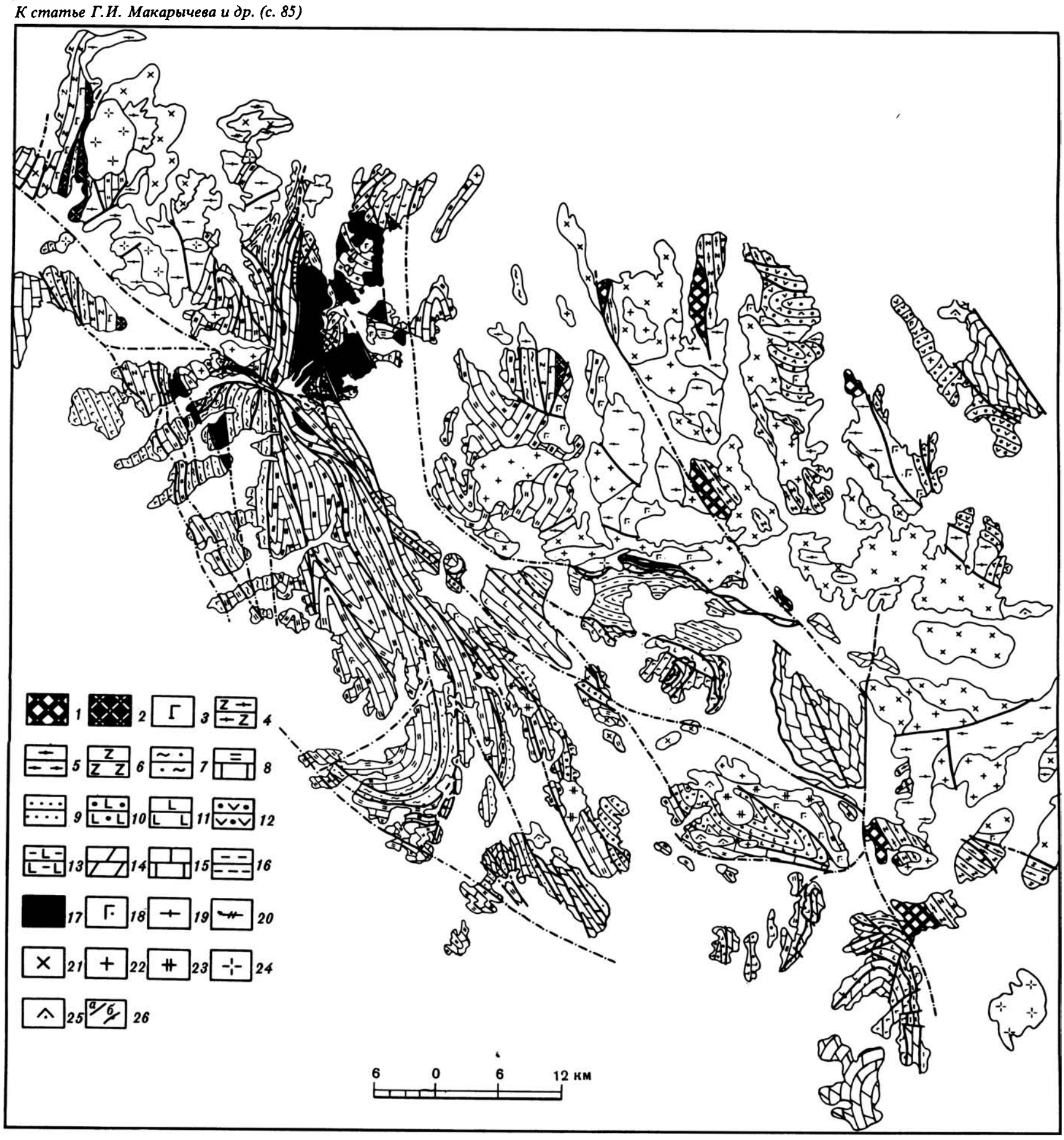
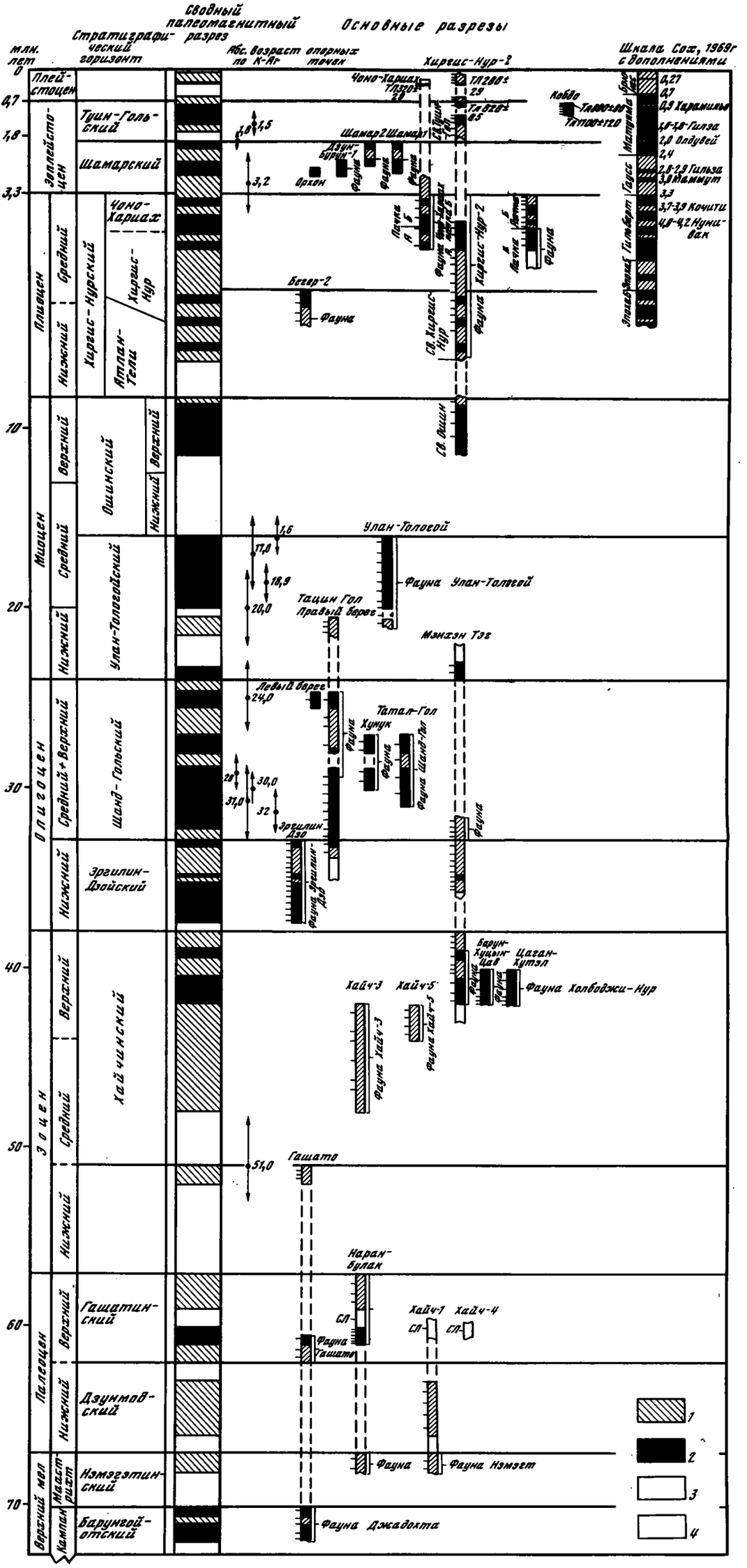


Рис. 3. Схематическая структурно-геологическая карта междуречья Дзабхан—Хунгуй-Гол

1—3 — породы меланократового фундамента: *1* — плагиогранитизированный гипербазит-габброидный комплекс, нерасчлененный, *2* — пироксениты, серпентиниты, актинолититы, тремолититы, *3* — роговообманковое габбро; *4—16* — стратифицированные образования: *4* — амфиболиты, плагиомигматиты, амфибол-биотитовые плагиогнейсы (харанурская свита), *5* — биотитовые, биотит-амфиболовые плагиогнейсы, мраморы, кварциты с прослоями амфиболитов (сонгинская свита), *6* — актинолитовые амфиболиты (шурайулинская свита), *7* — антинолитовые, кварц-актинолит-хлоритовые сланцы, порфироиды, порфиритоиды, амфиболовые, биотит-амфиболовые и двуслюдяные сланцы (свита цаганнур), *8* — толща переслаивания кварцитов и мраморизованных известняков, кварц-хлоритовые сланцы (свита шубун), *9—12* — дзабханская свита и ее аналоги (*9* — кремнистые алевролиты, песчаники, гравелиты, *10* — вулканические породы основного, среднего и кислого состава, их туфы, линзы агломератовых лав, в верхней части преимущественно терригенные породы, *11* — основные и средние эффузивы, их туфы, прослои кремнистых сланцев, *12* — вулканогенно-терригенная моласса), *13* — основные эффузивы и их туфы (свита тоглоин), *14* — доломиты, известняки (цаганоломская свита), *15* — известняки, доломиты (свита дагандель), *16* — глинистые и кремнистые сланцы, алевролиты, песчаники (баянгольская свита); *17* — протрузии серпентинитов; *18—25* — интрузивные образования: *18* — габбро-амфиболиты, габбро (R_3), *19* — гнейсовидные плагиограниты (аплиты) (R_2?), *20* — гнейсовидные тоналиты, кварцевые диориты (R_2?), *21* — тоналиты, кварцевые диориты, граниты (R_3?), *22* — биотитовые и двуслюдяные лейкократовые граниты (R_3), *23* — граниты, гранодиориты (O), *24* — калиевые граниты (P), *25* — субщелочные граниты, граносиениты (P), *26* — разрывные нарушения: *а* — сбросо-сдвиги, *б* — надвиги

Тип.зак. 171

К статье Е.В. Девяткина, В.Ф. Шувалова (с. 173)



Палеомагнитная характеристика и абсолютные датировки основных разрезов кайнозоя Монголии

1 — прямая *(N)* намагниченность пород; *2* — обратная *(R)* намагниченность пород; *3* — абсолютные (K-Ar) датировки (в млн лет) и их диапазон; *4* — абсолютные датировки по термолюминесцентному *(ТЛ)* методу, тыс лет; *СЛ* — слабомагнитные породы

На западе и юге Дзабханская зона по линии одноименного глубинного разлома и системе сопряженных с ним более мелких тектонических нарушений северо-западного и широтного направлений граничит с Озерной зоной. На востоке Буянтинским блоком докембрия она отделена от Центрально-Монгольской зоны. Расположенные северо-восточнее Северо-Сонгинский и Южно-Сонгинский выступы докембрия намечают ее границу с Идэрской зоной.

В формационном отношении среди геосинклинальных образований, слагающих Дзабханскую зону, могут быть выделены два комплекса пород.

1. Комплекс существенно субаэральных эффузивов, сложенный вулканитами преимущественно кислого и среднего состава с подчиненным развитием основных разностей. Среди них развиты красные и фиолетовые липаритовые порфиры, плагиопорфиры и дациты, в меньшей степени их пирокласты, а также прошедшие зеленокаменное изменение диабазовые порфириты. Местами встречаются подчиненные прослои песчаников, гравелитов и алевролитов. Указанные образования, известные в литературе под названием дзабханской серии, достигают мощности 2000 *м*. Они сравнительно слабо метаморфизованы и дислоцированы. По возрасту одни исследователи относят их к нижнему кембрию (Беззубцев, 1963), другие — к венду (Амантов и др., 1970; Маркова и др., 1972), третьи — к рифею (Don, Dumicz, 1968). Соотношение вулканитов с подстилающими протерозойскими комплексами, как правило, несогласное, осложненное тектоническими нарушениями и размывом.

2. Второй формационный комплекс, занимающий более высокое стратиграфическое положение, сложен карбонатными и терригенными образованиями, представленными серыми и темно-серыми известняками, доломитами, песчаниками, алевролитами, местами конгломератами. Его контакт с нижележащим вулканогенным комплексом обычно согласный, лишь местами наблюдается размыв. Образования этого комплекса лучше всего представлены в бассейне р. Дзабхан и горном массиве Хасагту-Хайрхан-Ула, где они были описаны под названием цаганоломской и баянгольской свит. На основании фауны археоциат возраст их оценивался как ранний кембрий (Беззубцев, 1963) и ранний — средний кембрий (Kozlowski, Sliwinski, 1964; Don, Dumicz, 1964, 1968). Однако исследования последних лет и дополнительные сборы органических остатков заставили понизить его до венда и кембрия (Амантов и др., 1970). Одновременно были отмечены в составе данного комплекса четыре последовательно сменяющиеся по вертикали пачки карбонатных и терригенных пород, нижние из которых содержат строматолиты и онколиты венда, верхние — хиолиты и археоциаты алданского и ленского ярусов нижнего кембрия (Маркова и др., 1972).

Комплекс нижней молассы средне-позднекембрийского возраста, известный на территории Джидинской зоны, в Дзабханской зоне отсутствует. Здесь, после значительного перерыва непосредственно выше описанных геосинклинальных комплексов располагаются орогенные образования девонского и пермского возраста.

Среди интрузивных формаций геосинклинального этапа развития в Дзабханской зоне выделяются гипербазиты, образующие вдоль линии Дзабханского глубинного разлома ряд небольших трещинных тел, объединенных В. В. Беззубцевым и И. И. Волчком (1963) в Дзабханский гипербазитовый пояс. Возраст их по геологическим данным определяется как раннекембрийский. В центральной части горного массива Хасагту-Хайрхан-Ула известны также протрузии гипербазитов, располагающиеся среди вендско-кембрийских карбонатно-терригенных образований (Don, Dumicz, 1964, 1968). Гранитоиды геосинклинального этапа (тохтогеншильский комплекс) в описываемой зоне объединены в габбро-диорит-плагигранитную формацию, слагающую ряд массивов различной формы и ве-

личины. Абсолютный их возраст колеблется от 547 до 480 млн. лет, что отвечает среднему — позднему кембрию.

Широко распространены в Дзабханской зоне орогенные гранитоиды, представленные гранит-щелочногранитной формацией с абсолютным возрастом 280—300 млн. лет. Этой формацией заняты значительные пространства зоны, особенно в северной ее части и в области сочленения с Идэрской зоной. Ранее эта формация описывалась под именем тэсского комплекса (Амантов и др., 1966; Павленко и др., 1970).

В целом, для Дзабханской зоны характерно широкое развитие главным образом субаэральных вулканитов и мощных карбонатных толщ в отличие от преимущественно вулканогенного разреза в смежной Идэрской зоне. Кроме того, наблюдается изменчивость состава формационных комплексов при движении от центральной части зоны к краям. В общих чертах может быть намечен следующий ряд формаций Дзабханской зоны.

Центральная часть зоны	Краевая часть зоны
Карбонатно-терригенная формация (с преобладанием карбонатной составляющей)	Карбонатно-терригенная формация (с преобладанием терригенной составляющей)
Липарит-дацитовая формация	Липарит-дацит-андезитовая и диабазовая формации

Характерная черта зоны — также четко выраженная глыбово-складчатая структура. Различной величины и формы отдельные блоки образуют сложное сочетание и разделены разломами северо-западного и субширотного простираний. Некоторые из этих разломов несомненно заложились еще в докембрии, а затем движения по ним неоднократно возобновлялись (иногда даже и в альпийский этап развития). В частности, древнее заложение имеет Дзабханский глубинный шов, прослеживающийся через всю территорию зоны и состоящий из ряда смещенных друг относительно друга и кулисообразно расположенных разломов. Такой рисунок разлома, вероятно, обусловлен проявлением в отдельных его участках горизонтальных подвижек. На юге зоны работами Польской геологической экспедиции в горах Хасагту-Хайрхан-Ула установлен надвиг, прослеженный на протяжении свыше 70 *км* (Koslowski, Sliwinski, 1964; Don, Dumicz, 1964, 1969). Северные отрезки Дзабханского разлома изучены хуже, однако и здесь возможны надвиговые перемещения.

Внутренняя структура блоков характеризуется спокойными складчатыми дислокациями. Это или широкие брахискладки, или пологие моноклинали с падением слоев в 15—20°, а местами не более 10° (рис. 9а, б). Иногда здесь наблюдаются небольшие грабены, заполненные орогенными формациями девона и перми, а местами мезозойско-кайнозойскими отложениями.

Из полезных ископаемых в Дзабханской зоне выявлены рудопроявления хромитов, приуроченные к серпентинитам, выходящим вдоль Дзабханского глубинного шва. Некоторый интерес для поисков фосфоритов и бокситов представляют широко развитые здесь карбонатные толщи венда—кембрия.

Идэрская зона

Северо-западную часть Хангайского нагорья (северные отроги хребтов Тарбагатай и Болнай и бассейн р. Идэр-Гол) охватывает Идэрская зона. На востоке и западе она ограничена соответственно Тарбагатайским и Сонгинским выступами протерозойского основания, на севере — Прихубсугульским верхнерифейско-кембрийским прогибом, в структуры которого, как показали исследования В. А. Благонравова и Н. С. Зайцева, Идэрская зона переходит сравнительно постепенно. В области восточного сочленения Идэрской зоны находится западное окончание Орхон-Селенгинского

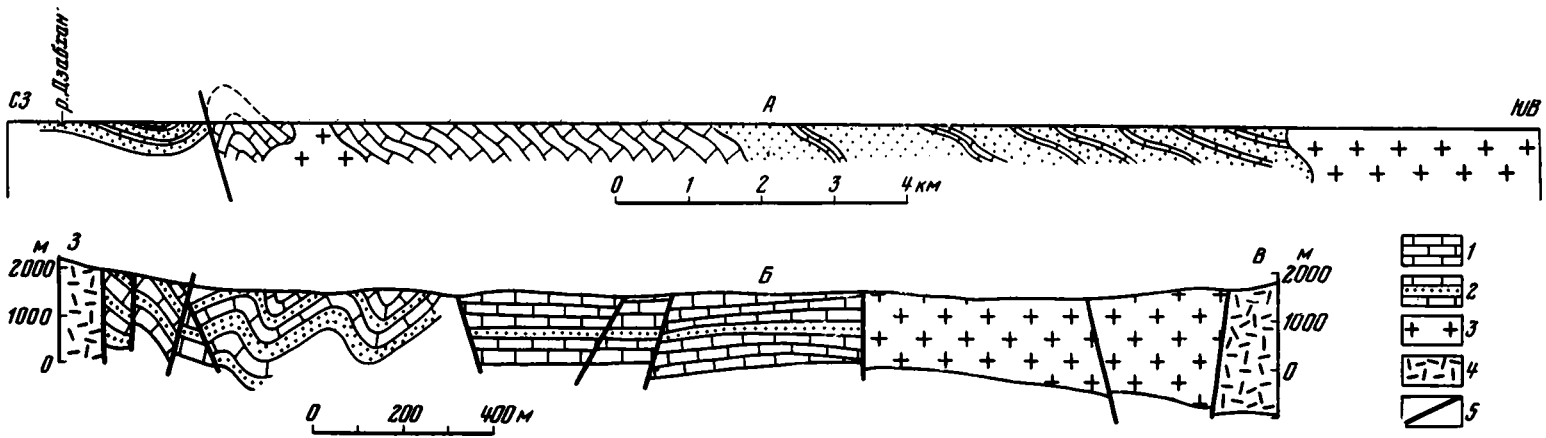


Рис. 9. Характер складчатости венд-кембрийских отложений Дзабханской зоны: А — к юго-востоку от сомона Цаган-Олом (по данным Н. Г. Марковой), Б — в северной части гор Хайрхан-Ула (по данным Е. Рутковского)

1 — известняки и доломиты венда; *2* — терригенные отложения с прослоями известняков алданского яруса нижнего кембрия (А) и карбонатные и терригенные породы цаганоломской свиты (Б); *3* — граниты; *4* — кислые эффузивы дзабханской свиты; *5* — разломы

верхнепалеозойского орогенного прогиба, а на западе — восточная часть субширотного гипербазитового Ханхухейского пояса. На юге Идэрская зона сливается с Дзабханской зоной.

В строении Идэрской зоны основную роль играют гранитоидные образования нижнепалеозойской диорит-гранодиоритовой и нижне-среднедевонской гранит-щелочногранитной формаций, которые вместе с соответствующими интрузиями Южного Прихубсугулья образуют Центрально-Монгольский гранитоидный узел (Благонравов, Федоров, 1970). Среди этих гранитоидов в виде останцов и провесов кровли различного размера сохранились интенсивно метаморфизованные и сложно дислоцированные протерозойские образования, а также смятые в более простые складки и слабее метаморфизованные вулканогенные и вулканогенно-карбонатные, преимущественно нижнекембрийские толщи. Породы средне-верхнепалеозойского и мезозойского возраста, дислоцированные относительно просто, распространены здесь меньше.

Большое значение в структуре Идэрской зоны имеют разрывные нарушения. Они разнообразны по ориентировке, значимости и времени заложения. Отмечаются нарушения различных направлений при явном преобладании субширотных.

Тектоническое строение Идэрской зоны лучше всего видно в окрестностях оз. Тэлмэн-Нур (рис. 10).

В строении раннекаледонского геосинклинального комплекса участвуют в основном вулканогенные образования, представленные подводными эффузивами и пирокластами липарит-дацит-андезитового состава. В окраинных частях Идэрской зоны вулканиты нередко переслаиваются с довольно мощными горизонтами и пачками известняков. Такая ассоциация пород соответствует вулканогенно-карбонатной формации. Объем

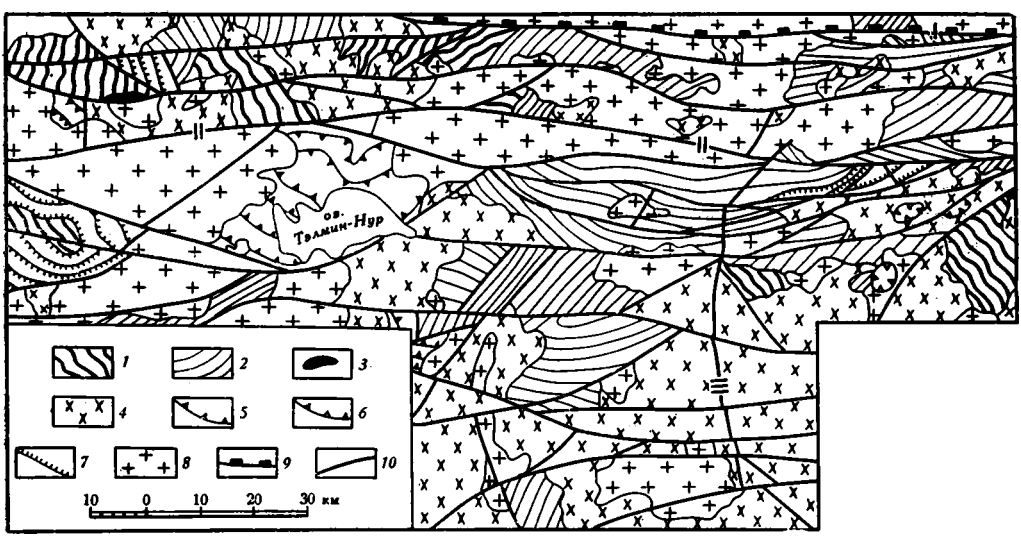


Рис. 10. Строение Идэрской зоны в окрестностях оз. Тэлмин-Нур. Составил В. А. Благонравов

1—4 — геосинклинальные структуры: *1* — изоклинального типа складки в выступах протерозойского основания, осложненные плойчатостью и гофрировкой, *2* — линейные складки и моноклинали в образованиях раннекаледонского геосинклинального комплекса, *3* — линзовидные тела ультраосновных пород гипербазитовой формации, *4* — тела и массивы синорогенных гранитоидов диорит-гранодиоритовой формации; *5—7* — орогенные структуры (мульды, грабен-синклинали, моноклинали), выполненные: *5* — нижне-среднедевонскими наземными вулканитами, *6* — среднедевонской молассой, *7* — верхнепермской континентальной молассой, в ряде структур совместно с наземными вулканитами; *8* — массивы и тела посторогенных гранитов гранит-щелочно-гранитной формации, комагматичные нижне-среднедевонским вулканитам; *9* — глубинные разломы, обновленные в настоящее время; *10* — прочие разломы

Разломы: I — Хангайский, II — Болнайский, III — Ходжулингольский

вулканогенного геосинклинального комплекса Идэрской зоны (по крайней мере в ряде ее районов), по сравнению с другими зонами Северной Монголии, вероятно, ограничивается только нижним кембрием, так как вблизи от подошвы этого комплекса (в долине р. Идэр-Гол, недалеко от сомона Тосын-Цэнгэл) содержатся археоциаты ленского яруса.

Структуры вулканогенно-карбонатных и вулканогенных толщ отличаются от описанных выше структур комплекса основания более простыми складчатыми формами. Обычно это линейные складки с размахом крыльев 2—10 *км* или ограниченные разломами моноклинали, представляющие, по-видимому, фрагменты более крупных структур. Одна из таких моноклинальных структур, очевидно, образующих крыло крупной синклинали, расположена на левобережье р. Идэр-Гол. С севера она оборвана Болнайским региональным разломом; в более южной части осложнена рядом разнонаправленных нарушений, а также разнообразными по форме и размеру массивами гранитоидов. Слои в пределах этой структуры падают преимущественно в северных румбах и имеют углы падения 50—60°. Сама моноклиналь, имея в целом субширотную ориентировку, образует слабо вогнутую полудугу, обращенную своей выпуклой частью к югу. Фрагменты подобных, но видимо, более мелких по масштабу структур сохранились также в бассейне р. Гудзани-Гол (правый приток р. Идэр-Гол), севернее сомона Тэлмэн и в других местах. Нередко они осложнены дополнительными складками, которые, в частности, наблюдались в пределах крутопадающей моноклинали, расположенной северо-восточнее сомона Тэлмэн в окрестностях горы Сортантуин-Ула.

В восточной части Идэрской зоны, недалеко от Тарбагатайского выступа, видно, что между структурами протерозойского основания и структурами геосинклинального комплекса существует резкое угловое и азимутальное несогласие.

Нижнепалеозойские гранитоиды диорит-гранодиоритовой формации (тэлминский комплекс), играющие важную роль в строении геосинклинального комплекса зоны, особенно широко развиты в юго-восточной ее части, где слагают крупный глубоко эродированный Наранский плутон. Особенно интенсивно он эродирован в южной части, так как здесь развиты средне- и крупнозернистые гранитоиды, практически лишенные останцов кровли. Севернее появляются провесы кровли вмещающих отложений, а сами интрузивные породы местами приобретают мелкозернистые и порфировидные структуры, что свидетельствует о менее глубоком эрозионном срезе этой части плутона. Остальные интрузии раннепалеозойского возраста в Идэрской зоне, по-видимому, представляют собой апофизы Наранского плутона или, по крайней мере, имели с ним общий магматический очаг.

Раннекаледонские гипербазиты и габброиды известны в среднем течении р. Идэр-Гол. Они приурочены к узкой субширотной троговой зоне, ограниченной разломами и выполненной вулканогенными и терригенными породами кембрия.

Переход Идэрской зоны в Прихубсугульский прогиб происходит путем постепенного замещения вулканогенных образований, преобладающих в Идэрской зоне, карбонатными отложениями, характерными для Прихубсугулья. В северной части Идэрской зоны на правобережье р. Мурэн (хр. Цаган-Нуру) среди эффузивов и туфов появляются сингенетичные им крупные линзовидные тела известняков. Севернее, ближе к долине р. Мурэн, количество карбонатных пород резко возрастает, а покров вулканитов уменьшается. Отдельные горизонты эффузивов и туфов среднего состава затем прослеживаются и в южной части Прихубсугульского прогиба — в верхах карбонатного комплекса.

Таким образом, формирование структуры Идэрской зоны произошло в два этапа: протерозойский и раннекембрийский. Во время первого было

создано складчатое основание, на котором впоследствии заложилась раннекаледонская геосинклинальная зона. Второй этап знаменовался накоплением мощных геосинклинальных вулканических толщ, иногда ассоциирующих с карбонатными отложениями. Прекращение геосинклинального режима, закончившегося внедрением огромных масс гранитоидов тэлминского комплекса, произошло во второй половине кембрия. В дальнейшем, в основном в девонский и пермский периоды, формировались наложенные структуры орогенного типа.

Преобладание в раннекаледонском комплексе Идэрской зоны продуктов эффузивного магматизма среднего и кислого состава, обилие гранитоидов, выступы протерозойского основания среди кембрийских пород — все это указывает на то, что заложение этой зоны произошло на коре континентального типа.

Джидинская зона

На севере Монголии к юго-востоку от оз. Хубсугул, охватывая левобережье р. Селенги (бассейны рек Эгыйн-Гол и Ури-Гол и хр. Бутулин-Нуру), располагается Джидинская зона. На юго-западе она сливается с Идэрской зоной. На северо-западе эта зона граничит с верхнерифейско-нижнекембрийскими и протерозойскими структурами Прихубсугулья; на северо-востоке она продолжается за пределы Монголии в Западное Забайкалье (в бассейн р. Джида). Южная часть зоны перекрыта верхнепалеозойскими вулканическими породами Орхон-Селенгинского прогиба.

Главное место в Джидинской зоне занимает верхнерифейско-нижнекембрийский геосинклинальный комплекс, в состав которого входят вулканогенно-терригенные, терригенные и карбонатные толщи, соответствующие в совокупности сложной геосинклинальной вулканогенно-терригенной ассоциации. В ней могут быть выделены различные формации. Необходимо подчеркнуть, что общая длительность вулканической деятельности, происходившей в течение всего позднедокембрийско-раннекембрийского этапа развития Джидинской зоны, уступает времени накопления терригенных и карбонатных осадков. Такой характер строения Джидинской зоны противоречит отнесению ее к категории вулканогенных, как это делалось ранее, и позволяет рассматривать данную зону в качестве миктогеосинклинали, по классификации Ю. М. Пущаровского (1971). Нередко верхнерифейско-нижнекембрийский геосинклинальный комплекс пронизан интрузиями нижнепалеозойской габбро-диорит-гранодиоритовой формации. Структуры, образованные этим комплексом, отличаются довольно сложными деформациями линейного характера и разбиты многочисленными разломами на ряд блоков. К некоторым разрывным нарушениям, а особенно к весьма протяженному Арыингольскому разлому (возможно, глубинного заложения), проходящему на северо-западе Джидинской зоны, приурочены массивы и тела ультрабазитов. Важно отметить, что только на территории Джидинской зоны пока установлен комплекс раннекаледонской нижней молассы предположительно средне-позднекембрийского возраста. Нижняя моласса с размывом и несогласием налегает на верхнерифейско-нижнекембрийский структурно-формационный комплекс и представлена преимущественно грубообломочными серыми и зелеными, местами пестроцветными терригенными отложениями.

Верхнерифейско-нижнекембрийский геосинклинальный комплекс в Джидинской зоне лучше всего обнажен в северо-западной ее части, в бассейнах рек Эгыйн-Гол и Ури-Гол, и на северо-востоке в пределах хр. Бутулин-Нуру. Отдельные выходы пород этого возраста среди пермских эффузивов Орхон-Селенгинского прогиба известны в окрестностях сомона Ихэ-Ула.

В бассейнах рек Эгыйн-Гол и Ури-Гол, согласно данным В. А. Благонравова и Н. С. Зайцева (1972), нижняя часть (мощность до 2500 *м*) комплекса — существенно терригенная, хотя на отдельных участках содержит значительное количество карбонатных и вулканогенных пород андезитового, дацитового и реже липаритового состава. Отмечается смена по вертикали вулканитов среднего состава кислыми. Вышележащая часть разреза (1000—1500 *м*) обычно карбонатная. Венчается разрез комплекса вулканогенно-терригенной толщей мощностью 1500—2000 *м*. Среди вулканогенных образований резко преобладают эффузивы и пирокласты андезитового состава. Как правило, все эти толщи связаны между собой согласными взаимоотношениями и только вблизи слияния рек Ури-Гол и Эгыйн-Гол между терригенной толщей и вышележащими образованиями можно наблюдать перерыв и несогласие, вероятно имеющие локальный характер. В этом же районе в самых верхах разреза карбонатные породы обособляются в самостоятельную толщу мощностью более 500 *м*, а на более низких уровнях они образуют среди вулканитов лишь линзовидные прослои и пачки, мощность которых обычно не превышает 200 *м*. В одном из таких прослоев на левобережье Ури-Гол, у устья р. Цзерлиг-Гол содержатся археоциаты, характерные для верхней части алданского яруса нижнего кембрия.

Верхнерифейско-нижнекембрийский комплекс в бассейне рек Эгыйн-Гол и Ури-Гол дислоцирован в сложные линейные складки, хотя, как правило, большинство структур оборвано разломами, замещено интрузивными массивами, а иногда перекрыто более молодыми образованиями. Поэтому чаще всего можно видеть только отдельные их фрагменты. В западной части зоны, ближе к Арыингольскому разлому, преобладает северо-восточное простирание складок; восточнее они ориентированы преимущественно в субширотном направлении, хотя нередко плавно отклоняются к северо-востоку или к северо-западу. Доминирует северное падение слоев с углами наклона 50—70°.

В среднем течении р. Эгыйн-Гол, у впадения в нее р. Бургэлту-Гол, вырисовывается довольно крупная погружающаяся и раскрывающаяся к югу синклинальная структура, в значительной степени уничтоженная нижнепалеозойскими гранитоидами. В пределах северного крыла Бургэлтуинской синклинали, местами осложненного дополнительными мелкими линейными складками, преобладают крутые (60—70°) углы наклона пластов (рис. 11).

Севернее сомона Ихэ-Ула верхнерифейско-нижнекембрийский комплекс, выходящий из-под пермских вулканитов Селенгинского прогиба, представлен, так же как и в более северных районах, терригенными, карбонатными и вулканогенными образованиями. Правда, последние здесь имеют почти исключительно кислый состав. Структура, сложенная этими породами, характеризуется линейностью и достаточной напряженностью складчатых форм. Генеральное простирание складок субширотное с некоторым отклонением к северо-востоку.

В строении центральной и юго-западной частей Бутулиннуринского выступа, образующего крупное сводово-горстовое поднятие, основную роль, по данным И. П. Палея, играют интенсивно метаморфизованные нижнекембрийские вулканогенно-терригенные образования, местами мигматизированные и превращенные в гнейсы и амфиболиты. В сводовой части поднятия слои залегают очень полого.

Развитые в Джидинской зоне верхнерифейско-нижнекембрийские породы образуют сложную геосинклинальную вулканогенно-терригенную ассоциацию, в составе которой в отдельных районах обособляются терригенная, вулканогенно-терригенная, карбонатная и карбонатно-вулканогенная формации.

Массивы нижнепалеозойских гранитоидов габбро-диорит-плагиогранитной формации, осложняющие гликативные верхнерифейско-нижне-

кембрийские структуры, в общем плане имеют с ними согласную ориентировку, хотя по отношению к частным структурным формам нередко оказываются дискордантными. Эти массивы обладают иногда довольно крупными (2000—3000 *км*^{2}) размерами и сложены пестрой гаммой пород от габбро до гранитов. По характеру строения и этапности формирования они практически не отличаются от массивов тэлминского комплекса Идэрской зоны и южной части Прихубсугульского прогиба. Не исключено, что с нижнепалеозойскими гранитоидами в Джидинской зоне генетически связано золото, которое известно здесь в виде небольших по масштабам россыпей аллювиального и аллювиально-пролювиального типов.

Структуры, образованные нижней молассой, известны только в бассейнах рек Эгыйн-Гол и Ури-Гол. Обычно это небольшие по площади (150—300 *км*^{2}) орогенные прогибы, в бортовых частях иногда оборванные разломами. Они выполнены сероцветными крупногалечными до валунных конгломератами, в гальке которых встречается весь набор подстилающих пород, в том числе нижнепалеозойских габброидов и гранитоидов. Выше они сменяются различными по зернистости полимиктовыми песчаниками. Возраст этих отложений палеонтологически не обоснован; по составу и характеру строения разреза они больше всего напоминают развитую на северо-востоке Тувы аласугскую свиту, формирование которой происходило во второй половине кембрия (Благонравов, 1959; Агентов и др., 1966). Рассматриваемые структуры и выполняющие их отложения, перекрывающие с четко выраженными несогласиями верхнерифейско-нижнекембрийский геосинклинальный комплекс, характеризуются достаточно крутыми (45—60°) падениями слоев.

Верхнерифейско-нижнекембрийский комплекс Джидинской зоны по характеру общего разреза достаточно близок раннекаледонскому комплексу Прихубсугулья. Описанная терригенная толща, развитая в Джидинской зоне, по всем данным одновозрастна с дархатской (сархойской) серией Прихубсугульского прогиба, а вышележащие карбонатная и вулканогенно-терригенная толщи отвечают хубсугульской (боксонской) серии

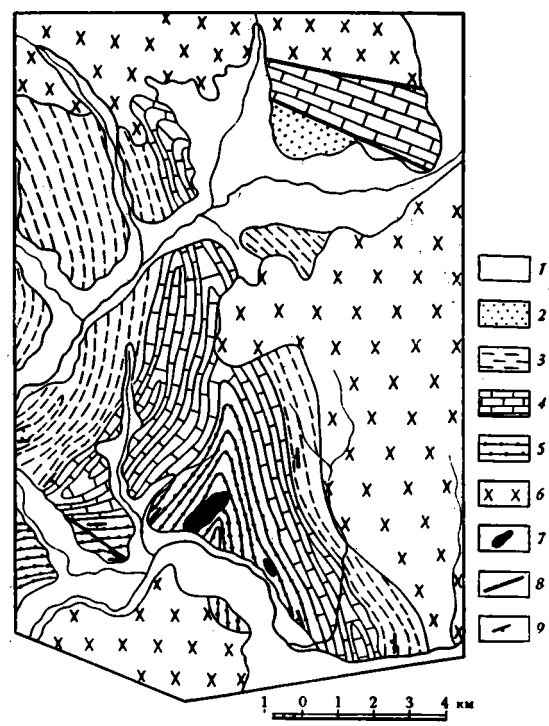


Рис. 11. Геологическая схема северного крыла Бургэлтуинской синклинальной структуры

1 — четвертичные отложения;
2 — верхнеюрские - нижнемеловые терригенные отложения;
3—5 — верхнерифейско - нижнекембрийские отложения:
3 — существенно терригенная толща,
4 — карбонатная толща,
5 — вулканогенно - терригенная толща;
6 — нижнепалеозойские гранитоиды;
7 — нижнепалеозойские гипербазиты;
8 — разломы;
9 — элементы залегания

Прихубсугулья. Однако в Джидинской зоне, при формировании верхнерифейско-нижнекембрийского комплекса, в отличие от Прихубсугульского прогиба, более интенсивно проявился эффузивный магматизм, представленный в основном трещинными излияниями андезитового и андезит-дацитового состава. Тем не менее установлено, что карбонатные и терригенные толщи Прихубсугульского прогиба в восточном направлении при приближении к Джидинской зоне постепенно обогащаются вулканическими продуктами. Все это дает право говорить о том, что в раннекаледонское время между Джидинской зоной и Прихубсугульским прогибом не существовало резкого рубежа, как предполагали ранее некоторые исследователи.

Таким образом, геосинклинальное развитие Джидинской зоны, так же как и других раннекаледонских зон Северной Монголии, завершилось в середине кембрия (Амантов и др., 1970; Благонравов, 1971; Благонравов, Зайцев, 1972). В это время здесь произошли складчатость и поднятие, сопровождавшиеся становлением гранитоидных массивов. В среднем — позднем кембрии в ее пределах возникли орогенные впадины и прогибы, в которых за счет размыва верхнерифейских и кембрийских толщ накопились породы раннекаледонской молассы.

Обилие в верхнерифейско-нижнекембрийском комплексе Джидинской зоны терригенных и карбонатных пород, наличие вулканитов преимущественно среднего, а местами и кислого состава, сходство разрезов этого комплекса с одновозрастными разрезами Прихубсугулья указывают на то, что и эта зона в раннекаледонское время развивалась уже на сформированной континентальной коре.

Центрально-Монгольская зона

В Центрально-Монгольской зоне верхнерифейско-кембрийские геосинклинальные комплексы, по-видимому, пользуются широким развитием, но они лишь эпизодически обнажаются на поверхности из-под более молодых образований. Насколько можно судить по разрозненным выходам, эти комплексы распространены в основном в междуречье Керулена и Онона, к северу от Керуленской шовной зоны. Вероятно, они слагают несколько самостоятельных структурных полос, разобщенных выступами протерозойского основания. Одна такая полоса развития верхнерифейско-кембрийского комплекса реконструируется среди полей палеозойских гранитоидов и под чехлом молодых отложений непосредственно к северу от Керуленской зоны между сомонами Мурон и Баян-Обо. Простирание данной полосы — северо-восточное, она прослеживается на расстояние не более 200 *км* при ширине 40—50 *км*.

В строении этой полосы принимают участие две группы отложений,— с одной стороны, толщи метаморфизованных кислых и средних эффузивов, локализующиеся в основном у юго-восточного края зоны, а с другой,— метаморфизованные же песчано-сланцевые отложения, выходящие на северо-западе полосы.

Тектоническая структура в связи с крайней фрагментарностью выходов изучена плохо. Судя по наблюдениям над отдельными обрывками складок, залегание слоев весьма разнообразно, но в целом преобладают линейные складки. Следует подчеркнуть интенсивный кливаж, пронизывающий вулканогенные породы, и сильную сланцеватость терригенных отложений. Ориентировка как складок, так и кливажа значительно меняется. В западной части, севернее р. Мурен-Гол (район горы Ундер-Хан-Обо), преобладает северо-восточная ориентировка основных структурных элементов; в восточной части, в районе сомона Баян-Обо, наблюдаются, напротив, резко поперечные северо-западные простирания и складок, и кливажа. Вырисовывается тем самым крупный коленообразный прогиб,

в центре которого находится выступ протерозойского основания в районе сомона Идэрмэг.

С вулканогенными образованиями рассматриваемой полосы тесно ассоциируются крупные тела нижнепалеозойских гранитоидов, имеющих часто метасоматическое происхождение. Массивы этих гранитоидов сильно трещиноваты; трещины совпадают в целом с ориентировкой кливажа во вмещающих толщах. Подобное совпадение трещиноватости и кливажа с частными отклонениями простираний складчатых структур сохраняется и в верхнерифейско-нижнекембрийских образованиях вблизи протерозойского выступа в районе сомона Идэрмэг.

Вторая полоса прослеживается в северо-восточном направлении вдоль верхнего течения р. Онон и ее правого притока р. Шусыйн-Гол и, возможно, продолжается в хр. Эрэндабан. В бассейне р. Шусыйн-Гол в строении рассматриваемой полосы принимает участие мощная (до 3000 *м*) полифациальная серия, состоящая в нижней части из порфироидов, в средней — из известняковых конгломератов и песчаников, чередующихся с покровами зеленокаменноизмененных основных и средних эффузивов, и в верхней — из флишоидной толщи глинистых сланцев и песчаников, включающих тела известняков. Тектонические деформации в этой полосе проявляются главным образом в интенсивной рассланцованности пород и повсеместном развитии кливажа. Сами складчатые формы отличаются, напротив, сравнительной простотой. Так, на левобережье р. Шусыйн-Гол наблюдается крупная синклиналь шириной около 10 *км*. Слои на ее южном крыле практически моноклинально погружаются на север под углами от 20 до 60°. В ядре синклинали, выполненной пластичными сланцевыми породами, слои сложно дислоцированы и образуют в ряде случаев мелкие (1—10 *м*) дисгармоничные складки.

Наконец, третья полоса распространения верхнерифейско-кембрийского комплекса намечается на провобережье р. Онон у впадения в нее р. Хураху-Гол, в окрестностях сомона Биндэр. Здесь раннекаледонский комплекс выходит на поверхность из-под верхнемезозойских базальтов на двух участках: на правобережье р. Хураху-Гол и в междуречье Хураху-Гол и Онон.

На правобережье р. Хураху-Гол развита терригенно-карбонатная серия мощностью 1500—2000 *м*, полностью лишенная вулканических пород. В нижней части этой серии располагается существенно песчаниковая толща, постепенно сменяющаяся вверх по разрезу карбонатной, в которой во многих пунктах содержатся рифейские и вендские онколиты и строматолиты. Эта серия венчается толщей существенно мономинеральных кварцевых песчаников и гравелитов, свидетельствующих о размыве каких-то сиалических пород. Приведенный разрез в общих чертах напоминает разрез дархатской и нижней половины хубсугульской серии Прихубсугульского прогиба.

Терригенно-карбонатная серия образует сравнительно простую куполовидную структуру, погружающуюся в северном направлении. В пределах этой структуры господствует северо-восточная ориентировка складок с преобладающими углами падения 30—40°.

В междуречье Хураху-Гол и Онон развита вулканогенно-карбонатно-терригенная толща мощностью 1500—2000 *м* с довольно мощной пачкой хорошо слоистых зеленовато-серых кремнистых пород. В известняках, находящихся на левобережье р. Багашазгай-Гол, присутствуют онколиты нижнекембрийского облика (определения З. А. Журавлевой и Д. Доржнамжаа). В этом районе преобладают субмеридиональные линейные, иногда довольно напряженные складки с углами падения 60—80°.

Уланульская и Тотошаньская зоны

Исследованиями О. Д. Суетенко, Ю. А. Борзаковского, Б. Лхасурена и других в 1970—1971 гг. было установлено, что на юго-востоке Южно-Монгольской герцинской структуры в Уланульской и Тотошаньской зонах развиты верхнепротерозойско-кембрийские образования. Аналогичные образования известны и к западу от Тотошаньской зоны в небольших изолированных тектонических блоках в хр. Булаган-Ула и Цаган-Ула (Южная Гоби).

Верхнепротерозойско-кембрийский комплекс в Уланульской зоне начинается с кремнисто-карбонатной формации, представленной известняками (с онколитами среднего рифея), силицилитами, кварцитами и кристаллическими сланцами. Она согласно, но по резкой границе, надстраивается мощной терригенной толщей, напоминающей молассовую формацию. Южнее, в Тотошаньской зоне, распространены известняки (с онколитами венда) и кристаллические сланцы, среди которых залегают кислые эффузивы. Возможен более древний, существенно гнейсовый комплекс.

Вопрос о проявлении в пределах Тотошаньской и Уланульской зон протерозойского и нижнепалеозойского интрузивного магматизма остается до настоящего времени открытым. Гальки гранитоидов и рассланцованных кислых эффузивов в верхнепротерозойско-кембрийских отложениях Уланульской зоны позволяют предположить возможность протерозойского кислого и среднего магматизма. Раннепалеозойский возраст, возможно, имеют небольшие тела катаклазированных биотит-роговообманковых гранитов и граносиенитов, ассоциирующихся в Тотошаньской зоне с верхнепротерозойскими образованиями.

В целом верхнепротерозойско-кембрийский комплекс Юго-Восточной Монголии обладает значительным сходством с одновозрастными комплексами Центральной Монголии, в первую очередь, с соответствующими образованиями Средней Гоби. Главное отличие заключается в развитии мощной молассоидной толщи.

Помимо верхнепротерозойско-кембрийских образований, в Уланульской и Тотошаньской зонах локально развиты зеленокаменные вулканогенно-терригенные образования нижнего палеозоя(?) и силурийская песчаниково-известняковая толща, внизу сероцветная, вверху пестроцветная. К девону относятся пестроцветные туффиты, аркозы, алевролиты с эффузивами кислого и среднего состава. Верхнепалеозойские отложения, распространенные очень широко, ложатся на подстилающие породы резко несогласно; они представлены преимущественно континентальными осадочно-вулканогенными образованиями орогенного типа. Характерная черта Тотошаньской и Уланульской зон — обилие разновозрастных гранитоидов: девонских, верхнепалеозойских.

На современном эрозионном срезе верхнепротерозойско-кембрийские образования выходят в двух крупных разобщенных тектонических блоках, внутреннее строение которых различно.

В Уланульской зоне рассматриваемые образования обнажаются на севере, в Баргинобинском блоке. Он несколько удлинен в северо-восточном направлении, протягиваясь на расстояние около 45 *км*, при ширине в 20 *км*; с севера и юга ограничен мезозойско-кайнозойскими депрессиями. Внутреннее строение Баргинобинского блока довольно простое. На большей его части верхнепротерозойско-кембрийские отложения моноклинально, со сравнительно пологими углами (20—40°), падают на юг. Лишь на севере, где обнажаются низы разреза, отмечается переход к обратным падениям, позволяющий предположить, что в целом верхнепротерозойско-кембрийские отложения в пределах Баргинобинского блока слагают крупную антиклинальную структуру со срезанным северным крылом. Моноклиналь осложнена мелкими складками второго порядка с размахом крыльев в первые километры. На севере (на своде антиклинали)

распространены преимущественно брахиформные складки. Южнее, общее моноклинальное залегание пластов нарушается линейными, часто запрокинутыми на север складками с субгоризонтальными шарнирами или плавными дугообразными изгибами. Здесь же развиты межпластовые срывы по надвигам, полого падающим на юг.

В целом, главными особенностями структуры Баргинобинского блока является, во-первых, ее асимметрия (на севере выходят наиболее древние, на юге наиболее молодые отложения), во-вторых, четкая северная вергентность как складок второго порядка, запрокинутых на север, так и надвигов, падающих на юг.

В строении Тотошаньской зоны, расположенной к югу от Уланульской, главное значение имеет пучок протяженных широтных и восток-северо-восточных разломов, сходящихся в западном направлении и расщепляющихся на востоке. Эти разломы ограничивают узкие клиновидные в плане блоки шириной от 1—3 до 20—30 *км* при протяженности до 100 *км*. В этих блоках выходят как отложения позднего протерозоя — кембрия, так и более молодые — девонские, каменноугольные и пермские отложения. При этом наиболее древние отложения сосредоточены в северной и центральной части Тотошаньской зоны, а более молодые тяготеют к южной, граничащей с верхнепалеозойскими геосинклинальными структурами.

Интересны некоторые особенности строения Центрально-Тотошаньского блока, изученные А. С. Перфильевым, О. Д. Суетенко и Б. Лхасуреном в окрестностях нового сомона Солонкер. Этот блок прослеживается в широтном направлении на расстоянии около 100 *км*, при ширине до 20 *км*: с юга и севера он ограничен разломами широтного простирания, в плане прямолинейными, большей частью крутопадающими (60—80°). Местами разлом северного ограничения Центрально-Тотошаньского блока выполаживается, так что верхнепротерозойско-кембрийские отложения оказываются надвинутыми на верхнепалеозойские. Внутри Центрально-Тотошаньского блока все пласты (известняков, кислых эффузивов, терригенных пород) моноклинально, под сравнительно крутым (60—80°) углом, падают на север. Наблюдается ряд широтных разломов, согласных с напластованием пород. Вдоль некоторых разломов отмечаются интенсивная милонитизация и дробление пород, особенно сильно проявленные на западном окончании Центрально-Тотошаньского блока. Здесь в зонах разломов разновозрастные кислые эффузивы (верхнего протерозоя-кембрия и перми) настолько изменены, что практически не отличимы друг от друга.

Возможны различные трактовки тектонического положения верхнепротерозойско-кембрийского комплекса Уланульской и Тотошаньской зон. О. Д. Суетенко (1971) считает их неотъемлемой частью крупной антиклинорной структуры, возникшей на месте среднепалеозойского геоантиклинального поднятия. А. Б. Дергунов, Н. С. Зайцев, А. А. Моссаковский и А. С. Перфильев (1971) рассматривают Уланульскую и Тотошаньскую зоны, а также некоторые более западные структуры Южной Гоби как крупный аллохтонный блок ранних каледонид, надвинутый на герцинскую эвгеосинклиналь Южной Монголии из районов Центральной Монголии. При этой трактовке предполагается аллохтонное залегание не только верхнепротерозойско-кембрийского комплекса, но и развитых в Уланульской и Тотошаньской зонах зеленокаменных нижнепалеозойских (?) и орогенных силурийско-девонских образований. В настоящее время как та, так и другая трактовки не могут считаться бесспорными, и для окончательного решения этого вопроса требуются дополнительные исследования.

ВЫВОДЫ

Обзор строения верхнерифейско-кембрийских формационных комплексов и структур, встречающихся на территории Монголии, показывает, что они распространены преимущественно в северном (раннекаледонском) мегаблоке страны. Современное распределение их на этой площади весьма неравномерное, главным образом вследствие уничтожения во время последующих очень длительных геологических событий. Однако и уцелевшие реликты от некогда более широкого площадного их развития позволяют выделить среди них четыре основные разновидности структурно-формационных зон.

К первой разновидности принадлежат существенно вулканогенные зоны, в которых определяющую роль играют зеленокаменноизмененные продукты вулканизма основного и среднего состава, принадлежащие спилит-диабазовой формации и сменяющиеся по вертикали туфогенно-грауваковыми сериями с большим количеством андезито-базальтовых лав. Здесь развиты также габброидные и гипербазитовые массивы, намечающие вместе с вмещающими их зеленокаменными образованиями протяженные офиолитовые пояса. Наиболее характерным представителем этой разновидности зон может быть названа Озерная зона, хотя еще и очень слабо изученная.

В строении второй разновидности структурно-формационных зон участвуют терригенно-карбонатные, терригенно-вулканогенные и карбонатно-вулканогенные толщи. Количество вулканогенных образований, чаще всего представленных подводными лавами и туфами андезитового и базальтового состава, в них иногда даже уступает морским терригенным и карбонатным породам, вместе взятым. К этой разновидности зон относятся, в первую очередь, Джидинская, Керуленская и некоторые другие.

К третьей разновидности относятся также вулканогенные зоны, но в отличие от первых они выполнены в основном эффузивами и пирокластами липарит-дацит-андезитового ряда при преобладании пород дацитового и андезитового состава. Представителем этой разновидности зон является Идэрская зона; сюда, по-видимому, может быть отнесена Байдарикская и некоторые другие зоны.

Структурно-формационные зоны четвертой разновидности характеризуются непрерывным, преимущественно карбонатным разрезом, в низах и верхах которого местами появляются терригенные породы и вулканические продукты главным образом кислого и среднего состава. Стратиграфический объем геосинклинального комплекса этой зоны охватывает промежуток времени от позднего рифея и до среднего кембрия включительно. Зоны четвертой разновидности, наиболее ярким представителем которых является Прихубсугульская, протягиваются в раннекаледонском блоке Монголии от районов северного Прихубсугулья сначала на запад к хр. Хан-Хухэй, а затем — на юг в Дзабханскую зону и далее на восток в Среднюю Гоби.

Верхнерифейско-кембрийские геосинклинальные структурно-формационные комплексы, как правило, залегают с размывом и несогласием на подстилающих рифейских отложениях. В свою очередь они несогласно перекрываются орогенной молассовой формацией ранних каледонид средне-позднекембрийского (местами до ордовика включительно) возраста, представленной в Джидинской и Баянхонгорской зонах.

До недавнего времени считалось, что границы между всеми выделенными структурно-формационными зонами ранних каледонид Монголии — резкие и в современной структуре обычно совпадают с глубинными или региональными разломами. Однако более тщательный анализ существующего материала показывает, что это положение не всегда отвечает действительности, и в ряде случаев переход от одной зоны к другой совершается постепенно, хотя иногда и на сравнительно коротких расстоя-

ниях. Наглядным примером этому может служить постепенный переход Прихубсугульской, преимущественно карбонатной зоны в Джидинскую — терригенно-карбонатно-вулканогенную и в Идэрскую — почти нацело вулканогенную.

Выделение верхнерифейско-кембрийских структурно-формационных зон в раннекаледонском блоке Северной Монголии имеет не только теоретическое, но и большое практическое значение и, в частности, для выяснения генезиса и перспектив поисков некоторых осадочных руд, связанных с формированием этих структур и в первую очередь фосфоритов, бокситов, железа и марганца.

В ранних каледонидах широко распространены нижнепалеозойские (доорогенные) гранитоиды, представленные габбро-диорит-плагиогранитной формацией, галька которых уже находится в составе базальных конгломератов вышеупомянутой средне-верхнекембрийской — ордовикской молассы.

Для всех формационных зон ранних каледонид характерен общий мозаично-блоковый структурный рисунок, отражающий сложное сочетание разновеликих изометричных тектонических блоков с разнообразно дислоцированными породами и линейных относительно узких шовных зон, сложенных, как правило, более интенсивно дислоцированными, часто зеленокаменными вулканитами с телами серпентинизированных гипербазитов.

Следует подчеркнуть большую роль разломов в формировании раннекаледонских и вообще каледонских структур Монголии, определяющих основные направления простираний складчатых поясов и структурно-формационных зон.

Начиная с раннекаледонского тектонического этапа, т. е. с эпохи позднего рифея — кембрия, на территории Монголии геосинклинальные формации отчетливо группируются в два главных типа зон. Зоны первого типа с преобладающим фемическим обликом слагающих их пород (основной подводный вулканизм, большое количество гипербазитов и габбро, глубоководные кремнистые породы и др.) относятся к эвгеосинклиналям, которые, как предполагается, развивались в областях с корой океанического типа. К этому типу зон в ранних каледонидах больше всего подходит Озерная структурно-формационная зона. Все остальные выделенные выше три разновидности структурно-формационных зон по всем приведенным данным относятся ко второму типу и, очевидно, заложились и развивались на сформированной ранее континентальной коре.

НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ И ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Формирование нижнепалеозойских геосинклинальных комплексов охватывает интервал времени от конца рифея до силура включительно. Распространение их на территории Монголии ограниченно и связано с двумя крупными структурами: Монгольским Алтаем и обрамлением Хангай-Хэнтэйской зоны.

ЗОНЫ МОНГОЛЬСКОГО АЛТАЯ

Монгольско-Алтайская складчатая система занимает территорию хр. Монгольский Алтай и Хархинского нагорья. На востоке, по субмеридиональному Цаганшибэтинскому разлому она граничит с ранними каледонидами Озерной зоны, на юго-западе отделяется от герцинид Южной Монголии Тургэнгольским разломом. В целом Монгольско-Алтайская

система протягивается в пределах Монголии в северо-западном направлении на расстояние свыше 600 *км* при максимальной ширине 300 *км*. На северо-запад она продолжается в сопредельные районы Горного Алтая и Тувы. Западная ее часть располагается на территории Китая, где обрамляется герцинскими сооружениями Зайсанской зоны.

Тектоника Монгольского Алтая изложена во многих работах (Иванов, 1953; Васильев и др., 1959; Волочкович, 1961; Волочкович и Леонтьев, 1964; Амантов, Лувсанданзан, Матросов, 1962; Беззубцев и др., 1963; Матросов, 1969; Лувсанданзан, 1970; Дергунов, Лувсанданзан, 1970; Дергунов и др., 1971). В общем виде ее строение рассмотрено В. А. Амантовым и др. (1967б), а также в монографии «Тектоника Евразии» (1966). В последнее время много новых данных по строению этой системы получено А. Б. Дергуновым, а по ее южной части Н. Г. Марковой.

Монгольско-Алтайская складчатая система имеет сложное геологическое строение, вследствие чего (а также из-за слабой и неравномерной изученности) до сих пор нет единого взгляда на возраст и историю развития ее структур. Одни исследователи считали ее герцинской (Иванов, 1953; Васильев и др., 1959), другие — каледонской, но переработанной герцинскими движениями (Амантов, Матросов, 1961; Амантов и др., 1962), третьи делили ее на каледонскую (хархиринская) и герцинскую (алтайская) части (Беззубцев и др., 1963). Наконец, К. А. Волочкович (1964) включил Монгольский Алтай в состав единого Талицко-Монгольско-Алтайского геоантиклинального поднятия, которое рассматривал как зону ранней консолидации среди герцинских геосинклинальных прогибов. На тектонической карте Евразии Монгольский Алтай показан в виде позднекаледонского складчатого сооружения. Противоречивость выводов обусловлена главным образом возникновением в пределах рассматриваемой складчатой системы герцинских новообразованных геосинклинальных прогибов — моногеосинклиналей (Дергунов и др., 1971).

Серией ветвящихся разломов субмеридионального и северо-северо-западного направления Монгольско-Алтайская система разбита на несколько протяженных тектонических блоков, часть которых образуют самостоятельные структурно-формационные зоны. Последовательно с запада на восток выделяются Алтайская, Хархинская и Цаганшибетинская зоны, которые отделены друг от друга соответственно Толбонурским и Байримским глубинными разломами. Кроме того, обособляются Делюно-Юстыдская герцинская моногеосинклиналь и аналогичный ей Ачитнурский прогиб, а также разновозрастные наложенные мульды орогенного типа.

В истории формирования нижнепалеозойских структур Монгольского Алтая намечаются два этапа: рифейско-кембрийский и ордовикско-силурийский. В разных структурах эти этапы проявились по-разному, но рубежи перехода от одного к другому, как правило, совпадали. С каждым из этих этапов связано формирование самостоятельных структурных комплексов.

В рифейско-кембрийский этап в какой-то мере уже было сформировано то складчатое основание, на котором позднее развивались более молодые комплексы. В составе кембрийских отложений главную роль играют монотонные и мощные песчано-сланцевые серии, условно отнесенные к верхнему кембрию; не исключено, однако, что верхние горизонты их захватывают уже низы ордовика. До сих пор неизвестно, чем подстилаются эти серии. Появление в зонах разломов зеленокаменных толщ верхнего докембрия — нижнего, а может быть, и среднего кембрия позволяет предполагать, что под верхнекембрийскими (?) образованиями располагается зеленокаменный комплекс, по-видимому, отделенный несогласием.

Ордовикско-нижнесилурийский структурный комплекс, обычно также отделенный от подстилающих толщ несогласием, пользуется меньшим

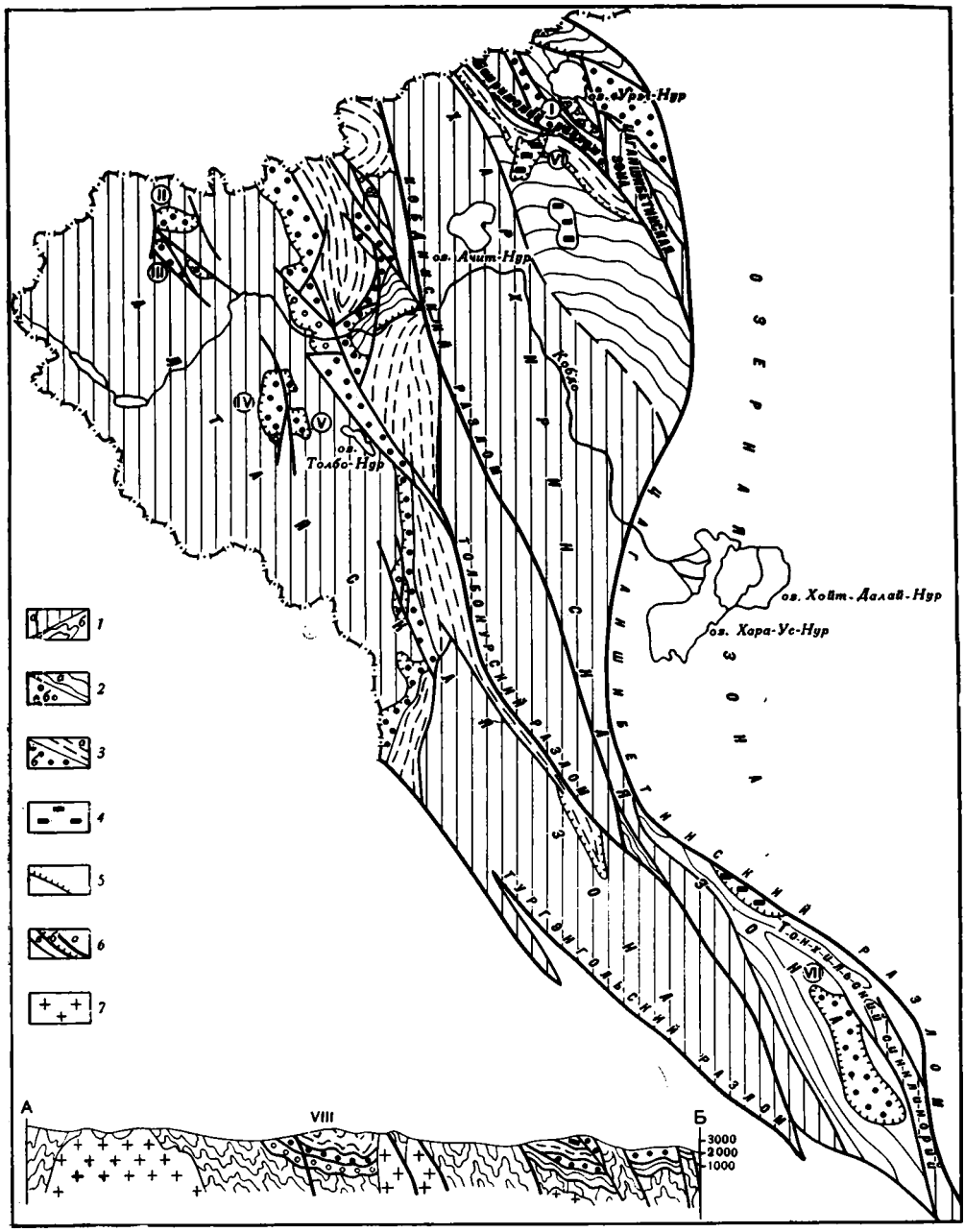


Рис. 12. Тектоническая схема Монгольского Алтая

1 — рифейско-кембрийский складчатый комплекс (*а* — на схеме, *б* — на профиле), *2* — ордовик-силурийский складчатый комплекс (*а* — в геосинклинальных прогибах, *б* — в наложенных мульдах); *3* — девонский складчатый комплекс (*а* — в регенерированных прогибах, *б* — в наложенных мульдах); *4* — каменноугольный складчатый комплекс (в наложенных мульдах и грабенах); *5* — границы наложенных структур; *6* — разломы (*а* — глубинные, *б* — надвиги, *в* — прочие); *7* — гранитоиды (на профиле).

Цифрами на схеме обозначены наложенные мульды: I — Урэгнурская, II — Ойгурингольская, III — Цагангольская, IV — Сагсайская, V — Баинтуинская, VI — Байримская, VII — Хулмунурская, VIII — Делюно-Юстыдский прогиб

распространением, чем предыдущий, и сосредоточен главным образом в восточной части Монгольского Алтая (рис. 12). Он представлен в основном вулканогенно-терригенными и карбонатными породами геосинклинального типа, сильно дислоцированными, местами метаморфизованными. Этому комплексу в возрастном отношении идентичны вскрытые на небольших площадях в пределах Цаганшибетинской и Алтайской зон моласоидные отложения верхнего ордовика и силура, однако они принадлежат уже к иному классу образований и связаны с наложенными прогибами и мульдами. Формирование ордовикско-силурийского комплекса завершилось складчатостью (каледонская) во второй половине силура. Все более молодые отложения налегают с резким несогласием на каледонский фундамент.

Алтайская зона

Наиболее высокогорную часть Монгольского Алтая занимает Алтайская зона. На востоке она ограничивается Толбонурским разломом, а на запад уходит в пределы Китая, где примыкает к Зайсанской зоне герцинид. В северном направлении Алтайская зона испытывает воздымание, находя свое продолжение в структуре Холзунско-Чуйского антиклинория Горного Алтая. На юге наблюдается сочленение этой зоны с системой южно-монгольских герцинид, однако положение границы между ними разными исследователями трактуется неоднозначно. На тектонической схеме (см. рис. 12) эта граница проведена по северо-западному Тургэнгольскому разлому, ответвляющемуся от широтного Булганского. В последнее время А. Б. Дергунов вслед за В. М. Синицыным (1956) отстаивает представление, в соответствии с которым южной границей зоны является сам Булганский разлом, ярко выраженный в палеозойской структуре и в современном рельефе области.

Алтайская зона характеризуется широким развитием сложно дислоцированных, местами метаморфизованных терригенных толщ условно верхнекембрийского возраста, занимающих практически всю территорию зоны. Более древние зеленокаменные породы спилит-диабазовой формации слагают в ее пределах лишь небольшой тектонический блок западнее г. Улегей. В этих породах пока не найдено остатков фауны, поэтому их возраст условно устанавливается на основании сходства с аналогичными отложениями Алтае-Саянской области.

Наиболее примечательная особенность верхнекембрийского (?) терригенного комплекса — однообразная монотонность состава и строения, а также отсутствие заметных фациальных изменений по латерали. Всюду на огромных площадях распространения этот комплекс, охватывающий не только Монгольский Алтай и значительную часть Хархиринского нагорья, но также Горный Алтай и Западный Саян в пределах СССР, сложен исключительно терригенными, как правило мелкозернистыми хлоритизированными породами серо-зеленого, реже фиолетового цвета. Обычно эти породы параллельно-слоисты, изредка косослоисты, нередко характеризуются ритмичностью. Всюду сохраняется трехчленное строение разреза: внизу преобладают сланцы по пелитовым породам, в средней части — хлоритизированные тонкослоистые и тонкозернистые флишоидные кварц-плагиоклазовые песчаники и только в верхней, наряду с ними, появляются красноцветные алевролиты и косослоистые полимиктовые песчаники с примесью туфогенного, нередко грубообломочного материала. Последнее обстоятельство свидетельствует о поднятии, произошедшем в конце формирования описываемого комплекса. Органических остатков в слагающих его терригенных породах пока не обнаружено, поэтому возраст комплекса — условный и установлен лишь по литологическому сходству с соседними районами Горного Алтая и Западного Саяна. Общая мощность отложений комплекса —4—6 *км*.

Особенности состава и строения верхнекембрийского терригенного комплекса позволяют отнести его к песчано-сланцевой флишоидной формации.

Верхнекембрийские терригенные толщи, как правило, смяты в узкие линейные, местами изоклинальные складки, повсеместно разбитые кливажом и осложненные плойчатостью и гофрировкой. Преобладают северо-западные простирания складок, согласные с ориентировкой самой зоны. Местами (верховья р. Кобдо) устанавливается северо-западная вергентность, проявляющаяся в опрокидывании и надвигании складок в том же направлении. В северных районах, где преобладают северо-восточные простирания, К. Л. Волочкович (1964) описал куполообразные антиклинали, разделенные узкими килевидными синклиналями. Подобный стиль структур свойствен и смежным частям Холзунско-Чуйского антиклинория.

На терригенных образованиях верхнего кембрия (?) Алтайской зоны, отделяясь от них резким структурным несогласием, располагаются довольно многочисленные наложенные мульды (см. рис. 12), выполненные орогенными образованиями силурийского и девонского возраста.

В пределах Алтайской зоны развита плагиогранитная формация так называемого алтайского комплекса. Выходы формации приурочены обычно к осевым частям антиклинальных структур, сложенных терригенными сериями верхнего кембрия, они сопровождаются контактовыми ореолами. Известны также активные контакты этих гранитоидов с фаунистически охарактеризованной черносланцевой толщей среднего — верхнего девона Делюно-Юстыдской моногеосинклинали. Абсолютный возраст их по биотиту (K/Ar метод) колеблется от 300 до 366 млн. лет. Таким образом, формирование массивов Алтайского комплекса происходило, очевидно, в позднедевонское время, в стадию замыкания Делюно-Юстыдской структуры. Орогенные граниты гранитно-щелочногранитной формации (Хархиринский комплекс) в Алтайской зоне распространены очень ограниченно.

В целом, Алтайская зона представляет собой сложно построенный горст-антиклинорий, ось которого воздымается в северо-западном направлении в сторону Холзунско-Чуйского антиклинория Горного Алтая. Кроме того, намечается общий наклон и погружение структуры в северо-восточном направлении, в сторону Толбонурского глубинного разлома. С этим, очевидно, было связано формирование на восточной окраине зоны более молодого Делюно-Юстыдского прогиба.

Хархиринская зона

Северная часть Хархиринской зоны занимает бассейн р. Кобдо вместе с котловиной оз. Ачит-Нур и западными склонами хр. Байрим; на юге в нее входят восточный склон и предгорья Монгольского Алтая.

Хархиринская зона расположена восточнее Алтайской, от которой она отделена Толбонурским разломом. Восточными ограничениями ее служат Цаганшибетинский разлом, проходящий по западной окраине Озерной зоны, а также Байримский разлом, отделяющий ее от Цаганшибетинской зоны.

Хархиринская зона представляет собой относительно узкий тектонический блок, протягивающийся с северо-запада на юго-восток на 500—600 *км*. Наибольшей ширины (100 *км*) она достигает в северной половине, в районе большой излучины р. Кобдо; в средней части, в районе г. Кобдо, она сужается до 20 *км*, а южнее вновь расширяется в сторону южно-монгольских герцинид.

В Хархиринской зоне выделяется больше структурных комплексов, чем в Алтайской. Кроме нижнекембрийского, преимущественно вулканогенного зеленокаменного и верхнекембрийского (?) терригенно-зеленосланцевого, здесь получает широкое развитие ордовик-нижнесилурийский комплекс терригенно-вулканогенных пород и рифогенных известняков,

присутствие которого собственно и послужило основанием для выделения этой зоны как самостоятельного структурного элемента (Амантов, Матросов, 1961; Лувсанданзан, Федоровский, 1963).

Породы нижнекембрийского комплекса выходят только в северной части Хархиринской зоны, слагая узкие тектонические клинья вдоль Кобдинского разлома. Они здесь представлены зеленокаменноизмененными эффузивами и туфами среднего и основного состава, туфогенными песчаниками и кремнистыми породами; иногда встречаются линзы мраморизованных известняков. Мощность комплекса — более 2 *км*. Возраст пород устанавливается на основании сходства их с отложениями ближайших участков Озерной зоны, где в них найдены остатки археоциат и трилобитов. Об этом же свидетельствует их структурное положение в основании западного, наиболее поднятого края описываемой зоны, ниже пород верхнего кембрия.

Незначительное развитие нижнекембрийских отложений и слабая изученность их не позволяют провести формационный анализ. Возможно, мы имеем здесь дело со спилит-диабазовой формацией. Структурами первого порядка, контролировавшими размещение описываемого комплекса, являются отмеченные выше тектонические клинья, в пределах которых породы интенсивно рассланцованы и смяты, вплоть до гофрировки и плойчатости.

Следующий по возрасту — верхнекембрийский (?) терригенный комплекс. По сравнению с Алтайской зоной в Хархиринской зоне значительно большее развитие получили наиболее молодые части этого комплекса, особенно близ южной и северной ее окраин. Здесь нижняя сланцевая и средняя песчано-сланцевая флишоидные толщи постепенно сменяются верхней песчано-алевритовой толщей. Последняя образована мощными пластами серых и пестрых полимиктовых, часто грубозернистых песчаников и лиловых и темно-серых алевролитов. В верхней части начинают преобладать алевролиты, и толща становится похожей на развитую южнее преимущественно сланцевую толщу, содержащую остатки нижнесреднеордовикских граптолитов. На этом основании можно предполагать, что именно здесь, в наиболее прогнутых частях зоны, описываемый терригенный комплекс включает также нижние горизонты ордовика и, следовательно, не отделен от ордовикско-силурийского комплекса столь крупным перерывом и несогласием, как в других зонах. Состав и строение комплекса в целом позволяют относить его к песчано-сланцевой формации.

Ордовикско-силурийский комплекс представлен также геосинклинальными вулканогенными, терригенными и карбонатными образованиями. В отличие от более древних пород он преимущественно развит в Хархиринской зоне. Наиболее полно этот комплекс представлен в южной половине зоны — в районе сомонов Цэцэг и Тонхил. Последние годы выходы аналогичных толщ были обнаружены также в более северных участках. В составе комплекса постоянно присутствуют туфогенные песчаники, туфы и эффузивы среднего, преимущественно андезитового состава, кремнистые алевролиты и мраморизованные известняки с богатой фауной среднего и верхнего отделов ордовика и нижнего силура. В нижних частях разрезов большое развитие получают кремнисто-терригенные породы, в верхних — эффузивно-туфогенные с горизонтами и линзами карбонатных пород. Почти везде вулканогенные породы претерпели зеленокаменное изменение, а осадочные — рассланцевание и филлитизацию. Местами в ядрах антиклиналей и близ разломов по ним образовались кварц-биотитовые или кварц-амфиболитовые сланцы (Маркова, Федорова, 1971). Мощность комплекса — около 3 *км*.

По простиранию Хархиринской зоны породы ордовикско-нижнесилурийского комплекса претерпевают некоторые фациальные изменения. Так, на крайнем юго-востоке преобладающее значение имеют туфогенные разности, а также эффузивы андезитового состава и кремнистые тонкозер-

чистые породы. Севернее постепенно возрастает роль грубозернистых терригенных образований. Одновременно изменяются соотношения рассматриваемого комплекса с подстилающими и покрывающими толщами. В южной части зоны ордовик-нижнесилурийский комплекс не отделен от более древних пород сколько-нибудь значительным перерывом. Севернее, в районе сомона Дут, ордовикские отложения ложатся на верхнекембрийские несогласно, с базальными конгломератами, а еще севернее (в 20 *км* к западу от г. Кобдо) они отделены от них не только размывом, но и структурным несогласием. То же самое происходит и с верхней границей комплекса.

Таким образом, при движении с северо-запада на юго-восток наблюдается постепенное сглаживание перерывов и несогласий и смена грубообломочных фаций более тонкозернистыми, что несомненно свидетельствует об общем погружении зоны в этом направлении.

На северо-восточной окраине Хархиринской зоны в верхнеордовикской части комплекса заметен быстрый переход от геосинклинальных к орогенным образованиям соседней Цаганшибетинской зоны. Так, если в горах Гашгурта рассматриваемый комплекс сложен типичными геосинклинальными породами, то несколько восточнее в устье ущелья р. Ямату-Гол, в левом борту долины, верхнеордовикская часть комплекса представлена грубообломочными, иногда красноцветными терригенно-карбонатными образованиями. Наконец, еще восточнее, в пределах самой Цаганшибетинской зоны, верхнеордовикские породы выполняют наложенную Урэгнурскую мульду.

Сложность состава и строения ордовикско-нижнесилурийского комплекса очень затрудняет определение его формационной принадлежности. Условно он может быть отнесен к вулканогенно-терригенно-карбонатной формации.

В Хархиринской зоне получают развитие плагиограниты охарактеризованного выше Алтайского комплекса, абсолютный возраст которых колеблется здесь от 317 до 338 млн. лет. Кроме того, здесь широко распространены орогенные гранитоиды гранит-щелочногранитной формации (Хархиринский комплекс). Абсолютная датировка их калий-аргоновым методом дает скользящие цифры (372—237 млн. лет) с омоложением возраста с востока на запад и с севера на юг. С орогенными гранитами пространственно и генетически связаны субвулканические и вулканические образования, слагающие вулкано-плутоническую ассоциацию девона (Маркова, Павленко, 1972).

В тектоническом отношении Хархиринская зона представляет собой сложно построенную складчато-глыбовую структуру синклинорного типа, погруженную по отношению к соседним Алтайской и Цаганшибетинской зонам. В ее пределах четко выделяются два дополнительных крупных синклинория, располагающихся кулисообразно и разделяющихся поднятой средней частью зоны, насыщенной телами гранитоидов. Юго-восточный из них подробно изучен В. А. Федоровским и Н. Г. Марковой. Это линейный синклинорий северо-западного простирания, который может быть назван Тонхильским. Длина его превышает 200 *км*, ширина достигает 75 *км*. Оба борта крутые, разбитые продольными разломами, при этом северо-восточный борт значительно круче. Разломы имеют характер взбросо-сдвигов с перемещением масс на юго-запад. Синклинорий выполнен интенсивно дислоцированными ордовикско-нижнесилурийскими образованиями, смятыми в линейные складки, которые местами опрокинуты на юго-запад. Реже развиты более широкие, брахиформные складки (рис.13). В бортовых частях близ разломов, где породы зачастую превращены в метаморфические образования (Маркова, Федорова, 1971), наблюдается более напряженная складчатость, часто осложненная плойчатостью и гофрировкой. Так, например, у северо-восточного борта синклинория горизонтом карбонатных пород хорошо маркируется узкая линейная синкли-

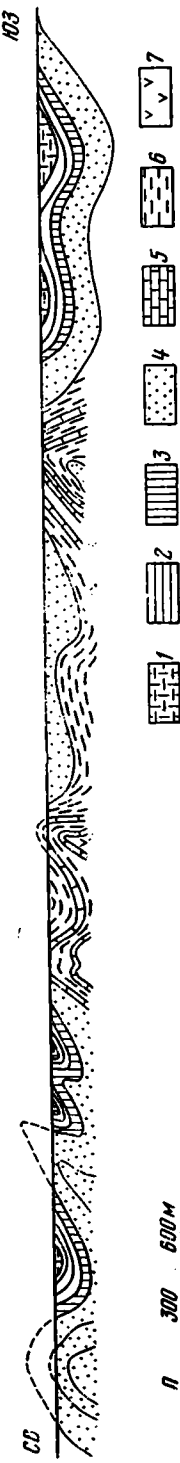


Рис. 13. Геологический разрез бортовой части Тонхильского прогиба Хархиринской зоны Составила Н. Г. Маркова

1—3 — кремнистые сланцы, алевролиты нижнего силура: *1* — верхний лландовери — нижний венлок, *2* — верхний и средний лландовери, *3* — нижний и средний лландовери; *4* — песчаники нижнего лландовери; *5—7* — верхний ордовик (ашгиллий): *5* — известняки, *6* — алевролиты, *7* — порфириты

наль, прослеживающаяся на 70—80 *км*, при ширине в 10 *км*. Крылья ее крутые; причем северо-восточное крыло, как правило, значительно круче юго-западного. В южной и центральной части синклинория появляются девонские наложенные структуры.

Второй северо-восточный синклинорий, расположенный на противоположной окраине Хархиринской зоны, представляет собой в современном разрезе крупную моноклиналь, прижатую с северо-востока к Байримскому разлому. Он выполнен теми же комплексами, что и Тонхильский синклинорий, набор которых, однако, менее полон. Важно подчернуть, что по мере движения с запада на восток в сторону Байримского разлома постепенно появляются все более молодые комплексы, залегающие в единой последовательности один на другом. Общее моноклинальное восточное падение пород синклинория осложнено более мелкими линейными складками, часто опрокинутыми на юго-запад. Напряженность складчатости падает постепенно с повышением возраста комплексов, несмотря на перерывы и несогласия, их разделяющие.

Можно предполагать, что два описанных синклинория Хархиринской зоны отличны по своей природе. Если юго-восточный Тонхильский синклинорий (прогиб) унаследованный, продолжающий кембрийское геосинклинальное развитие, то северо-восточный отделен от кембрийского основания перерывом, а возможно и структурным несогласием, т. е. является наложенным. Это подтверждается следующими фактами. На севере верхнекембрийские (?) толщи слагают линейные складчатые структуры, при этом синклинали здесь выполнены грубозернистыми терригенными породами интенсивной лилово-красной окраски. Вышележащая ордовикская толща отлична от верхнекембрийской литологически, разобщена пространственно и не обнаруживает с ней никаких структурных связей. В южной части в пределах Тонхильского синклинория, напротив, ордовикские и кембрийские отложения тесно связаны между собой, слагая крылья антиклиналей, ядра которых образованы верхнекембрийскими (?) породами (бассейн р. Бодхон и район одноименного перевала). Существенно также, что верхняя толща верхнего кембрия (?), в отличие от севера, обогащена здесь не красноцветными грубообломочными породами, а темно-серыми тонкозернистыми, иногда кремнистыми алевролитами, сближающими ее с ордовикскими отложениями. Таким образом, на севере Хархиринской зоны в нижнем ордовике произошли структурная перестройка и смена формаций, наметившие переломный рубеж в ее тектоническом развитии. На юге этот рубеж незаметен, напротив, здесь про-

являются черты унаследованного развития ордовикских и силурийских структур от кембрийских.

Складчатые структуры ордовикско-силурийского комплекса как в северной, так и в южной частях рассматриваемой зоны были образованы до начала девона. Лежащие на них с несогласием мульды и прогибы, выполненные девонскими образованиями, формировались в герцинский этап развития.

Цаганшибетинская зона

Под Цаганшибетинской зоной понимается крайняя северо-восточная часть Монгольского Алтая. Цаганшибетинский и Байримский глубинные разломы отделяют ее от Озерной зоны на востоке и от Хархиринской на западе. На севере Цаганшибетинская зона продолжается далеко за пределы Монголии, вплоть до Чулышманской зоны Горного Алтая (Дергунов, 1967).

В строении Цаганшибетинской зоны принимают участие верхнекембрийский (?) терригенный и ордовикский терригенно-вулканогенный комплексы. Нижний из них представлен зелеными метаморфическими сланцами, линзами мраморов, смятыми в линейные, часто изоклинальные складки. Ордовикский комплекс залегает на нем согласно и выполняет небольшой прогиб, приуроченный к средней части Цаганшибетинской зоны. Этот комплекс образован серо-зелеными кварц-плагиоклазовыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами, туфогенными породами, а также андезитовыми и диабазовыми порфиритами. В отличие от Хархиринской зоны, где близкий по составу и строению комплекс охватывает не только ордовик, но и нижнюю часть силура, в Цаганшибетинской зоне объем комплекса резко сокращается, так как уже верхнеордовикские породы входят в состав орогенных образований, выполняющих наложенную Урэгнурскую мульду, которая с отчетливым структурным несогласием располагается на верхнекембрийском и нижне-среднеордовикском комплексах. Таким образом, время завершения геосинклинального этапа развития в Цаганшибетинской зоне определяется достаточно уверенно как вторая половина ордовика.

Из интрузивных комплексов в Цаганшибетинской зоне, наряду с небольшими телами габбро-диабазов, тесно связанными со спилит-диабазовой формацией нижнего кембрия, выделяется габбро-диорит-плагиогранитная формация Тургенского комплекса с абсолютным возрастом 440 млн. лет (K/Ar метод по биотиту). Породы этого комплекса слагают группу небольших массивов в бассейне верхнего течения р. Тургени-Гол, размещаясь в основном среди песчано-сланцевой толщи верхнего кембрия. Таким образом, время появления гранитоидных формаций также указывает на допозднеордовикский возраст складчатости в этой наиболее древней структуре Монгольско-Алтайской системы.

В целом структура Цаганшибетинской зоны, так же как и Алтайской, представляет собой складчато-глыбовое поднятие, окаймляющее с востока погруженную Хархиринскую зону. В северо-западном направлении происходит ее воздымание; на юге она быстро срезается одноименным разломом.

* * *

Современная структура Монгольского Алтая отражает длительный и сложный путь ее формирования, начиная с рифея — раннего кембрия. В это время в пределах Монгольско-Алтайской системы, очевидно, уже существовали глубинные разломы, соответствовавшие Толбонурскому и Цаганшибетинскому. Они подразделяли ее на крупные блоки, в даль-

нейшем оформившиеся в самостоятельные структурно-формационные зоны. В раннем кембрии по этим разломам происходили мощные излияния основных лав.

Средне-позднекембрийская эпоха характеризовалась, видимо, некоторым выравниванием тектонической обстановки. На всей площади Монгольского Алтая, как и в смежных районах Горного Алтая и Саян, накапливалась однообразная флишоидная формация, отражающая существование в то время крупного крутосклонного бассейна с турбидитной седиментацией.

Складчатость кембрийских комплексов в поднятых структурах была связана, очевидно, с тектоническими движениями ордовика. Так, в Цаганшибетинской зоне на это указывает несогласное налегание верхнеордовикских орогенных образований на сложно смятые верхнекембрийские (?) отложения. В это же время в соседних районах Горного Алтая появляются наложенные структуры орогенного типа. В Чулышманской зоне, являющейся продолжением Цаганшибетинской,— это Еринатская и Улаганская мульды (Дергунов, 1967), в Холзунско-Чуйском горст-антиклинории, расположенном на продолжении Алтайской зоны,— ордовикский наложенный прогиб, описанный К. Л. Волочковичем в 1964 г. Одновременно происходило формирование многочисленных массивов гранитоидов и развивался интенсивный прогрессивный метаморфизм.

В ордовик-силурийский этап геосинклинальное развитие на территории Монгольского Алтая сосредоточилось главным образом в Хархиринской зоне, причем в южной части последней оно было тесно связано с кембрийским геосинклинальным этапом, а в северной носило прерывистый характер. Ввиду этого ордовикский прогиб на севере имеет наложенный облик.

Верхний возрастной предел образования структур ордовик-силурийского этапа определяется несогласным налеганием девонских орогенных образований. Интрузивный магматизм в ордовике и силуре в Монгольском Алтае не получил широкого распространения и проявился лишь в Цаганшибетинской зоне.

Приведенный выше фактический материал позволяет сделать следующие выводы.

1. Монгольский Алтай представляет собой сложно построенную складчатую глыбовую структуру, в которой могут быть выделены три зоны: Алтайская, Цаганшибетинская и Хархиринская.Две первые — относительно поднятые структуры; расположенная между ними Хархиринская зона — погруженный тектонический блок.

2. Наблюдается воздымание всех указанных структур в северо-западном направлении и соответственное погружение их в юго-восточном. Этим подчеркивается тесная структурная связь Монгольского Алтая с герцинидами Горного Алтая, с одной стороны, и Южной Монголии, с другой.

3. Одной из важных морфологических особенностей Монгольского Алтая является общий наклон и погружение палеозойских структурных элементов первого порядка в северо-восточном направлении. Именно поэтому к северо-восточным окраинам крупных структур приурочен ряд позднейших прогибов разного типа и возраста. Та же асимметрия характерна и для структур более высоких порядков. Распределение осадков показывает, что эта асимметрия является первичной конседиментационной. Во многих случаях, в том числе у современных впадин, крутые борта совпадают с разломами типа взбросов или надвигов, а пологие — со стратиграфическими границами соответствующих толщ породы. Такая устойчивая особенность морфологии впадин представляется закономерной. Она могла быть создана, видимо, только под действием однообразно направленных сил в течение огромного интервала времени на всей территории Монгольско-Алтайской системы.

4. Анализ формационных рядов Монгольско-Алтайской системы также позволяет сделать ряд интересных выводов.

Алтайская зона	Хархиринская зона	Цаганшибетинская зона
Перерыв		Перерыв и несогласие
Сероцветная моласса (S?)	Терригенно-кремнистая формация (S)	
	Вулканогенно-терригенно-карбонатная формация (O)	Вулканогенная моласса (O_3), перерыв, несогласие Туфогенно-терригенная формация (O_{1-2})
Перерыв, несогласие		
Песчано-сланцевая флишоидная формация $Cm_3 — O_1$		
Спилито-диабазовая формация $R_3 — Cm_{1-2}$		

Становится очевидным, что выделенные зоны в начале палеозоя имели однотипное строение. Однако, начиная с ордовика, развитие их пошло различными путями. Так, намечается отчетливая тенденция к поднятию краевых зон — Алтайской и Цаганшибетинской и к погружению Хархиринской, особенно юго-восточных и северо-западных ее частей. Это находит свое отражение в полноте и характере формационного выполнения зон.

ЗОНЫ ХАНГАЙСКОГО И ХЭНТЭЙСКОГО НАГОРИЙ

Нижнепалеозойские структурно-формационные зоны, образованные сложно дислоцированными сланцевыми толщами позднерифейского и условно раннепалеозойского возраста, прослеживаются из Хангайского нагорья на западе, через Хэнтэй в бассейн р. Онон. Сведения об этих зонах содержатся в работах А. Х. Иванова (Васильев и др., 1959), В. А. Амантова (1966, 1972), В. А. Амантова и П. С. Матросова (1961), Л. П. Зоненшайна (1967, 1970), И. Б. Филипповой (1969а, б, 1970).

Общая протяженность зон нижнепалеозойских структур в пределах Монголии составляет около 1000 *км*. На западном крае они слепо оканчиваются, обрамляясь по периферии верхнепротерозойско-нижнекембрийскими структурами Северной Монголии. Граница между разновозрастными складчатыми сооружениями теряется в крупных полях верхнепалеозойских гранитоидов. Их северо-восточным окончанием служат сходные структуры так называемого Агинского поля Восточного Забайкалья, частично простирающегося на территорию Монголии.

Продольными ограничениями нижнепалеозойских зон Хангай-Хэнтэйского нагорья служат крупные региональные разломы. Их северная граница совпадает с Тамиргольским и Баянгольским разломами, являющимися продолжением известного Монголо-Охотского шва. Южная граница обозначена на западе узкими офиолитовыми зонами: Баянхонгорской и Керуленской, переходящими на северо-востоке в Ононский и Ульдзинский разломы. Также повсеместно отделены разломами нижнепалеозойские структуры от герцинских прогибов Хангай-Хэнтэйской зоны (рис. 14).

В современной структуре нижнепалеозойские зоны выступают в виде краевых и поперечных горстов, опоясывающих по периферии Хангай-Хэнтэйскую зону герцинид, либо рассекающих ее поперек. Обнаруживается резкая смена простираний складчатой структуры горстов от северо-западного в Хангае до северо-восточного в Хэнтэе и субширотного в бассейне р. Онон.

Складчатая структура обрамления была создана и консолидирована где-то, по-видимому, в раннем палеозое. Во всяком случае в ряде мест

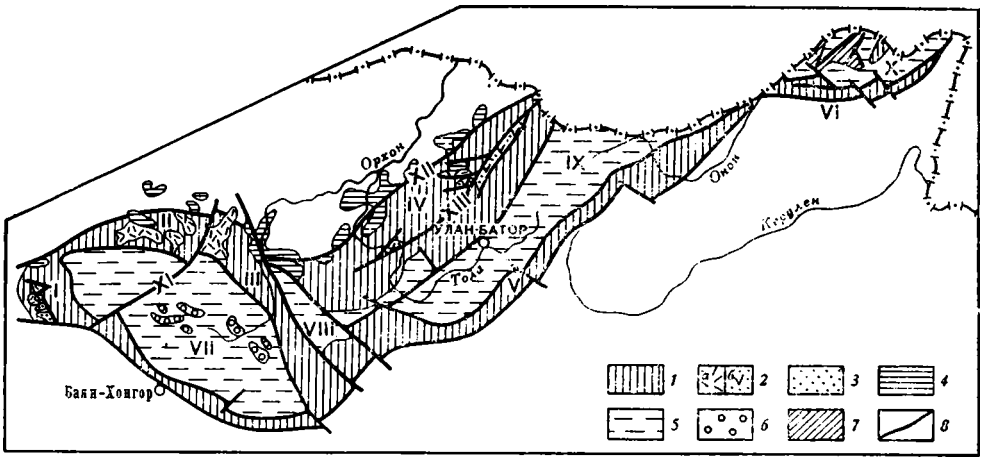


Рис. 14. Схема тектонического районирования Хангай-Хэнтэйской зоны и ее каледонского обрамления

1 — каледонское складчатое обрамление Хангай-Хэнтэйской зоны, сложенное кремнисто-вулканогенно-сланцевой и песчано-сланцевой формациями позднего докембрия — нижнего палеозоя; *2—4* — среднепалеозойские наложенные структуры в пределах каледонского обрамления: *2* — девонские, сложенные вулканогенной (*а*) и осадочно-вулканогенной (*б*) формациями, *3* — нижнекаменноугольные, сложенные сероцветной молассой, *4* — депрессии нижнекаменноугольного Орхонского прогиба, выполненные песчано-алевролитовой формацией и сероцветной молассой; *5* — герцинская Хангай-Хэнтэйская геосинклинальная зона, выполненная кремнисто-терригенной и песчаниковой формациями карбона; *6* — пермские эпигеосинклинальные орогенные структуры, сложенные вулканогенной формацией и молассой; *7* — пермо-триасовый Дучигольский прогиб, выполненный флишоидной формацией; *8* — разломы.

Цифрами на схеме обозначены: I—VI — каледонские выступы, горсты: I — Шараусгольский, II — Ундуруланский, III — Восточно-Хангайский, IV — Северо-Хэнтэйский, V — Южно-Хэнтэйский, VI — Дашибалбарский, VII—X — герцинские синклинории: VII — Хангайский, VIII — Западно-Хэнтэйский, IX — Хэнтэйский, X — Агинский.

Разломы: XI — Эгиндабинский, XII — Баянгольский, XIII — Иурогольский

она пронизана каледонскими гранитоидными интрузиями, а девонские образования повсюду залегают на ней с резким угловым несогласием. В последние годы некоторые исследователи Забайкалья (Алтухов, Смирнов, 1966) склонны относить зеленосланцевые толщи обрамления Хангай-Хэнтэйской зоны только к рифею, считая тем самым структуры обрамления рифейскими складчатыми сооружениями. Однако с такой крайней точкой зрения едва ли можно согласиться.

На каледонском складчатом основании в краевых горстах резко несогласно залегает вулканогенно-осадочный, изобилующий перерывами девонско-каменноугольный комплекс, выполняющий различные наложенные структуры.

По особенностям внутренней структуры и ее простиранию нижнепалеозойские структурно-формационные зоны распадаются на три участка: западный (Хангайский), центральный (Хэнтэйский) и северо-восточный (Агинский). Внутренние части этих участков заняты герцинскими синклинориями Хангай-Хэнтэйской зоны.

Хангайский участок с герцинским Хангайским синклинорием в центре представляет вытянутую в северо-западном направлении многоугольную глыбу, ограниченную на севере субширотными разломами, на юге Баянхонгорской офиолитовой зоной, а с востока северо-западными поперечными разломами (рис. 15). На западе структуры его уничтожены верхнепалеозойскими гранитоидами. По периферии участка располагаются нижнепалеозойские горсты: Шараусгольский на юго-западе, Ундуруланский на севере и Восточно-Хангайский на востоке. В сложении их участвуют зеленокаменно-сланцевая формация верхнего рифея — нижнего

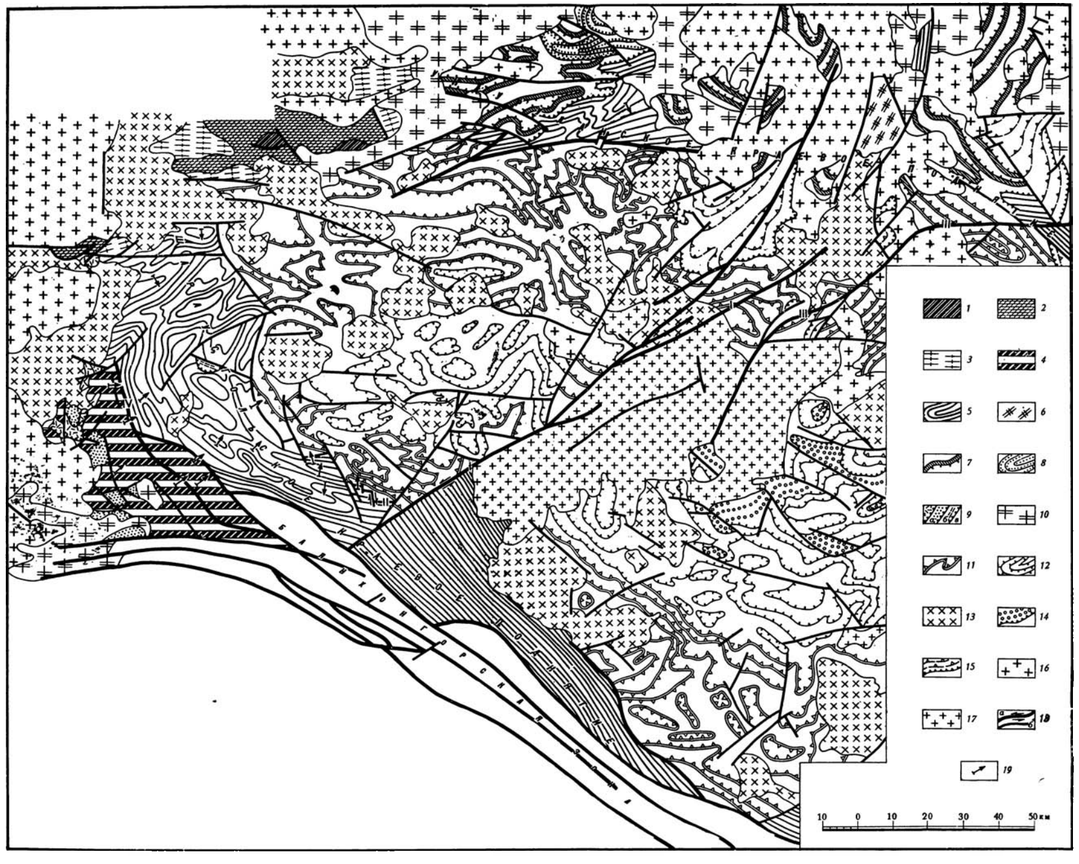


Рис. 15. Тектоническая схема Хангайского синклинория. Составила И. Б. Филиппова

1—3 — раннекаледонское складчатое основание Северной Монголии: *1* — выступы докембрийского фундамента, *2* — раннекаледонский структурный комплекс, *3* — синорогенные интрузии гранитоидов; *4—6* — каледонский структурный комплекс: *4* — осевые части поднятий, сложенные зеленокаменно-сланцевой формацией венда — нижнего кембрия, *5* — периферические части поднятий, сложенные песчано-сланцевой формацией нижнего палеозоя, *6* — синорогенные интрузии гранитоидов; *7—9* — среднепалеозойские орогенные и регенерированные геосинклинальные структуры, наложенные на каледонское основание: *7* — крупные синклинали и гребневидные антиклинали, сложенные девонскими преимущественно наземно-вулканогенными формациями, *8* — прогибы, выполненные песчано-алевролитовой формацией нижнего карбона, *9* — мульды, сложенные вулканогенно-молассовыми комплексами (а — девона, б — нижнего карбона, в — нижней перми); *10* — синорогенные интрузии диорит-гранодиоритового состава (тарбагатайский комплекс); *11, 12* — герцинский структурный комплекс Хангайского синклинория: *11* — разнообразные складки в периферических частях синклинория, сложенные кремнисто-терригенной формацией девона — нижнего карбона, *12* — крупные мегасинклинали внутренней части синклинория, сложенные песчаниковой и нижнемолассовой формациями среднего — верхнего карбона; *13* — синорогенные интрузии гранодиорит-гранитного состава (хангайский комплекс); *14* — верхнепалеозойские орогенные структуры — грабен-синклинали и грабены, выполненные наземно-вулканогенной формацией и молассой перми; *15* — триасово-юрские мульды, сложенные молассовой и вулканогенной формациями; *16* — позднеорогенные интрузии субщелочных гранитов (шараусгольский комплекс); *17* — трещинные интрузии гранодиорит-гранитного состава (эгиндабинский комплекс); *18* — разломы (*а* — глубинные и региональные, *б* — прочие); *19* — направления опрокидывания осевых поверхностей складок и плоскостей разломов. Цифрами на схеме обозначены разломы: *I* — Эгиндабинская зона разломов; *II* — Байдарагинский, *III* — Хойтта-Миргольский, *IV* — Гурбанбулакский

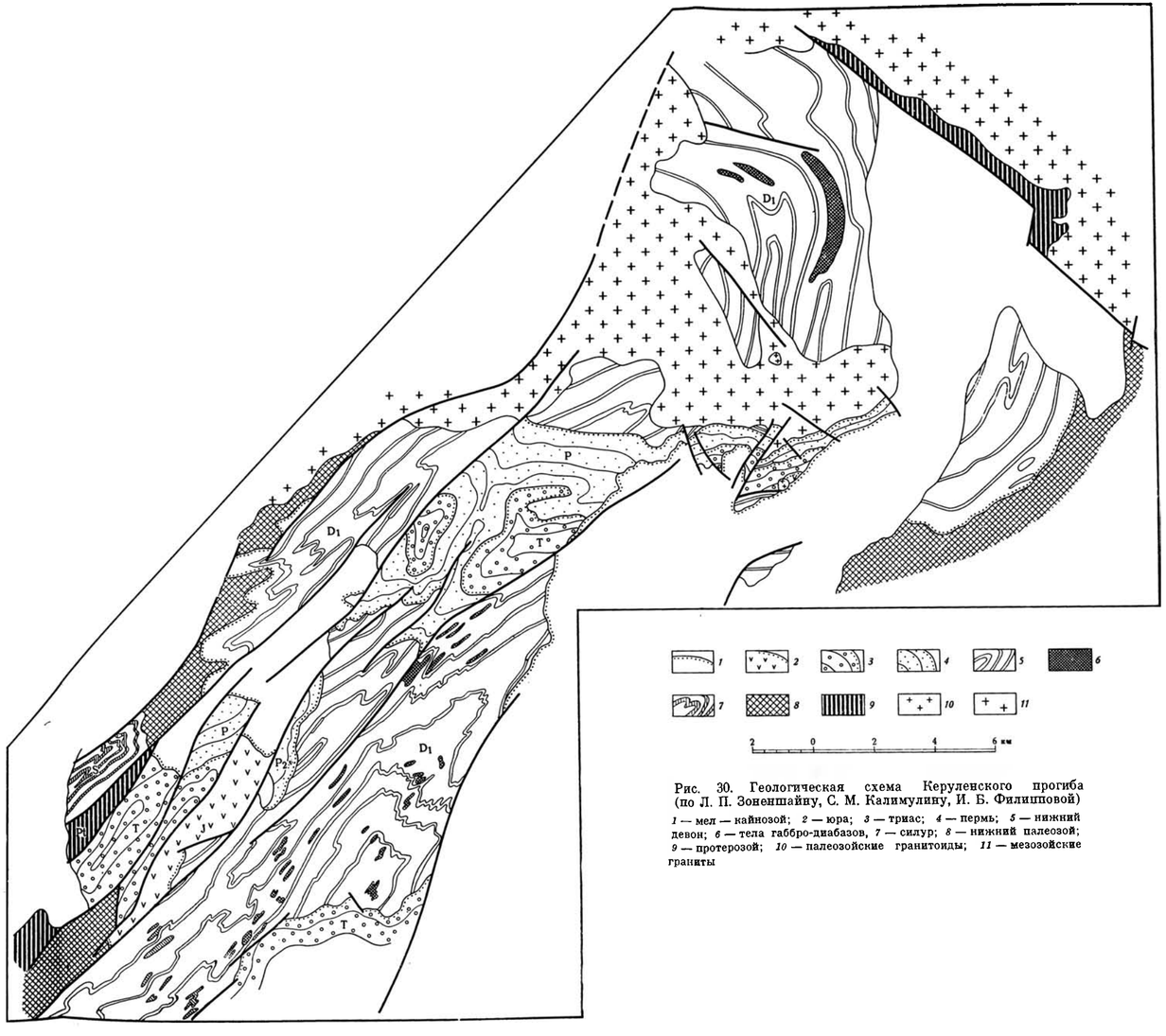


Рис. 30. Геологическая схема Керуленского прогиба (по Л. П. Зоненшайну, С. М. Калимулину, И. Б. Филипповой)

1 — мел — кайнозой; *2* — юра; *3* — триас; *4* — пермь; *5* — нижний девон; *6* — тела габбро-диабазов, *7* — силур; *8* — нижний палеозой; *9* — протерозой; *10* — палеозойские гранитоиды; *11* — мезозойские граниты

Заказ № 147

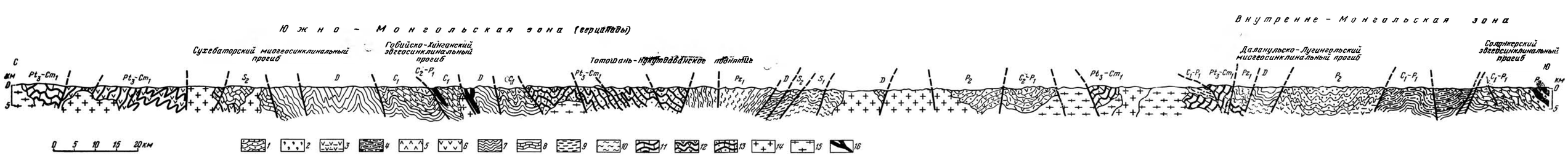


Рис. 26. Схематический геологический разрез через восточную часть Южно-Монгольской герцинской и Внутренне-Монгольской верхнепалеозойской зон. По О. Д. Суетенко

1, 2 — верхняя пермь: *1* — карбонатно-терригенная толща, *2* — терригенно-вулканогенная толща; *3* — средний карбон — нижняя пермь; *4, 5* — карбон — нижняя пермь: *4* — терригенно-карбонатная толща, *5* — осадочно-вулканогенная толща; *6* — нижний карбон; *7* — девон; *8* — верхний силур; *9* — нижний силур; *10* — нижний палеозой; *11—13* — верхний протерозой — нижний кембрий: *11* — кремнисто-карбонатная толща, *12* — вулканогенная толща, *13* — карбонатно-терригенная толща; *14* — верхнепалеозойские гранитоиды; *15* — среднепалеозойские гранитоиды; *16* — гипербазиты

кембрия и олигомиктовая песчано-сланцевая флишоидная формация нижнего палеозоя (дзагинская серия).

В Шараусгольском горсте присутствует единственный массив предположительно каледонских гранитов, а по северо-западной периферии Хангайского участка распространены исключительно только верхнепалеозойские гранитоиды.

Нижнепалеозойскому структурному комплексу свойственны напряженные линейные складки, сопровождаемые продольными круто падающими взбросами. Характерен плавный разворот складчатых и разрывных дислокаций параллельно внешнему контуру Хангайского синклинория и общее их опрокидывание в сторону его оси.

Наиболее выпукло особенности строения каледонского складчатого основания обнаруживаются по данным Н. Н. Хераскова в Шараусгольском горсте. Здесь простирания складчатых структур и сопровождающих их разломов описывают широкую дугу, последовательно изменяясь от северо-восточных и субмеридиональных на центриклинальном замыкании синклинория до северо-западных вдоль его юго-западного борта. В осевой части горста прослеживается система довольно крупных сильно сжатых линейных складок, в большинстве своем опрокинутых под углом 70—85° на восток-северо-восток в сторону синклинория. Размах крыльев складок — 1,5—2 *км*, реже до 4—6 *км*, а протяженность от 10 до 40—50 *км*. С востока эта осевая часть ограничена продольным Гурбанбулакским разломом. Наблюдения над сланцеватостью и мелкой складчатостью вдоль этого разлома указывают на опрокидывание поверхности сместителя его и осевых поверхностей приразломных складок на северо-восток под углом 70—80°. Структура краевых частей Шараусгольского горста отличается широким развитием осложняющихся мелких складок, общим погружением зеркала складчатости в сторону Хангайского синклинория.

Шараусгольское поднятие отделено от Хангайского синклинория разломами, согласными со складчатой структурой. Лучше изучен Байдарагинский разлом, расположенный на юго-западном борту синклинория. Он состоит из серии широтных отрезков, смещенных в юго-восточном направлении по системе правобоковых сдвигов с амплитудой горизонтального перемещения до 10 *км*. Сам Байдарагинский разлом представляет собой круто падающий взброс с плоскостью сместителя, наклонной на юг под углом 70—80°.

В Ундуруланском и Восточно-Хангайском горстах дислокации однотипны с Шараусгольским горстом. Простирания складок параллельны границам Хангайского синклинория — в Ундуруланском горсте они субширотные, а в Восточно-Хангайском — северо-западные. По южному краю Ундуруланского горста также наблюдается опрокидывание осевых поверхностей складок и поверхностей сместителей разломов на юг, в сторону Хангайского синклинория.

Такая центростремительная вергентность всех каледонских структурных элементов — складок, разломов и сланцеватости — свидетельствует о том, что весь нижнепалеозойский блок подвергся напряжениям, идущим от его периферии к центру.

На Хэнтэйском участке, протянувшемся в северо-восточном направлении от излучины р. Тола через Хэнтэйский хребет до Забайкальской Даурии, нижнепалеозойский структурный комплекс образует два краевых горста северо-восточного простирания: Северо-Хэнтэйский и Южно-Хэнтэйский, между которыми заключен Хэнтэйский герцинский синклинорий. Основные сведения по тектонике этого участка содержатся в работах В. А. Амантова и Э. В. Михайлова (Амантов, 1966, 1972; Амантов и др., 1967а, б). Новые данные по строению Северо-Хэнтэйского горста получены немецкими геологами А. Кампе, В. Готтесманом и др.

Северо-Хэнтэйский горст, опоясывающий широкой (75—100 *км*) полосой с севера Хэнтэйский синклинорий, по составу слагающих формаций

близок к Шараусгольскому горсту. Он образован преимущественно нижнепалеозойской песчано-сланцевой харинской серией, сменяющейся вниз зеленокаменной вулканогенно-сланцевой толщей рифея — нижнего кембрия. Кроме того, на северо-западе горста, в бассейне р. Иуро-Гол, вкрываются различные кристаллические сланцы и гнейсы, которые на смежной площади Забайкалья в Чикой-Мензинском междуречье относятся к глубокому докембрию. Однако, по имеющимся данным, на территории Монголии эти кристаллические сланцы возникли скорее всего в результате метаморфизма в основном пород харинской серии.

В строении узкого (10—30 *км*) Южно-Хэнтэйского горста, вытянутого вдоль южного края Хэнтэйского синклинория, участвует только верхнерифейско-нижнекембрийская толща кремнистых и кремнисто-хлоритовых сланцев.

Нижнепалеозойские горсты, в особенности Северо-Хэнтэйский, в обилии насыщены верхнепалеозойскими и нижнемезозойскими гранитоидами. Причем первые из них сконцентрированы в северо-восточных частях обоих горстов, тогда как вторые образуют пояса поперечного северо-западного простирания. Только в пределах Северо-Хэнтэйского горста достоверно установлены нижнепалеозойские синорогенные гранитоиды с абсолютным возрастом 410—520 млн. лет (согласно данным А. Кампе, В. Готтесмана и др.), тяготеющие к зоне Баянгольского разлома.

Нижнепалеозойский структурный комплекс смят в напряженные линейные складки с преобладанием северо-восточных простираний. В Северо-Хэнтэйском горсте складки многократно расщепляются, причем крупные структуры затушеваны мелкими складками высоких порядков. На внешнем северо-западном краю горста складки несколько запрокидываются на северо-запад, в центральных его частях преобладают слабо асимметричные и симметричные формы. На юго-востоке Северо-Хэнтэйский горст, как установлено Л. П. Зоненшайном, ограничен пологим надвигом, по которому древние толщи надвинуты на средне-верхнепалеозойские породы Хэнтэйского синклинория. Складчатая структура разбита множеством продольных разломов, которые сочетаются с небольшими поперечными северо-западными и меридиональными разрывными нарушениями, в совокупности образующими сложный мозаично-блоковый рисунок. В Южно-Хэнтэйском горсте наблюдается резкое преобладание северо-западных падений слоев в сторону Хэнтэйского синклинория, что свидетельствует об общей вергентности складчатых структур в южном направлении. Вероятно, формирование нижнепалеозойской складчатой структуры Хэнтэйского участка в целом обусловлено сильным поперечным сдавливанием нижнепалеозойского прогиба в субмеридиональном направлении. Отчетливая вергентность каледонских складчатых структур по краям Хэнтэйского участка в стороны смежных консолидированных нижнекаледонских (верхнепротерозойско-нижнекембрийских) блоков Северной и Центральной Монголии, вероятно, связана с частичным пододвиганием этих блоков под формирующуюся структуру Хэнтэйского участка.

Агинский участок представляет собой южное окончание Агинского поля Восточного Забайкалья. Лучше изучена северная часть Агинского поля, располагающегося на территории Советского Союза (Амантов, 1963в; Нагибина, 1963; Зорин, 1964; Алтухов, Смирнов, 1970). Данные по монгольской части Агинского поля основываются на исследованиях В. А. Амантова, Л. П. Зоненшайна и др.

В монгольской части Агинского поля породы имеют преобладающее субширотное простирание, лишь на востоке оно изменяется на северо-восточное, отмечая здесь начало известной «агинской сигмоиды». В Дашибалбарском краевом горсте, опоясывающем с юга Агинский герцинский синклинорий, выходит зеленокаменно-сланцевая формация рифея — нижнего кембрия. Южным ограничением Дашибалбарского горста служит субширотный Ульдзинский разлом. Ступенчатой системой разломов этот

горст отделен от Агинского синклинория. Основной субширотный разлом смещен северо-западными правобоковыми сдвигами на целый ряд отрезков. Структура горста образована сильно сжатыми изоклинальными складками выдержанного субширотного простирания, слабо наклоненными на север в сторону синклинория.

В тектоническом развитии каледонского обрамления Хангай-Хэнтэйской зоны выделяются две стадии. В начальную стадию, охватывающую по времени рифей — ранний кембрий, на всей его площади заложился глубокий некомпенсированный прогиб, в котором формировались зеленосланцевые толщи со слабо проявленным начальным вулканизмом. Проявления такого вулканизма позволяют полагать, что первая стадия протекала в условиях растяжения.

В следующую стадию (собственно ранний палеозой) происходило накопление мощной флишоидной песчано-сланцевой формации. Бóльшая часть ее по ряду признаков, отмечаемых Кюненом (Kuenen, 1964),— закономерное чередование песчаников и сланцев, наличие градационной слоистости, и в то же время отсутствие типичных признаков мелководья — может быть отнесена к древним турбидитам. Возможно, что нижнепалеозойский турбидитный прогиб был по площади меньше первоначального кембрийского прогиба, поскольку нижнепалеозойские отложения неизвестны в южной полосе каледонского обрамления. Появление в верхах песчано-сланцевой формации типичных признаков мелководных осадков (пестроцветных и грубообломочных пород, знаков ряби и т. д.) указывает на полную компенсацию нижнепалеозойского прогиба к концу его существования. Как подчеркивают Кюнен (Kuenen, 1964) и Макгиллаври (McGillavry, 1970), турбидитная седиментация всегда сопряжена с обстановкой сжатия. Таким образом, первоначальная стадия растяжения с подводным основным вулканизмом сменилась позднее стадией сжатия с турбидитным осадконакоплением. В конце раннего палеозоя, возможно в силуре, эти условия сжатия завершились созданием складчатой структуры на всей площади развития верхнерифейско-нижнепалеозойских толщ. Остается неизвестным, испытали ли складчатость осевые части нижнепалеозойского прогиба, скрытые под средне-верхнепалеозойскими отложениями Хангай-Хэнтэйской зоны. В ряде мест нижнепалеозойские складчатые структуры были пронизаны каледонскими синорогенными гранитоидами. После этого на месте раннепалеозойской зоны, возможно, за исключением ее осевой части, возникло устойчивое поднятие преимущественно с геоантиклинальным режимом развития в среднем палеозое.

ВЫВОДЫ

Изложенный выше материал позволяет говорить о том, что области развития нижнепалеозойских структур и формационных комплексов в пределах Монголии отличаются следующими особенностями.

1. В формационном отношении для них характерно накопление сравнительно однообразных, преимущественно терригенных, флишоидных серий, часто с типичными признаками турбидитов. Примечательно широкое развитие каледонских и герцинских гранитоидных массивов.

2. Сиалический облик как осадочных, так и магматических формаций позволяет говорить о том, что к моменту накопления нижнепалеозойских комплексов в областях их развития уже был создан консолидированный гранитно-метаморфический слой земной коры.

Таким образом, области распространения нижнепалеозойских комплексов должны быть отнесены к геосинклинальным зонам второго типа. Зоны первого типа для этого возрастного интервала на территории Монголии неизвестны.

3. Тектоническая структура нижнепалеозойских комплексов в основном была создана не позже силура или конца ордовика, когда в областях их развития уже сформировались устойчивые поднятия. Позже, в герцинский этап развития она подвергалась лишь дополнительной, хотя и неоднократной переработке.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ И ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Образование среднепалеозойских структурно-формационных комплексов относится к интервалу времени от силура до нижнего карбона. Однако в некоторых зонах оно началось, вероятно, еще во второй половине ордовика и продолжалось до конца карбона. Таким образом, формирование этих комплексов охватывало среднепалеозойскую геосинклинальную эпоху и завершилось эпохой герцинской складчатости.

Именно герцинский структурный план, значительно видоизменивший рисунок предшествующих каледонских структур, наиболее ярко проявлен в структуре домезозойского складчатого основания Монголии. В это время очень четко выступает расчленение Монголии на две крупные области: северную—каледонскую и южную—герцинскую, что неоднократно отмечалось многими исследователями (Амантов и др., 1968, 1970; Дергунов и др., 1971). Северная область, или мегаблок, охватывает бóльшую часть страны, включая Алтай, районы крайнего севера Монголии, Хангай-Хэнтэйскую и Центрально-Монгольскую зоны. Характерно, что в ее пределах на значительных площадях на поверхность выведено догерцинское складчатое основание, сформированное в позднем докембрии и раннем палеозое. Это свидетельствует о том, что северная область была консолидирована в основном в результате байкальских и каледонских тектонических движений. Структуры герцинской геотектонической эпохи также пользуются здесь значительным развитием, однако они представлены или новообразованными структурными элементами эпикаледонского орогенного этапа развития, или регенерированными геосинклинальными прогибами, или, наконец, крупными системами геосинклинальных прогибов со своеобразным, почти исключительно терригенным формационным выполнением. Для всей этой области примечательно широкое развитие средне- и позднепалеозойского магматизма, продукты которого при этом имеют исключительно кислый и средний состав.

Граница между северной и южной областями проходит по мощной зоне разломов, протягивающейся с запада на восток через всю Монголию — главный Монгольский линеамент (Амантов и др., 1968). Составными частями ее являются Булганский и Заалтайский разломы южного склона Монгольского Алтая, а также Ихэбогдинский разлом у северного подножия Гобийского Алтая, Ундуршилинский разлом Средней Гоби и др. В целом эта зона, состоящая из ряда самостоятельных разнонаправленных разломов, часто торцово сочленяющихся между собой, имеет подобие гигантской дуги, обращенной выпуклостью к югу. В ряде мест к ней приурочены офиолитовые пояса.

Главная структурная единица южной области — Южно-Монгольская герцинская складчатая зона, вытянутая в виде протяженной дуги субширотного простирания и охватывающая на севере южные склоны Монгольского Алтая и Гобийский Алтай, а на юге — систему хребтов Тахин-Шара-Нуру, Эдергиин-Нуру, Нэмэгэту и Гурбан-Сайхан вплоть до предгорий Гобийского Тянь-Шаня и Нукут-Дабана. Для этой зоны характерно широкое развитие среднепалеозойских геосинклинальных комплексов, среди которых важное место занимают продукты подводного вулканизма основного состава, глубоководные осадки, а также тела ультраосновных и основных пород, т. е. комплексы, типичные для эвгеосинк-

линалей. Мафический облик развитых здесь магматических образований резко противопоставляет ее северной области, в которой продукты магматизма имеют сиалический состав. Южная зона отличается от северной также четко выраженным линейным стилем складчато-глыбовых дислокаций.

Вместе с тем в пределах южной области местами известны и более древние, догерцинские, комплексы. Они зафиксированы в Уланульском, Тотошаньском и Южно-Гобийском поднятиях и в хр. Нукут-Дабан (см. ниже). На ряде предшествующих схем тектонического районирования (Амантов и др., 1970) эти комплексы группировались в самостоятельную Южно-Гобийскую складчатую систему, которая ограничивала с юга Южно-Монгольскую эвгеосинклинальную зону. В соответствии с другой точкой зрения (Суетенко, 1971), выступы типа Уланульского поднятия маркируют геоантиклинальную зону. Было высказано также мнение (Дергунов и др., 1971) о том, что указанные древние комплексы находятся в аллохтонном залегании, перекрывая в виде шарьяжных пластин, перекинутых сюда с севера, эвгеосинклинальное выполнение Южно-Монгольской зоны. Изложенный материал с очевидностью свидетельствует о том, что южная граница герцинской области Южной Монголии пока еще четко не установлена.

Следует указать, что на крайнем юге Монголии в Солонкерской тектонической зоне получают развитие верхнепалеозойские эвгеосинклинальные комплексы, в западном и восточном направлении уходящие во Внутреннюю Монголию. Вполне возможно, что полосу их развития и следует считать южным ограничением герцинид Южной Монголии. Вместе с тем известно, что близко от складчатых структур Монголии находятся краевые выступы фундамента Северо-Китайской платформы (в излучине р. Хуанхэ и в хр. Ала-Шань). Таким образом, местами герциниды Южной Монголии, вероятно, непосредственно примыкают к Северо-Китайской платформе, аналогично тому, как герциниды Южного Тянь-Шаня граничат с Таримской платформой.

Герцинские структурно-формационные комплексы по своему составу очень четко распадаются на два типа: первый, отличающийся развитием эвгеосинклинальных комплексов и свойственный только Южной Монголии, и второй, обнимающий разнообразные терригенные комплексы с кислым и средним вулканизмом и характерный в основном для различных новообразованных герцинских структур северной области. В большинстве случаев принадлежность конкретных структур к тому или иному типу геосинклинальных зон сомнений не вызывает, однако местами на стыке северной и южной областей появляется неуверенность в определении типов структурно-формационных комплексов и их соотношений с догерцинскими структурами. В таких местах, как, например, на южном склоне Монгольского Алтая, в бассейне р. Уэнчи, не удается достичь однозначности трактовки типа зон разными исследователями.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ЗОНЫ I ТИПА

К геосинклинальным зонам первого типа (эвгеосинклинальным) принадлежит Южно-Монгольская зона. Она протягивается в субширотном направлении через всю территорию Монголии, на западе и востоке уходя за ее пределы. Эта зона занимает особое положение в системе монгольских герцинид, опоясывая с юга широкой дугой самые разнообразные структурные элементы северной, существенно каледонской области. От последней, как уже упоминалось выше, она отделена серией крупных глубинных разломов.

На западе Южно-Монгольская зона охватывает южные склоны Монгольского Алтая и Барунхурайскую котловину. В средней части к ней

относится хр. Гобийский Алтай с его отрогами, хребты Гурбан-Сайхан и Нэмэгэту, в южной — хр. Гобийский Тянь-Шань. На востоке складчатые сооружения Южно-Монгольской зоны выходят на поверхность на северном склоне хр. Нукут-Дабан и по северному обрамлению Тамцагской котловины.

Характеристика Южно-Монгольской зоны содержится в работах В. М. Синицына (1956), В. А. Амантова и П. С. Матросова (1961), В. А. Федоровского (1963), Ю. А. Борзаковского и др. (1968), Л. П. Зоненшайна (1967, 1970, 1972), Л. П. Зоненшайна и др. (1970), О. Д. Суетенко (1971), И. Б. Филипповой (1970), А. Б. Дергунова и др. (1971), Н. Г. Марковой и Т. Т. Шарковой (1973).

Как это было подмечено еще В. А. Амантовым и П. С. Матросовым (1961), строение Южно-Монгольской зоны сильно меняется по простиранию. В известной мере условно в ней могут быть выделены западный и восточный секторы, граница между которыми проходит близ восточных отрогов хр. Гобийский Алтай.

Неоднородна Южно-Монгольская зона также в поперечном сечении. В целом с севера на юг наблюдается последовательное погружение структуры с выходами на поверхность все более молодых горизонтов стратиграфического разреза собственно геосинклинального комплекса. Можно наметить три продольные полосы в составе зоны. Северная, или внешняя, обозначаемая в западном секторе как Баянлэгская, а в восточном — как Сухэбаторская, характеризуется распространением в основном силурийских, в меньшей степени девонских отложений. Она относительно поднята по сравнению с более южной или внутренней полосой, которая прослеживается по развитию преимущественно девонских и нижнекаменноугольных отложений. В западном секторе эта внутренняя полоса известна под именем Заалтайской зоны, в восточном — Гобийско-Хинганской. Еще южнее обосабливается третья полоса, совпадающая с хребтами Гобийского Тянь-Шаня на западе и Нукут-Дабана на востоке. Судя по имеющимся скудным данным, она вновь относительно поднята, так как собственно геосинклинальный комплекс здесь не поднимается выше силура.

Описание Южно-Монгольской зоны проводится раздельно по ее западному и восточному секторам, а внутри них последовательно с севера на юг.

Западный сектор Южно-Монгольской зоны

В западном секторе, как указывалось выше, выделяются три частные зоны: внешняя — Баянлегская и ее аналоги на южном склоне Монгольского Алтая, внутренняя — Заалтайская и южная — Гобийскотяньшанская.

Баянлегская зона наиболее полно представлена в районе сомонов Баян-Лег и Баян-Гоби, на южных склонах хр. Ихэ-Богдо и непосредственно к югу от него. Она сложена главным образом силурийскими, в меньшей мере девонскими отложениями. К этой зоне тяготеют цепочки гипербазитовых массивов, составляющих западную ветвь гобийского гипербазитового пояса (Хасин, Храпов, 1965). Зона в обилии насыщена также габбровыми интрузиями и массивами синорогенных гранодиоритов и плагиогранитов. Примечательно появление в южной части зоны полосы метаморфических пород, преобразованных в условиях амфиболитовой фации.

Распределение основных геологических комплексов на площади Баянлегской зоны имеет четко выраженный линейный характер. На севере прослеживается система тектонических клиньев, сложенная только нижнесилурийскими отложениями; южнее развиты верхнесилурийские и девонские образования, а вдоль южного края зоны, отмеченного крупны-

ми разломами — Добунгиннуринским и Заалтайским, наблюдаются лишь силурийские офиолитовые серии и полосы амфиболитизированных пород.

Нижний силур представлен в основном зеленосланцевой толщей. В нижней половине последней присутствуют мощные покровы зеленокаменноизмененных спилитов и диабазов, с которыми ассоциируются кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы. К верхнему силуру принадлежит сложный полифациальный карбонатно-сланцево-вулканогенный комплекс. В его строении участвуют зеленокаменные эффузивы спилит-диабазового состава, различные метаморфические сланцы, развившиеся по вулканогенным и терригенным породам, а также кремнистые сланцы и известняки. По наблюдениям И. Б. Филипповой (1970), последние приурочены в основном к северной части поля распространения верхнего силура, фиксируя собой невулканические поднятия; южнее они замещаются вулканитами спилит-диабазового состава, далее к югу начинают преобладать кремнистые сланцы, характерные для наиболее глубоких частей геосинклинального бассейна.

Девонские отложения, залегающие согласно с силуром, представлены внизу органогенными известняками нижнего—среднего девона, вверху песчано-алевритовой (черносланцевой) толщей среднего—верхнего девона. Местами среди них встречаются прослои андезито-базальтовых и андезитовых порфиритов и их туфов. Следует отметить, что органогенные известняки, прослеживающиеся вдоль северной окраины описываемого отрезка Баянлегской зоны, возможно, фиксируют собой положение барьерного рифа, который некогда обрамлял с севера глубоководные бассейны внутренних частей Южно-Монгольской зоны.

Структура Баянлэгской зоны образована чередованием на площади поднятых и опущенных, сильно сжатых тектонических клиньев. В первых на поверхность выведены силурийские отложения, обычно интенсивно дислоцированные в мелкие изоклинальные складки. В опущенных блоках, сложенных девоном, наблюдаются довольно крупные, сравнительно простые линейные складки. Поднятые клинья местами надвинуты на опущенные, причем движение шло с севера на юг. Примером такого рода нарушений может служить Харатологойский надвиг, по которому нижний силур надвинут на верхи девонского разреза. Плоскость сместителя наклонена на север под углом 30—40°, а амплитуда горизонтального перемещения — не менее 2 *км*.

Гобийский гипербазитовый пояс, протягивающийся в субширотном направлении вдоль южной окраины данного отрезка Баянлэгской зоны, образован мелкими (не более 1—2 *км*) массивами нацело серпентинизированных гипербазитов и габбро. Они заключены среди кремнистых сланцев и зеленокаменных пород силура, образуя с ними тесную ассоциацию. Существенно, что контакты гипербазитов с вмещающими породами, как правило, тектонические.

Полоса метаморфизма, приуроченная к той же южной части зоны, сложена различными кристаллическими сланцами и амфиболитами с линзами мраморизованных известняков. Ранее эти породы относились к докембрию (Синицын, 1956). Однако сейчас можно считать доказанным, что они возникли за счет метаморфизма силурийских отложений (Зоненшайн, 1970; Маркова, Федорова, 1971). Метаморфизм происходил в основном до главной складчатости, частично в период складкообразовательных движений, но не позже.

Далее на запад внешняя (Баянлэгская) зона может быть прослежена в район сомонов Эрдэни, Цогту, Цэл. Здесь, по данным Н. Г. Марковой и Т. Т. Шарковой (1974), также широкое развитие имеют силурийские и девонские образования, формационный облик которых весьма близок к описанному выше. Тем не менее, в составе толщ наблюдаются некоторые фациальные изменения, которые интересно отметить.

Силур представлен нижним и верхним отделами. В нижнем силуре наряду с терригенными породами, сильно рассланцованными и измененными алевролитами и песчаниками, содержащими редкие прослои известняков, значительное место занимают эффузивы среднего и основного составов. Однако роль последних здесь значительно меньше, чем это было отмечено для района сомонов Баян-Гоби и Баян-Лэг. Верхний силур имеет тот же пестрый литологический состав, что и в восточных районах, но количество эффузивного материала в разрезах еще больше сокращается. Девонские отложения связаны с силуром постепенным переходом, особенно отчетливо выраженным в районе сомона Эрдэни. Они представлены нижним и средним отделами, богато охарактеризованными фаунистически и изученными сравнительно детально (Маркова, Шаркова, 1974). В целом это карбонатно-терригенная толща осадков, состоящая из различных по мощности пачек и прослоев известняков (иногда кремнистых и песчанистых), а также алевролитов, песчаников, местами гравелитов и мелкогалечных конгломератов, замещающих друг друга по вертикали и латерали. Быстрая фациальная изменчивость отдельных горизонтов, наблюдающаяся на коротких расстояниях, а также обилие внутренних перерывов указывает на мелководный характер бассейна, в котором происходило отложение осадков девона. В тектоническом отношении это, несомненно, была область поднятия, часто выходящего из-под уровня моря.

Среди интрузивных формаций в районе сомона Эрдэни — Цэл развиты только гранитоиды. Гипербазиты, наблюдающиеся в районе сомонов Баян-Гоби и Баян-Лег, здесь отсутствуют.

Общий структурный рисунок внешней зоны обусловлен системой узких блоков и клиньев, разделенных разломами, как правило имеющими северо-западное простирание, согласное с общим простиранием складчатых структур. Реже встречаются поперечные разломы северо-восточной и субширотной ориентировки, смещающие северо-западные и являющиеся таким образом более поздними. Складчатые деформации, наблюдающиеся внутри блоков, характеризуются линейными формами. В силурийских отложениях — это узкие, сжатые, часто изоклинальные складки с углами падения 50—60°. В области широкого развития наложенных процессов метаморфизма часто фиксируются купольные структуры, осложненные мелкой складчатостью и гофрировкой. Девонские образования выполняют обычно центральные части синклинальных структур (рис. 16). Для них характерны более спокойные складчатые дислокации. Наряду с линейными складками здесь наблюдаются также изометричные формы с хорошо картирующимися периклинальными окончаниями. Такие короткие брахисинклинальные складки хорошо прослеживаются, например, в районе сомона Цогту, близ перевала Дучин-Даба (хр. Цахир-Халгиин-Нуру) (рис. 17). Углы падения пород измеряются в среднем 40—45°, в центральных частях структур они заметно выполаживаются, вблизи разломов резко возрастают.

Укажем, что вдоль южной окраины описываемого отрезка внешней полосы Южно-Монгольской зоны, близ Заалтайского глубинного разлома, широкое развитие получают метаморфические породы. Они были изучены здесь Н. Г. Марковой и М. Е. Федоровой (1971), которые показали, что метаморфические процессы имели наложенный характер и охватили терригенные и эффузивные породы как силурийского, так и девонского возраста. При этом решающим для появления тех или иных минеральных парагенезисов служил состав исходных пород, в зависимости от которого на одинаковой ступени метаморфизма образовывались различные минеральные ассоциации. Так, здесь получили распространение разнообразные тонкополосчатые сланцы всех трех субфаций зеленых сланцев (кварц-альбит-мусковит-хлоритовой, кварц-альбит-эпидот-биотитовой и кварц-альбит-эпидот-альмандиновой), а также породы амфиболитовой фации, представленной биотитовыми сланцами с гранатом, роговообманковыми

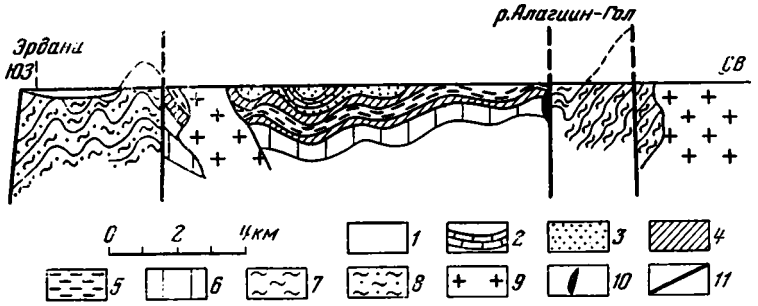


Рис. 16. Геологический разрез через внешнюю часть Южно-Монгольской зоны в районе сомона Эрдэни. Составила Н. Г. Маркова

1 — четвертичные отложения; *2—3* — нижний — средний девон (эмс — эйфель): *2* — известняки, *3* — алевролиты и песчаники; *4—5* — нижний девон (зиген): *4* — известняки, *5* — алевролиты и песчаники; *6* — нижний девон (верхний жедин), массивные известняки, *7* — нижний силур, нижняя часть, порфириты, яшмы, хлоритовые сланцы; *8* — нижний силур, верхняя часть, алевролиты, хлоритовые сланцы; *9* — граниты; *10* — гипербазиты и габбро; *11* — разломы

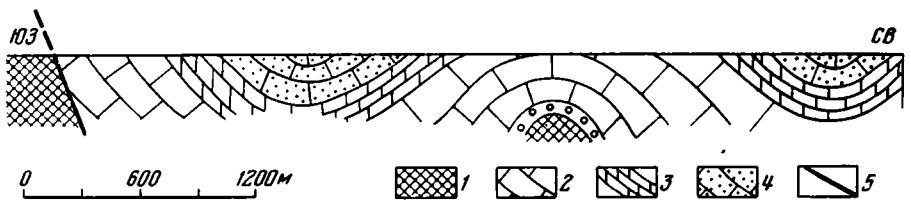


Рис. 17. Разрез через образования нижнего девона хр. Цахир-Халгиин-Нуру (южный склон Монгольского Алтая). Составила Н. Г. Маркова

1 — нижнесилурийские отложения; *2* — известняки верхней части жединского яруса; *3* — кремнистые известняки зигенского яруса; *4* — песчанистые известняки зигенского яруса; *5* — разломы

сланцами и амфиболитами с реликтами офитовых структур. Среди биотитовых сланцев местами (район сомона Цэл и др.) развиты плагиогранито-гнейсы, образовавшиеся при их гранитизации. Они слагают неправильной формы тела, вытянутые согласно с вмещающими породами. По простиранию границы этих массивов расплывчаты, причем наблюдаются постепенные переходы плагиогранито-гнейсов в биотитовые сланцы. Вкрест простирания контакты более четкие, местами рвущие.

Несомненно, что метаморфические процессы протекали в условиях прогрессивного увеличения, температур и давления. В результате возникшие парагенетические ассоциации, типичные для фации зеленых сланцев и амфиболитовой фации, закономерно сменяют друг друга в разрезе. Так, весьма интересны наблюдающиеся местами крупные купольные структуры, с типично зональным строением и с постепенным нарастанием степени метаморфизма слагающих пород от периферии к центру. Такая купольная антиклиналь описана, например, Н. Г. Марковой и М. Е. Федоровой (1971) из района сомона Цэл (рис. 18). Бóльшая часть структуры здесь сложена биотитовыми сланцами; амфиболиты тяготеют к ее ядерной части, где сосредоточено и наибольшее количество массивов плагиогранито-гнейсов, причем контуры некоторых из них подчеркивают периклинальное замыкание складки.

В структурном отношении должна быть отмечена также связь метаморфических образований с системой Заалтайского глубинного разлома, вдоль которого они вытянуты в виде протяженной полосы шириной от 5 до 30 *км*. Несомненно, эта система была благоприятной структурой для проникновения теплового потока и метаморфизующих флюидов. На

фоне этой крупной, длительно развивающейся системы глубинных разломов существовал при этом ряд локальных участков, в которых тепловой поток был более интенсивным. Такими участками были области антиклинальных поднятий, в которых, как в своеобразных «ловушках», скапливалось глубинное тепло. Не случайно, таким образом, в ядрах антиклинальных структур вскрыты наиболее высокие фации метаморфизма и именно здесь развивались процессы гранитизации.

Внешняя (Баянлэгская) полоса Южно-Монгольской тектонической зоны, по мнению Н. Г. Марковой, может быть прослежена еще западнее, в район бассейна р. Уэнчи. Геосинклинальный комплекс сложен здесь силурийскими и девонскими образованиями, охарактеризованными фаунистически и формационно весьма близкими к описанным выше. Силур представлен только нижним отделом и образован той же терригенно-кремнистой толщей пород с преимущественным развитием алевролитов и кремнистых алевролитов. Эффузивные прослои редки и практически отсутствуют, что позволяет говорить о дальнейших фациальных изменениях, наблюдающихся во внешней полосе при движении в западном направлении. Они выражаются в постепенном увеличении роли терригенной составляющей и в соответственном уменьшении значимости эффузивного материала. Девон залегает на силуре с несогласием, отмеченным горизонтом мелкогалечных конгломератов. Он сложен терригенно-крем-

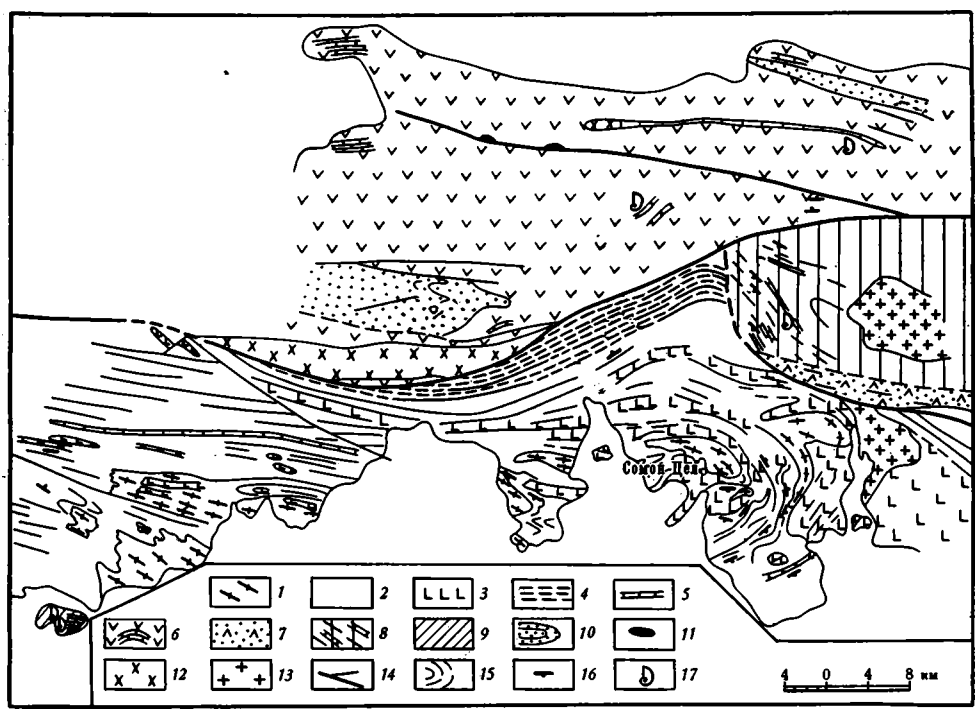


Рис. 18. Куполовидная антиклинальная структура в метаморфических породах района сомона Цэл (южный склон Монгольского Алтая). Составили Н. Г. Маркова и М. Е. Федорова

1—5 — метаморфические комплексы, развитые по терригенным и вулканогенным породам силура: *1* — плагиогранито-гнейсы, *2* — биотитовые сланцы, *3* — амфиболиты и амфиболовые сланцы, *4* — кварц-альбит-хлоритовые и кварц-альбит-мусковитовые сланцы, *5* — мраморы; *6* — основные эффузивы с линзами мраморов нижнего кембрия; *7* — малоизмененные порфириты и туфы силура; *8* — алевролиты, кремнистые аргиллиты, линзы известняков эйфельского яруса среднего девона; *9* — песчаники, гравелиты, известняки турнейского яруса нижнего карбона; *10* — конгломераты, песчаники, пласты каменного угля среднего карбона; *11* — гипербазиты; *12* — гранодиориты; *13* — граниты; *14* — разломы (*а* — глубинные, *б* — региональные); *15* — линии простирания пород; *16* — элементы залегания; *17* — фауна

нисто-карбонатной серией пород с преобладанием алевролитов и кремнистых алевролитов. Лишь в верхней части толщи наблюдаются прослои и пачки известняков с фауной нижнего — среднего девона. Изредка встречаются отдельные горизонты порфиритов.

В структурном отношении крайняя западная оконечность внешней полосы Южно-Монгольской зоны представляет собой крупный синклинорий, осложненный дополнительной складчатостью и рассеченный разломами на ряд блоков. На севере по Тургенгольскому разлому он граничит с поздними каледонидами Монгольского Алтая; на юге отделен от внутренней части Южно-Монгольской зоны Булганским глубинным разломом, неоднократно обновлявшимся и поэтому выраженным наиболее рельефно. Внутренняя структура девонских и силурийских отложений однотипна с ранее описанными участками внешней полосы. Здесь развиты те же линейные складки северо-западного и субширотного простирания. Характер их может быть проиллюстрирован прилагаемым профилем (рис. 19).

Следует отметить также, что в южной части района, близ Булганского разлома, прослеживается широкая полоса метаморфических образований, тянущаяся сюда из районов сомонов Баян-Лег, Эрдэни, Цогту, Цэл. Они представлены теми же комплексами пород зеленосланцевой и амфиболитовой фаций; значительное развитие среди них имеют также

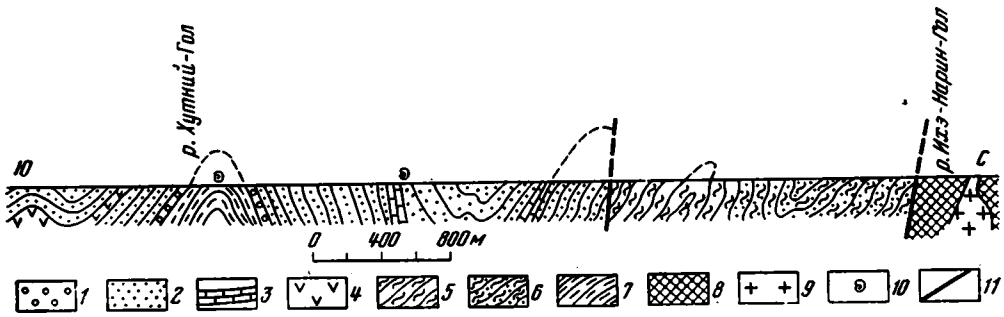


Рис. 19. Разрез через силурийские и девонские отложения по р. Уэнчи

1—4 — нижне-среднедевонские отложения: *1* — конгломераты, *2* — песчаники, *3* — известняки, *4* — порфириты; *5—7* — нижнесилурийские отложения: *5* — зеленые и вишневые сланцы, *6* — хлоритовые сланцы, *7* — кремнистые алевролиты; *8* — ордовикские (?) отложения — метаморфизованные алевролиты; *9* — граниты; *10* — фауна; *11* — разломы

гранито-гнейсы, слагающие удлиненные массивы, совершенно согласованные с простиранием метаморфической толщи и генетически связанные с ней. К системе Булганского разлома приурочен также мощный пегматитовый пояс и малые интрузии габбро, диоритов, гранодиоритов и гранитов.

Заалтайская зона обнимает внутренние части Южно-Монгольской эвгеосинклинали, характерной особенностью которой является девонский начальный магматизм. Стратиграфический разрез начинается здесь только с девона, лишь местами низы его, возможно, опускаются до верхних горизонтов силура. В продольном направлении Заалтайская зона может быть подразделена на ряд более частных структурных элементов, или блоков, разделенных, как правило, диагональными разломами северо-западного простирания. Они известны под именем Гурбансайханского, Эдэргэнинурийского и Барунхурайского.

Гурбансайханский блок располагается в пределах одноименного хребта — в его юго-восточных отрогах — и хр. Дзолен. Западная часть хребта Гурбан-Сайхан в настоящее время является одним из немногих участков, где сравнительно подробно расшифрованы особенности строения осевой части Южно-Монгольской эвгеосинклинали (рис. 20).

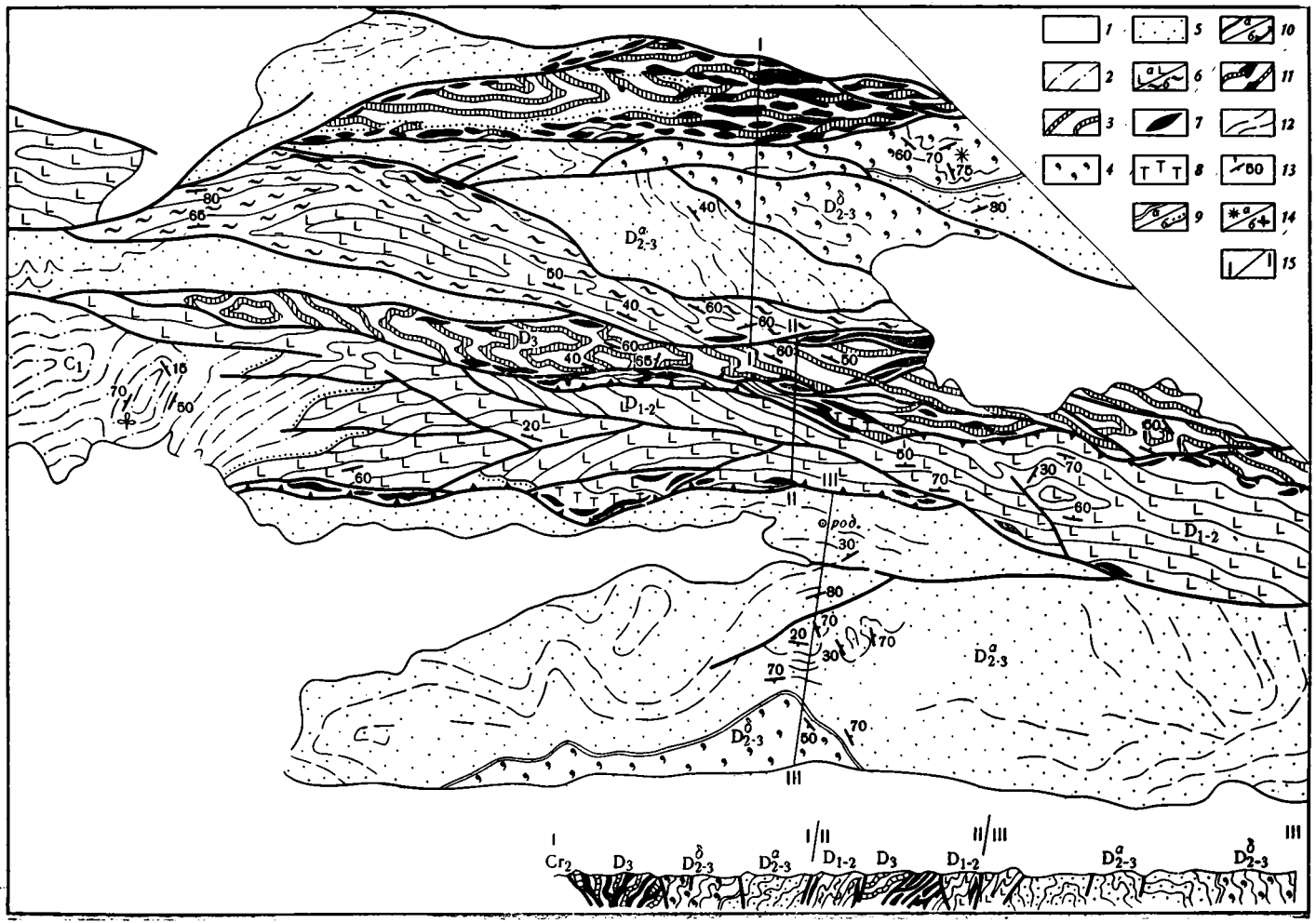


Рис. 20. Схематическая геологическая карта западной части хр. Гурбан-Сайхан. Составили О. Д. Суетенко, А. С. Перфильев, Б. Лувсанданзан

1 — мезозой и кайнозой; *2* — нижний карбон; *3—6* — гурбансайханская серия (девон — верхний силур?) — толщи: *3* — пестроцветная, *4* — туффитовая, *5* — алевролитовая, *6* — спилито - сланцевая (*а* — спилитовая фация, *б* — сланцевая фация); *7* — гипербазиты; *8* — габброиды; *9* — стратиграфические контакты (*а* — согласные, *б* — несогласные); *10* — разломы (*а* — с круто падающей плоскостью сместителя, *б* — с полого падающей плоскостью сместителя); *11* — зоны гипербазитового меланжа; *12* — структурные линии; *13* — элементы залегания; *14* — места находок органических остатков (*а* — радиолярий, *б* — флоры); *15* — линии профиля

Тектоника этого района была в последние годы изучена О. Д. Суетенко (1971) и А. С. Перфильевым, чьи данные в основном использованы в настоящем описании. Кроме того, учтены материалы Ю. А. Борзаковского, Б. Лхасурена и др.

Гурбансайханский блок имеет протяженность около 150—200 *км* при ширине 40—50 *км*. В низах геосинклинального комплекса, отвечающих, видимо, верхам силура — низам девона, чередуются мощные (50—200 *м*), выдержанные по простиранию пачки глинистых и глинисто-кремнистых сланцев и пачки спилитов, диабазовых порфиритов, кремнистых туффитов, редко яшм. Выше на уровне среднего—верхнего девона залегает мощная колонна терригенно-кремнистых пород, объединенных в гурбансайханскую серию, почти нацело лишенную карбонатных осадков и макроскопически видимых органических остатков. В нижней части гурбансайханской серии, очень однообразной по составу, господствуют массивные кремнистые и кремнисто-глинистые алевролиты, которым подчинены песчаники и яшмовидные породы. Все разности залегают в виде неправильно изометричных, быстро выклинивающихся линз. В верхней части гурбансайханской серии появляется большое количество кремнистых туффитов (пелитовых и алевритовых), туфогенных и вулканомиктовых песчаников и гравелитов, яшм (в том числе радиоляриевых), отмечаются выклинивающиеся горизонты андезитовых порфиритов, реже спилитов. Для всей серии характерны турбидитные текстуры — следы подводного оползания и размыва, пачки с градационной слоистостью, «пятнистые» алевролиты с прихотливой формы включениями яшмовидных пород, песчаников, алевролитов.

В основании карбона местами (на западе хр. Гурбан-Сайхан в горах Барун-Сайхан) отмечается угловое несогласие. В этом случае нижнекаменноугольные отложения представлены прибрежно-морской толщей конгломератов, песчаников, алевролитов с линзами известняков, формационно сопоставимой с нижней молассой. В то же время на востоке хр. Гурбан-Сайхан (в горах Дзун-Сайхан) и восточнее в горах Ихэ-Номогон-Ула и Бага-Номогон-Ула в нижнем карбоне в большом количестве появляются андезит-базальтовые, реже базальтовые порфириты (с преобладанием пирокластических продуктов), туфопесчаники, туфогравелиты. Эта толща, видимо, тесно связана с собственно геосинклинальными девонскими образованиями. В целом закономерностью изменения формационного ряда по вертикали в Гурбансайханском блоке является смена в конце девона основного вулканизма на андезитовый, появление морской порфиритовой формации в нижнем карбоне, большое литологическое разнообразие верхов геосинклинального разреза.

Для Гурбансайханского блока очень характерно существование среди верхнесилурийско-девонских образований многочисленных тел гипербазитов и габбро. Ассоциация пород — типично офиолитовая. В то же время гранитоидные интрузии представлены лишь несколькими мелкими (до 1 *км* в поперечнике) телами верхнепалеозойских лейкократовых гранитов.

Внутренняя структура Гурбансайханского блока в первую очередь определяется субширотными параллельными ветвящимися разломами, в большинстве случаев крутопадающими. В целом структура рисуется в виде грандиозной тектонической брекчии, составленной двумя типами блоков: узкими линейными (до 4 *км* в ширину) и более широкими (до 10 *км*) трапециевидными и линзовидными в плане блоками.

В линейных тектонических блоках (клиньях) наблюдаются крутые моноклинали и складки, осевые плоскости которых ориентированы согласно с генеральным субширотным простиранием разломов. Преобладают протяженные, иногда слабо запрокинутые линейные складки с крутыми углами падения на крыльях.

Плоскости сместителей большинства разломов, ограничивающих линейные тектонические блоки, близки к вертикальным; реже отмечаются

крутые надвиги с плоскостями смещения, наклоненными в разных направлениях. Нередко линейные блоки настолько узки, а разделяющие их разломы настолько сближены, что они вполне могут рассматриваться в качестве зон разломов. Многие из этих зон содержат большое количество линзовидных тел гипербазитов. По своему строению они аналогичны зонам офиолитового меланжа. В них на большом протяжении наблюдается сложная мозаика тектонических линз и неправильных глыб гипербазитов, габброидов и вулканогенно-кремнистых пород девонского возраста. Размер линз и глыб колеблется от первых десятков метров до 1 *км*.

Линзовидные и трапециевидные блоки располагаются в основном по периферии Гурбансайханской структуры. В них наблюдаются как моноклинальное залегание слоев, так и участки интенсивного смятия. Среди складчатых деформаций устанавливается два типа. Первый включает широко открытые складки с крутыми, часто почти вертикальными шарнирами и с различной ориентировкой осевых плоскостей (в том числе субмеридиональной). Ко второму типу складчатых деформаций принадлежат структурные террасы (шириной до 1,5 *км*) и стулообразные складки небольшого масштаба (размах крыльев до 100—300 *м*).

Как видно, главная особенность структуры хр. Гурбан-Сайхан — блоки с автономным характером дислокаций и различной ориентировкой складок. Единого для всей территории плана складчатых дислокаций не устанавливается. В формировании структуры ведущую роль, видимо, играли разрывные нарушения, а складчатые деформации обусловлены прежде всего движениями отдельных блоков относительно друг друга. Наряду со сжатием в меридиональном направлении, вероятно, большую роль играли сдвиговые смещения по системе субширотных разломов, в процессе которых образовались складки с вертикальными шарнирами.

К югу от хр. Гурбан-Сайхан, отделяясь от него позднемеловой депрессией, располагается Дзоленский горст. С севера и юга он ограничен субпараллельными разломами восток-юго-восточного простирания, причем на юге граничит с зоной Гобийского Тянь-Шаня. Дзоленский горст вытянут в юго-восточном направлении на расстояние около 150 *км* при поперечнике до 20 *км*. Его строение было подробно изучено в 1973 г. Л. П. Зоненшайном, О. Д. Суетенко, Г. Энжином и Л. Жамьяндамбой. Хребет Дзолен сложен в основном только среднепалеозойскими толщами, подвергшимися деформации в герцинскую эпоху складчатости. Развитые на южном склоне хребта верхнепалеозойские континентальные вулканогенно-обломочные толщи залегают резко несогласно на среднем палеозое, датируя тем самым верхний возрастной предел герцинских деформаций.

В целом, в поперечном разрезе вырисовывается синформная структура хребта (рис. 21), состоящая из двух самостоятельных единиц: нижней, слагающей основание синформы и являющейся автохтонной (или параавтохтонной), и верхней, аллохтонной. Более поздние почти вертикальные разломы сильно нарушили первоначальный герцинский структурный план, так что такое синклиналеподобное строение выявляется только на центриклинальных окончаниях структуры в районе горы Хадату-Ула.

Нижняя единица образована пестрым по составу кремнисто-терригенно-вулканогенным комплексом, обычно дислоцированным в крутые, часто изоклинальные складки. На северном крыле синформы развиты в основном терригенные толщи — черные мелкозернистые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, находящиеся часто во флишеподобном чередовании между собой. Они включают отдельные горизонты андезитов и их пирокластов и прослои темных органогенных известняков с девонской фауной. На южном крыле наряду с аналогичными терригенными породами значительно бóльшим распространением пользуются вулканические породы — андезиты, андезито-базальты, их туфы и туфобрекчии, субвул-

канические тела дацит-риолитового состава. Вулканиты ассоциируются с яшмами и с песчано-алевролитовыми толщами, насыщенными глыбами разнообразных органогенных известняков; эти толщи представляют собой олистострому. Судя по сборам фауны из разных горизонтов, весь этот комплекс отложений формировался на протяжении силура и всего девона. Обилие андезитов, их связь с терригенными толщами и олистостромой позволяют относить этот комплекс к островодужной ассоциации, считая его показателем существования в данном месте в среднем палеозое вулканической островной дуги. В основании данного островодужного комплекса на западном крае хр. Дзолен залегают гипербазиты. Они образуют почти вертикальную пластину шириной до 1 *км* и представлены по существу гипербазитовым меланжем, в котором в серпентинитовом цементе заключены глыбы перидотитов, клинопироксенитов и пород жильного облика (возможно, остатков комплекса параллельных даек). Местами вскрыт слабо тектонически нарушенный контакт между перидотитами и залегающими стратиграфически выше андезито-базальтами и их туфами. Можно думать, что это говорит о налегании островодужного комплекса непосредственно на гипербазиты, т. е. на океаническое ложе геологического прошлого.

Верхняя, аллохтонная, единица в свою очередь состоит, вероятно, из нескольких пластин, шарьированных одна на другую. Наибольшим развитием на площади пользуется самая верхняя пластина, сложенная метаморфическими сланцами зеленосланцевой фации метаморфизма. Среди них обосабливаются, с одной стороны, зеленокаменные породы по эффузивам диабазового состава и габброидам, а с другой,— сланцы по тонкообломочным и кремнистым породам. К востоку метаморфизм отдельных полос метаморфического комплекса постепенно падает.

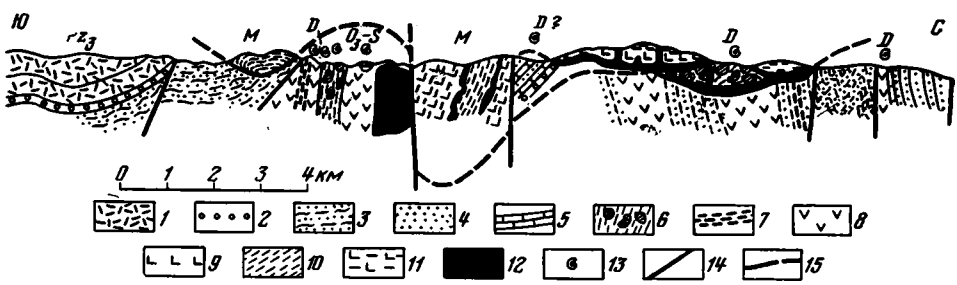


Рис. 21. Геологический разрез через хр. Дзолен (по Л. П. Зоненшайну, О. Д. Суетенко, Г. Энжину, Л. Жамьяндамбе)

1 — наземные вулканиты среднего и кислого состава; *2* — конгломераты; *3* — песчано-алевролитовые отложения; *4* — песчаники; *5* — известняки; *6* — олистострома; *7* — яшмы; *8* — андезиты, андезито-базальты; *9* — спилиты и диабазы; *10* — метаморфические сланцы по терригенным породам; *11* — зеленые метаморфические сланцы по основным эффузивам; *12* — гипербазиты; *13* — фауна; *14* — разломы; *15* — шарьяжи; *M* — метаморфические породы неустановленного возраста

Строение более нижних пластин устанавливается в районе горы Хадату-Ула, где пластины залегают очень полого. Здесь распространены три комплекса пород (тектонически сверху вниз): эффузивно-яшмовый, частично замещаемый к западу метаморфической фацией; гипербазитовый и терригенный, местами терригенно-карбонатный. Ниже терригенного комплекса местами вновь появляются гипербазиты.

В эффузивно-яшмовый комплекс входят как зеленые эффузивы диабаз-спилитового состава, включающие отдельные линзовидные горизонты яшм, так и почти чисто осадочные, яшмовые толщи, содержащие прослои туфов и граувакк. Эти осадочные толщи всегда залегают стратиграфически выше эффузивов.

Гипербазитовый комплекс представлен серпентинитовым меланжем, в котором первичные породы сохранились лишь в отдельных глыбах разного размера, погруженных в рассланцованную серпентинитовую массу. В составе глыб преобладают сами гипербазиты: перидотиты, гарцбургиты, верлиты, иногда дуниты. Кроме них, в глыбах местами широко представлены различные габброиды, зеленые эффузивы, яшмы, в одном пункте амфиболиты. Весьма примечательны отдельные глыбы пород жильного облика, иногда залегающих параллельными отторженными пластинами. Наконец, в глыбах есть также гранофиры. Следовательно, в меланже присутствуют по существу все члены офиолитовой ассоциации. Более того, в нескольких местах можно видеть, как на гипербазиты и меланократовые габбро налегают зеленые диабазы и выше яшмы, т. е. здесь сохранились и реликты первичного разреза офиолитовой ассоциации.

Терригенный комплекс развит только на восточном центриклинальном окончании верхней аллохтонной единицы. В южной части в узких клиньях сохранились обрывки слабо нарушенного разреза этого комплекса, где видно, что он состоит из напластования пачек разногалечных конгломератов (в том числе с галькой пород эффузивно-яшмового комплекса), зеленых песчаников и известняков, иногда органогенных (предположительно с девонской фауной). Однако на большей части площади своего распространения терригенный комплекс построен совсем по-другому. Обычно хорошо обосабливаются две группы пород: с одной стороны, песчаники, конгломераты и известняки (в том числе органогенные), т. е. те же породы, что и в нормальном разрезе комплекса, а с другой,— тонкий песчано-алевролитовый флиш. Породы первой группы слагают крупные — от первых метров до первых десятков метров — отторженцы, заключенные во флише, представляя собой по существу олистолиты. Это позволяет трактовать всю толщу в качестве олистостромы. Можно предполагать, что грубообломочные породы и известняки нормального разреза отвечают мелководной фации. Вскоре после литификации они откалывались от материнской залежи и сползали по крутым уступам подводного рельефа, захороняясь во флишевых осадках более глубоководной фации. Терригенный комплекс, особенно в олистостромовом его выражении, залегает во многих местах тектонически выше серпентинитового меланжа и в свою очередь перекрывается им совместно с эффузивно-яшмовым комплексом.

Таким образом, в хр. Дзолен тектонически совмещены две различные, но, видимо, примерно одновозрастные ассоциации, одна из которых включает офиолиты, а другая является островодужной. Несомненно, они образовались на значительном удалении друг от друга, но величина перемещения аллохтонной пластины без дальнейших исследований не поддается пока оценке. Можно думать, что движение шло с севера на юг, поскольку именно к северу от хр. Дзолен, в хр. Гурбан-Сайхан распространены аналогичные офиолитовые комплексы. Существенно и то, что в состав этих единиц входят гипербазиты, располагаясь стратиграфически всегда в основании разрезов. Следовательно, можно утверждать, что толщи обеих единиц формировались на океаническом ложе. В этом отношении интерес вызывают гипербазиты, залегающие в основании островодужной ассоциации. Они, очевидно, представляют тот океанический фундамент, на котором вырастала вулканическая дуга. Их появление здесь говорит о том, что гипербазиты в складчатых областях встречаются не только в составе офиолитовой ассоциации.

С большими основаниями можно предполагать, что структурный стиль хр. Дзолен не является экзотическим, а свойствен и другим районам Южно-Монгольской зоны.

Эдэргэнинуринский блок. В районе хр. Эдэргэни-Нуру, южных склонов Гобийского Алтая и в Заалтайском Гоби среднепалеозойские

геосинклинальные комплексы выходят на обширных площадях, но изучены они пока еще недостаточно. Структура Заалтайской зоны здесь, как и в других местах, определена серией поднятых и опущенных тектонических клиньев субширотного или северо-западного простирания. Сильная раздробленность и скудность органическими остатками затрудняют выяснение стратиграфии.

В. И. Синицын (1956) указывает на развитие в южной части зоны, в районе оазиса Эхин-Гол, силурийских отложений, представленных кремнисто-сланцевой эхингольской свитой.

Более молодой средний палеозой состоит из четырех толщ. Нижняя толща — вулканогенно-кремнисто-сланцевая — образована преимущественно зеленокаменными рассланцованными эффузивами основного состава, чередующимися с филлитами, кремнистыми сланцами и яшмами. Эта толща в обилии насыщена телами габбро и габбро-диабазов. Ее возраст определяется как нижний—средний девон. Она выходит в узких поднятых тектонических клиньях, а выходы ее, в свою очередь, разбиты многочисленными разломами и, возможно, их надо трактовать в качестве тектонического меланжа. Вторая толща — туфогенно-граувакковая — сложена мощными граувакками, включающими лавы и туфы андезитового и андезит-базальтового состава; характерны также горизонты яшм и кремнистых сланцев. Эта толща принадлежит к среднему—верхнему девону. Третья толща, слагающая опущенные клинья,— черносланцевая — относится к верхам девона—низам карбона. Геосинклинальный разрез венчается очень характерной для Заалтайской зоны вулканогенной толщей нижнего карбона. Она сложена дацит-андезитовыми и андезитовыми лавами и их пирокластами, формировавшимися в основном в субаэральной обстановке. Среди вулканитов заключены многочисленные интрузивные массивы гранодиоритового состава. Поля распространения вулканитов вытянуты в виде полосы субширотного северо-западного простирания вдоль хр. Эдэргэни-Нуру. По ним, очевидно, можно реставрировать раннекаменноугольную вулканическую дугу.

Особое место в Заалтайской зоне занимают структуры южного склона хр. Гобийский Алтай, выделенные (Зоненшайн и др., 1970) в самостоятельную подзону Гобийского Алтая. Здесь в узком (5—10 *км*) клине длиной около 100 *км* обнажается один из лучших в Южно-Монгольской зоне разрезов среднего палеозоя. В видимом основании разреза залегает песчано-сланцевая толща верхнего силура—нижнего девона, согласно перекрывающаяся рифогенным эйфельским известняком. Выше него следует туфогенно-граувакковая толща среднего—верхнего девона, согласно с которой пластуются песчано-алевритовые породы нижнего карбона. Этот разрез в определенной мере является промежуточным между фациями Баянлэгской и Заалтайской зон; к первой из них явно тяготеют эйфельские рифогенные известняки, ко второй — туфогенно-граувакковые и песчано-алевритовые толщи верхов девона и нижнего карбона. Но тектонический клин с этим промежуточным типом разреза расположен вовсе не на границе между Баянлэгской и Заалтайской зонами, а внутри последней, отстоя на юг от границы между ними на 20—30 *км*. И. Б. Филиппова (1970) склонна трактовать данный тектонический клин как остаток внутренней кордильеры в Заалтайской зоне. Но, думается, нельзя исключить возможность и полностью аллохтонного залегания этого клина в виде шарьяжной пластины, оторванной от края Баянлэгской зоны и премещенной на юг. Возможная интерпретация такого шарьяжного строения показана на рис. 22.

Барунхурайский блок занимает крайнее западное положение в протяженной субширотной полосе Заалтайской зоны и по своему строению несколько отличается от центральных ее участков. Судя по данным П. С. Матросова (1960) и Б. Лувсанданзана (1970), а также материалам Н. Г. Марковой, здесь развиты следующие формационные

комплексы пород. Нижне-среднедевонский комплекс, как почти всюду в Заалтайской зоне, представлен мощной толщей основных эффузивов базальтового и андезит-базальтового состава, однако в его верхней части значительную роль начинают играть туфогенные накопления, а также осадочные породы — туфопесчаники и гравелиты. Комплекс пород среднего — верхнего девона сложен внизу кремнистыми и яшмовидными сланцами, а также вулканитами андезито-дацитового состава, пронизанными, а местами буквально насыщенными мелкими телами габбро и габбро-диабазов. Вышеуказанные породы сменяются однообразной терригенной, преимущественно алевролитовой серией осадков, содержащей горизонты с фауной живетского и франского ярусов. Каменноугольный комплекс, располагающийся со стратиграфическим и структурным несогласием на подстилающих породах и относящийся уже к образованиям нижней молассы,

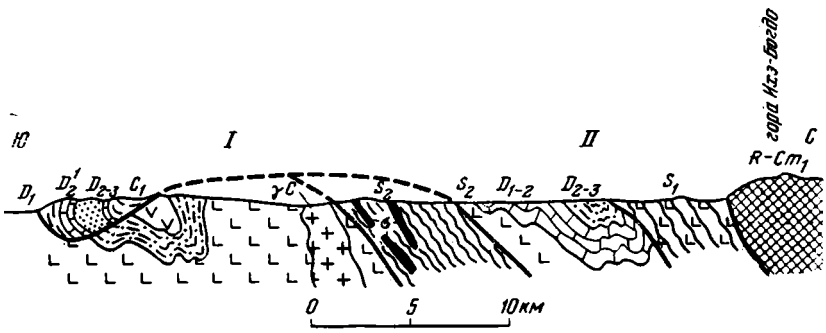


Рис. 22. Интерпретация строения зоны Гобийского Алтая (по Л. П. Зоненшайну)

I — зона Гобийского Алтая, II — Баянлэгэжая зона; $R—Cm_1$ — рифей — нижний кембрий (Центрально-Монгольская зона); S_1 — нижний силур, зеленокаменные толщи; S_2 — верхний силур, спилит-диабазовые и кремнисто-сланцевые толщи; D_1 — нижний девон, глинистые толщи; D_{1-2} — нижний девон — эйфель, известняки; D_2^1 — эйфель, рифовый известняк; D_{2-3} — средний — верхний девон, черносланцевые и граувакковые толщи; D — девон нерасчлененный — спилит-диабазовые и зеленокаменные толщи; C_1 — черносланцевые толщи, кислые и средние эффузивы; σ — гипербазиты; γC — каменноугольные гранитоиды

представлен песчаниками и черными сланцами с флорой визе-намюра. В незначительном количестве здесь встречается туфогенный и эффузивный материал, а также малые интрузии и дайки андезит-дацитового и дацит-липаритового состава.

Таким образом, несмотря на сходство в формационном отношении описанных геосинклинальных комплексов пород с образованиями, развитыми в более восточных частях Заалтайской зоны, в Барунхурайском блоке роль эффузивных образований значительно падает. Основные вулканиты слагают здесь лишь низы девонского разреза, выше сменяясь туфогенно-осадочными и осадочными породами с морской фауной. Та же тенденция наблюдается и в карбоне, резрез которого в Барунхурайском блоке менее полон и представлен преимущественно черносланцевым комплексом, в то время как в хр. Эдэргени-Нуру, наряду с аналогичными породами, широко развиты мощные толщи субаэральных вулканитов андезито-дацитового состава. Создается впечатление, что восточная часть Заалтайской зоны была более прогнута и что именно там располагался центр активной вулканической деятельности.

Внутренняя структура Барунхурайского блока (рис. 23), как и в других частях Заалтайской зоны, представляет собой систему узких, разделенных разломами полос и клиньев северо-западного простирания, дополнительно осложненных складчатостью. Деформации девонского комплекса довольно напряженны. Обычно это линейные крутопоставленные складки и моноклинали; как правило сильно развиты кливаж и рассла-

цовка. Структура каменноугольного комплекса спокойнее. Складки здесь шире, наклон крыльев их не превышает 30—40°.

Зона Гобийского Тянь-Шаня — наименее изученный район Южной Монголии. В 50-х годах геологические рекогносцировки на западе этой территории проводил В. М. Синицын (1956); сделанное им описание до настоящего времени не утратило своего значения. В это же время юго-восточная часть хребта изучалась Г. И. Хубльдиковым, Б. А. Шевелевым, М. А. Анпиловым и др. В последующие годы в Гобийском Тянь-Шане проводили маршрутные работы И. И. Волчок, Б. Лувсанданзан, Л. П. Зоненшайн и Н. Г. Маркова.

Из материалов, собранных указанными исследователями, очевидно, что к собственно геосинклинальному комплексу в рассматриваемой зоне принадлежат образования ордовика и силура. Выходы ордовика приурочены

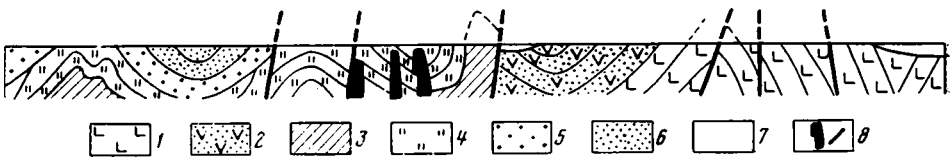


Рис. 23. Геологический профиль района хр. Барангиин-Хара-Нуру и г. Мэргэн (составила Н. Г. Маркова)

1—2 — эффузивная свита нижнего — среднего девона: *1* — нижняя подсвита, *2* — верхняя подсвита; *3—4* — кремнисто-сланцевая свита среднего — верхнего девона: *3* — нижняя подсвита, *4* — верхняя подсвита; *5—6* — нижнекаменноугольные отложения: *5* — нижняя часть, *6* — верхняя часть; *7* — современные отложения; *8* — габбро-диабазы

к осевой части хребта и представлены главным образом зелеными кремнистыми сланцами, песчаниками, гравелитами и конгломератами, часто флишоидно чередующимися. Иногда встречаются пачки массивных кварцитов, обычно же породы интенсивно рассланцованы, участками превращены в тонколистоватые хлоритовые и хлорит-серицитовые сланцы. В верхах описываемой серии пород появляются линзы и горизонты кристаллических известняков. Силур залегает на ордовике согласно. В низах он сложен основными вулканитами, местами переработанными процессами метаморфизма и превращенными в амфиболитовые сланцы и амфиболиты. Выше располагается мощная и однообразная серия кремнистых алевролитов и песчаников. Таким образом, в целом образования ордовика и силура могут быть отнесены к зеленоцветной кремнисто-терригенной формации с подчиненным развитием основных эффузивов.

Девонские отложения в пределах Гобийского Тянь-Шаня развиты неповсеместно. Они отсутствуют в западной части хребта, появляясь лишь на юго-востоке. Здесь они связаны с отдельными тектоническими блоками, сложенными терригенными и эффузивными образованиями. Среди последних значительная роль принадлежит андезитовым и андезит-дацитовым порфиритам, дацитам, в меньшей степени диабазовым порфиритам. Эту серию пород, видимо, целесообразно выделять в самостоятельный структурный комплекс, в основании которого Г. И. Хубльдиковым в 1952 г. отмечен значительный перерыв. Наиболее достоверные стратиграфически несогласные контакты девонской порфиритовой толщи и подстилающих ее силурийских отложений описаны Б. А. Шевелевым на юго-востоке рассматриваемой зоны, в горах Ихэ-Хонгорджи. В этом же районе в девонских эффузивах отмечаются значительные краснокаменные изменения. Наконец, нижнекаменноугольные отложения, развитые преимущественно в западной части хребта, резко несогласно залегают на образованиях ордовика и силура. Они представлены черносланцевой флишоидной формацией, состоящей из монотонно переслаивающихся песчаников и алевролитов. Участками породы филлитизированы. Эти отложения, так же как нижележащие

девонские, возможно, следует относить уже к орогенным образованиям типа нижней молассы.

Укажем, что полоса метаморфических пород, развивавшихся по разновозрастным породам описанного геосинклинального комплекса, приурочена к юго-западному склону Гобийского Тань-Шаня и тесно ассоциируется с серией проходящих здесь разломов.

Очень широко на территории Гобийско-Тяньшаньской зоны развиты верхнепалеозойские—нижнемезозойские орогенные структуры, выполненные континентальными эффузивами и молассой. Широко распространены также разновозрастные гранитоиды, причем самыми древними, видимо, являются девонские интрузии. Они образуют неправильной формы линзовидные тела, часто контролируемые разломами. К ранней фазе принадлежат габбро-диориты и сиенито-диориты; главная фаза образована граносиенитами и гранитами, а к заключительной фазе относятся биотитовые и субщелочные граниты. Среди верхнепалеозойских интрузий преобладают крупные батолитообразные массивы гранодиорит-гранитного состава; небольшие трещинные тела лейкократовых субщелочных гранитов, реже нормальных биотитовых гранитов и граносиенитов обычно рассматриваются как пермские.

Как указывалось выше, структурно зона Гобийского Тянь-Шаня, в которой широко развиты отложения ордовика и силура, приподнята относительно расположенной к северу Заалтайской зоны, выполненной девонскими и нижнекаменноугольными отложениями. Внутренняя структура зоны характеризуется узкими линейными складками, которые, как правило, осложнены разломами, согласными с общим простиранием структур. Выделяются два основных направления складчатых форм и разломов — широтное и северо-западное. Деформации широтного направления свойственны в основном юго-западной части зоны, северо-западного — северо-восточной. В ядерных частях антиклинальных структур выходят преимущественно ордовикские образования, а в синклиналях — силурийские и девонские.

На юго-востоке зоны Гобийского Тянь-Шаня, в хребтах Борун-Цохе-Нуру, Булаган-Ула и Цаган-Ула, развита сеть разнонаправленных разломов: северо-западных, северо-восточных и широтных. Здесь обособляется ряд трапециевидных, реже линейных тектонических блоков. Специфическая особенность этого района — появление в некоторых разобщенных тектонических блоках кремнисто-карбонатных пород позднепротерозойско-кембрийского (?) возраста. Два наиболее крупных из этих блоков расположены в хр. Цаган-Ула и Булаган-Ула; они ориентированы в широтном направлении и достигают максимальной ширины в 15 *км* при протяженности до 30—50 *км*. Выходы этих древних пород трактуются различно. Некоторые исследователи рассматривают их как выступы основания, другие, в частности А. С. Перфильев, считают их останцами крупного тектонического покрова, сформировавшегося, видимо, в раннем мезозое. Это предположение отчасти подтверждается отмеченным в ряде мест надвиганием древних известняков на окружающие блоки более молодых образований. Так, в хр. Булаган-Ула верхнепротерозойско-кембрийские известняки, по данным А. С. Перфильева, надвинуты на расположенные южнее верхнепалеозойские терригенные породы. М. А. Анпилов в этом же районе при разведочном бурении документировал пологий (под углом 30°) тектонический контакт известняков верхнего протерозоя-кембрия и девонских (?) гранитоидов. Анпилов изучил эруптивный контакт с образованием рудоносных скарнов этих же гранитоидов и известняков. В 40 *км* западнее, в хр. Цаган-Ула Г. И. Хубльдиков отметил надвигание известняков на силурийские породы. Видимо, горизонтальные смещения здесь имели место и сказались на формировании структуры этого района, однако на масштаб этих перемещений и особенности созданных ими структур возможны различные точки зрения.

Восточный сектор Южно-Монгольской зоны

Сухэбаторская зона. Восточная часть Южно-Монгольской зоны, охватывающая Сухэбаторский аймак и район г. Сайн-Шанд, изучена неравномерно. По данным О. Д. Суетенко (1971) и Ю. А. Борзаковского (Амантов и др., 1967), здесь обособляются две субширотные зоны с принципиально отличным формационным выполнением и с разным характером дислокаций: Сухэбаторская и Гобийско-Хинганская. Сухэбаторская, или внешняя, зона расположена на продолжении Баянлегской зоны и выполнена почти исключительно карбонатными и терригенными осадками силура и девона. Ее протяженность около 900 *км* при ширине до 100 *км*, причем на западе она суживается до 50 *км*. Характерная особенность зоны — выступы верхнепротерозойско-кембрийского комплекса, отделенного от силурийских и девонских отложений резким угловым несогласием. Это несогласие прекрасно картируется в горах Хабтагай, около колодца Хутул-Усу-Худук, где на крутостоящие вулканиты и песчаники верхнего протерозоя — кембрия с азимутальным (до 50°) и угловым (около 40°) несогласием ложатся мощные (до 50 *м*) базальные конглобрекчии и гравелистые песчаники, согласно перекрываемые известняками с нижнедевонской фауной (рис. 24).

Геосинклинальный комплекс Сухэбаторской зоны сложен преимущественно силурийскими и девонскими образованиями. В наиболее изученной северо-западной части зоны (Хабтагайский низкогорный массив) самой древней является силурийская (видимо, венлокско-лудловская) пестроцветная терригенно-карбонатная формация, в составе которой чередуются (по 50—250 *м*) горизонты кварцевых и аркозовых песчаников с линзами известняков и горизонты частого (1—5 *м*) переслаивания серо-розовых, желтых и серых окремненных известняков и песчаников.

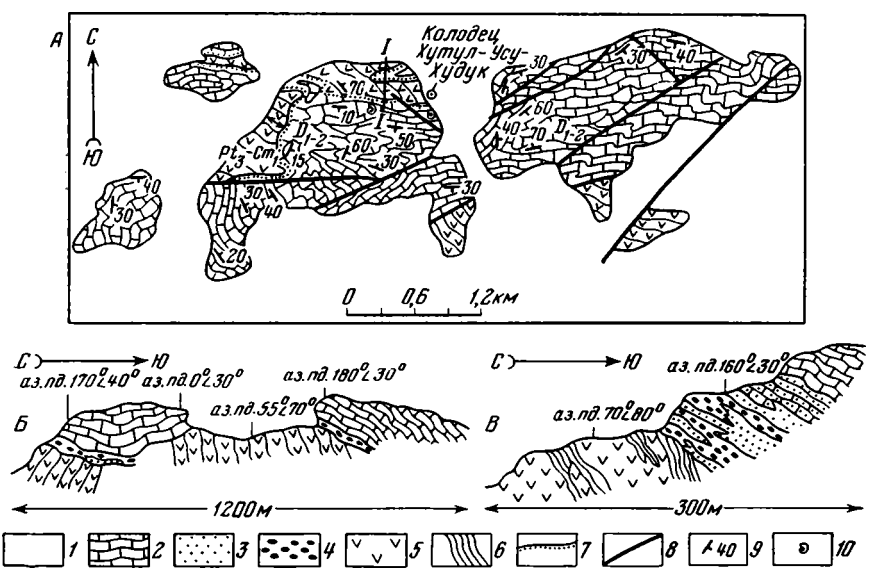


Рис. 24. Схема геологического строения района колодца Хутул-Усу-Худук (составила О. Д. Суетенко), иллюстрирующая стратиграфическое и угловое несогласие между отложениями нижнего — среднего девона и верхнего протерозоя — кембрия

А — схематическая геологическая карта, *Б* — разрез по линии I—I к западу от колодца, *В* — строение базального горизонта нижнего — среднего девона к северо-западу от колодца
1 — мезозой и кайнозой; *2—4* — нижний и средний девон: *2* — известняки, *3* — песчаники, *4* — конгломераты; *5, 6* — верхний протерозой-нижний кембрий: *5* — андезитовые и андезито-базальтовые порфириты, *6* — кремнистые сланцы; *7* — стратиграфически несогласные контакты; *8* — разломы; *9* — элементы залегания; *10* — места сборов фауны

Местами широкое развитие получают глинисто-кремнистые и глинисто-известковистые сланцы с пластами метаморфизованных липаритовых порфиров.

Среди девонских отложений выделяются рифогенно-известняковая формация нижнего — среднего девона и песчано-сланцевая флишоидная формация среднего — верхнего девона. В составе первой из них пачки массивных (местами рифогенных) известняков перемежаются с пачками типа карбонатного флиша, в которых тонко (по 5—10 *см*) переслаиваются прослои известняков, доломитизированных известняков и силицилитов. Песчано-сланцевая флишоидная формация залегает на рифогенно-известняковой согласно, но с резким переходом. Она сложена темно-серыми глинистыми, реже глинисто-кремнистыми сланцами, алевролитами и мелкозернистыми песчаниками. Выделяются крупные (200—400 *м*) монотонные черносланцевые пачки и пачки тонкого (по 5—20 *см*), нередко ритмичного переслаивания песчаников, алевролитов и глинистых сланцев.

На девон, как выяснено на юге Хабтагайского низкогорного массива, с размывом, но без углового несогласия ложится маломощная (до 100 *м*) нижнекаменноугольная молассоидная толща, представленная конгломератами (в низах), песчаниками и аргиллитами с линзами органогенных известняков.

По юго-западной периферии Сухэбаторской зоны в полосе, приграничной с Гобийско-Хинганской зеленокаменной зоной, карбонатные формации силура и нижнего — среднего девона не известны, но широко распространены тонкообломочные терригенные породы девона и нижнего карбона.

Магматические проявления в пределах Сухэбаторской зоны характеризуются господством кислых продуктов. В восточной части зоны развиты многочисленные интрузии верхнепалеозойских гранитоидов, нередко образующих крупные батолитоподобные массивы типа Асхатского. На западе зоны наблюдаются лишь небольшие линейно вытянутые тела каменноугольных гранодиоритов. Вулканические породы в составе геосинклинального комплекса отмечаются главным образом на северо-востоке Сухэбаторской зоны, в так называемом Тэбшинширинском блоке. Здесь среди карбонатных и терригенных осадков силура и девона наблюдается значительное количество рассланцованных и измененных кислых эффузивов, что позволяет выделить самостоятельную морскую терригенно-порфировую формацию.

Внутренняя структура Сухэбаторской зоны наиболее полно расшифрована О. Д. Суетенко и Б. Лхасуреном на западе зоны в Хабтагайском, Делыйнхаринском и Манлайском низкогорных массивах. Здесь прослеживается ряд ограниченных разломами широтно вытянутых блоков, складчатые деформации внутри которых связаны единым планом (рис. 25). Выделяется центральная полоса узких (до 5 *км*) горст-антиклиналей, окаймленных с севера и юга более широкими (до 10 *км*) блоками с синклинальным внутренним строением.

В наиболее северном Талаинбогдинском блоке развиты терригенно-карбонатные отложения силура — среднего девона. Южнее располагается Хабтагайская горст-антиклиналь, ограниченная субширотными крутопадающими разломами (рис. 26, см. стр. 71). Здесь на поверхность выходят отложения верхнего протерозоя — кембрия, которые резко несогласно перекрываются карбонатной толщей силура — среднего девона. Структуры, аналогичные Хабтагайской горст-антиклинали, прослеживаются западнее и восточнее примерно на протяжении 100 *км*.

К югу от полосы горст-антиклиналей располагается сложно построенный «сланцевый» синклинорий, протяженность которого около 100 *км*, при размахе крыльев около 40 *км*. На крыльях его выходят песчано-сланцевые отложения девона, а в ядре — отложения нижнего карбона. На северном крыле синклинория складки второго порядка значительно

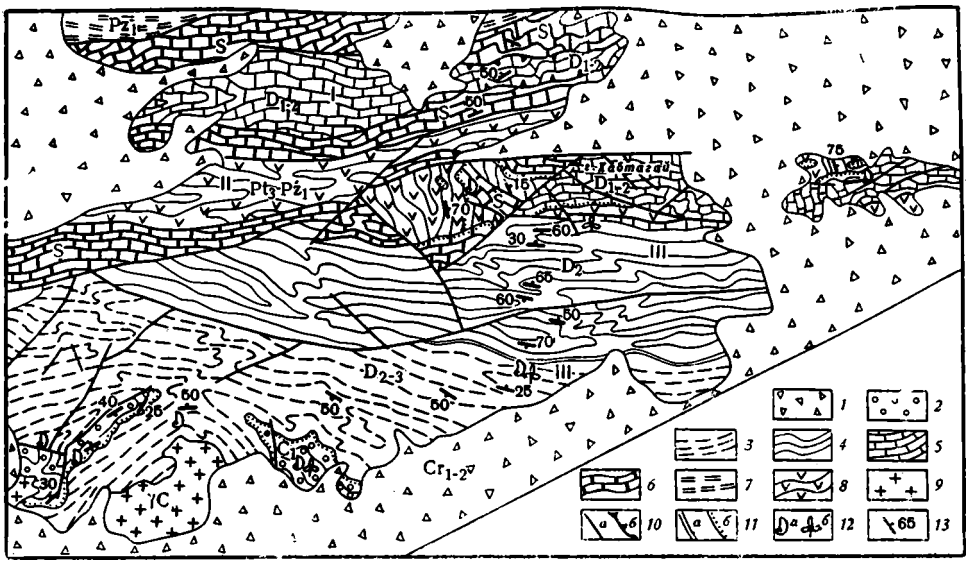


Рис. 25. Схематическая геологическая карта окрестностей горы Хабтагай. Составила О. Д. Суетенко при участии Б. Лхасурена

1 — мезозой и кайнозой; *2* — нижний карбон (песчаники, алевролиты, известняки); *3* — средний — верхний девон (песчаники, алевролиты); *4* — средний девон (глинистые сланцы, алевролиты); *5* — нижний — средний девон (известняки, известковистые песчаники); *6* — силур (известковистые песчаники, известково-глинистые сланцы, известняки); *7* — нижний палеозой (метаморфизованные песчаники и алевролиты); *8* — верхний протерозой — нижний палеозой (зеленокаменные эффузивы основного и среднего состава; туфоконгломераты, реже глинисто-кремнистые сланцы); *9* — верхнекаменноугольные гранитоиды; *10* — разломы: *а* — крутопадающие, *б* — пологопадающие; *11* — стратиграфические контакты: *а* — согласные, *б* — несогласные; *12* — фауна (*а*), флора (*б*); *13* — элементы залегания слоев

Цифры на схеме: I — Талаинбогдинская синклиналь, II — Хабтагайская горст-антиклиналь, III — Билюхудукская синклиналь

менее напряженные, чем на южном. Так, в литологически сходных песчано-сланцевых отложениях девона на севере синклинория развиты линейные прямые складки со сравнительно мягкими замыканиями, тогда как на южном устанавливаются сильно сжатые изоклинальные складки с очень крутыми (70—85°) углами падения на крыльях.

На юге Сухэбаторской зоны по границе с Гобийско-Хинганской зоной расположен сравнительно узкий (до 10 *км*) блок, сложенный нижнекаменноугольными отложениями.

Таким образом, в Сухэбаторской зоне по направлению на юг постепенно получают развитие все более молодые отложения, так что в целом выявляется ряд неравномерно погружающихся в этом направлении тектонических ступеней. Зеркало складчатости в пределах отдельных блоков также погружается на юг. Общий характер складчатости относительно простой, что, возможно, объясняется жестким складчатым основанием, развитым на большей части зоны.

На востоке Сухэбаторской зоны в районе г. Барун-Урт складчатые структуры ориентированы преимущественно в северо-восточном направлении. Разломы широтной ориентировки здесь сочетаются с субмеридиональными северо-восточными, так что сетка этих разнонаправленных разломов разбивает всю территорию на отдельные, близкие к изометричным блоки. На современном эрозионном срезе значительные участки здесь заняты интрузивными образованиями, что затрудняет расшифровку складчатой структуры. В первом приближении выделяются следующие наиболее крупные единицы. На юго-востоке, по границе с эвгеосинклинальной зоной расположен Асхатско-Байшинтинский антиклинорий, в пре-

делах которого на поверхность выходят нижнепалеозойские (?) отложения. Протяженность антиклинория около 300 *км* при максимальной ширине до 70 *км*. К северо-западу от него располагается ряд вытянутых овальных синклинальных структур, выполненных отложениями силура и девона. Они кулисообразно смещены друг относительно друга по системе северо-восточных разломов, имеют протяженность от 75 до 150 *км* при ширине около 40 *км*.

Господство в геосинклинальном комплексе терригенно-карбонатных пород, сравнительная простота складчатых форм, складчатый фундамент и краевое положение среди герцинид юга Монголии сближают Сухэбаторскую зону с миогеосинклинальными. На тектонической карте большая часть ее показана как геосинклинальная зона II типа, заложившаяся на континентальной коре. В то же время надо подчеркнуть, что в своем развитии она была тесно связана с расположенной южнее собственно эвгеосинклинальной Гобийско-Хинганской зоной. Именно этим объясняется установленная в Сухэбаторской зоне асимметрия в размещении формаций по площади (существенно карбонатных на севере, терригенных на юге) и асимметрия складчатой структуры, которая погружается на юг и воздымается на север. В большей своей части Сухэбаторская зона является, видимо, новообразованной, возникшей в результате распространения геосинклинального процесса из Южно-Монгольской эвгеосинклинали на обрамляющий ее с севера раннекаледонский блок.

На северо-востоке к Сухэбаторской зоне примыкает Тэбшинширинский регенерированный прогиб, наложенный на раннекаледонские структуры Центральной Монголии. Он выполнен терригенно-карбонатными (с кислыми эффузивами) отложениями силура и девона, из-под которых местами выступают нижнепалеозойские гранитоиды.

Гобийско-Хинганская зона. В южной (внутренней) части зоны восточного сектора развиты вулканогенно-терригенные образования силура, девона и нижнего карбона; здесь находит свое продолжение эвгеосинклинальный комплекс Гурбансайханской зоны.

Северная граница Гобийско-Хинганской зоны в значительной части проходит по крупному разлому, вдоль которого отмечается дислокационный метаморфизм. С юга к этому разлому примыкает ряд узких (до 3 *км* в ширину при протяженности около 30 *км*) шовных горст-антиклиналей, северные части которых надвинуты на Сухэбаторскую зону по малоамплитудным (до 1 *км*) шарьяжным перекрытиям.

Строение геосинклинального комплекса меняется по простиранию Гобийско-Хинганской зоны. На западе, в окрестностях сомонов Манлай и Мантах наиболее древние отложения, отвечающие силуру, устанавливаются в горст-антиклинальных структурах по северному борту эвгеосинклинальной зоны. Здесь, в районе развалин Хара-Нояный в низах силурийского разреза залегают основные эффузивы, кварц-хлоритовые сланцы, песчаники, а выше — алевролиты, яшмоиды с горизонтами известняков, содержащих фауну табулят. Южнее во внутренней части Гобийско-Хинганской зоны локально выходят кремнисто-сланцевые отложения девона, но наиболее широко распространена нижнекаменноугольная морская порфиритовая формация. В ней чередуются существенно эффузивные пачки и пачки зеленых, бордовых, фиолетовых, серых разнозернистых до гравелистых туфопесчаников, туфогравелитов, туфоконгломератов, туфов основного и среднего состава. Среди эффузивов преобладают зеленокаменноизмененные андезитовые и андезито-базальтовые порфириты, причем лавовые разности редки, а очень широко распространены туфолавы и туфобрекчии.

В восточной части Гобийско-Хинганской зоны (восточнее г. Сайн-Шанд в окрестностях развалин Нарын-Хид) в видимых низах геосинклинального разреза залегает силурийская спилит-диабазовая формация (спилиты, диабазовые и андезитовые порфириты, перемежающиеся с

туфопесчаниками, туфогравелитами, линзами биогермных известняков). Выше, видимо, согласно залегает нижне-среднедевонская морская порфиритовая формация (эффузивы среднего состава, их туфы, туфопесчаники, песчанистые известняки с остатками ругоз, брахиопод, мшанок). Кремнисто-терригенные отложения, сопоставимые с гурбансайханской серией, на востоке Гобийско-Хинганской зоны развиты крайне локально. Нижнему карбону принадлежит песчано-алевролитовая толща и толща, в которой широко представлены эффузивы андезитового и андезит-дацитового состава (возможно, субаэральные). Таким образом, для восточной части Гобийско-Хинганской зоны характерно более раннее, чем на западе, появление морской порфиритовой формации (в начале девона).

Характерной принадлежностью Гобийско-Хинганской зоны являются тела гипербазитов, залегающие в районе сомонов Манлай и Сайхан-Дулан среди нижнекаменноугольной морской порфиритовой формации и образующие Гобийский гипербазитовый пояс (Хасин, Храпов, 1965). Однако их количество в восточном направлении сокращается, и восточнее г. Сайн-Шанд наблюдаются лишь единичные разрозненные тела гипербазитов. Помимо ультраосновных пород, в рассматриваемом районе развиты немногочисленные тела каменноугольных гранитоидов. В большинстве случаев — это мелкие разобщенные массивы, лишь в районе сомона Мантах наблюдается более крупный плутон. Среди каменноугольных гранитоидов преобладают граносиениты и биотит-роговообманковые, существенно калишпатовые граниты; местами они ассоциируются с габброидами и диоритами.

Внутреннее строение Гобийско-Хинганской зоны на востоке страны изучено слабо. В отличие от более западных районов, восточная часть зоны характеризуется восток-северо-восточными простираниями. На границе западной и восточной частей Гобийско-Хинганская зона испытывает коленообразный изгиб, подчеркнутый северо-восточными простираниями разломов и складок.

В рассматриваемой части эвгеосинклинального пояса с известной условностью выделяются два разобщенных синклинория: Манлайский и Сайншандинский. В строении более западного, Манлайского, синклинория большое значение имеют субширотные разломы, ограничивающие узкие клиновидные блоки шириной в первые километры. Эвгеосинклинальная зона в целом здесь сужается до 60 *км*. В значительной степени это сужение вторичное, связанное с появлением пологих надвигов. Подобные надвиги установлены А. С. Перфильевым и О. Д. Суетенко на востоке Манлайского синклинория в окрестностях развалин Ула-Хид.

Манлайский и расположенный восточнее Сайншандинский синклинории разделены валообразной Мантахской антиклиналью, в которой на поверхность выведены отложения нижнего — среднего девона. К этому же району приурочен крупный массив верхнепалеозойских гранитоидов.

Сайншандинский синклинорий несколько смещен к северу относительно оси зоны по системе сближенных разломов северо-восточного и меридионального простираний, прослеживающихся к востоку от сомона Мантах. По-видимому, это смещение совпадает с первичным изгибом Гобийско-Хинганской зоны, подчеркнутым позднее разломами сдвигового характера. В своей значительной части Сайншандинский синклинорий погребен под мезозойско-кайнозойскими отложениями. Он выполнен отложениями девона и нижнего карбона, и лишь в отдельных антиклиналях (Нарынхидская, например) вскрываются силурийские отложения. Складки второго порядка в пределах синклинория имеют восток-северо-восточное простирание.

Крайний восточный фланг Гобийско-Хинганской зоны прослеживается в отрогах хр. Большой Хинган. От более западных районов этот участок отделен мезозойско-кайнозойской Тамцагской депрессией. Гобийско-Хинганская зона имеет здесь ширину от 60 *км* (в пределах Монголии) до

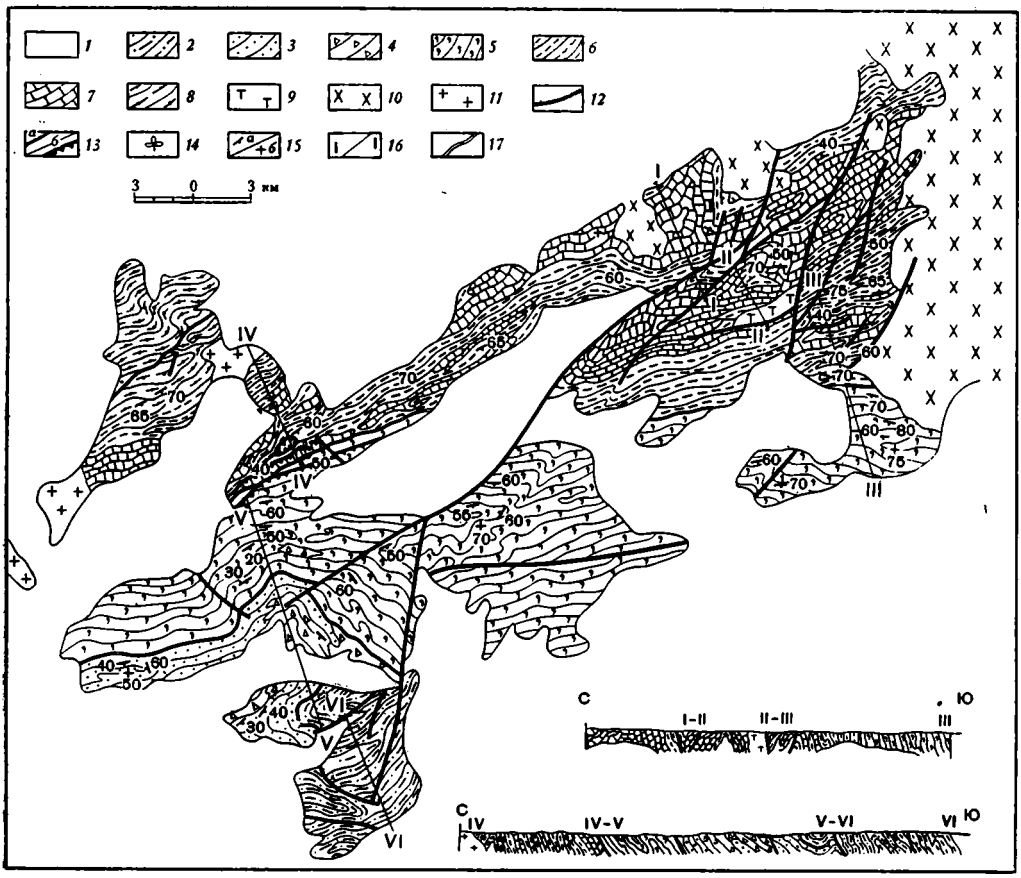


Рис. 27. Схематическая геологическая карта Баргинобинского блока. Составила О. Д. Суетенко при участии Б. Лхасурена

1 — мезозой и кайнозой; *2—7* — отложения верхнего протерозоя — нижнего кембрия; *2—5* — верхняя терригенная толща (*2* — зеленоцветная песчаниковая пачка, *3* — конгломератовая пачка, *4* — горизонты конгломератов с глыбами известняков, *5* — пестроцветная аркозовая пачка); *6—7* — нижняя кварцито-карбонатная толща (*6* — кварциты, глинисто-известковистые сланцы, алевролиты, *7* — известняки); *8* — зона прогрессивного метаморфизма по породам кварцито-карбонатной толщи; *9* — габброиды; *10* — девонские (?) граниты; *11* — верхнепалеозойские граниты; *12* — стратиграфические контакты; *13* — разломы: *а* — крутопадающие, *б* — пологопадающие; *14* — места сборов онколитов; *15* — элементы залегания слоев: *а* — нормальное, *б* — опрокинутое; *16* — линия профиля; *17* — маркирующие горизонты

30 *км* (в смежном с востока районе Китая). По периферии зоны на территории Китая выходят ордовикские отложения, на которые с размывом ложится верхнесилурийско-среднедевонская карбонатно-терригенная толща, с редкими горизонтами основных эффузивов в низах. Отложения верхнего девона отсутствуют, нижнекаменноугольные развиты крайне локально. Далее к востоку от центральной части хр. Большой Хинган среднепалеозойские отложения Гобийско-Хинганской зоны перекрываются мезозойскими вулканитами, образующими широкий субмеридионально ориентированный пояс.

Хребет Нукут-Дабан. На юго-восточной окраине Южно-Монгольского герцинского эвгеосинклинального складчатого сооружения значительное развитие получают регионально метаморфизованные терригенные и вулканогенно-терригенные образования, условно отнесенные к нижнему палеозою (ордовику?). В западном направлении они большей частью скрыты под верхнепалеозойскими образованиями, а на юго-востоке в Уланульской зоне и в хр. Нукут-Дабан занимают значительные площади.

В настоящее время мы располагаем весьма скудными данными о строении этого нижнепалеозойского комплекса. В Уланульской зоне (к югу от Баргинобинского блока верхнего протерозоя—кембрия) к нему отнесены (рис. 27) тонкообломочные терригенные ритмично построенные флишоидные толщи, имеющие серо-зеленую, серо-фиолетовую и темно-серую окраски. Литологически они очень близки к описанным выше ордовикским образованиям хр. Гобийский Тянь-Шань. Восточнее, в хр. Нукут-Дабан среди аналогичных терригенных пород появляются мощные горизонты кремнистых сланцев и эффузивов спилит-диабазового ряда. Среднепалеозойские отложения развиты здесь ограниченно и представлены маломощными существенно песчаниковыми отложениями девона и нижнего карбона.

Широко распространены в хр. Нукут-Дабан на современном эрозионном срезе интрузивные образования, составляющие большую часть хребта. Внедрение некоторых из них (например, биотитовых плагиоклазовых гранитов), судя по определениям абсолютного возраста (Бобров, 1965), произошло в силуре. Не менее широко развиты в хр. Нукут-Дабан верхнепалеозойские интрузии, среди которых наибольшее значение имеют крупные батолитообразные массивы гранодиорит-гранитного состава. В целом описываемая территория настолько насыщена интрузиями, что нижне-среднепалеозойские породы образуют здесь различных размеров останцы и ксенолиты, расположенные среди изверженных пород. Важно отметить, что в нижнепалеозойских толщах местами очень интенсивно проявлены процессы гранитизации и инъекционного метаморфизма.

Структура описываемой области изучена весьма плохо. Укажем, однако, что в хр. Нукут-Дабан широко развита система взаимопересекающихся разломов северо-восточного и северо-западного направлений, а на востоке, кроме того, появляются многочисленные разломы субмеридионального направления.

* * *

1. Южно-Монгольская зона по своему формационному выполнению — наиболее типичный представитель геосинклинальных зон первого типа. Обилие основных вулканических излияний в силуре и девоне в комбинации с глубоководными кремнистыми осадками, а также присутствие тел, а иногда и целых поясов, сложенных породами офиолитовой ассоциации, позволяют предполагать, что формирование этой зоны, опоясывавшей в среднем палеозое располагавшиеся севернее каледонские структуры Монголии, происходило на океанической коре.

2. Намечается изменение формационного состава геосинклинального комплекса зоны от центра к западным и восточным окраинам ее. Наибольшее количество магматических пород основного состава фиксируется в центральной части зоны (хребты Гобийский Алтай, Эдэргени-Нуру, Нэмэгэту и Гурбан-Сайхан). К западу и востоку количество их сокращается за счет появления осадочного, преимущественно терригенного, материала. Другими словами, в западном и восточном направлениях намечается своеобразная «потеря эвгеосинклинальности» зоны (Суетенко, 1971).

3. Смена формационного состава в пределах геосинклинального комплекса наблюдается также в поперечном сечении зоны. Но здесь она связана уже со скольжением во времени излияний основного состава при движении с севера на юг.

4. Внутренняя структура Южно-Монгольской зоны изучена пока далеко еще не достаточно, особенно южных ее окраин (хребты Гобийский Тянь-Шань и Нукут-Дабан, Уланульско-Тотошаньский блок). Этим вызвана отмеченная выше различная трактовка структуры зоны разными исследователями с акцентированием асимметричного ее строе-

ния, в одном случае (Дергунов и др., 1971), и симметричного с наиболее прогнутой центральной и поднятых краевых частей, в другом (Суетенко, 1971; Зоненшайн, 1972). Отметим, что появившиеся в последнее время указания на развитие во внутренней части зоны серпентинитового меланжа, олистостром и шарьяжных перекрытий требуют пристального внимания и могут коренным образом изменить наши представления о тектоническом строении Южно-Монгольской зоны.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ЗОНЫ II ТИПА

Ко второму типу герцинских геосинклинальных зон относятся, как говорилось, разнообразные структурные элементы, распространенные в пределах северной, существенно каледонской области Монголии. Общий план герцинских структур в этой области в целом подчинен дуге Южно-Монгольской эвгеосинклинальной зоны, хотя между Центральной и Восточной Монголией, с одной стороны, и Монгольским Алтаем, с другой, существуют некоторые структурные различия.

В Центральной и Восточной Монголии параллельно Южно-Монгольской зоне расположена Хангай-Хэнтэйская геосинклинальная зона, выполненная мощными терригенными толщами среднего палеозоя. По периферии эта геосинклинальная зона сопровождается разобщенными регенерированными прогибами, наложенными на каледонское складчатое основание. К северному и западному обрамлению Хангай-Хэнтэйской зоны приурочены крупные массивы верхнепалеозойских гранитоидов. От Южно-Монгольской эвгеосинклинали прогибы Хангай-Хэнтэйской зоны отделены поднятиями Центрально-Монгольской верхнепротерозойско-кембрийской зоны. На раздробленном древнем цоколе Центрально-Монгольской зоны во многих местах развиты среднепалеозойские структуры геосинклинального типа — Керуленский, Баяндунгский и другие регенерированные прогибы.

Между Хангайским нагорьем и Монгольским Алтаем, т. е. в районе котловины Больших озер, герцинские геосинклинальные структуры отсутствуют. Они появляются только в Монгольском Алтае, где представлены новообразованным Делюно-Юстыдским прогибом, выполненным девонскими черносланцевыми отложениями. В отличие от структур более восточных районов Монголии, Делюно-Юстыдский прогиб протягивается не параллельно Южно-Монгольской зоне, а под углом около 45° по отношению к ней, так что его южный край на южных склонах Монгольского Алтая сливается с Южно-Монгольской зоной. Как в пределах самого Делюно-Юстыдского прогиба, так и на обрамляющих его поднятиях широко развиты герцинские гранитоиды.

Геосинклинальные прогибы Хангай-Хэнтэйской зоны, Делюно-Юстыдский прогиб Монгольского Алтая и другие более мелкие, но сходные по особенностям развития так называемые регенерированные прогибы Центрально-Монгольской зоны, характерной чертой которых является их первичная разобщенность, независимость развития и наличие в основании каледонского складчатого фундамента, А. Б. Дергунов, Н. С. Зайцев, А. А. Моссаковский и А. С. Перфильев (1971) предложили называть моногеосинклиналями.

Хангай-Хэнтэйская зона

Под названием Хангай-Хэнтэйской зоны выделяется дугообразно изогнутая прерывистая полоса развития мощных терригенных средне-верхнепалеозойских толщ, протягивающаяся в северо-восточном направлении из Центрального Хангая, по южному склону Хэнтэйского нагорья, далее в Даурию и Восточное Забайкалье. Строение ее рассмотрено в работах

А. Х. Иванова (Васильев и др., 1959), В. А. Амантова (1963, 1966, 1972; Амантов и др., 1966), в его же совместной работе с П. С. Матросовым (1961), Л. П. Зоненшайна (1967, 1972), Е. Н. Алтухова и А. Д. Смирнова (1970), Н. С. Зайцева, А. А. Моссаковского, А. С. Перфильева, О. Томуртогоо, Б. Лхасурэна (1969), И. Б. Филипповой (1969, 1970), А. Б. Дергунова, Н. С. Зайцева, А. А. Моссаковского и А. С. Перфильева (1971).

В современной структуре Хангай-Хэнтэйская зона состоит из цепочки изолированных ячей — синклинориев, окаймленных краевыми и поперечными выступами, сложенными верхнерифейско-нижнепалеозойскими зеленосланцевыми толщами (см. рис. 14). Синклинории имеют в плане вид изометричных либо удлиненных многоугольников, ограниченных со всех сторон разломами. Складчатая структура Хангай-Хэнтэйской зоны достаточно сложна и характеризуется резким изменением простираний складчатых дислокаций от северо-западного до северо-восточного и субширотного, что проявляется как в ориентировке отдельных ее ячей (северо-западной — на западном фланге и северо-восточной — на восточном), так и во внутреннем структурном рисунке синклинориев. Складчатая структура разбита продольными и поперечными разломами на разновеликие блоки.

По направлению с запада на восток Хангай-Хэнтэйская зона распадается на следующие синклинории. На крайнем западе выделяется Хангайский синклинорий, простирающийся в северо-западном направлении. Смежным с ним является Западно-Хэнтэйский синклинорий также северо-западной ориентировки. К нему почти под прямым углом подходит Хэнтэйский синклинорий северо-восточного простирания.

Севернее Хангайского и Западно-Хэнтэйского синклинориев располагается менее глубокий и меньший по своим размерам, а также более просто построенный Орхонский прогиб, который простирается, как и Хэнтэйский синклинорий, в северо-восточном направлении. Продолжением Хэнтэйского синклинория на северо-востоке, очевидно, является Даурский синклинорий, располагающийся в Центральном Забайкалье (Нагибина, 1963). Крайнюю северо-восточную ячею образует Агинский синклинорий, находящийся в пределах Восточного Забайкалья.

Хангай-Хэнтэйская зона, за исключением Агинского синклинория, выполнена мощной (10—11 *км*) хангайской или хэнтэйской серией девонско-каменноугольного возраста. Она образована незакономерно или ритмично перемежающимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами, изредка конгломератами. Характерно присутствие горизонтов яшм на разных стратиграфических уровнях, а также локально развитых вулканических пород среднего и кислого состава. Вулканомиктовый или граувакковый состав псаммитов, обилие цемента, низкая степень окатанности и сортировки обломочного материала, сгруженный облик большинства пород, характеризующихся текстурами оползания, наряду с крупными пачками флишевого строения с градационной слоистостью — все это свидетельствует об особом турбидитном режиме накопления большинства пород хангайской серии. В разрезе ее обособляются две крупные формации, нижняя кремнисто-терригенная и верхняя песчаниковая, которая некоторыми исследователями (Грецкая, Моссаковский, 1969; Зайцев и др., 1969; Дергунов и др., 1971) рассматривается как нижняя моласса. Кремнисто-терригенная формация состоит из циклически чередующихся кремнисто-песчаниковой (с яшмами) и флишоидной толщ, формировавшихся в обстановке турбидитной седиментации. Возрастной объем формации на основании редких находок фауны и флоры определяется от раннего девона до раннего карбона включительно. Для верхней песчаниковой формации характерно обязательное присутствие отдельных пачек грубообломочных пород среди тонкообломочных пород и псаммитов. Основываясь на единичных находках фауны и флоры, ее можно отнести к намюру—

среднему, условно верхнему карбону. В Хангайском прогибе песчаниковая формация накапливалась в прибрежно-морских и лагунных условиях (Филиппова, 1969а, б), тогда как в Хэнтэйском, по наблюдениям Л. П. Зоненшайна, скорее преобладал турбидитный режим седиментации.

Геосинклинальное развитие Хангай-Хэнтэйской зоны закончилось где-то в конце карбона. На западном фланге зоны (в Хангайском нагорье) орогенный комплекс охватывает пермь в полном объеме, а на восточном, в Дуарии, к нему принадлежит верхнепермско-нижнетриасовая моласса.

Фундаментом герцинской Хангай-Хэнтэйской зоны, по-видимому, является верхнерифейско-нижнепалеозойский складчатый комплекс каледонид. Однако у исследователей нет единого мнения о структурных соотношениях Хангай-Хэнтэйской зоны с ее каледонским основанием. Одни (Алтухов, Смирнов, 1970; Дергунов и др., 1971) считают ее резко наложенным образованием, сильно оторванным по времени своего формирования от каледонского субстрата. Другие (Зоненшайн, 1967, 1970; Амантов, 1967, 1972; Филиппова, 1969, 1970) высказываются, наоборот, за унаследованность развития Хангай-Хэнтэйской зоны от каледонского этапа.

Хангай-Хэнтэйская зона в обилии насыщена верхнепалеозойскими и нижнемезозойскими гранитоидами, многочисленные массивы которых распространены как внутри нее, в особенности на западном и северо-восточном замыканиях зоны, так и в пределах ее каледонского обрамления.

Хангайский синклинорий. Наиболее полные данные о строении Хангайского синклинория получены в 1964—1968 гг. при проведении мелкомасштабных геологосъемочных работ Л. П. Зоненшайном (1967, 1972), И. Б. Филипповой (1969, 1970), М. В. Дуранте (1971), М. Ф. Федоровой (1971, 1972), а также В. И. Гольденбергом, А. К. Уфляндом, Н. Н. Херасковым и др. Позднее эти данные были дополнены результатами маршрутных исследований Н. С. Зайцева, А. А. Моссаковского и А. С. Перфильева (Зайцев и др., 1969).

Хангайский синклинорий в плане представляет собой крупный овал, вытянутый в северо-западном направлении и ограниченный со всех сторон разломами. По периферии синклинорий окаймлен каледонскими выступами: Шараусгольским — на юго-западе, Ундуруланским — на севере, а с востока через Восточно-Хангайский поперечный горст Хангайский синклинорий соседствует с Западно-Хэнтэйским синклинорием. Эгиндабинской системой разломов поперечного северо-восточного простирания Хангайский синклинорий разбит на два крупных блока: западный и восточный, причем восточный сдвинут в северо-восточном направлении по отношению к западному на 20—25 *км*.

В разрезе девонско-каменноугольного геосинклинального комплекса Хангайского синклинория выделяются снизу вверх кремнисто-терригенная и песчаниковая (местами нижнемолассовая) формации, пластующиеся совершенно согласно во внутренних частях синклинория, тогда как ближе к его краям в основании верхней песчаниковой формации появляются местные размывы.

Хангайский синклинорий в грубой схеме обладает концентрическим синклинорным строением. Краевые, относительно поднятые его части сложены кремнисто-терригенной формацией, тогда как внутренние, относительно опущенные части выполнены верхней песчаниковой формацией (см. рис. 15).

На фоне синклинорного строения наблюдается своеобразный структурный рисунок. Главная его особенность состоит в том, что при общей большой степени дислоцированности слоев (до 60—70°) мелкая осложняющая складчатость различных порядков обнаруживает сочетание двух взаимно перпендикулярных направлений дислокаций (северо-западного и северо-восточного до субмеридионального). Это обусловливает очень прихотливые, нередко «амебообразные» формы складок в плане. Выде-

ляются изометричные, округлые и угловатые с прямоугольными замыканиями складки, а также узкие линейные синклинали и своеобразные складки («трилистники»), иногда устойчивые крутые моноклинали. Среди линейных складок обычно сдвоенные и строенные синклинали с фестончатыми замыканиями и с пологими антиклинальными пережимами. По простиранию шарниры складок быстро воздымаются, складки затухают, подставляясь другими, часто подходящими к ним под прямым углом. Протяженность таких складок от 10—15 до 20—30 *км*, а размах крыльев от 4—5 до 10 *км*.

Общее простирание складчатых структур примерно совпадает с ориентировкой ограничений синклинория. Однако на северном его борту наблюдаются и резкие притыкания складок к ограничивающим разломам. Наиболее распространены субширотные и северо-западные простирания складок, реже встречаются северо-восточные и субмеридиональные. Такой структурный рисунок присущ всему синклинорию, за исключением его осевых частей.

Внутренние части Хангайского синклинория, сложенные верхней песчаниковой формацией, представляют собой крупные мегасинклинали. Мегасинклиналь западного блока имеет округлую форму, подчеркнутую концентрическим расположением небольших линейных синклиналей. Мегасинклиналь восточного блока вытянута в северо-западном направлении и образована различноориентированными складками, осложненными многочисленными субширотными и северо-восточными разрывами.

Вышележащий орогенный структурный комплекс Хангайского синклинория — грабен-синклинали и грабены, выполненные отложениями перми — локализуется в погруженных участках восточной мегасинклинали и слагает протяженную линейную полосу в юго-восточной части синклинория. Соотношения орогенного комплекса с подстилающими геосинклинальными образованиями разными исследователями определяются различно. В осевой части восточной мегасинклинали он представлен нижнепермской андезит-липаритовой формацией и сероцветной молассой верхов нижней и верхней перми. Н. С. Зайцев и А. А. Моссаковский (1969) считают, что орогенные образования перми резко наложены на геосинклинальные толщи хангайской серии, возраст которых, по их мнению, ограничивается нижним карбоном. Л. П. Зоненшайн (1967), И. Б. Филиппова (1969, 1970) и А. К. Уфлянд высказываются, наоборот, за тесную структурную связь орогенных и геосинклинальных образований в осевой части Хангайского синклинория и отсутствие между ними значительного перерыва.

Западно-Хэнтэйский и Хэнтэйский синклинории. Названные синклинории протягиваются от излучины р. Тола, через Хэнтэйский хребет в Забайкальскую Даурию, сочленяясь через серию поперечных северо-западных разломов почти под прямым углом друг с другом. Небольшой Западно-Хэнтэйский синклинорий, отделяющийся от Хангайской ячеи Восточно-Хангайским поперечным горстом, имеет северо-западную ориентировку. Через небольшой шарнирный перегиб, осложненный северо-западными разломами, он сменяется Хэнтэйским синклинорием устойчивого северо-восточного простирания. С обеих сторон Хэнтэйский синклинорий окаймляется каледонскими краевыми горстами: Северо-Хэнтэйским — на севере и Южно-Хэнтэйским — на юге. Строение этих синклинориев изучено пока слабее, чем Хангайского. Основные сведения об их структуре содержатся в работах В. А. Амантова и Э. В. Михайлова (Амантов, 1966а, 1972; Амантов и др., 1966, 1967). Ряд новых данных по строению Хэнтэйского синклинория получен Л. П. Зоненшайном и Л. Жамьяндамбой.

Западно-Хэнтэйский синклинорий изучен наиболее слабо и прежде всего почти не выяснен характер его торцового сочленения с Хэнтэйским синклинорием. Западно-Хэнтэйский синклинорий имеет в плане

форму неправильного, суживающегося к северу многоугольника, ограниченного по краям северо-западными разломами. Особенно четко такой разлом прослеживается в районе сомона Лун по западному борту синклинория. Размеры синклинория составляют до 150 *км* в длину и от 20 до 75 *км* в ширину. Синклинорий выполнен терригенными толщами хангайской серии, дислоцированными в складки резко меняющихся направлений от северо-западного до северо-восточного. В этом отношении Западно-Хэнтэйский синклинорий очень напоминает Хангайский.

Хэнтэйский синклинорий, резко удлиненный в северо-восточном направлении с общей протяженностью до 450 *км* при сравнительно небольшой ширине (50—90 *км*), выполнен хэнтэйской серией, аналогичной по формационной характеристике и условиям образования хангайской. В ней также обособляются нижняя кремнисто-терригенная и верхняя песчаниковая формации.

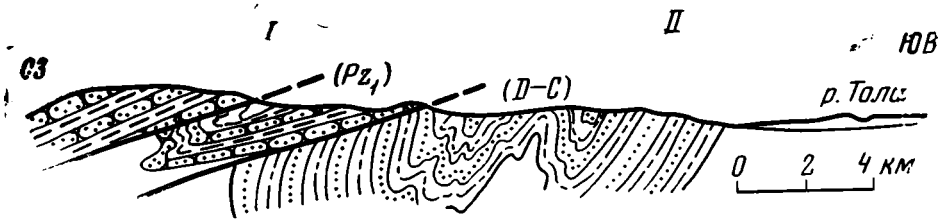


Рис. 28. Покровное строение северного борта Хэнтэйского синклинория в районе г. Улан-Батор. Составил Л. П. Зоненшайн

I — харинская серия; II — хэнтэйская серия

Структура Хэнтэйского синклинория в противоположность Хангайскому отличается резко выраженной асимметрией, которая проявлена прежде всего в том, что осевая часть синклинория прижата к его северному борту, тогда как на южном крае выходят девонские отложения. В целом для Хэнтэйского синклинория характерна интенсивная дислоцированность слоев, которые, как правило, залегают почти вертикально. Преобладает северо-восточная ориентировка складчатых дислокаций, но местами по северной окраине синклинория появляются и коленообразные изгибы со сменой простираний на поперечное, северо-западное направление. Асимметрия строения Хэнтэйского синклинория особенно ярко выступает при анализе соотношений его с обрамляющими краевыми горстами. Как выяснено Л. П. Зоненшайном и Л. Жамьяндамбой, Северо-Хэнтэйский горст, сложенный песчано-сланцевыми толщами харинской серии, надвинут, а местами шарьирован на 5—10 *км* в южном направлении, тектонически перекрывая весь северный борт синклинория (рис. 28). Этот покров состоит по крайней мере из двух тектонических пластин, перемещенных к югу. В аллохтонных чешуях слои пород харинской серии полого (20—40°) моноклинально погружаются на север, тогда как хэнтэйская серия в автохтоне большей частью стоит на головах. Южный край Хэнтэйского синклинория, напротив, ограничен прямолинейными крутопадающими разломами. Может быть, с этим связано наличие в Южно-Хэнтэйском горсте гранитоидных интрузий, которых практически нет в пределах северного покрова. Время образования складчато-надвиговой структуры Хэнтэйского синклинория относится к одной из поздних фаз герцинской складчатости, после отложения пород хэнтэйской серии и до мезозоя. Главную роль в образовании структуры сыграло боковое сжатие, ориентированное поперек простирания Хэнтэйского синклинория. Учитывая сильную и равномерную дислоцированность Хэнтэйского синклинория, можно предположить, что происходило поддвигание его под Северо-Хэнтэйский горст.

Орхонский прогиб. Под этим названием объединяется серия разобщенных нижне-среднекарбоновых депрессий, прослеживающаяся вдоль северного края Хангай-Хэнтэйской зоны от района оз. Тэрхин-Цаган-Нур на западе через среднее течение р. Орхон до окрестностей г. Дархан на северо-востоке. Своим южным краем Орхонский прогиб располагается на верхнерифейско-нижнепалеозойском складчатом обрамлении Хангай-Хэнтэйской зоны, а северным перекрывает раннекаледонские сооружения Северной Монголии, тяготея к зоне Монголо-Охотского линеамента. В то же время палеогеографически Орхонский прогиб был тесно связан с одновозрастными геосинклинальными прогибами Хангай-Хэнтэйской зоны.

В разрезе осадочных толщ, выполняющих Орхонский прогиб, А. А. Моссаковский выделяет две формации: нижнюю — песчано-алевролитовую (флишоидная), относящуюся к нижнему карбону, и верхнюю — молассовую, принадлежащую верхам нижнего и низам среднего карбона. Песчано-алевролитовая формация, представленная набором мелководных фаций с типично мелководной фауной, накапливалась в зоне шельфа, непосредственно сменявшегося глубоководными турбидитными бассейнами Хангай-Хэнтэйской зоны. Повсюду в основании карбона прослеживается перерыв и резкое угловое несогласие. Среди структур Орхонского прогиба преобладают крупные наложенные синклинали и грабен-синклинали, подчиненные обычно разломам.

Структура Орхонского прогиба распадается на следующие элементы: Сумэинская синклиналь на западе, система складок в бассейне р. Орхон и Урмуктейская грабен-синклиналь на северо-востоке.

Сумэинская синклиналь, располагающаяся севернее оз. Терхин-Цаган-Нур, вытянута в субширотном направлении на расстояние до 20 *км* при ширине от 5 до 8 *км*. По данным В. И. Гольденберга, она имеет асимметричную форму с пологим (20—40°) северным крылом и крутым (60—70°) южным. Осевая ее часть смята в небольшие, сильно сжатые асимметричные складки с практически горизонтальным зеркалом складчатости.

В бассейне р. Орхон нижне-среднекаменноугольные отложения обнажаются из-под раннего мезозоя Абзогской впадины, пластуясь с ним согласно. По данным Т. А. Грецкой и А. А. Моссаковского (1969), эти отложения совместно с триасовыми отложениями выполняют крупные изометричные, часто угловатые мульды и односторонние грабены, нередко образующие ступенчатые структуры. Разломы, ограничивающие грабены и пологие антиклинальные перемычки между мульдами, имеют преимущественно северо-западное простирание. Углы наклона слоев измеряются в 10—30°, увеличиваясь вблизи разломов до 50—60°.

Урмуктейская грабен-синклиналь, располагающаяся на правобережье р. Хара-Гол в ее нижнем течении, приурочена к небольшим северо-восточным разломам. В ней наблюдаются асимметричные брахи-синклинали, разделенные узкими антиклиналями с углами падения на крыльях 20—40°. Вблизи разломов крутизна падения слоев резко возрастает до 60—70°, появляются асимметричные и даже опрокинутые складки.

Агинский синклинорий составляет крайнюю северо-восточную ячею Хангай-Хэнтэйской зоны. На территории Монголии находится лишь южная небольшая часть этого синклинория шириной в 60—70 км, тогда как северная и лучше изученная его часть располагается в Восточном Забайкалье.

Сведения о строении Агинского синклинория в пределах Монголии получены В. А. Амантовым и Л. П. Зоненшайном (1972). С запада и юга Агинский синклинорий окаймляют зеленокаменно-сланцевые толщи рифея-нижнего кембрия Агинского поля и Дашибалбарского краевого горста. С востока ограничением синклинория служит так называемый

Аникинский порог, около которого происходит резкое сужение всех палеозойских структур.

Сам синклинорий выполнен среднепалеозойской (предположительно девонской) песчано-сланцевой толщей, а его осевые части в верхнем течении р. Дучи-Гол заняты узким грабенообразным Дучигольским прогибом, сложенным флишеподобной толщей пермо-триасового возраста, который твердо доказан. Соотношения между тремя названными толщами выяснены плохо. Имеются некоторые данные, что песчано-сланцевая и зеленокаменная толщи пластуются согласно, хотя и разделены перерывом. Флишеподобная толща, по-видимому, отделена от песчано-сланцевой структурным несогласием. По наблюдениям Л. П. Зоненшайна, в песчано-сланцевой толще обнаруживаются следы по крайней мере двукратной деформации, тогда как во флишевой деформация была однократной.

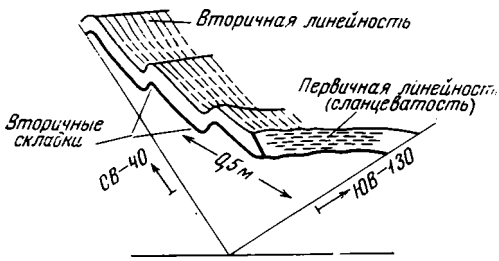


Рис. 29. Наложенная складчатость в Агинском синклинории. Соотношение вторичных складок и поперечной линейности с падением слоев и сланцеватостью в среднепалеозойской песчано-сланцевой толще бассейна р. Дучи-Гол. Составил Л. П. Зоненшайн

Вторичная наложенная деформация в песчано-сланцевой толще объясняется так: слои сгофрированы по простиранию в мелкие складки, перпендикулярные первичным складкам (рис. 29). В этом же перпендикулярном направлении развивается четкая линейность, секущая поперек более раннюю сланцеватость. Линейность выступает в виде сети параллельных борозд, подобных наблюдаемым на зеркалах скольжения: она легко интерпретируется как результат скольжения слоев относительно друг друга при наложении деформации. Можно предполагать, что складчатая структура Агинского синклинория была сформирована до отложения верхней толщи, т. е. до перми.

Внутренняя структура Агинского синклинория отличается интенсивными дислокациями. Определяющими являются протяженные линейные складки. Примечательно широкое развитие кливажа и сланцеватости. Однако слабая изученность и плохая обнаженность не позволяют дать более детальное описание структур. Отметим появление в южной части синклинория, к югу от пос. Чулан-Хуритэ, сложной чешуйчатой зоны шириной от 2 до 7 *км*. В ней наблюдается серия пологих тектонических чешуй, надвинутых одна на другую и перемещенных в северном направлении. Во вздернутых частях чешуй на поверхность выведена нижняя зеленокаменная толща, а опущенные части сложены песчано-сланцевой толщей. Выходы зеленокаменной толщи в данном месте указывают, что по крайней мере до этой части Агинский синклинорий подстилается зеленокаменными породами. Подчеркнем, что состав песчано-сланцевой толщи несколько меняется по обе стороны от чешуйчатой зоны. Южнее ее, ближе к краевому горсту, местами широко развиты конгломераты и гравелиты, тогда как севернее они отсутствуют. Следовательно, можно предполагать, что краевой горст был конседиментационной структурой, служившей областью питания для Агинского прогиба.

Необходимо отметить также, что к крайнему северному разлому чешуйчатой зоны приурочены полоса интенсивной гидротермальной переработки и мелкие тела гранитов, несущие вольфрамовое оруденение.

Хангай-Хэнтэйская зона прошла в своем развитии три этапа: девонско-раннекаменноугольный, средне-позднекаменноугольный и пермский.

В девонско-раннекаменноугольный этап на месте Хангай-Хэнтэйской зоны существовала цепочка сообщавшихся между собой морских прогибов, которым отвечают современные синклинории. Эти прогибы, вероятно, структурно унаследовали внутренние части позднерифейско-раннепалеозойского зеленосланцевого прогиба, хотя их заложению, возможно, и предшествовал перерыв. В этот этап Хангайский и Хэнтэйский прогибы заполнялись терригенными осадками, которые по ряду признаков можно отнести к турбидитам.

Источники сноса для турбидитных прогибов были сильно приближены. В частности, для Хангайского прогиба установлено (Филиппова, 1969а, б), что областями питания для него служили на юге Баянхонгорская раннекаледонская вулканогенная зона и зеленосланцевые толщи Шараусгольского горста, на севере — поля развития девонских вулканитов и гранитоидов, располагающиеся по обрамлению Хангайского синклинория. Акватория Хангайского прогиба была немногим больше современной площади развития пород хангайской серии.

Хангайский прогиб характеризуется концентрической зональностью фаций. По периферии его располагались грубообломочные осадки прибрежной зоны, в том числе, вероятно, и верховьев подводных каньонов. По направлению к центру прогиба они сменяются все более тонкообломочными песчаными, затем песчано-алевритовыми либо алеврит-аргиллитовыми осадками относительно глубоководной зоны подводных конусов выноса и абиссальной равнины. В девоне и в начале раннего карбона в седиментационном процессе существенную роль играли именно турбидитные потоки, обусловившие часто встречающуюся в осадках градационную слоистость, тогда как в конце раннего карбона преобладали, возможно, обвально-оползневые явления, способствовавшие накоплению во внутренних частях прогиба практически несортированного, со следами оползания песчаного и песчано-алевритового материала — так называемых турбидитов течения, по Кюнену (Kuenen, 1964). Опираясь на данные о глубинах формирования современных глубоководных песков, Кюнен определяет глубину накопления древних турбидитов около 1000—2000 *м*. Такую фациальную зональность можно предположить и для Хэнтэйского прогиба, источниками сноса обломочного материала для которого служили, очевидно, смежные с севера и юга каледонские поднятия, образованные зеленосланцевыми толщами. Связь между прогибами осуществлялась через разделявшее их Восточно-Хангайское поперечное поднятие, представлявшее скорее всего островную сушу.

От раннекаледонских структур Северной Монголии турбидитные прогибы отделялись девонской вулканической грядой. В отдельные моменты в раннем девоне и в раннем карбоне по периферии турбидитных прогибов возникали небольшие терригенные прогибы геосинклинального типа (регенерированные прогибы, по Л. П. Зоненшайну, 1972), палеогеографически представлявшие шельфовые зоны единого седиментационного Хангай-Хэнтэйского бассейна. Так, в раннем карбоне обширной полосе северного шельфа отвечал Орхонский прогиб.

Таким образом, в девонско-раннекаменноугольный этап на месте синклинориев Хангай-Хэнтэйской зоны существовали конседиментационные впадины с некомпенсированным турбидитным осадконакоплением на большей их площади. На границе раннего и среднего карбона краевые части этих впадин оформились как конседиментационные и структурные поднятия.

В средне-позднекаменноугольный этап непрерывное прогибание сохраняется во внутренних частях прогибов предшествующего этапа. Хангайский прогиб постепенно компенсируется грубо- и тонкообломочными осадками прибрежно-морского и лагунного типов, в Хэнтэйском же, вероятно, продолжают накапливаться преимущественно песчаные турбидиты с градационной слоистостью. Областями размыва для этих прогибов

служили вновь созданные краевые поднятия. Очевидно, с начавшимся замыканием Хангай-Хэнтэйской зоны связано внедрение первого поколения верхнепалеозойских гранодиорит-гранитных интрузий (тарбагатайский комплекс), распространившихся главным образом в обрамлении этой зоны. В конце карбона складчатая структура Хангайского синклинория была в основном создана. Возможно, с наиболее поздними тектоническими движениями герцинской эпохи связано оформление структуры Хэнтэйского синклинория, поскольку молассовый комплекс в Даурском синклинории — северо-восточном продолжении Хэнтэйского — начинается только с верхней перми. Окончательному замыканию Хангай-Хэнтэйской геосинклинали отвечает становление во внутренних ее частях несколько более поздних верхнепалеозойских гранитоидов хангайского комплекса.

В пермский этап в осевых частях Хангайского синклинория сформировался орогенный вулканогенно-молассовый комплекс.

* * *

Хангай-Хэнтэйской зоне свойственны следующие особенности.

1. Геосинклинальный комплекс образован непрерывной последовательностью различных терригенных формаций девона и карбона.

2. Структуры геосинклинального комплекса повсеместно обнаруживают полную согласованность с дислокациями каледонского складчатого обрамления. Это свидетельствует о преемственности Хангай-Хэнтэйской зоны от каледонского этапа.

3. Синклинории Хангай-Хэнтэйской зоны возникли на месте длительно формировавшихся конседиментационных прогибов с турбидитным режимом седиментации, областями размыва для которых служило в первую очередь каледонское обрамление. Основная тенденция развития этих прогибов состоит в последовательном сокращении их к центру за счет разрастающихся краевых поднятий. В связи с этим Хангай-Хэнтэйской зоне был свойствен длительный процесс замыкания и складчатости, мигрировавшей последовательно от ее бортов к центру.

4. Складчатая структура прогибов Хангай-Хэнтэйской зоны характеризуется концентрическим синклинорным строением. Она совпадает с конседиментационной структурой. Внутренняя структура синклинориев отличается полной и напряженной складчатостью. Но если в Хангайском синклинории наблюдается взаимодействие двух направлений дислокаций, то в Хэнтэйском господствует северо-восточное простирание дислокаций.

5. Орогенные образования структурно вложены в наиболее прогнутые синклинальные зоны геосинклинального структурного комплекса; таким образом, смена геосинклинального режима развития Хангай-Хэнтэйской зоны орогенным не сопровождается крупной структурной перестройкой и отмечена лишь появлением орогенных формаций.

6. Хангай-Хэнтэйская зона характеризуется исключительно сиалическим магматизмом, проявившимся в нескольких поколениях верхнепалеозойских гранитоидов и слабо выраженном вулканизме кислого и среднего состава. Главными центрами концентрации магматических продуктов являются краевые и поперечные каледонские горсты и центриклинальные замыкания герцинских синклинориев (западное — для Хангайского и северо-восточное — для Хэнтэйского).

Таким образом, Хангай-Хэнтэйская геосинклинальная зона принадлежит к числу герцинских зон длительного развития; она унаследовала структурный план каледонской эпохи тектогенеза. Эта зона заложилась и развивалась на коре континентального типа с хорошо развитым «гранитно-метаморфическим» слоем. Особенности развития турбидитных прогибов Хангай-Хэнтэйской зоны позволяют рассматривать ее как крупную синклинальную складку в земной коре, возникшую в условиях дли-

тельного сжатия. Согласно Кюнену (Kuenen, 1964) и Макгилаври (MacGillaury, 1970), необходимым условием накопления турбидитов является существование складки большой амплитуды, формирующейся в обстановке сжатия.

Делюно-Юстыдский прогиб

Линкейной структурой субмеридиального простирания является Делюно-Юстыдский прогиб. Он протягивается более чем на 400 *км*, причем выполняющие его среднепалеозойские комплексы залегают с резким несогласием на более древних геосинклинальных комплексах Алтайской и Хархиринской зон. На юге прогиб тяготеет к водораздельной части хр. Монгольский Алтай, севернее отклоняется к востоку. Восточной границей прогиба служат Кобдинский и Толбонурский разломы. На западе нередко сохраняется первичный стратиграфический контакт среднепалеозойских отложений с нижнепалеозойскими толщами. Севернее замыкание Делюно-Юстыдского прогиба происходит уже на территории Советского Союза и почти сопадает с контуром Чуйской котловины. Южное его окончание спорно: по мнению некоторых геологов, эта структура срезана Тургэнгольским разломом (Амантов и др., 1970), по мнению А. Б. Дергунова, она протягивается вплоть до Булганского разлома.

Отдельные части Делюно-Юстыдского прогиба на территории Монголии описывались ранее как Цаганнурский синклинорий (Волочкович, 1961), Делюно-Сагсайский прогиб (Амантов и др., 1967) и Делюно-Юстыдский новообразованный прогиб (Дергунов, Лувсанданзан, 1970, 1971), а на территории СССР как Юстыдский прогиб (Белостоцкий, 1960; Дергунов, 1967). В одной из последних публикаций прогиб был охарактеризован в целом и отнесен к моногеосинклиналям.

Главное значение в строении Делюно-Юстдыской моногеосинклинали принадлежит образованиям девона. Они представлены преимущественно терригенными, в меньшей степени вулканогенными породами, обособливающимися в две самостоятельные толщи. Нижняя сложена главным образом липаритовыми и кварцевыми порфирами, с подчиненным развитием андезитовых порфиритов и их туфов. Мощность ее достигает 1700 *м*. Верхняя песчано-алевролитовая (черносланцевая) залегает на ней согласно. Она в свою очередь может быть подразделена на две части. В нижней «переходной», мощностью около 700 *м*, отмечено присутствие пластов туфогенных песчаников и алевролитов. В верхней, собственно «черносланцевой», наибольшее развитие получают темно-серые алевролиты, черные сланцы с остатками флоры, серые мелко- и среднезернистые кварц-плагиоклазовые песчаники. Количество последних убывает вверх по разрезу за счет более мелкозернистых разностей, а также известковистых пород с остатками фауны живетско-франского возраста. Мощность этой части толщи не менее 2700 *м*.

Только верхняя песчано-алевролитовая толща с достаточной уверенностью может быть отнесена к геосинклинальным образованиям. Нижняя, вулканогенная, на большей части структуры имеет орогенный облик и только на юге приобретает черты геосинклинального строения.

Интересны фациальные изменения, наблюдающиеся в вулканогенной толще при прослеживании ее по простиранию Делюно-Юстыдского прогиба. Так, в его южной части (район сомона Делюн), где эта толща перекрывает верхнекембрийские и верхнесилурийские отложения, в ее составе, кроме средних и кислых вулканитов, встречаются пласты и пачки кремнистых алевролитов, которые чередуются с «черносланцевыми» породами, тем самым намечая постепенный переход к верхней терригенной толще. Красноцветные песчаники развиты здесь слабо, в виде редких маломощных пластов. Севернее, в районе г. Улэгэй, вулканогенная толща начинается с грубообломочных, частично красноцветных,

пород, в том числе базальных конгломератов с галькой и валунами гранитоидов и габбро-диоритов. В цементе их присутствует туфогенный полимиктовый псаммитовый материал. Выше залегают липаритовые и андезит-дацитовые порфириты и их туфы. В основании самой северной для Монголии и лучше изученной Цаганнурской части прогиба развиты лилово-серые полимиктовые туфогенные песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов, существенно кварцевые песчаники, часто косослоистые с согласными пластовыми телами (кварцевые порфириты), а также пласты туфопесчаников, туфогравелитов и грубообломочных туфов. Мощность нижней грубообломочной части — около 500 *м*. Верхняя часть толщи сложена здесь розовыми и серыми стекловатыми кислыми эффузивами — дацитовыми и кварцевыми порфирами, фельзитами с горизонтами туфов, лавобрекчий, а в верхах — туфогенных песчаников. Мощность ее — около 1200 *м*.

Северное окончание Делюно-Юстыдской миогеосинклинали, расположенное в пределах СССР, изучено значительно лучше. Материалы о его строении изложены в работах И. И. Белостоцкого (1955, 1956, 1960), Б. А. Яковлева, А. А. Вишневского, С. П. Красильникова и Г. Ф. Пожарисской, а также А. Б. Дергунова (1967).

Здесь на размытой поверхности нижнепалеозойских отложений лежит мощная (до 1000—2000 *м*) толща преимущественно грубообломочных красноцветных пород. Выше трансгрессивно залегает толща кварцевых альбитофиров и порфиров, андезитовых порфиритов, их туфов и лавобрекчий. Встречаются красноцветные песчаники с эйфельскими брахиоподами, гравелиты и конгломераты. Мощность, незначительная у бортов, возрастает к центру прогиба до 3000 *м*. Вышележащая сероцветная песчано-алевролитовая толща ложится на подстилающие девонские породы с местными перерывами и часто выходит за пределы их распространения. Разрез начинают зеленовато-серые, реже лиловые полимиктовые песчаники и алевролиты с прослоями известняков, выше лежат однообразные темно-серые алевролиты («черные сланцы») с остатками флоры и песчаники, изредка — слои известняков, богатых органическими остатками живетского и франского ярусов. Мощность толщи — от 1000 *м* у краев прогиба до 4000 *м* в центре. Венчает разрез толща серых и темно-серых алевролитов, песчаников, вверху — алевролитов глинистых известковистых, иногда кремнистых пород. Мощность ее — до 2000 *м*.

У бортов прогиба в песчано-алевролитовой и вулканогенной толщах появляются грубообломочные красноцветные породы; резко сокращаются их мощности, главным образом за счет выпадения нижних горизонтов и толщ.

Таким образом, фациальная изменчивость пород девонского комплекса, выполняющих Делюно-Юстыдскую моногеосинклиналь, закономерно усиливается сверху вниз по разрезу, а также с юга-востока на северо-запад по простиранию этой структуры. При этом наименее подвержена фациальным изменениям живетско-франская толща сероцветных мелкозернистых пород («черносланцевая»). Только на северном замыкании структуры, уже в пределах СССР, она замещается красноцветными терригенными породами орогенного типа, и только здесь она отделена четким несогласием от подстилающей нижне-среднедевонской толщи. Следует подчеркнуть, что эта сероцветная толща местами распространяется шире подстилающих девонских пород, «выплескиваясь» через борта прогиба и залегая непосредственно на нижнепалеозойских образованиях.

Особенности строения состава и облика пород девонского комплекса показывают, что в него входят разнообразные формации. В южной части моногеосинклинали — это геосинклинальные сероцветные кремнисто-вулканогенная нижне-среднедевонская и песчано-алевролитовая «черносланцевая» средне-верхнедевонская формации. Севернее первая, более древняя, сменяется орогенной красноцветно-вулканогенной молассой, а вторая,

более молодая, «черносланцевая», прослеживается через всю моногеосинклиналь вплоть до ее северного замыкания и только там замещается красноцветной молассой.

Таким образом, общая направленность формационных изменений с юго-востока на северо-запад по простиранию Делюно-Юстыдской моногеосинклинали заключается в постепенном, но устойчивом увеличении значения орогенных формаций за счет геосинклинальных. Об изменении формаций вкрест простирания можно судить пока только по следующему примеру. На участке урочища Шара-Гоби в северной цаганнурской части прогиба на незначительном расстоянии геосинклинальная «черносланцевая» формация сменяется одновозрастной орогенной красноцветно-вулканогенной молассой, развитой у его восточного борта.

Главной особенностью формационного ряда Делюно-Юстыдской моногеосинклинали по вертикали следует считать необычную, обратную, последовательность формаций, выражающуюся в том, что внизу расположены орогенные, а выше — геосинклинальные толщи пород. Именно эта черта указывает на новообразованность описываемой структуры.

В морфологическом отношении Делюно-Юстыдская моногеосинклиналь является крупным линейным прогибом, прослеживающимся с юго-востока на северо-запад более чем на 400 *км*.

Ширина прогиба колеблется от 30 до 50 *км*, хотя, возможно, ранее она была значительно большей, так как восточная граница прогиба всюду срезана разломами. В отдельных местах (урочище Шара-Гоби) хорошо видно, что движение по ним имело надвиговый или взбросовый характер с перемещением масс с северо-востока на юго-запад, т. е. в сторону оси прогиба. Вдоль западной границы, как указывалось, во многих местах сохранилось первичное налегание нижних толщ девона на древнее складчатое основание. Таким образом, в современной структуре прогиба наблюдается постепенное погружение слоев от западного борта к восточному. Весьма вероятно, что оно отражает первичную асимметрию прогиба с пологим западным и крутым восточным бортом.

Внутренняя структура Делюно-Юстыдской моногеосинклинали характеризуется интенсивной и линейной складчатостью. Складки имеют северо-западное простирание, параллельное бортам прогиба. Падение пластов на крыльях — от 40 до 70°, причем какого-либо выполаживания к осевой части не отмечается. Размах крыльев складок от 3 до 6—7 *км*, протяженность во много раз бóльшая. Мелких осложняющих складок типа гофрировки и плойчатости нет.

Время замыкания прогиба можно определить по появлению красноцветной нижнекарбоновой молассы в районе оз. Тала-Нур, северо-западнее сомона Делюн. В северной части прогиба смятые в складки верхнедевонские толщи прорываются гранитными интрузиями, абсолютный возраст которых равен 210 млн. лет. Следовательно, время складкообразования ограничивается ранним карбоном.

Строение прогиба осложнено тремя поперечными поднятиями: на юге — в осевой части хр. Монгольский Алтай, в центре — в районе горы Сайр и на севере — в районе г. Улэгэй. Первые два совпадают с гранитными массивами, а третье — с зоной широтных, падающих на север надвигов. Перемещение по надвигам, как и всюду в Монгольском Алтае, происходило с севера на юг. В данном месте на девонские толщи надвинуты нижнепалеозойские породы, причем в зоне надвигов встречаются небольшие тела серпентинитов.

Таким образом, основными особенностями строения Делюно-Юстыдской моногеосинклинали являются большие размеры и удлиненная форма, присутствие как орогенных, так и геосинклинальных формаций, сменяющих друг друга в необычной обратной последовательности; наложенный характер по отношению к более древним геосинклинальным комплексам смежных тектонических зон Монгольского Алтая.

В истории формирования Делюно-Юстыдской моногеосинклинали выделяются два этапа. В нижнем девоне мощные блоковые перемещения в зоне Толбонурского и Кобдинского разломов привели к опусканию восточной окраины Алтайской зоны относительно Хархиринской, и, как следствие этого, произошло заложение крупного прогиба на месте будущей моногеосинклинали. До середины девона прогиб заполнялся породами вулканогенных и молассовых формаций орогенного типа. Интересно отметить, что в это же время на смежных территориях Монгольского Алтая происходило формирование типичных наложенных мульд, однако к середине девона они в основном уже закончили свое развитие, тогда как Делюно-Юстыдский прогиб продолжал развиваться до конца франского века. С середины девона начался второй этап его формирования, выразившийся в устойчивом погружении, уже не сопровождавшемся вулканизмом. Суммарная вертикальная амплитуда погружения была очень большой (до 8 км), но, несмотря на это, оно полностью компенсировалось осадконакоплением, которое нередко становилось мелководным, а местами наземным.

Унаследованность в развитии прогиба на обоих этапах представляется очевидной, однако ранний этап скорее всего был только предысторией сформирования Делюно-Юстыдской моногеосинклинали.

Регенерированные структуры Центрально-Монгольской зоны

Среднепалеозойские регенерированные структуры наиболее полно представлены в восточной части Центрально-Монгольской зоны, в бассейнах р. Керулен и Онон и в междуречье Ульдзы и Керулена. Они развиты также в западной части Центрально-Монгольской зоны, на южных склонах Хангайского нагорья (к югу от Баянхонгорской зоны), но здесь они сильно редуцированы.

Регенерированные структуры восточной части Центрально-Монгольской зоны. В строении этих структур принимают участие силурийские и девонские отложения, весьма разнообразные как по составу, так и по стилю деформаций. В их пространственном размещении можно условно выделить две полосы: северную и южную. Северная полоса прослеживается от района большой излучины р. Керулен на северо-восток в междуречье Керулена, Онона и Ульдзы. Южная полоса располагается на правобережье р. Керулен, простирание ее преимущественно субширотное. Особняком находятся среднепалеозойские структуры на крайнем юге Центрально-Монгольской зоны, в районе пос. Барун-Цогто.

Рассмотрение среднепалеозойских генерированных структур северной полосы лучше произвести раздельно по двум участкам: юго-западному и северо-восточному.

Юго-западный участок располагается на левобережье р. Керулен в районе ее большой излучины. Здесь обнаруживаются два частных прогиба северо-восточной ориентации: небольшой Шэрыйнусский прогиб и значительно более обширный Керуленский.

От Шэрыйнусского прогиба остались практически одни реликты, известные в горном массиве Байсын-Обо в бассейне р. Шэрыйн-Ус и на левобережье р. Керулен. Этот прогиб выполнен только силурийскими (венлок-лудловскими) отложениями, имеющими преобладающий песчано-сланцевый состав. В обоих пунктах силурийские отложения несогласно перекрывают раннекаледонский фундамент.

В районе г. Байсын-Обо силур в объеме венлокского и лудловского ярусов, по данным С. М. Калимулина и И. Б. Филипповой, имеет мощность около 1800 *м* и состоит в основном из зеленых известковистых песчаников, чередующихся с серыми и зелеными глинистыми сланцами и алевролитами. Силурийские отложения зажаты в узком (3—5 *км*) тек-

тоническом клине северо-восточного простирания. Внутреняя структура отличается значительной напряженностью, слои дислоцированы в широкие линейные складки северо-восточного простирания. Вся толща пронизана кливажем, ориентированным строго в северо-восточном направлении. На правом берегу р. Керулен, в районе горы Буда-Обо, к силуру, залегающему несогласно на протерозое, принадлежит сильно ороговикованная песчано-алевролитовая толща мощностью 1500 *м*. Из структурных особенностей данного участка следует отметить резкое структурное несоответствие между силуром и подстилающим протерозоем. Если силур дислоцирован, и притом достаточно круто, в выдержанном северо-восточном направлении, то слои протерозойских пород простираются прямо перпендикулярно в направлении на северо-запад.

Керуленский прогиб (рис. 30, см. стр. 70) сохранился лучше. В отличие от Шэрыйнусского прогиба он выполнен только нижнедевонскими отложениями, которые в ряде мест залегают несогласно непосредственно на раннекаледонском фундаменте (бассейн р. Царьгин-Гол). Исходя из этого, можно полагать, что Керуленский прогиб не наследовал зону силурийского прогибания, а заложился лишь в начале девона. Протяженность прогиба составляет 120—130 *км* при ширине от 10 до 20 *км*.

Разрез Керуленского прогиба образован мощной (до 3500 *м*) существенно черносланцевой (керуленской) серией, содержащей невыдержанные пачки грубообломочных пород аркозового или олигомиктового кварцевого состава. Характерны многочисленные послойные тела диабазов и габбро-диабазов и единичные покровы зеленокаменных эффузивов среднего состава.

В целом в поперечном сечении Керуленский прогиб представляет собой синклинорий, разбитый и ограниченный по краям продольными разломами. Внутренняя структура прогиба отличается большой напряженностью, характерна полная линейная складчатость выдержанного северо-восточного простирания. Почти в любом сечении наблюдается серия мелких сжатых складок с размахом крыльев от первых сотен метров до первых километров. На фоне этой мелкой складчатости вырисовываются более крупные складки, имеющие овальные очертания. Ширина их измеряется 4—10 *км*. Шарниры таких складок резко ундулируют, в результате на возникающих таким образом центри- и периклинальных замыканиях наблюдаются участки с поперечным простиранием и пологими залеганиями слоев. Одна из самых примечательных структурных особенностей Керуленского прогиба состоит в том, что вся толща нижнедевонских пород поражена сильным кливажем, параллельным осевой поверхности складок и имеющим выдержанную северо-восточную ориентировку.

Мелкая и сложная складчатость, обнаруживаемая в структуре Керуленского прогиба, позволяет утверждать, основываясь на чисто геометрических построениях, что она не может быть прослежена без изменений на сколько-нибудь большую глубину, т. е. ее появление указывает на дисгармонию в вертикальном разрезе. Необходимо предполагать какую-то поверхность, вдоль которой осадочное выполнение Керуленского прогиба сорвано и смято в складки. Наиболее вероятной такой поверхностью могла служить кровля раннекаледонского фундамента, не исключены, однако, и внутриформационные субгоризонтальные срывы.

Интересные данные были получены в отношении северо-восточного окончания Керуленского прогиба. Установлено, что нижнедевонские отложения, выполняющие Керуленский прогиб, без особых изменений прослеживаются в выдержанном северо-восточном направлении примерно до водораздела рек Керулен и Онон (в верховье р. Царьгин-Гол). Здесь Керуленский прогиб резко, почти под прямым углом, срезается крупным разломом поперечного северо-западного простирания, проходящим вдоль южного уступа водораздельного хребта между реками Керулен и Онон. Почти до самого разлома сохраняются выдержанные простирания нижнего

девона в северо-восточных румбах. Лишь на расстоянии не более 2 *км* от него отмечаются характерные изгибы слоев в северо-западном направлении, позволяющие предполагать левостороннюю сдвиговую компоненту вдоль разлома. На северо-восточном фланге поперечного разлома обнажаются в основном палеозойские граниты, среди которых сохранились в многочисленных провесах кровли протерозойские толщи. Важно то, что по поперечному северо-западному разлому проходит граница, отделяющая Керуленский прогиб от следующего блока, лишенного, как увидим ниже, отложений нижнего девона и характеризующегося непосредственным залеганием живетских отложений на древнем основании. Таким образом, можно утверждать, что с поперечным разломом совпадает граница между двумя различными конседиментационными структурами раннедевонского времени: глубоким Керуленским прогибом и поперечным поднятием, в пределах которого раннедевонская седиментация или не осуществлялась, или была крайне слабой.

На северо-восточном участке расположен Баяндунгский прогиб, образования которого, правда, лишь на незначительных, сильно пространственно разобщенных участках появляются на поверхности из-под чехла более молодых верхнепалеозойских и мезозойских отложений. На востоке этот прогиб, вероятно, сливается с Усть-Борзинским прогибом Восточного Забайкалья. Баяндунгский прогиб несколько сходен с Керуленским, он также слагается мощными морскими песчано-сланцевыми отложениями девона, но в отличие от Керуленского прогиба девон представлен здесь всеми тремя отделами, а в составе его, наряду с черносланцевыми накоплениями, присутствуют также рифогенные известняки и сравнительно многочисленны пачки песчаников. В грубой схеме девонские отложения расчленены здесь В. А. Благонравовым и Л. П. Зоненшайном на две толщи: нижнюю (1000 *м*), терригенно-карбонатную, принадлежащую нижнему девону-эйфелю, и верхнюю (1500 *м*), кремнисто-терригенную, относящуюся к живетскому ярусу среднего девона и к какой-то части верхнего девона.

Структура среднего палеозоя Баяндунгского прогиба образована серией линейных протяженных складок умеренной амплитуды. К сожалению, ограниченность выходов на поверхность не позволяет воссоздать структурную картину полностью. Известно, что степень дислокаций сильно варьирует. В южной части Баяндунгского прогиба в районе горы Долтуин-Обо, в крупном антиклинальном своде, образованном в верхнепалеозойском структурном ярусе, обнажается субширотная резко асимметричная антиклиналь с пологим (20—30°) северным крылом и крутым (70—80°) южным. В более северных районах (гора Ихэ-Гацзар) прослеживаются серии узких линейных складок выдержанного субширотного простирания. Большое значение принадлежит здесь продольным разломам. В этих северных районах складчатые структуры вновь, как и в Керуленском прогибе, интенсивно поражены кливажем, параллельным осевым поверхностям складок.

По южной полосе распространения среднепалеозойских структур, протягивающейся на правобережье р. Керулен, сведения крайне ограниченны. Эти структуры сохранились здесь лишь в виде обрывков, часто в виде провесов кровли среди гранитоидов; поэтому для них обычен сильный метаморфизм. Участки развития среднепалеозойских (девонских) отложений здесь известны к югу от г. Ундэрхан, к востоку от него, в районе гор. Буйе-Ул, Шара-Хада (к югу от пос. Тумэн-Цогто), в районе рудника Бурун-Цогто и в ряде других мест.

По обрывкам среднепалеозойских отложений условно может быть реконструировано единое поле развития среднепалеозойских отложений, которое выделяется под названием Шарахадинского прогиба. В его сложении принимает участие морская существенно песчанистая толща, образованная серыми мелкозернистыми песчаниками, чередующи-

мися с глинистыми сланцами. Характерны небольшие линзовидные прослои рифогенных известняков. Важно подчеркнуть, что возраст всех отложений Шарахадинского прогиба укладывается в рамки среднего девона. Ранее считалось, что здесь развит и нижний девон. Однако новейшие определения брахиопод, криноидей и табулят из местонахождения на горе Буйе-Ул показали, что здесь развит только средний девон. Таким образом, нижнедевонские отложения, столь полно представленные в Керуленском прогибе, здесь отсутствуют; напротив, отложения среднего девона, которых нет в Керуленском прогибе, развиты очень широко. Характеристика морфологии складчатых структур может быть дана лишь в самом общем виде. Насколько можно судить по разнообразным данным, здесь преобладает линейная складчатость субширотного простирания умеренной амплитуды.

Регенерированные структуры западной части Центрально-Монгольской зоны. На южных склонах Хангайского нагорья среднепалеозойские регенерированные структуры протягиваются узкой полосой между протерозойским ядром и рифейско-кембрийским выполнением Баянхонгорской системы разломов. Они представлены грабенами, которые выполнены преимущественно сероцветными песчано-алевритовыми отложениями нижнего карбона, однако в ряде мест, особенно на востоке, в бассейне р. Туин-Гол, вмещают также и нижнедевонские и реже нижнесилурийские отложения. В том же бассейне р. Туин-Гол среднепалеозойские грабены отходят к югу от Баянхонгорских разломов, рассекая здесь протерозойское ядро Центрально-Монгольской зоны.

Нижний силур, по данным немецких геологов, образован песчано-сланцевой толщей с граптолитами. К нижнему девону (Храпов, 1966; Зоненшайн, 1972) относится морская песчано-сланцевая толща, насыщенная внизу грубообломочными породами.

Нижний карбон повсюду залегает с резким несогласием на подстилающих породах. Он представлен исключительно терригенными породами: песчаниками и алевролитами, находящимися в различных соотношениях между собой. Цвет пород — зеленый, зелено-серый и серый. Преобладают сравнительно тонкообломочные разности, хотя нередки и прослои грубообломочных пород — конгломератов и гравелитов. Весьма характерен общий слоистый облик разреза, обусловленный чередованием песчаников и алевролитов. В бассейне р. Туин-Гол в составе нижнего карбона появляются вулканические породы: липаритовые порфиры, андезитовые порфириты и их туфы. Мощность — 1000—1500 *м*. Почти по всему разрезу встречается обильная морская фауна (в основном брахиоподы), указывающая на присутствие турнейского и визейского ярусов.

Внутреннее строение среднепалеозойских грабенов обычно сравнительно просто. В них заключены либо моноклинали, наклоненные большей частью на север, либо относительно простые линейные синклинали с оборванными крыльями. Вместе с тем местами (р. Байдарагин-Гол) вдоль разломов, ограничивающих грабены, прослеживаются полосы шириной до 0,5 *км*, в пределах которых породы подверглись интенсивному рассланцеванию и развальцеванию. В этих местах нельзя исключить сложного чешуйчатого строения с возможными явлениями тектонических перекрытий.

В составе обломочного материала среднепалеозойских отложений резко преобладают породы рифейско-кембрийского комплекса Баянхонгорской зоны. Следовательно, в среднем палеозое вдоль этой системы существовала область размыва или кордильера, ограничивающая с севера среднепалеозойский прогиб. Южное ограничение этого прогиба было, однако, далеко не всегда резким.

Приведенная характеристика среднепалеозойских регенерированных структур позволяет говорить об их некоторых общих особенностях. Прежде всего они необычайно разнообразны. Каждый прогиб обладает специ-

фическими чертами. Они неодинаково, часто интенсивно дислоцированны, иногда отличаются дисгармоничностью структур, присутствием диабазов и габбро-диабазов. Для них характерны сравнительно малые размеры, изолированное положение.

Структурам этого типа свойственны отдельные формационные и морфологические особенности, типичные для орогенных образований.

В основании регенерированных структур всегда устанавливается перерыв и структурное несогласие, т. е. они являются наложенными образованиями. Они характеризуются коротким временем развития: одни из них возникли и существовали только в силуре, другие — в раннем девоне, третьи — в среднем девоне, четвертые — в раннем карбоне и т. д. Но некоторые прогибы, как например, Баяндунгский, формировались на протяжении всего девона. Регенерированные прогибы пространственно разобщены друг от друга, располагаясь независимо друг от друга непосредственно на догерцинском основании. Можно говорить, что они перемещались на площади: в то время как одни прогибы замыкались и отмирали, вместо них по соседству возникали другие, аналогичные.

* * *

Несмотря на все разнообразие описанных выше структур, отнесенных нами к среднепалеозойским геосинклинальным зонам второго типа, они обладают рядом сходных объединяющих их черт. Общим для них является прежде всего характер формационного выполнения: главенствующая роль терригенных, флишоидных толщ с турбидитным типом осадконакопления, а также обилие сиалического магматического материала, представленного кислыми и средними эффузивами и крупными массивами гранитоидов. Все это указывает на то, что развитие описанной группы структур происходило на коре континентального типа с уже оформившимся «гранито-гнейсовым» слоем. Это принципиально отличает их от структур юга Монголии, отнесенных нами к геосинклинальным зонам первого типа, формировавшимся, вероятно, на океаническом основании.

Одна из характерных черт этих структур — первичная структурная разобщенность и независимость развития. Они все, без исключения, расположены в северной каледонской части Монголии и удалены от одновременно существовавшей с ними на юге герцинской эвгеосинклинальной зоны.

Наряду с указанными общими чертами намечается также ряд различий в облике и строении структур, объединенных в данной главе. Так, Хангай-Хэнтэйская зона по своей величине, форме и длительности развития несравнима с мелкими, кратковременно существовавшими регенерированными структурами Центрально-Монгольской зоны или с Делюно-Юстыдским прогибом. Не совсем однотипно и их соотношение с подлежащим основанием. По этому вопросу, однако, не существует единого мнения. Как указывалось выше, А. Б. Дергунов, Н. С. Зайцев, А. А. Моссаковский и А. С. Перфильев (1971) все описанные герцинские геосинклинальные структуры, в том числе и Хангай-Хэнтэйскую, относят к классу наложенных структур типа моногеосинклиналей, отмечая оторванность их формирования от каледонского субстрата. Л. П. Зоненшайн (1967, 1970) и И. Б. Филиппова (1969а, б, 1970) высказываются за преемственность в развитии геосинклинальных прогибов Хангай-Хэнтэйской зоны от каледонского этапа и относят их к типу унаследованных. Этим они намечают грань, существующую между прогибами Хангай-Хэнтэйской зоны и новообразованным Делюно-Юстыдским прогибом, а также регенерированными структурами Центрально-Монгольской зоны. Этим собственно и исчерпываются существующие разногласия. Вопрос же природы рассматриваемых структур, т. е. формирования их на коре континентального типа, не вызывает сомнения ни у кого из указанных исследователей.

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ И ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

На крайнем юге Монголии располагаются наиболее молодые верхнепалеозойские геосинклинальные структуры Центрально-Азиатского складчатого пояса. Они протягиваются в восток-северо-восточном направлении в сравнительно узкой (до 60 *км*) полосе по границе с Китаем. Только в этом районе Монголии установлены мощные (от 3,5 до 6 *км*) морские отложения карбона и перми с широким развитием эффузивов различного состава и рифогенных известняков. Важно подчеркнуть, что терригенно-вулканогенные пермские отложения вмещают крупные массивы ультраосновных пород.

Первые сведения о строении верхнего палеозоя юга Монголии получены в 50-х годах Б. М. Казаковым, А. А. Кулешом, Ю. Я. Петровичем и некоторыми другими геологами. В начале 60-х годов А. Х. Иванов (1961), В. А. Амантов и П. С. Матросов (1961) указали на существование в пограничной зоне Монголии и Китая средне-верхнепалеозойского геосинклинального прогиба. Позднее Ю. А. Борзаковский и О. Д. Суетенко (1970) установили широкое развитие на юге Монголии верхнепалеозойских геосинклинальных образований с большим количеством эффузи-

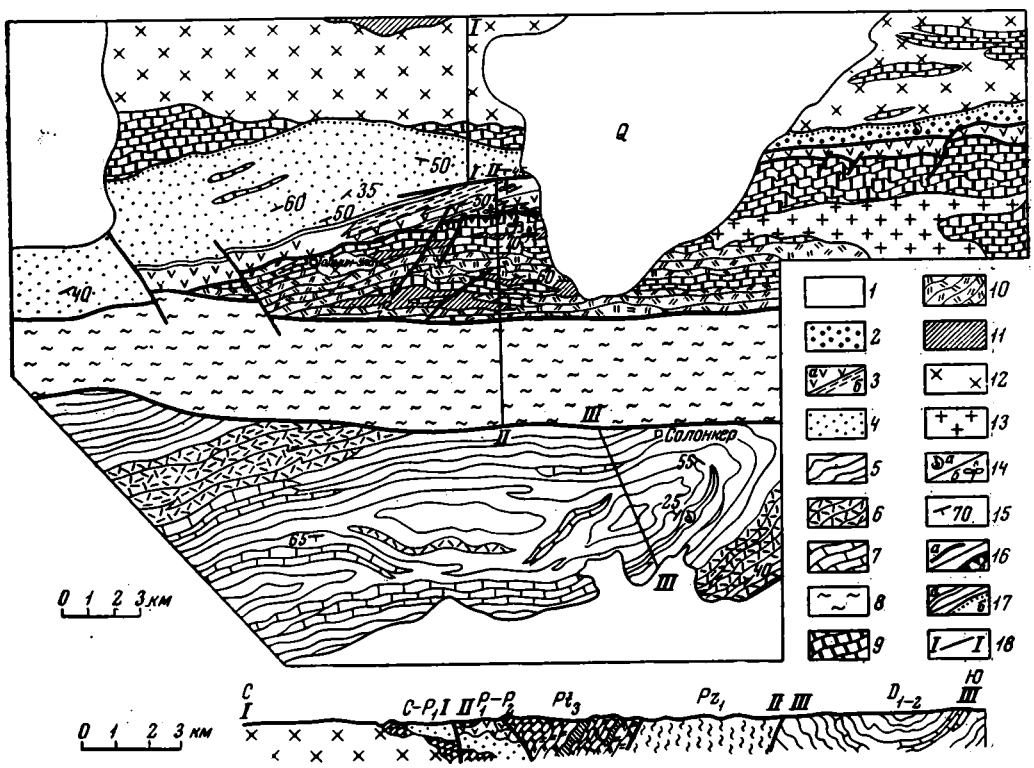


Рис. 31. Схематическая геологическая карта окрестностей нового сомона Солонкер (К. Замын-Шанда-Худук). Составили О. Д. Суетенко, А. С. Перфильев, Б. Лхасурен

1 — мезозой и кайнозой; *2* — верхняя пермь (песчаники, гравелиты, известняки); *3—4* — карбон — нижняя пермь: *3* — верхняя толща: (а) — андезитовые, андезит-базальтовые порфириты, липаритовые порфиры, (б) — кремнистые туффиты, туфопесчаники, гравелиты, *4* — нижняя толща (песчаники, гравелиты); *5—7* — нижний — средний девон: *5* — алевролиты, сланцы, песчаники, *6* — кислые эффузивы, *7* — известняки; *8* — нижний палеозой (?) — метаморфизованные алевролиты и кремнистые породы, основные эффузивы; *9—11* — верхний протерозой: *9* — известняки, *10* — кислые эффузивы, *11* — кварциты, кварцево-слюдистые сланцы, алевролиты; *12* — девонские граниты; *13* — верхнепалеозойские граносиениты; *14* — фауна (*а*), флора (*б*); *15* — элементы залегания слоев; *16* — разломы: *а* — крутопадающие *б* — пологопадающие; *17* — стратиграфические контакты: *а* — согласные, *б* — несогласные; *18* — профили

вов основного и среднего состава. Между Южно-Монгольской зоной герцинид (на севере) и Китайской платформой (на юге) они выделили крупную Внутренне-Монгольскую позднепалеозойско-раннемезозойскую геосинклинальную систему, замкнувшуюся в начале мезозоя.

В пределах Монголии прослеживаются два верхнепалеозойских геосинклинальных прогиба, различных по формационному выполнению: северный Даланульско-Лугингольский и южный Солонкерский.

ДАЛАНУЛЬСКО-ЛУГИНГОЛЬСКИЙ ПРОГИБ

По северной периферии внешнего Даланульско-Лугингольского прогиба развиты более древние, верхнепротерозойско-нижнекембрийские и силур-девонские образования. Некоторые данные указывают на то, что южнее, в пределах самого Даланульско-Лугингольского прогиба докаменноугольные отложения, прорванные гранитоидными интрузиями, образуют складчатое основание каменноугольно-пермского геосинклинального комплекса (см. рис. 31).

Главная роль в строении Даланульско-Лугингольского прогиба принадлежит каменноугольно-пермским отложениям, преимущественно карбонатно-терригенного состава. Карбон — нижняя пермь представлены мощной, практически нечленимой серией, в которой обособляются фации рифовых массивов и терригенная. Массивы рифовых известняков достигают мощности 1000 *м* и содержат фораминиферы, реже ругозы визе-намюра, верхов среднего карбона — низов верхнего карбона, верхов верхнего карбона — основания нижней перми. Терригенная фация (1300—2000 *м*) образована полимиктовыми и аркозовыми песчаниками, глинистыми сланцами, алевролитами, нередко флишоидно переслаивающимися, с подчиненными горизонтами (до 100 *м* мощности) спилитов и яшмовидных пород, известняков с фораминиферами и ругозами визе-намюра и второй половины верхнего карбона. Верхнепермская толща слагается флишоидно переслаивающимися песчаниками, глинистыми сланцами и алевролитами, включающими в верхних частях разреза мощную (до 1500 *м*) толщу конгломератов. Общая мощность верхней перми не менее 4000 *м*. Таким образом, карбону и низам перми здесь отвечает известняково-рифогенная формация, фациально замещающаяся местами кремнисто-песчаниковой. Верхняя пермь представлена песчано-сланцевой флишоидной формацией и песчано-конгломератовой толщей, близкой к морской молассе.

Гранитоидный магматизм Даланульско-Лугингольского прогиба очень своеобразен. С одной стороны, здесь распространены довольно крупные (до 20 *км* в поперечнике) массивы существенно плагиоклазовых гранитов и гранитодиоритов, реже породы габбро-диоритового ряда, прорывающие каменноугольные и, по всей вероятности, пермские отложения. Помимо них установлены небольшие штокообразные тела послеверхнепермских щелочных гранитоидов, среди которых наиболее интересен Лугингольский массив нефелиновых сиенитов с псевдолейцитами.

Внутреннее строение Даланульско-Лугингольского прогиба сравнительно детально изучено А. С. Перфильевым, О. Д. Суетенко, Б. Лхасуреном в юго-западных отрогах хр. Тото-Шань на меридиане горы Агуй-Ула. Рассматриваемому прогибу здесь отвечает синклинорий широтного простирания, с размахом крыльев около 60—80 *км*. Продольным субширотным разломом он разделен на северный опущенный блок с выходами верхней перми и южный, поднятый, выполненный отложениями карбона и перми. В северном блоке развиты линейные, нередко запрокинутые в южном направлении складки; в южном блоке устанавливаются своеобразные куполовидные изометричные структуры с пологими, волнообразно изгибающимися сводами и сравнительно крутыми (40—70°)

крыльями. Диаметр таких куполов около 10 *км*. Крылья куполов представляют участки максимального рифообразования, что косвенно указывает на их конседиментационную природу. Напряженность складок второго порядка усиливается с приближением к выступам фундамента.

Даланульско-Лугингольский прогиб отделен от Солонкерского эвгеосинклинального прогиба разломом с узкими горст-антиклиналями, в которых на поверхность выведены докаменноугольные отложения. Такие главнейшие черты строения Даланульско-Лугингольского прогиба, как преобладание в разрезе карбонатных и терригенных пород и вероятность складчатого гранитизированного основания, указывают на принадлежность рассматриваемой структуры к геосинклинальным зонам II типа.

СОЛОНКЕРСКИЙ ПРОГИБ

В Солонкерском прогибе каменноугольно-пермские отложения отличаются обилием эффузивов, в том числе зеленокаменноизмененных основного и среднего состава.

Основание каменноугольно-пермского комплекса здесь не вскрыто; в низах видимого разреза обособляется 700-метровая толща серо-зеленых полимиктовых песчаников, гравелитов, яшмоидов, спилитов, реже андезитовых порфиритов с линзами известняков с мшанками визе-намюра. Верхи разреза толщи срезаны разломом. С неясным контактом она перекрывается верхнепалеозойскими образованиями, которые в нижней части представлены фациально крайне изменчивой толщей среднего карбона — нижней перми. Она образована линзовидным переслаиванием туфогенных и полимиктовых песчаников, кремнистых алевролитов, яшмовидных пород, зеленокаменноизмененных андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов, спилитов, с пачками сложного чередования яшм с радиоляриями, песчаников и гравелитов. В средней и особенно в верхней части толщи наблюдаются протяженные мощные горизонты рифогенных известняков с фораминиферами. Терригенные породы характеризуются постоянной примесью туфогенного материала. Вышележащая согласно или с небольшим размывом верхнепермская толща фациально резко изменяется от кремнисто-терригенной (кремнистые алевролиты, сланцы, песчаники, конгломераты, органогенные известняки) до существенно вулканогенной (андезитовые и андезит-дацитовые порфириты, альбитофиры, липаритовые порфиры, туффиты и известняки). Видимая неполная мощность верхнего палеозоя — до 3000 *м*. Важная особенность Солонкерской зоны — присутствие крупных тел гипербазитов, залегающих среди верхнепермских осадочно-вулканогенных толщ. Здесь же развиты небольшие тела гранодиоритов и граносиенитов, рвущих верхнепермские отложения.

Данные о морфологии складчатых структур в Солонкерской зоне ограниченны. Здесь реконструируется моноклиналь, в пределах которой слои сравнительно полого (под углом 30—60°) падают на юг, так что на севере зоны выходят наиболее древние, нижнекаменноугольные образования, а на юге, по границе с Китаем,— верхнепермские. Местами моноклиналь осложняется небольшими по амплитуде складками, близкими к брахиформным. Важно отметить небольшие надвиги с движением масс в северном направлении. Кроме того, на севере Солонкерской зоны в районе горы Ханга-Обо намечается небольшой по размерам (до 2 *км* в поперечнике) тектонический покров, сложенный известняками и мраморами неясного возраста — или древними, верхнепротерозойско-кембрийскими, или верхнепалеозойскими. Под известняками, отделяясь полого падающей на север зоной тектонического брекчирования мощностью в первые метры, залегают нижнекаменноугольные породы. Не исключено, что эта карбонатная «нашлепка» — останец уничтоженного эрозией более крупного покрова. Но возможно, что здесь имеет место срыв известня-

ков, близких по возрасту нижнекаменноугольной толще. Подобные внутриформационные срывы устанавливаются южнее горы Ханга-Обо в полосе развития верхнекаменноугольно-нижнепермских известняков, эффузивов и песчаников.

Характер каменноугольно-пермских отложений Солонкерской зоны и крупные тела гипербазитов позволяют относить ее к категории эвгеосинклинальных. Однако вещественное выполнение этой зоны довольно своеобразно. Это выражается прежде всего в значительном развитии практически по всему разрезу сравнительно грубообломочных пород, отсутствии кремнисто-сланцевой формации (как правило, широко развитой на ранних стадиях существования эвгеосинклиналей), ассоциации основных и средних эффузивов в низах геосинклинального комплекса, присутствии на уровне верхнего карбона — низов перми своеобразной ассоциации кремнистых алевролитов, яшмоидов, песчаников, гравелитов и известняков (в том числе органогенных). Такая пестрота формационного состава показывает, что Солонкерской зоне в это время была свойственна значительная дифференцированность тектонической структуры, подобно Южно-Монгольскому прогибу в позднем девоне. Интересно отметить, что интенсивное геосинклинальное прогибание, проявившееся в Солонкерском прогибе в карбоне, по времени синхронно замыканию Южно-Монгольского эвгеосинклинального прогиба.

Материалы Сяо Си-чана, Ли Юн-цюня (1962), В. М. Синицына (1954, 1957), Ю. А. Ходака, Сунь щу (1961) и других исследователей по территории Северного Китая, проанализированные Ю. А. Борзаковским и О. Д. Суетенко (1970), показывают широкое распространение каменноугольно-пермского геосинклинального комплекса к югу от Солонкерской зоны, в Цахарском и Ширинхотэнском синклинориях Внутренней Монголии (КНР). В основании рассматриваемого комплекса здесь залегает пестроцветная конгломерато-песчаниковая толща с флорой верхнего девона и фауной самых низов карбона. Интервалу разреза от верхов карбона до верхов перми отвечают глинистые сланцы, песчаники, известняки, конгломераты. Они включают три разновозрастные группы морских эффузивов: нижнекаменноугольные андезитовые порфириты и их туфы, зеленокаменные средне-основные эффузивы среднего карбона, кислые и средние вулканиты верхнего карбона — перми. На территории Внутренней Монголии широко развиты ультраосновные интрузии, пространственно ассоциирующиеся с верхнепалеозойскими и нижнемезозойскими отложениями. Становление их произошло скорее всего в интервале от верхов перми до середины триаса (Основы тектоники Китая, 1962).

Морские геосинклинальные каменноугольно-пермские отложения из района Внутренней Монголии (Китай) прослеживаются на запад, до Восточного Тянь-Шаня, и особенно широко на восток, до Северной Кореи и Южного Приморья. Судя по имеющимся данным, время замыкания позднепалеозойских прогибов меняется от ранней перми на западе до раннего мезозоя на востоке. В целом Солонкерская зона совместно с верхнепалеозойскими зонами Северного Китая является единственной в Центрально-Азиатском складчатом поясе эвгеосинклинальной структурой, существовавшей в течение позднего палеозоя. В настоящее время возможны различные трактовки тектонической природы вышеописанных прогибов. Их возникновение, возможно, связано с позднепалеозойским развитием мезозоид прилегающей части Тихоокеанского сегмента Земли и активизацией в это время субширотных разломов, разграничивавших Китайскую платформу и палеозоиды Центрально-Азиатского пояса. Но некоторые данные указывают на то, что позднепалеозойские геосинклинальные прогибы южной периферии Центрально-Азиатского складчатого пояса являются частью океанической системы Палеотетиса, реконструируемой рядом исследователей от Средиземноморья на западе до Тихого океана на востоке (Моссаковский, 1970; Дергунов и др., 1971).

ГЛАВА IV

СТРУКТУРЫ И ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ОРОГЕННОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОРОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ И ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

В каледонидах Монголии среднепалеозойские орогенные структуры пользуются ограниченным площадным распространением, хотя количество их довольно велико. Они приурочены к северо-западной части страны и обычно представлены разновеликими мульдами, синклиналями, моноклиналями, грабен-синклиналями и грабенами (рис. 32). В распределении этих структур намечается следующая закономерность. Одни из них тяготеют к разломам, ограничивающим разновозрастные складчатые системы или структурно-формационные зоны, и по морфологии соответствуют грабенам, грабен-синклиналям и осложненным разломами моноклиналям. Такие структуры известны, в частности, вдоль Цаганшибэтинского разлома, разделяющего ранне- и позднекаледонские складчатые сооружения, а также вблизи Толбонурского и Кобдинского разломов, располагающихся в пределах позднекаледонских структур Монгольского Алтая. Другие приурочены к центральным частям структурно-формационных зон, как, например, некоторые мульды ранних каледонид Северной Монголии. Время заложения и продолжительность развития наложенных структур неодинаковы. Некоторые из них формируются в течение всего или значительной части среднего палеозоя (иногда частично и нижнего, начиная с верхов ордовика), другие — только на протяжении одного периода или даже его части, причем наиболее распространены структуры, развивавшиеся в девоне.

Рассматриваемые структурные формы возникли на месте межгорных впадин или прогибов и сложены, как правило, орогенными образованиями: базальт-андезит-липаритовой формацией, распадающейся в отдельных районах на андезит-липаритовую и липаритовую и нередко содержащей значительное количество терригенных пород, а также молассовой, обычно перекрывающей вулканогенные серии. Кроме того, встречаются сероцветная угленосная и прибрежно-морская карбонатно-терригенная формации. Некоторые структуры сложены только одной из названных формаций и принадлежат к категории моноформационных, другие образованы несколькими формациями и являются полиформационными. С вулканическими формациями нижнего—среднего девона иногда пространственно и, по-видимому, генетически связаны интрузивные образования гранит-щелочногранитной формации (Маркова, Павленко, 1972). Граниты этой формации слагают различные по величине массивы и тела, часто приуроченные к разломам.

Породы, выполняющие наложенные структуры, обычно смяты в простые пологие складки, с более крутым наклоном в бортовых частях структур и вблизи осложняющих их разломов. Иногда встречаются складки штампового типа.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОРОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ МОНГОЛЬСКОГО АЛТАЯ

На западе Монголии, в пределах Монгольского Алтая и Хархиринского нагорья, известно сравнительно много наложенных мульд. Они встречаются во всех трех зонах Монгольско-Алтайской системы — Алтайской, Хархиринской и Цаганшибэтинской — и тяготеют главным образом к их восточным краевым частям, относительно опущенным в современной структуре (см. рис. 32).

Толщи пород, слагающих наложенные мульды Монгольского Алтая, описывались ранее А. Х. Ивановым (1953б, 1961), Б. Лувсанданзаном, П. С. Матросовым (1959) и К. Л. Волочковичем (1961). Систематическое описание этих структур в последние годы дали А. Б. Дергунов и Б. Лувсанданзан (1970, 1971), а Хулмунурская мульда была изучена Н. Г. Марковой и А. С. Павленко (1972).

Как правило, наложенные мульды выполнены континентальными, реже морскими молассоидными отложениями, а также орогенными вулканическими сериями, мощность которых достигает 2—3 *км*. Часто пласты этих пород круто наклонены, особенно у северных и восточных бортов

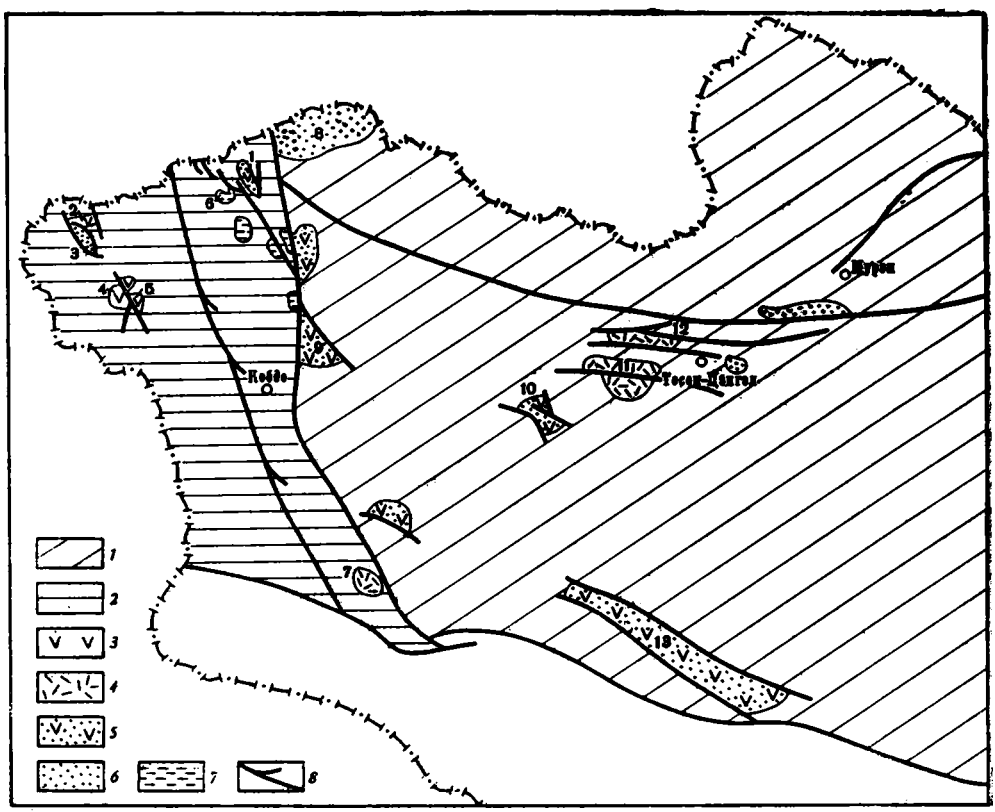


Рис. 32. Схема размещения среднепалеозойских наложенных структур (по А. Б. Дергунову и В. А. Благонравову)

1 — раннекаледонское складчатое основание; *2* — позднекаледонское складчатое основание; *3—7* — орогенные формации: *3* — андезит-липаритовая, *4* — липаритовая, *5* — андезит-липаритовая и молассовая, нерасчлененные, *6* — красноцветная и сероцветная моласса, *7* — угленосная моласса (иногда с базальт-андезит-липаритовой); *8* — разломы. Цифрами на схеме обозначены мульды и прогибы: 1 — Урэгнурская, 2 — Ойгурингольская, 3 — Цагангольская, 4 — Сагсайская, 5 — Баинтуинская, 6 — Байримская, 7 — Хулмунурская, 8 — Тувинский, 9 — Чигиртайская, 10 — Верхнехунгуйская, 11 — Шухэрамская, 12 — Тэлминнурская, 13 — Хантайширский

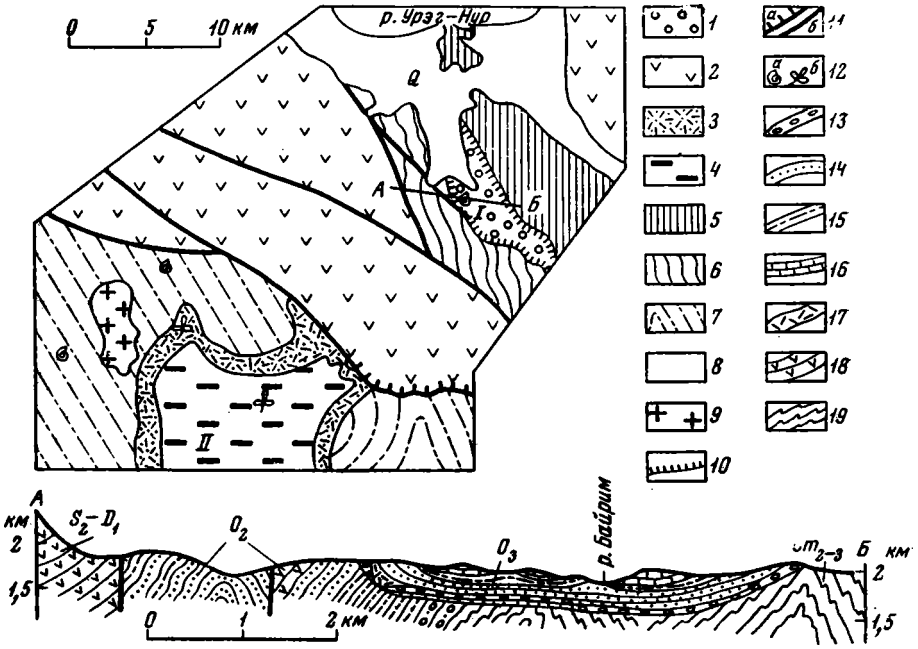


Рис. 33. Схема геологического строения Урэгнурской и Байримской наложенных мульд. Составил А. Б. Дергунов

I — Урэгнурская мульда, II — Байримская мульда

1—3 — орогенные формации: *1* — верхнеордовикские андезит-липаритовая и карбонатно-терригенная, *2* — нижнекаменноугольная базальт-андезит-липаритовая, *3* — средне-верхнекаменноугольная угленосная молассовая; *4—7* — геосинклинальные формации: *4* — хлоритовые сланцы, хлоритизированные песчаники и алевролиты верхнего кембрия (?), *5* — песчаники, алевролиты, среднего и основного состава вулканогенные породы ордовика, *6* — андезито-базальтовые порфириты, *7* — терригенные и туфогенно-терригенные породы девона; *8* — четвертичные отложения; *9* — граниты; *10* — границы наложенных мульд; *11* — надвиги (*а*), прочие разломы (*б*); *12* — фауна (*а*) и флора (*б*); *13—19* (на профиле): *13* — конгломераты, *14* — песчаники, *15* — алевролиты, *16* — известняки, *17* — вулканогенные породы кислого состава, *18* — вулканогенные породы среднего состава, *19* — метаморфические сланцы

мульд, срезанных разломами. Важно подчеркнуть, что в разных зонах Монгольского Алтая наложенные мульды имеют неодинаковый возраст — от верхнего ордовика до среднего карбона. Причем гранитоидный магматизм проявлялся одновременно с заложением и развитием наложенных грабенсинклиналей и мульд.

В Цаганшибэтинской зоне известна Урэгнурская мульда (рис. 33). Она протягивается от южного побережья оз. Урэг-Нур на 15—20 *км* в юго-восточном направлении параллельно Цаганшибэтинскому разлому, причем ширина ее не превышает 5 *км*. Оба борта мульды отмечены базальными конгломератами, которые с резким угловым и азимутальным несогласием перекрывают на юго-западном борту песчаниково-алевролитовые и вулканогенные породы ордовика (?), а на северо-восточном верхнекембрийские (?) хлоритовые сланцы, встреченные в гальках конгломератов. В основании юго-западного борта конгломераты выклиниваются, замещаясь краснокаменными вулканитами андезит-липаритовой формации (андезитовые порфириты, фельзит-порфиры, их туфы). Выше располагаются породы карбонатно-терригенной формации (пестроцветные полимиктовые песчаники и алевролиты, известковистые песчаники, алевролиты и песчанистые известняки с остатками фауны верхнего ордовика). Мощность обеих формаций более 500 *м*.

В строении мульды заметны отчетливая асимметрия и неравномерная интенсивность осложняющих дислокаций. Юго-западный борт ее крутой, с наклоном пластов 60—70°, иногда до 90°; местами этот борт срезан крутыми разломами с малой амплитудой перемещения. Северо-восточный борт пологий (20—30°) без осложняющих дислокаций. В центральной части мульды пласты лежат почти горизонтально или смяты в пологие брахискладки, нарушенные небольшими разломами.

Таким образом, Урэгнурская мульда — типичная наложенная орогенная структура, образовавшаяся, по всей вероятности, на месте небольшой межгорной впадины в начале позднего ордовика. Она является наиболее древней из наложенных мульд Цаганшибэтинской зоны и вместе с гранитоидами среднего ордовика надежно определяет допозднеордовикский возраст подстилающих геосинклинальных структур. Близкие по возрасту наложенные Еринатская и Улаганская мульды известны в пределах Чулышманской зоны Алтае-Саянской области (Дергунов, 1967).

В Алтайской зоне наложенные мульды выполнены породами силурийского и девонского возраста. Силурийские породы слагают Цаганольскую мульду, протягивающуюся в северо-западном направлении на 15 *км* и имеющую 5 *км* в поперечнике. Оба борта мульды ограничены крутыми разломами северо-западного простирания. В юго-восточной части ее сохранились базальные конгломераты, залегающие с угловым и азимутальным несогласием на фиолетовых алевролитах верхнекембрийского комплекса. Выше располагается толща серых известковистых песчаников, местами переполненных остатками лудловских брахиопод. Мощность ее — около 500 *м*. Еще выше лежат вулканиты андезит-липаритовой формации, вероятно, девонского возраста.

Образованиями девона выполнены три мульды: Ойгурингольская, Сагсайская и Баинтуинская.

Ойгурингольская мульда расположена на северной окраине Алтайской зоны, на южном склоне хр. Сайлюгем, и представляет сравнительно небольшую структуру овального очертания, протягивающуюся на 20 *км* в широтном направлении и на 10—12 *км* — в меридиональном. Она характеризуется асимметричным строением, которое выражается в том, что северный борт мульды очень крутой, местами опрокинутый, а южный — пологий. Дислоцированность пород быстро уменьшается от бортов к центру структуры. В северной части мульды вскрывается базальная пачка пестрых конгломератов с линзами красных полимиктовых песчаников и косослоистых гравелитов, лежащих на верхней толще верхнекембрийского комплекса. Базальные пласты опрокинуты на юг, т. е. к центру мульды, и смещены в ту же сторону по надвигам небольшой амплитуды. Надвиги сопровождаются характерными складками волочения (рис. 34). На базальных красноцветных конгломератах лежат серые известковистые песчаники, алевролиты и песчанистые известняки, выше — зеленовато-серые алевролиты и песчаники, смещающиеся постепенно вверх по разрезу туфогенными песчаниками и туфами кислых эффузивов. Средняя часть мульды заполнена лавами, лавобрекчиями и туфами кварцевых порфиров и другими преимущественно кислыми вулканогенными породами. Мощность терригенной толщи около 300 *м*, вулканогенной — более 600 *м*. Органические остатки в известковистых породах имеют среднедевонский возраст.

Южный борт Ойгурингольской мульды располагается на средней толще верхнекембрийского (?) комплекса, причем большое значение здесь имеют грубообломочные породы, а также эффузивы среднего состава. Пласты падают к центру мульды под углом 40—50°. Таким образом, на расстоянии не более 15 *км* в разных бортах мульды наблюдаются резкие изменения в составе нижней толщи. На отдельных участках последняя вообще выпадает из разреза. В этом случае вулканогенные породы ложатся непосредственно на образования кембро-ордовика.

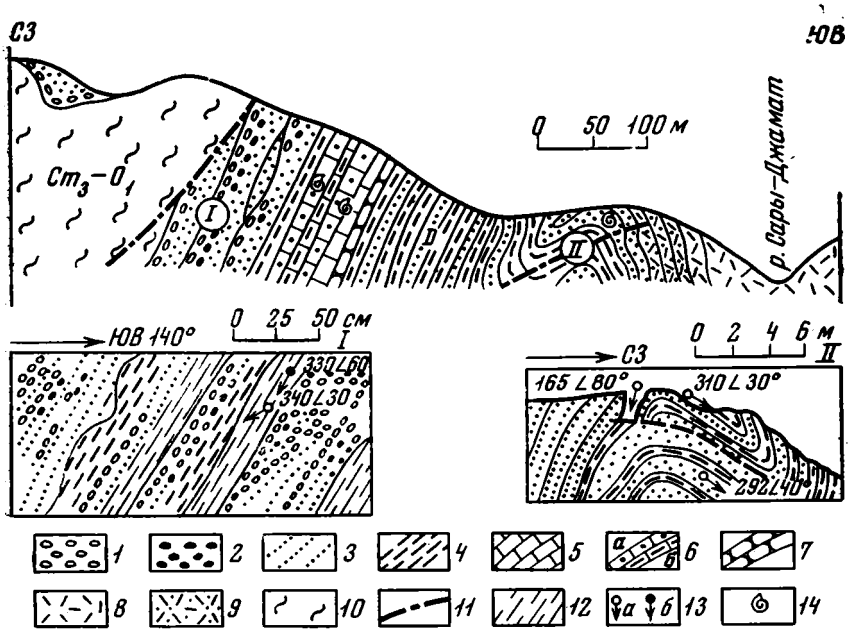


Рис. 34. Строение северного борта Ойгурингольской мульды. Водораздел р. Хара-Джамат и ее левого притока р. Сары-Джамат. Составил А. Б. Дергунов

1—9 — девонские породы: *1* — конгломераты, *2* — гравелиты, *3* — песчаники, *4* — алевролиты, *5* — известняки, *6* — песчанистые известняки (*а*), алевритистые известняки (*б*), *7* — известковистые песчаники, *8* — кислые эффузивы, *9* — туфы кислых эффузивов; *10* — кембро-ордовикские хлоритизированные и серицитизированные породы; *11* — разломы; *12* — сланцеватость; *13* — направление падения слоистости (*а*) и сланцеватости (*б*); *14* — места находок фауны

I, *II* — детали строения (показаны на профиле): *I* — опрокинутое залегание базальных слоев (вид с юго-запада), *II* — надвиг небольшой амплитуды и сопровождающие его складки волочения (вид с северо-востока)

Следовательно, Ойгурингольская мульда — типичная наложенная структура, а заполняющие ее толщи пород относятся к пестроцветной молассовой и орогенной андезит-липаритовой формациям.

Сагсайская мульда находится в центральной части Алтайской зоны, в среднем течении р. Сагсай, занимая значительную часть ее левобережья. Она имеет близкое к изометрическому очертание и прослеживается примерно на 20—25 *км* с юга на север. По данным Б. Лувсанданзана и П. С. Матросова (1959), выполняющая мульду осадочно-вулканогенная толща близка по составу, строению и возрасту к осадочно-вулканогенным образованиям, слагающим Ойгурингольскую мульду. Здесь в бортовых частях структуры также наблюдаются резкие фациальные изменения и выпадение из разреза всей нижней осадочной толщи девона. В 10 *км* юго-западнее сомона Баинту, в южном борту, девонские лавы и лавобрекчии среднего состава несогласно перекрывают как верхнекембрийские зеленые хлоритизированные породы, так и серые базальные конгломераты и песчаники силура, которые, в свою очередь, лежат здесь с размывом и несогласием на верхнем кембрии.

Слагающая Сагсайскую мульду осадочно-вулканогенная толща относится к орогенным молассовой и андезит-липаритовой формациям, которые накапливались в межгорной впадине с начала среднего девона.

Баинтуинская мульда находится на правобережье р. Сагсай, восточнее сомона Баинту.

Она выделяется в качестве самостоятельной структуры впервые. Баинтуинская мульда сложена средне-верхнедевонскими пестроцветными осадочными и вулканогенными породами. Нижняя осадочная часть разреза

более красноцветная, почти не содержит известковистых и тонкозернистых терригенных пород и состоит из полимиктовых песчаников и конгломератов; в верхней вулканогенной части присутствует значительно больше эффузивов основного состава. В правом берегу р. Холцзатиин-Гол, правого притока р. Сагсай, установлено трансгрессивное и несогласное залегание красноцветных пород базальной части толщи на зеленых хлоритизированных породах верхнекембрийского комплекса. Нижнюю часть разреза средне-верхнедевонских отложений Баинтуинской мульды можно отнести к молассовой, верхнюю — к андезит-липаритовой формациям, т. е. к тем же орогенным формациям, что и в остальных (среднедевонских) наложенных мульдах Монгольского Алтая. С запада и северо-востока Баинтуинская мульда ограничена разломами меридионального и северо-восточного простирания, а связи с чем ее очертания приобретают вид неправильного треугольника размером 10—15 *км*.

Таким образом, в пределах Алтайской зоны типичные наложенные мульды заполнены породами молассовой и андезит-липаритовой орогенных формаций. Их формирование началось здесь в силуре, частично в позднем ордовике (Урэгнурская мульда), но наиболее активно оно происходило в среднем девоне.

В Хархиринской зоне известны Хулмунурская и Байримская наложенные мульды.

Хулмунурская мульда расположена в юго-восточной части зоны, близ оз. Хулму-Нур. Она имеет неправильно изометричную форму с крутым северным бортом и более пологим южным. Размеры мульды в настоящее время не превышают 30×40 *км* в поперечнике, однако в прошлом они, несомненно, были более значительны, о чем можно судить по полям развития эффузивов, а также их корням, представленным субвулканическими телами и дайками. Строение мульды осложнено многочисленными разломами, разбивающими ее на ряд блоков. Преобладают разломы северо-западного простирания с крутым падением плоскости сместителя на юго-запад. Внутри блоков наблюдается складчатость, имеющая характер моноклиналей с крутыми углами падения (50—70°) или коротких брахискладок с падением слоев от 30 до 50°. В целом Хулмунурская мульда — это типичная глыбово-складчатая структура, несогласно наложенная на геосинклинальное основание, в строении которого участвуют образования ордовика и силура.

Выполняющий мульду орогенный комплекс имеет девонский возраст и сложен эффузивно-осадочной серией пород, отчетливо подразделяющейся на следующие толщи. Нижняя, осадочная, толща 400 *м* мощностью, сложена известняками, алевролитами и в меньшей степени песчаниками, охарактеризованными богатым комплексом фауны и флоры, указывающим на принадлежность ее к нижнему эйфелю, частично к верхнему эмсу (Маркова, Шаркова, 1974).

Следующая по разрезу — эффузивно-осадочная толща верхней части эйфельского яруса, местами также содержащая органические остатки,— представлена песчаниками и кремнистыми алевролитами, чередующимися с туфами и туфобрекчиями кислого состава. Мощность ее — 700—800 *м*. Наконец, верхняя, эффузивная, толща живетского яруса, достигающая мощности 1000 *м*, в низах сложена зеленовато-серыми андезитовыми порфиритами, андезито-дацитами, а также субвулканическими телами того же состава. Выше располагаются покровы липаритовых порфиров, их туфов, игнимбритов и субщелочных разностей, близких к комендитам. Породы обычно окрашены в красные тона. В низах толщи встречаются подчиненные прослои дацитов и андезитовых порфиритов. Местами наблюдаются флюидальные липариты с вертикально ориентированными «фиамме» (небольшие жерловинки), а также различных размеров субвулканические тела.

Следует отметить, что в результате работ Н. Г. Марковой и

А. С. Павленко в районе хр. Ямантуин-Хара стал известен вулканический центр, характеризующийся максимальным развитием жерловых фаций, субвулканических тел и даек главным образом андезитового состава. К северу и северо-востоку располагается область вулканического склона, где наибольшее развитие получают липаритовые порфиры, комендиты, их туфы и игнимбриты. Все три охарактеризованные толщи залегают согласно одна над другой и связаны постепенными переходами. В центре мульды, в горах Дзэн-Нуру известны выходы перекрывающей их молассоидной толщи, условно отнесенной к верхнему девону. Она представлена сероцветными конгломератами и песчаниками, переполненными обломками подлежащих кислых и средних эффузивов и известняков.

Таким образом, для орогенного комплекса Хулмунурской мульды характерно тесное переплетение морских и континентальных образований, представленных, с одной стороны, карбонатными и терригенными породами, содержащими как фауну, так и флору, с другой — зеленокаменными и краснокаменными эффузивами. Это указывает на островной режим, существовавший во время формирования этой серии пород.

Интересно соотношение вулканических образований с широко развитыми в районе оз. Хулму-Нур гранитоидами так называемого хархиринского комплекса. Они представлены двупалевошпатовыми гранитами, пронизанными серией разнообразных даек. Сопоставление химических составов, петрохимических и геохимических особенностей эффузивов, гранитов и дайковых серий этого района показало их большое сходство и позволило говорить о единой вулкано-плутонической ассоциации (Маркова, Павленко, 1972). Последняя весьма типична и характерна не только для района оз. Хулму-Нур, но и для девонских образований других участков Монгольского Алтая. Интересно также ее формационное сходство с вулкано-плутоническими комплексами девонского и более молодого возраста, широко развитыми на территории Советского Союза и, как правило, связанными с орогенным этапом развития соответствующих регионов (Никитина, 1950; Коптева, 1964; Моссаковский, 1972).

Байримская мульда (см. рис. 33) расположена в северной части Хархиринской зоны, восточнее оз. Ачит-Нур, у южного подножия хр. Байрим.

Каменноугольные отложения, выполняющие Байримскую мульду, описаны в работах К. Л. Волочковича (1961), В. А. Амантова и П. С. Матросова (1961). В 1965 г. Б. Лувсанданзан и П. С. Матросов обнаружили в них остатки визейских растений. В 1967 г. Б. Лувсанданзану и А. Б. Дергунову удалось повторить сборы растительных остатков и установить, что вмещающая их турнейско-нижневизейская красноцветная вулканогенно-терригенная толща лежит с размывом и угловым несогласием на смятых в крутые линейные складки нижне-среднедевонских породах и в свою очередь трансгрессивно перекрывается средне-верхнекаменноугольными угленосными отложениями. Однако значение второго несогласия, вероятно, невелико, так как красноцветная и угленосная толщи тесно связаны в возрастном и структурном отношениях, выполняя единую наложенную мульду.

Вулканогенно-терригенная толща сложена (снизу вверх) темно-серыми миндалекаменными базальтами и лиловыми андезито-базальтами, пестроцветными пепловыми туфами с прослоями грубозернистых и гравийных туфопесчаников, розовыми фельзитами и кварцевыми порфирами. Эти породы образуют пласты мощностью 20—30 *м*. Выше залегают бордовые и темно-коричневые туфопесчаники и алевролиты с остатками флоры лепидофитов турне — нижнего визе, а также аркозовые песчаники. Пласты этих пород имеют мощность от 25 до 160 *м*. Общая мощность толщи — около 400 *м*. Средне-верхнекаменноугольная толща, также охарактеризованная растительными остатками, сложена светло-серыми преимущественно кварцевыми конгломератами и гравелитами, а также

грубозернистыми песчаниками, переслаивающимися с углистыми алевролитами и углисто-глинистыми сланцами, которые содержат пласты каменного угля. Общая мощность угленосных пород — примерно 550 *м*.

Вулканогенно-терригенная толща подвержена сильным фациальным изменениям. Местами вулканиты выклиниваются и замещаются туфогенно-осадочными породами. Мощность их также очень неустойчива. Такого же характера изменения происходят и с угленосной толщей, но более медленно и постепенно. По составу и строению эти толщи пород относятся к орогенным базальт-андезит-липаритовой и молассовой угленосной формациям.

Строение Байримской мульды весьма типично. В плане — это четырехугольник, стороны которого достигают 15 и 30 *км*. Борта мульды крутые, наклоненные под углами от 30 до 60°. Северный борт местами запрокинут, причем на него с севера надвинуты более древние толщи. Восточный борт осложнен крутыми взбросами; пласты здесь падают вертикально, а местами опрокинуты. При удалении от бортов слои быстро выполаживаются до 10—20°.

Таким образом, в различных тектонических зонах Монгольского Алтая наложенные мульды орогенного типа закладывались и формировались в разное время — в позднем ордовике (Цаганшибетинская зона), в силуре и раннем девоне (Алтайская зона), наконец, в раннем — среднем девоне и в начале карбона (Хархиринская зона). В их строении принимают участие однотипные орогенные формации: терригенные — красноцветная и угленосная молассовые и вулканогенные — андезит-липаритовая и базальт-андезит-липаритовая. Эти формации находятся в различных соотношениях, замещая или перекрывая друг друга. Очертания мульд, как правило, изометричные; размер их в поперечнике колеблется от 10—15 до 20—25 *км*. Залегания слоев в бортовых частях относительно крутые, в центре — пологие. Во многих случаях ограничениями мульд служат разломы, которые иногда совпадают с их первичными границами. Следует подчеркнуть также, что западные и южные борта мульд обычно пологие, а восточные и северные — как правило очень крутые, смещенные по взбросам. Опрокинутое залегание отмечается часто на северных бортах, где по надвигам субширотного простирания подстилающие толщи надвинуты с севера на юг, в сторону центральных частей мульд.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОРОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

Среднепалеозойские орогенные структуры в ранних каледонидах Северной Монголии характеризуются, как правило, небольшими размерами. Из более крупных структур следует назвать Хантайширский прогиб, а также частично заходящий на территорию Монголии Тувинский прогиб, описанный Н. С. Зайцевым (1957). Все они имеют ярко наложенный характер по отношению к складчатым формам протерозойского и верхнерифейско-нижнекембрийского комплексов.

В западных районах Северной Монголии находится юго-западное окончание Тувинского прогиба. Южнее располагается ряд безымянных, плохо изученных структур и Чигиртайская мульда, тяготеющие к зоне Цаганшибэтинского разлома, а также Хантайширский прогиб (в хр. Хан-Тайшири-Нуру), ограниченный северо-западными разломами, субпараллельными Главному Монгольскому линеаменту. На западе и северо-западе Хангайского нагорья расположены Шухэрамская, Верхнехупгуйская и другие более мелкие безымянные мульды. Некоторые из них пространственно приурочены к субширотным нарушениям, параллельным Хангайскому разлому, или расположены непосредственно в зоне этого разлома.

Тувинский прогиб попадает в пределы Монголии (к северу от

оз. Убсу-Нур) своей юго-западной незначительной по площади частью. На территории Тувы он прослеживается на расстоянии около 500 *км* при ширине от 40 до 100 *км* и характеризуется унаследованным развитием от ордовика до позднего карбона, а на некоторых участках до ранней перми включительно (Зайцев, 1957; Благонравов, 1964). В Монголии прогиб выполнен в основном континентальной молассой среднего-верхнего девона и нижнего карбона и только в отдельных блоках в его строении участвуют морские молассы ордовика (западнее сомона Сагил) и силура (северный берег оз. Убсу-Нур). Слои в пределах монгольской части прогиба дислоцированы в простые более или менее симметричные синклинальные складки, обычно вытянутые в северо-восточном направлении. Иногда они располагаются кулисообразно. Углы падения их крыльев невелики и как правило не превышают 25°. Лишь вблизи разломов наклон слоев становится более крутым.

Чигиртайская мульда находится в горах Чигиртай-Угуртай, севернее оз. Хара-Ус-Нур. Она несколько вытянута в субмеридиональном направлении и имеет длину около 50 *км* при ширине 15 *км*. Мульда разбита серией разнонаправленных разломов на ряд блоков и в значительной части (особенно на юге) перекрыта рыхлыми кайнозойскими отложениями. Эта мульда является полиформационной, так как в ее строении принимают участие пестроцветная морская моласса силура, наземные вулканиты нижнего — среднего девона и континентальная нижнекаменноугольная моласса. Каждая из этих формаций отвечает самостоятельным структурным ярусам, разделенным перерывами и несогласиями. Они образуют частные, вложенные друг в друга небольшие мульдообразные структуры. Наибольшее распространение имеет силурийский структурный ярус, резко несогласно залегающий на верхнерифейско-нижнекембрийском сложно дислоцированном геосинклинальном основании. Образования нижне-среднедевонского и нижнекаменноугольного ярусов пользуются значительно меньшим распространением. Они с размывом и несогласием перекрываются средне-верхнекаменноугольными отложениями. В пределах отдельных блоков, на которые разбита Чигиртайская мульда, вырисовываются широкие плоские синклинальные складки с резко вздернутыми слоями вблизи разломов. В более мелких блоках слои дислоцированы интенсивно. В них нередко наблюдаются очень крутые и даже опрокинутые складки.

Хантайширский прогиб, расположенный на северном склоне хр. Хан-Тайшири-Нуру, представляет собой узкий, ориентированный в северо-западном направлении грабен. Ширина его в юго-восточной части достигает 40 *км*, к западу он постепенно сужается до 15—20 *км*. В строении этого грабена участвуют красноцветная континентальная, фациально неустойчивая нижне-среднедевонская толща, состоящая из базальтовых, андезитовых, липаритовых и трахилипаритовых эффузивов и туфов, нередко ассоциирующих с конгломератами, песчаниками и алевролитами. Вулканогенные и терригенные породы более напряженно дислоцированы около разломов, ограничивающих рассматриваемую структуру, а в центральной ее части залегают очень полого.

В строении среднепалеозойских структур, находящихся в западной и северо-западной частях Хангайского нагорья (в Идэрской и Дзабханской зонах), участвуют только девонские образования, представленные орогенными вулканитами и молассами. Типичным представителем этих структур является Шухэрамская впадина, расположенная на левобережье р. Идэр и занимающая окрестности сомона Тэлмин и северное побережье оз. Тэлмин-Нур. Она по существу состоит из двух самостоятельных мульд, разделенных субширотной полосой сложнодислоцированных нижнекембрийских образований. Обе структуры выполнены эффузивами, туфами и игнимбритами преимущественно липаритового состава, местами чередующимися с андезитовыми и андезито-дацитовыми лавами и пирокластами.

Северная, Тэлминнурская мульда, находящаяся севернее оз. Тэлмин-Нур, несколько вытянута в субширотном направлении. Она характеризуется более пологим падением слоев (около 40°) на северном крыле, по отношению к южному, где углы достигают 55°. Тэлминнурская структура с севера и юга оборвана субширотными разломами. Ее восточное и западное крылья частично уничтожены Нумургинским и Болнайским массивами нижне-среднедевонских гранитов.

Южная, собственно Шухэрамская мульда, расположенная на левобережье р. Идэр у сомона Тэлмин, имеет поперечник около 30 *км*. Она отличается пологими бортами (25—30°) и плоским днищем. Около осложняющих ее разломов слои смяты в мелкие крутые складки.

Верхнехунгуйская мульда, охватывающая верховье р. Хунгуй-Гол, наложена на верхнерифейско-нижнекембрийское складчатое основание, которое в ряде блоков выступает из-под нижне-среднедевонских вулканогенных толщ, выполняющих эту структуру. Развитые в ней вулканические образования представлены андезитовыми, андезит-дацитовыми порфиритами, реже липаритовыми порфирами, их туфами, туфолавами, игнимбритами, туффитами. В строении восточной части мульды ограниченно участвуют средне-верхнедевонские континентальные молассы. Крылья Верхнехунгуйской мульды характеризуются наклоном слоев под углами 40—60°. В центральной ее части наблюдаются простые мелкие пологие брахискладки с углами падения, не превышающими 25°. Рассматриваемая структура сильно нарушена разломами, преимущественно субмеридионального и субширотного простираний.

Очень незначительные по площади фрагменты мульд, выполненных среднедевонской молассой, известны в Идэрской зоне на левобережье р. Идэр, ниже сомона Тосын-Цэнгэл. Они, согласно данным В. А. Благонравова (1970), образованы в значительной степени грубообломочным местным материалом и с четко выраженным размывом и несогласием располагаются на складчатых образованиях нижнего кембрия, а также на массивах нижнепалеозойских и нижне-, среднедевонских гранитоидов. В пределах этих структур слои наклонены от краев к центру под углами от 15 до 30°.

Структуры такого же типа, но несколько большего размера, развиты также в зоне Хангайского разлома, в междуречье Идэра и Мурэн, к югу от г. Мурэн. Они, по данным Я. Немчока и других чешских геологов, сложены преимущественно терригенными среднедевонскими отложениями, среди которых иногда появляются вулканиты среднего и кислого состава. Эти структуры оборваны, осложнены разломами и группируются в полосу, ориентированную в субширотном направлении.

* * *

Таким образом, в каледонидах Монгольского Алтая и Северной Монголии в среднем палеозое формировались разрозненные мульды и впадины, выполненные типичными орогенными формациями. Они локализовались преимущественно в зонах Цаганшибэтинского и Хангайского глубинных разломов и в субпараллельных им нарушениях второго порядка. С этими разломами была тесно связана девонская наземная вулканическая деятельность. Отличительная особенность моласс, выполняющих эти впадины и мульды,— исключительно местный состав обломочного материала. Большинство наложенных структур формировалось в девонском периоде. Однако несколько мульд (Цагангольская, Чигиртайская) выполнены силурийскими и даже верхнеордовикскими (Урэгнурская, Тувинский прогиб), а некоторые (например, Байримская) и каменноугольными отложениями.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОРОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ СЕВЕРНОГО ОБРАМЛЕНИЯ ХАНГАЙ-ХЭНТЭЙСКОЙ ЗОНЫ

Среднепалеозойские наложенные структуры в западной и северной частях каледонского складчатого обрамления Хангай-Хэнтэйской зоны располагаются с крупным перерывом и угловым несогласием на сложно дислоцированных зеленосланцевых толщах рифея — нижнего палеозоя, образуя верхний структурный этаж каледонских выступов.

Разрез среднепалеозойского структурного этажа представлен в нижней части девонскими субаэральными орогенными вулканитами кислого и среднего состава, прослоенными местами морскими теригенными толщами, а в верхней части — морскими песчано-алевролитовыми и моласовыми толщами нижнего карбона. Разрез изобилует перерывами и несогласиями. Этим он существенно отличается от разрезов одновозрастных геосинклинальных толщ смежных прогибов Хангай-Хэнтэйской зоны, где эти несогласия полностью исчезают.

Наблюдается большое морфологическое разнообразие среди среднепалеозойских структур. В составе их выделяются небольшие мульды, грабены, грабен-синклинали, а также простые синклинали, разделенные антиклинальными пережимами. Установлено, что по мере продвижения с запада на северо-восток вдоль каледонских выступов морфология наложенных структур усложняется, а в разрезе их усиливается роль морских геосинклинального типа толщ, свойственных регенерированным геосинклинальным прогибам.

Девонские формации смяты в серию крупных линейных синклиналей, разделенных пологими, иногда гребневидными антиклинальными пережимами. Крутизна падения слоев на крыльях колеблется от 20 до 40°, местами постепенно увеличиваясь к оси складки до 50—60°. Направление осей складок преимущественно широтное и в целом параллельно простиранию складок каледонского складчатого основания Ундуруланского горста.

Среднепалеозойские наложенные структуры каледонского обрамления Хангайского синклинория весьма различны между собой. В пределах западного Шараусгольского горста наблюдается несколько небольших безымянных плоских мульд и мелких грабенов, подчиненных разломам субмеридионального и субширотного простирания. Разрез их структур отличается прерывистостью и орогенным типом слагающих формаций. В составе его выделяются неземная андезит-липаритовая формация нижнего девона, на которой с несогласием залегает прибрежно-морская моласса нижнего карбона.

В северном Ундуруланском горсте известен наиболее полный формационный ряд среднего палеозоя. Он образован девонскими субаэральными вулканитами кислого и среднего состава, прослоенными морской черносланцевой толщей нижнего девона (тарятская свита), близкой по типу к геосинклинальным формациям.

Среднепалеозойские наложенные структуры каледонского обрамления Хэнтэйского синклинория известны только в Северо-Хэнтэйском горсте, причем преимущественно во внешней северо-западной его части в полосе между Баянгольским и Иурогольским разломами.

Разрез среднего палеозоя Северо-Хэнтэйского горста близок к последовательности одновозрастных формаций Ундуруланского горста. Низы его представлены девонскими орогенными осадочно-вулканогенными образованиями, сменяющимися выше резко несогласно залегающими терригенными толщами нижнего — среднего карбона. С девонскими вулканитами пространственно и генетически тесно связаны субщелочные граниты и гипабиссальные липаритовые порфиры, слагающие небольшие тела вблизи разломов.

Девонские структуры образуют систему узких грабенов в зоне Иурогольского разлома общего северо-восточного простирания, сменяющегося на субширотное у юго-западного окончания Иурогольского разлома на левобережье р. Хара-Гол. Внутри грабенов слои в большинстве случаев образуют разной крутизны моноклинали, обычно погружающиеся в северо-западном или северном направлениях. Вблизи ограничивающих разломов породы, как правило, сильно рассланцованы параллельно падению плоскости сместителя. Так, на севере Иурогольской зоны в грабене шириной 1,5—2 *км*, пересекаемом р. Бугунтай (правый приток р. Иуро-Гол), вскрывается карбонатно-песчано-сланцевая толща с горизонтами рассланцованных эффузивов, условно относимая к девону. Она слагает пологую моноклиналь, погружающуюся на запад-северо-запад под углом 20—30°. Породы рассланцованы, причем рассланцевание совпадает с полого погружающейся слоистостью, а интенсивность рассланцевания возрастает с приближением к ограничивающим грабен разломам. Судя по этим данным, зона Иурогольского разлома здесь представляет собой систему сближенных полого погружающихся на северо-запад надвигов, по которым верхнерифейско-нижнепалеозойские зеленосланцевые толщи надвинуты на «согласно подстилающую» их узкую тектоническую пластину девонских пород. В другом сечении Иурогольской зоны, на ее юго-западном окончании, на левобережье р. Хара-Гол прослеживается субширотно ориентированная грабен-синклиналь протяженностью до 30 *км* и шириной 4—5 *км*, которая ограничена с севера и юга разломами. Слои в ее пределах погружаются к северу под углом 55—60° у южного тектонического контакта и постепенно выполаживаются до 20—30° у северного.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОРОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ

В Центрально-Монгольской зоне очень выпукло отражаются два структурных направления, обнаруживающихся в сетке взаимоперпендикулярных северо-восточных и северо-западных разломов, контролировавших размещение наложенных орогенных структур среднего палеозоя. Наиболее важные среди среднепалеозойских орогенных структур Баильзитская грабен-синклиналь, Солхитская мульда, Хардзаныйские грабен-синклинали.

Баильзитская грабен-синклиналь (рис. 35) располагается в бассейне р. Шусыйн-Гол (район горы Баильзит). Длина ее составляет около 30 *км*, ширина — 3—5 *км*. Она выполнена силурийскими (преимущественно верхнесилурийскими) отложениями, залегающими несогласно на верхнерифейско-нижнекембрийских образованиях. Разрез силура образован двумя толщами — базальной, грубообломочной (200—600 *м*), состоящей из светлых аркозовых и кварцевых конгломератов, и верхней, существенно алевролитовой (1000—1200 *м*), образованной чередованием зеленых и серых слюдистых алевролитов и мелкозернистых песчаников, в связи с чем вся эта толща имеет тонкослоистый облик.

Баильзитская грабен-синклиналь имеет в поперечном сечении асимметричное строение. Северное крыло почти не нарушено и залегает резко несогласно на раннекаледонском основании; южное обрезано разломами. Слои падают повсеместно моноклинально в сторону этих разломов, причем большей частью под крутыми углами от 40 до 80°, местами даже устанавливаются опрокинутые залегания. Однако ни интенсивного кливажа, ни сланцеватости не отмечается. Самое интересное то, что Баильзитская грабен-синклиналь имеет резко угловатую коленообразную конфигурацию, меняя простирание по мере движения с запада на восток с северо-восточного на северо-западное. Смена простираний наблюдается не только в разломах, ограничивающих грабен-синклиналь, но

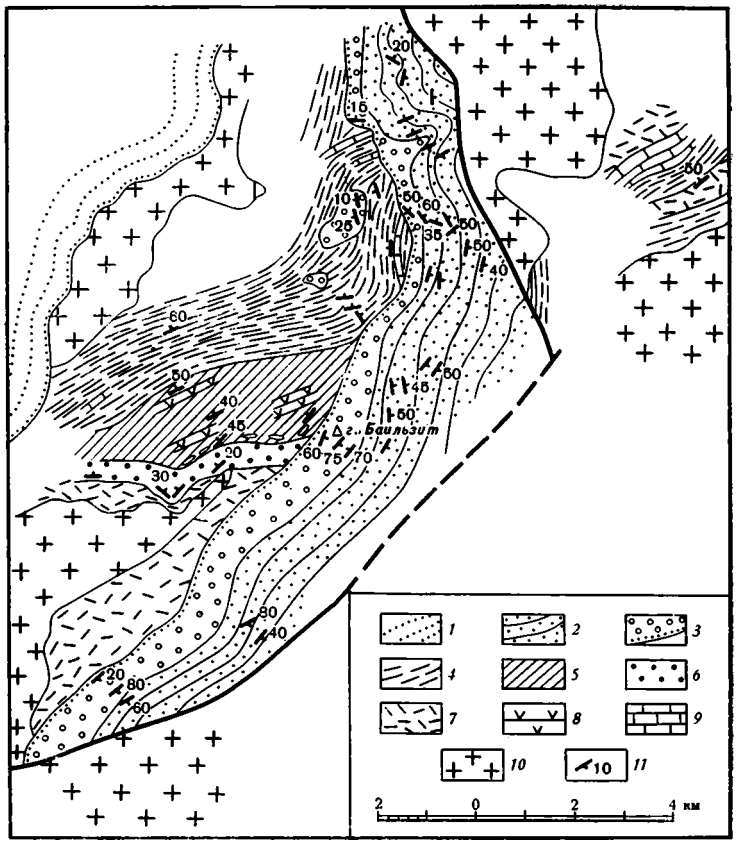


Рис. 35. Геологическая схема Баильзитской грабен-синклинали

1 — нижний мел, цаганцабские базальты; *2—3* — силур: *2* — песчано-алевролитовая толща, *3* — базальная конгломератовая толща; *4—9* — нижний рифей: *4* — флишевидная толща зеленых песчаников и глинистых сланцев, *5* — рассланцованные конгломераты, песчаники, *6* — зеленые известковые песчаники, *7* — порфироиды, *8* — зеленокаменные основные эффузивы, *9* — известняки; *10* — нижнепалеозойские гранитоиды; *11* — элементы залегания

и во внутренней структуре силурийской толщи, т. е. и сами слои силурийских пород, следуя строго разломам, испытывают резкий коленообразный изгиб под прямым углом. Подобная структурная картина лучше всего может быть объяснена лишь взаимодействием одновременных движений по двум структурным направлениям.

Солхитская мульда находится в междуречье Ульдзы и Керулена, в бассейне речки Ха-Мар-Ус-Гол (район горы Солхит). В современном эрозионном срезе наблюдается лишь северный борт этой впадины, погружающийся на юг и скрывающийся под мезозойско-кайнозойским чехлом западного ответвления Чойбалсанской впадины.

Средний палеозой Солхитской мульды представлен (по данным В. И. Гольденберга, Л. П. Зоненшайна и И. П. Пугачевой) только континентальными отложениями девона. Среди них четко различаются две толщи — нижняя, вулканогенная, и верхняя — кремнисто-терригенная. Вулканогенная толща (1500—2000 *м*) представлена существенно кислыми, иногда с отклонениями к субщелочным, субаэральными красноцветными эффузивами, среди которых преобладают образования эксплозивной фации. Верхняя толща (хардзаныйская серия) общей мощностью до 2500 *м* сложена в низах темно-серыми кремнистыми алевролитами и песчаниками, в средней части — грубозернистыми песчаниками и гравелитами с

отдельными пачками кремнистых алевролитов и туффитов и в верхах — существенно грубообломочными породами. В нижней и средней частях серии содержатся растительные остатки живетского яруса среднего девона. Выше девона структурно согласно залегает континентальная моласса среднего верхнего карбона.

В обнаженной части Солхитской мульды слои девонских пород в целом простираются в северо-восточном направлении и прослеживаются на расстоянии около 60 *км*. Структура в общем моноклинальна с весьма изменчивым наклоном слоев от пологого, близкого к горизонтальному, до почти вертикального к юго-востоку. Эта моноклиналь разбита многочисленными, сильно сближенными разломами поперечного северо-западного простирания, вдоль которых отдельные части моноклинали смещены относительно друг друга часто на многие километры и часто дислоцированы в смежных блоках автономно. Следовательно, обнаруживается большая сложность структурного рисунка, связанного с существованием двух структурных направлений. Кливаж в Солхитской мульде или не проявлен совсем, или крайне слабый.

Хардзаныйские грабен-синклинали занимают водораздельное пространство между реками Онон, Ульдза и Керулен, в районе пос. Хардзаный. К ним относятся две самостоятельные, несколько смещенные относительно друг друга грабен-синклинали, имеющие однотипное строение. Обе они ориентированы в восток-северо-восточном направлении, каждая из них с севера ограничена разломами того же простирания. Протяженность их равна 30—40 *км*, ширина 5—15 *км*.

В сложении обеих Хардзаныйских грабен-синклиналей участвуют только живетские континентальные кремнисто-терригенные отложения хардзаныйской серии. Они, минуя вулканогенную толщу условного нижнего — среднего девона, залегают непосредственно на раннепалеозойских гранитах и более древних образованиях. Напомним, что в непосредственной близости от южной грабен-синклинали (не более чем в 20 *км*) располагается северный край морского нижнедевонского Керуленского прогиба, осадочное выполнение которого полностью исчезает в районе Хардзаныйских грабен-синклиналей. Таким образом, есть все основания считать данный район областью конседиментационного поднятия девонского времени.

Обе грабен-синклинали имеют похожее одностороннее строение. Их южные крылья моноклинально наклонены на север и северо-запад. Кливаж развит слабо и поражает лишь прослои слабо компетентных пород: алевролитов и аргиллитов. В отличие от Баильзитской грабен-синклинали, залегание слоев относительно пологое — 20—40° и постепенно выполаживающееся до горизонтального у краевых разломов. Но именно в этих мульдовых частях грабен-синклиналей появляются мелкие дополнительные дисгармоничные складки с размахом крыльев в несколько сотен метров. Появление таких складок связано с так называемым блокированным характером складчатости, т. е. с такими условиями, когда не было возможности спокойного скольжения верхних слоев относительно нижних. Такого рода складки предполагают, во-первых, продольный изгиб, т. е. горизонтальное сжатие, а во-вторых, какие-то жесткие упоры по бортам складок, препятствующих свободному скольжению слоев. Исходя из сказанного наиболее вероятным механизмом образования Хардзаныйской грабен-синклинали было смятие слоев между выступами древнего основания.

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ — НИЖНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ОРОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ И ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Со второй половины среднего карбона на герцинских складчатых комплексах в эвгеосинклинальной зоне Южной Монголии, в моногеосинклиналях и регенерированных геосинклинальных прогибах Центральной и Западной Монголии и на разделяющих их складчатых сооружениях ранних каледонид практически повсеместно начинают формироваться верхнепалеозойские орогенные структуры и тесно связанные с ними синхронные наземные вулканические серии и комагматические интрузии. Они представлены многочисленными разновеликими впадинами и прогибами, а также грабенами и грабен-синклиналями, за редким исключением резко наложенными на подстилающие складчатые образования. Крупнейшие среди них — Ноянсомонская, Северо-Гобийская, Ульдзинская впадины и Орхон-Селенгинский прогиб.

В строении верхнепалеозойских орогенных структур участвуют два формационных комплекса: нижний наземно-вулканогенный, местами вулканогенно-молассовый, возраст которого изменяется в широких пределах от второй половины среднего карбона до ранней перми включительно, и верхний, залегающий на нижнем с размывом и несогласием, существенно молассовый и имеющий позднепермско-триасовый возраст.

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ — НИЖНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ОРОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ

В Южно-Монгольской герцинской эвгеосинклинальной складчатой зоне верхнепалеозойские орогенные структуры очень многочисленны. Обычно они представлены узкими протяженными грабенами и грабен-синклиналями или чаще обрывками таких структур, сохранившимися в сложной и сжатой линейной складчатой структуре этой зоны.

Общей особенностью верхнепалеозойских орогенных структур Южной Монголии является то, что все они вытянуты в субширотном направлении, согласном с простиранием всей зоны. Эти структуры представляют собой сложно построенные складки или системы складок. Некоторые из них достигают в длину 200—250 *км* при ширине, не превышающей 30—40 *км*. Большинство структур имеет меньшие размеры при том же отношении длины и ширины. Главную роль в строении орогенных структур Южно-Монгольской зоны играет вулканогенный комплекс среднего карбона — низов перми. Верхний молассовый комплекс занимает подчиненное положение и развит только в наиболее крупных впадинах — Ноянсомонской, Боянобинской и в Джинсэтских грабенах.

Ноянсомонская впадина

Эта крупная межгорная впадина расположена примерно в 200 *км* к юго-западу от г. Далан-Дзадагад. Она вытянута в широтном направлении более чем на 200 *км*, при ширине около 50—60 *км*. Узким продольным центральным поднятием впадина разделена на два синклинальных прогиба: северный и южный. Прогибы сложены песчанико-конгломератовой ноянсомонской серией поздней перми — триаса. В центральном поднятии вскрыта вулканогенная серия среднего — верхнего карбона, а в его ядре на поверхность выступает даже герцинский складчатый эвгеосинклинальный комплекс (Суетенко, 1971), представленный здесь нижнекаменноугольной андезитовой формацией, которая выполняет роль фундамента Ноянсомонской впадины.

Вулканогенная серия среднего — верхнего карбона имеет в Ноянсомонской впадине сложное строение и по составу пород может быть расчленена на четыре согласно пластующиеся толщи.

1. Нижняя толща кислых эффузивов состоит главным образом из лав, вулканических брекчий и игнимбритов плагиолипаритового состава, отличающихся зелено-серой, реже лиловой окраской. Подчиненное место занимают андезитовые порфириты, их туфы и туфоконгломераты, а также зеленые туфоалевролиты, туфопесчаники, туфогравелиты и конгломераты, группирующиеся в основном в базальных слоях и в кровле толщи. Мощность толщи достигает 1000 *м*.

2. Осадочно-вулканогенная толща имеет отчетливое слоистое строение благодаря частому чередованию пачек и горизонтов вулканогенных и терригенных пород. Вулканогенные породы представлены лавами, вулканическими брекчиями и туфами базальтового, андезито-базальтового и андезитового состава, терригенные породы — гравийными, грубозернистыми и разнозернистыми вулканомиктовыми и полимиктовыми песчаниками и кремнистыми туфоалевролитами, содержащими иногда растительные остатки. Мощность толщи достигает 400 *м*.

3. Толща основных эффузивов представлена лавами, вулканическими брекчиями и туфами базальтового, андезито-базальтового и андезитового состава, перемежающимися с редкими маломощными пластами и пачками туфопесчаников и кремнистых туфоалевролитов. Мощность — 540 *м*.

4. Верхняя толща кислых эффузивов состоит из липаритовых лав, фельзитов, игнимбритов липаритового состава и грубых кислых литокристаллокластических туфов, а также тонких пачек и слоев туфогравелитов, грубых полосчатых туфопесчаников и туфоалевролитов. Для пород толщи характерны красные, розовые, пятнистые зелено-желто-красные цвета, что отличает их от пород нижней толщи кислых эффузивов. Мощность — 300—310 *м*.

На вулканогенной серии с размывом и базальными конгломератами в основании, но без сколько-нибудь четкого углового несогласия залегает мощная серия терригенных пород позднепермского и триасового возраста. Эта серия выполняет северный и южный синклинальный прогибы Ноянсомонской впадины. Она распадается на две свиты: нижнюю алевролито-песчаниковую позднепермского возраста и верхнюю ритмично построенную конгломерато-песчанико-алевролитовую триасового возраста. Суммарная мощность терригенной серии достигает 3550 *м*.

Северный прогиб представляет собой вытянутую почти на 45 *км* асимметрично построенную синклиналь с крутыми крыльями и килевидным ядром (рис. 36). Его ширина не превышает 10—15 *км*. Южное крыло крутое с наклоном слоев на север под углом 75—90°. Северное крыло положе; углы наклона слоев здесь изменяются от 30 до 40° на юг (рис. 37). Западное и восточное замыкания характеризуются пологим залеганием слоев, падающих соответственно на восток и запад под углом 10—20°. Обе центриклинали осложнены параллельными взбросами — северо-западными на западной центриклинали и северо-восточными на восточной,— образующими систему односторонних горстов, которые ступенчато погружаются к центральной части прогиба. В результате ундуляции шарнира северный прогиб распадается на две узкие синклинальные складки (ячеи) второго порядка — западную и восточную,— разделенные пологой антиклинальной перемычкой.

Южный прогиб в большей своей части перекрыт современными отложениями, из-под которых в виде останцов в изолированных эрозионных окнах обнажаются отдельные элементы его ядра и северного крыла, позволяющие думать, что морфология южного прогиба мало отличается от таковой северного.

Центральное поднятие Ноянсомонской впадины характеризуется отчетливой антиклинальной структурой. В его ядре вскрыты складчатые

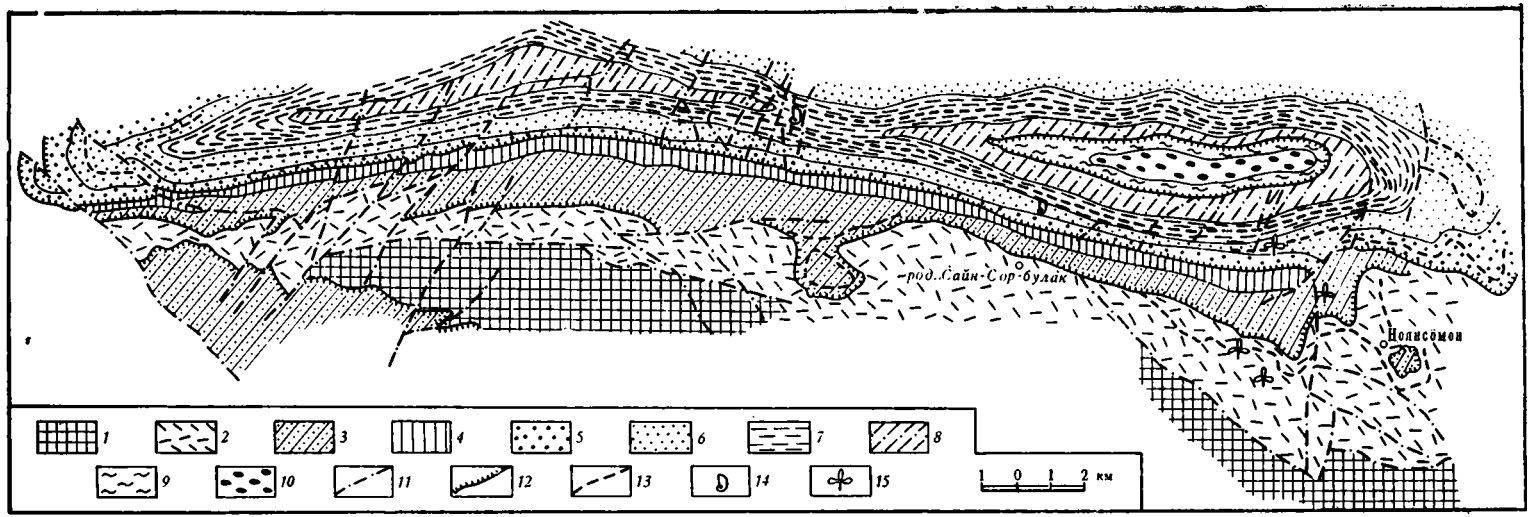


Рис. 36. Схематическая геологическая карта Ноянсомонской впадины. Составил А. А. Моссаковский

1 — нижний карбон: андезитовые порфириты, туфы, песчаники и алевролиты; *2* — средний-верхний карбон, липаритовые порфиры, фельзиты, игнимбриты, андезитовые порфириты, песчаники, туфоалевролиты; *3—4*—верхняя пермь: *3* — песчанико-алевролитовая толща (пестроцветные алевролиты, бурые песчаники, конгломераты), *4* — песчанико-конгломератовая толща (бурые и серые песчаники, гравелиты, конгломераты); *5—10* — триас: конгломерато-песчанико-алевролитовая ритмично построенная серия: *5* — первый седиментационный ритм, *6* — второй седиментационный ритм, *7* — третий седиментационный ритм, *8* — четвертый седиментационный ритм, *9* — пятый седиментационный ритм, *10* — пестроцветная алевролито-песчаниковая толща (возможно, раннеюрского возраста): рыжие, светло-серые и лиловые песчаники, зеленые и лиловые алевролиты; *11* — разломы; *12* — поверхности стратиграфических перерывов; *13* — маркирующие горизонты; *14* — фауна позвоночных; *15* — флора

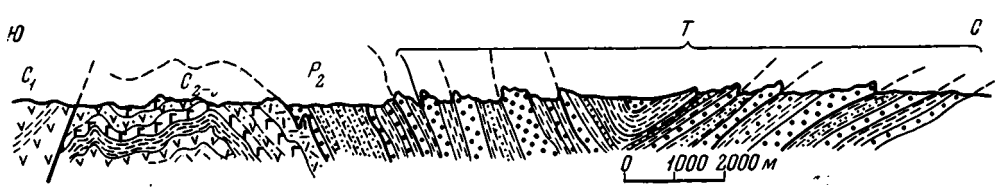


Рис. 37. Структурно-геологический разрез через Ноянсомонскую впадину

вулканогенно-осадочные образования нижнего карбона, которые облекаются несогласно залегающими на них вулканогенной серией среднего — верхнего карбона и верхнепермской молассой. Границы поднятия с сопряженными синклинальными прогибами выражены в виде флексурообразного перегиба слоев, вдоль которого происходит переход от крутых крыльев прогибов к пологому своду поднятия. Такие взаимоотношения особенно четко выражены в верхнепермских отложениях, отдельные мульдообразные нашлепки которых сохранились в ряде мест центрального поднятия. Вулканогенно-осадочный комплекс среднего — верхнего карбона, участвующий в строении центрального поднятия, дислоцирован довольно интенсивно и образует многочисленные мелкие сопряженные брахиформные антиклинальные и синклинальные складки с размахом крыльев от 200 до 500 *м* и углами наклона слоев от 40 до 60°. Однако их зеркало складчатости характеризуется относительно слабым наклоном (15—30°) к югу или северу и как бы повторяет общую пологую форму свода центрального поднятия. Структура поднятия осложнена многочисленными вулкано-тектоническими структурами и разрывами, группирующимися в две системы: 1) широтную и субширотную запад-северо-западную и 2) субмеридиональную. Первая система представлена в основном взбросами и надвигами, вторая — взбросами и взбросо-сдвигами со вздернутыми западными крыльями и опущенными восточными. Как и в северном прогибе, шарнир центрального поднятия испытывает ундуляцию. Он воздымается в его западной части и погружается в восточной.

Заложение Ноянсомонской впадины произошло в середине среднего карбона, так как возраст вулканической серии в низах разреза выполняющих ее отложений определяется как вторая половина среднего — поздний карбон. На протяжении второй половины среднего карбона, в позднем карбоне и, вероятно, в ранней перми в результате активного наземного вулканизма сформировался мощный комплекс вулканических пород впадины, перемежающихся с терригенными вулканомиктовыми отложениями. В этом комплексе выделены три конкретные геологические формации. Нижняя дацито-липаритовая, образованная в основном лавами, игнимбритами, туфами и вулканическими брекчиями дацитового и липаритового состава (около 1000 *м*). Средняя андезито-базальтовая, главными членами которой являются лавы миндалекаменных базальтов, туфы и туфоконгломераты базальтового и андезитового состава, а второстепенными — лавы андезитов и трахиандезитов; характерным членом этого парагенеза служат также темноокрашенные полосчатые кремнистые алевролиты, туфоалевролиты, туфопесчаники и туфогравелиты, образующие слоистые пачки от 50 до 150 *м* мощности (около 900 *м*). Верхняя липаритовая игнимбритовая, представленная в основном красными и розовыми игнимбритами липаритового состава, спекшимися туфами того же состава, а также переотложенными кислыми пепловыми туфами, среди которых развиты субвулканические тела фельзитов и фельзит-порфиров; второстепенные компоненты — маломощные горизонты грубых литокластических туфов среднего состава (300—350 *м*). Перечисленные формации, как показывают их петрохимические особенности, принадлежат щелочно-земельной серии.

Присутствие среди вулканических образований мощных пачек терригенных отложений (особенно в андезито-базальтовой формации), суммарная мощность которых составляет около 350 *м*, т. е. почти 25% от общей мощности разреза, указывает на то, что Ноянсомонская впадина в период их формирования уже представляла собой орографически выраженную депрессию, хотя и не очень глубокую, в которую сносился обломочный материал с окружающих поднятий.

Новый этап в развитии впадины начался в поздней перми. К этому времени область аккумуляции терригенных отложений и нагромождения

вулканических продуктов, приуроченная к центральной части впадины, испытала некоторое воздымание, которое, видимо, сопровождалось глыбовыми подвижками и приразломными складчатыми дислокациями. Последующий интенсивный процесс разрушения и денудации возникшего вулканического поднятия обусловил формирование у его подножия (к северу и югу) двух компенсационных прогибов, на протяжении поздней перми и триаса заполнявшихся обломочным материалом, который сносился с этого поднятия. В этих конседиментационных прогибах накопились терригенные, в значительной части грубообломочные отложения молассового типа огромной мощности, превышающей 5000 *м*.

Это комплекс терригенных отложений распадается на две части, которые могут рассматриваться в качестве самостоятельных формаций, обладающих сходным парагенезом пород, но отличающихся по строению. Нижняя из них — верхнепермская,— возможно включающая и нижнетриасовые отложения, представлена пестроцветной молассой, главными членами которой являются средне- и мелкогалечные конгломераты и гравелиты (13—20%), грубо- и среднезернистые полимиктовые песчаники (30%) и пестроцветные алевролиты (50%). В составе обломочного материала, особенно в конгломератах и гравелитах, преобладают средние и кислые эффузивы и кремнистые породы. Песчаники содержат редкую «плавающую» гальку тех же пород, а пестроцветные алевролиты — тонкие горизонты глинистых известняков и желвакообразные конкреции сидеритов. Мощность пестроцветной молассы составляет около 2000 *м*.

Верхняя, верхнетриасовая, а в верхах, возможно, нижнеюрская формация, которую, в отличие от нижней, можно назвать сероцветной молассой, обладает аналогичным парагенезом пород, представленных примерно в тех же количествах. Главная особенность строения этой формации — ее отчетливое груборитмичное строение, выраженное в чередовании мощных толщ грубообломочного (конгломерато-песчаникового) и тонкообломочного (песчаниково-алевролитового) состава. Намечено четыре таких грубых ритма, каждый из которых начинается грубообломочными и заканчивается тонкообломочными отложениями. Мощность таких грубых ритмов первого порядка возрастает снизу вверх следующим образом: 360 *м*, 480 *м*, 850 *м* и 1600 *м* при одновременном увеличении мощности тонкообломочных песчано-алевролитовых толщ, которые, в свою очередь, осложнены более мелкими двучленными (песчаники — алевролиты) ритмами второго порядка с мощностью отдельных ритмов 50—100 *м*. Параллельно с этим в алевролитах появляются отсутствовавшие ранее признаки угленосности (углистые сланцы, тонкие примазки углистого материала в песчаниках и т. д.). Таким образом, для сероцветной молассы верхнего триаса — юры, помимо отчетливого ритмичного строения, очень характерно постепенное уменьшение грубости обломочного материала вверх по разрезу. Мощность сероцветной молассы в северном синклинальном прогибе достигает 3500 *м*.

Обе рассмотренные формации по составу, особенностям строения и месту в истории развития герцинид Южной Монголии могут быть отнесены к категории верхних моласс, формирование которых происходит в процессе нивелировки рельефа, возникшего в ходе стадии горообразования, после прекращения наземного орогенного вулканизма, т. е. именно в той обстановке, которая существовала в Южной Монголии в поздней перми.

Конседиментационное развитие Ноянсомонской впадины закончилось в середине мезозоя в связи с эпохой мощных тектонических дислокаций, охвативших не только Южную, но и Центральную и Северную Монголию. В результате этих движений возникла структура Ноянсомонской впадины, охарактеризованная выше. Подчеркнем еще раз необычную для орогенных структур линейную сжатую форму этой впадины, расчлененной системой субмеридиональных взбросов и взбросо-сдвигов на отдельные блоки, и ее поперечную асимметрию. Южные крылья прогибов очень

крутые, местами запрокинутые на север, северные — относительно пологие. Все эти особенности свидетельствуют о том, что деформации, обусловившие современную структуру Ноянсомонской впадины, происходили в условиях субмеридионального стресса, направленного с юга на север.

Джинсэтские грабены, Дусинообинская и Ноенхудукская грабен-синклинали

К северо-западу от сомона Ноян, в предгорьях Гобийского Алтая, верхнепалеозойский орогенный комплекс сохранился в нескольких узких широтно ориентированных так называемых Джинсэтских грабенах. Этот район интересен тем, что здесь представлены части разреза верхнепалеозойского орогенного комплекса — нижнепермские и низы верхнепермских образований, которые отсутствуют в пределах Ноянсомонской впадины. В этом районе, в окрестностях сомона Джинсэт, по данным Л. П. Зоненшайна (Зоненшайн и др., 1970), И. Б. Филипповой (1970) и М. В. Дуранте (1971), верхнепалеозойский комплекс имеет следующее строение.

На разных горизонтах девонских и силурийских отложений резко несогласно залегает свита вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований нижней перми. В составе свиты наиболее широко развиты лавы, туфы и туфобрекчии андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов. Кислые вулканические породы (липаритовые, реже трахилипаритовые порфиры) распространены меньше и приурочены к нижней части свиты, где образуют мощные (до 800 *м*) пачки и толщи. Среди вулканических пород содержатся отдельные пласты и пачки (иногда достигающие мощности 200—250 *м*) кремнистых туфоалевролитов, туфопесчаников, песчаников, гравелитов и конгломератов. Пачки осадочных пород незакономерно распределены по разрезу и площади и по латерали часто замещают вулканические породы.

На вулканогенно-осадочной свите с размывом, но структурно согласно, а на силурийских и девонских отложениях с резким несогласием залегает терригенная свита верхней перми, в строении которой главную роль играют темно-серые и зелено-серые алевролиты, аргиллиты и песчаники, содержащие линзовидные прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Пачки аргиллито-алевролито-песчаникового состава чередуются с довольно мощными аргиллито-алевролитовыми пачками. Изредка встречаются выклинивающиеся тонкие горизонты известняков.

Л. П. Зоненшайн, М. В. Дуранте, Н. Г. Маркова, М. В. Чехович, А. К. Уфлянд (1970) относят вулканические образования нижней свиты к липаритовой и андезитовой орогенным формациям и подчеркивают пространственную и генетическую связь с ними субвулканических интрузий гранит-граносиенитового состава.

Отложения верхней свиты в формационном отношении представляют полный, хотя и несколько более древний, аналог пермской верхней молассы Ноянсомонской впадины.

В эвгеосинклинальной складчатой зоне Южной Монголии, в районах, расположенных восточнее и северо-восточнее Ноянсомонской впадины, верхнепалеозойский орогенный комплекс, особенно его нижняя вулканогенно-осадочная часть, наиболее полно представлен в окрестностях сомона Манлай и к северо-востоку от него в горах Аргаллинту. В районе этого сомона, по данным О. Д. Суетенко (1971) и А. А. Храпова, орогенный комплекс выполняет несколько узких субширотных грабен-синклиналей — Дусинообинскую, Ноенхудукскую и некоторые другие, длина которых превышает 25—30 *км*, а ширина ограничивается 5—6 *км*. Слои в пределах этих грабен-синклиналей интенсивно дислоцированы и образуют, как отмечает О. Д. Суетенко, дополнительные брахиформные, коробчатые и даже линейные приразломные складки с углами падения на крыльях до 50— 60° (рис. 38). Верхнепалеозойские об-

разования здесь представлены 1,5-километровой вулканогенно-осадочной свитой, которая с резким угловым несогласием (по данным А. С. Перфильева) налегает на нижнекаменноугольные складчатые образования.

По возрасту и особенностям состава пород, представленных липаритовыми и дацитовыми порфирами, андезитовыми и трахиандезитовыми порфиритами, эта свита является аналогом нижней части средне- верхнекаменноугольной вулканогенно-осадочной свиты Ноянсомонской впадины и может рассматриваться в качестве орогенной дацито-липаритовой формации щелочно-земельного типа. Она с размывом перекрыта молассовыми образованиями перми.

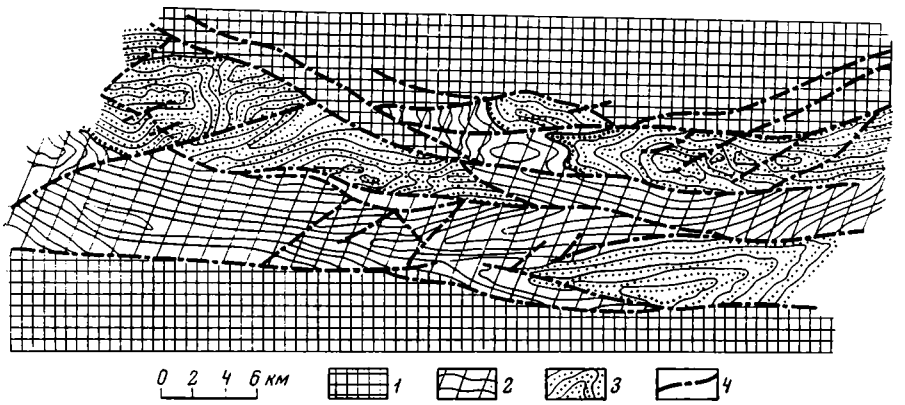


Рис. 38. Схематическая структурно-геологическая карта Ноенхудукской грабен-синклинали (по О. Д. Суетенко)

1 — герцинский геосинклинальный складчатый фундамент; *2*, *3* — верхнепалеозойские орогенные образования: *2* — вулканогенно-осадочная дусинообинская свита (средний — верхний карбон), *3* — терригенная свита верхней перми; *4* — разломы

Северо-восточнее, в горах Аргаллинту развиты более верхние, нижнепермские, горизонты вулканогенно-осадочного комплекса, которые выполняют узкие грабены и грабен-синклинали и не имеют нормальных стратиграфических контактов с подстилающими образованиями. Исходя из анализа общей структуры можно, однако, вслед за О. Д. Суетенко, предполагать, что эти образования залегают с несогласием прямо на герцинском складчатом фундаменте, минуя отсутствующие здесь средне-верхнекаменноугольные горизонты того же комплекса. В нижней части нижнепермских образований преобладают лавы и туфы липаритовых порфиров; верхняя большая часть образована андезитовыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями, переслаивающимися с многочисленными горизонтами туфоалевролитов и туфопесчаников и содержащими единичные маломощные пласты известняков. Их мощность достигает 1200 *м*.

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ — НИЖНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ОРОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ

Верхнепалеозойские — нижнемезозойские орогенные образования в Центральной Монголии развиты очень широко. Они выполняют здесь ряд разновеликих межгорных впадин и грабен-синклиналей, большинство из которых приурочено к Центрально-Монгольскому поднятию раннекаледонского складчатого фундамента. Все эти структуры часто объединяются под названием Предхэнтэйского (Южно-Хэнтэйского) прогиба. Наиболее крупными являются Северо-Гобийская (на юго-западе) и Ульдзин-

ская (на северо-востоке) впадины. Севернее и северо-западнее Центрально-Монгольского поднятия — в пределах складчатого сооружения Хангай-Хэнтэйской моногеосинклинали — верхнепалеозойские орогенные образования распространены значительно меньше, выполняя лишь редкие небольшие внутригорные впадины и мульды.

Северо-Гобийская впадина

Под названием Северо-Гобийской впадины выделяется крупная позднепалеозойская депрессия, известная в литературе как «Центрально-Монгольское пермское поле» (Бобров, Логинов, 1966). Впадина занимает почти весь север Средней Гоби, простираясь на 130—150 *км* с запада на восток и на 60—70 *км* с севера на юг (рис. 39). В строении Северо-Гобийской впадины участвуют каменноугольные, пермские и триасовые вулканогенные и терригенные отложения, резко несогласно залегающие на раннекаледонском фундаменте, а также на перекрывающих его кое-где нижне-среднепалеозойских геоантиклинальных образованиях.

Верхнепалеозойские и нижнемезозойские отложения Северо-Гобийской впадины распадаются на три согласно пластующихся комплекса: 1) нижний — средне-верхнекаменноугольный, терригенный, который развит только на северо-востоке впадины; 2) средний — нижнепермский, в основном вулканогенный, наиболее широко распространенный; 3) верхний — верхнепермско-нижнетриасовый терригенный, локализующийся в узких зонах в центре и на юге впадины.

Нижний комплекс имеет в основном песчанико-алевролитовый состав и образован кремнистыми алевролитами, полимиктовыми разнозер-

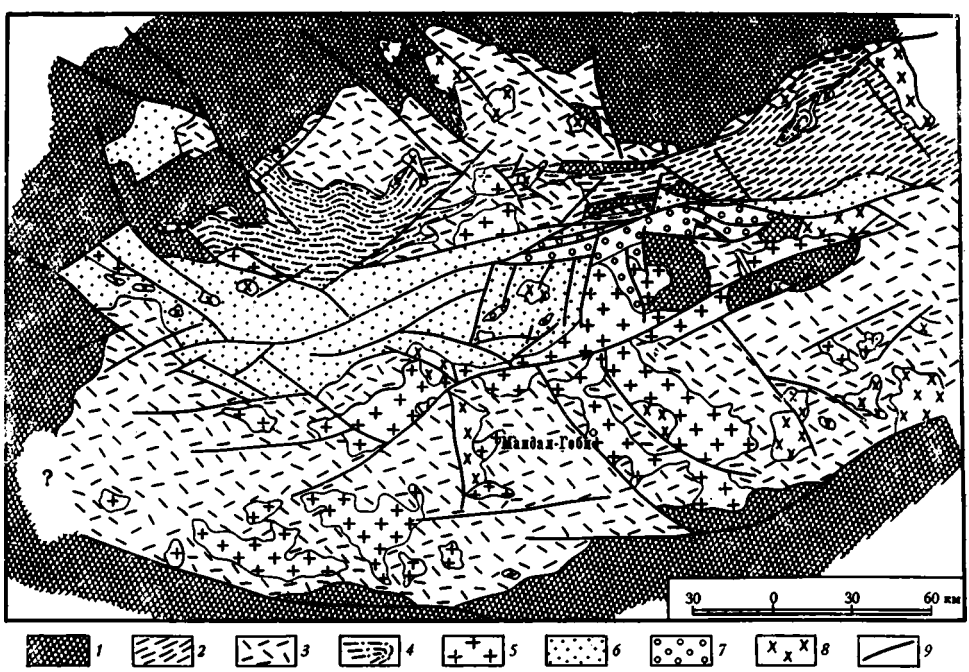


Рис. 39. Схематическая геологическая карта Северо-Гобийской впадины (со снятым мезозойско-кайнозойским чехлом). Составил А. А. Моссаковский

1 — раннекаледонский складчатый фундамент; *2* — средне-верхнекаменноугольные терригенные отложения; *3* — нижнепермские вулканогенные образования; *4* — нижнепермские терригенные отложения; *5* — верхнепермские гранитоиды; *6* — верхнепермские — нижнетриасовые терригенные отложения; *7* — верхнетриасовые терригенные отложения; *8* — мезозойские гранитоиды; *9* — разломы

нистыми, иногда пуддинговыми песчаниками, гравелитами и мелкогалечными конгломератами, с крупными телами рифовых известняков и тонкими пластами органогенно-обломочных известняков и пепловых туфов. Все эти породы находятся в частом незакономерном чередовании и образуют пласты и пачки невыдержанной мощности. Строение и состав комплекса, представляющего собой типичную сероцветную морскую моласcу, изменяется от места к месту в зависимости от преобладания алевролитовых или песчанико-конгломератовых пород. На севере впадины рассматриваемые отложения имеют монотонный песчаниковый состав при подчиненной роли алевролитов. Южнее их состав становится более разнообразным из-за появления, наряду с песчаниками и алевролитами, многочисленных, хотя и маломощных, горизонтов рифовых и органогенно-обломочных известняков, пепловых туфов, конгломератов и гравелитов. Мощность комплекса — около 2500 *м*.

Породы нижней перми представлены мощным комплексом вулканогенных и терригенных пород, находящихся в сложных фациальных взаимоотношениях. Главное место в их составе занимают средние и кислые вулканогенные породы, тогда как терригенные, в основном песчаниково-конгломератовые молассовые образования, более или менее широко развиты на северо-западе и северо-востоке Северо-Гобийской впадины. В центральной и северо-восточной частях впадины нижнепермские отложения связаны постепенными переходами со средне-верхнекаменноугольными, тогда как на ее бортах они залегают с угловым несогласием непосредственно на породах раннекаледонского фундамента.

На северо-западе Северо-Гобийской впадины комплекс нижнепермских отложений состоит из двух согласно пластующихся и, видимо, частично замещающих одна другую по латерали толщ: нижней вулканогенной и верхней терригенной.

Вулканогенная толща образована в основном лавами, вулканическими брекчиями и туфами андезитовых порфиритов при резко подчиненном значении пород базальтового, дацитового и липаритового состава.

Терригенная толща, строение которой изучено В. А. Бобровым, В. А. Макаровым и М. В. Дуранте в районе колодца Думда-Улу-Худук, а А. А. Моссаковским к югу от горы Баясхуланг, состоит главным образом из зелено-серых полимиктовых разнозернистых песчаников и мелкогалечных конгломератов. В ее нижней части преобладают мелко- и среднезернистые песчаники, переслаивающиеся с массивными и кремнистыми полосчатыми алевролитами и содержащие тонкие пласты мелкозернистых окремнелых аркозовых песчаников и 5—10-метровые горизонты черных аргиллитов с мелкими линзами органогенных известняков. Верхняя часть сложена светло-серыми и зелено-серыми косослоистыми разнозернистыми, часто пуддинговыми полимиктовыми и аркозовыми песчаниками, гравелитами и мелкогалечными плохо сортированными конгломератами, галька которых состоит из гранито-гнейсов, гранитов, кварцитов, кремнистых пород, кислых эффузивов. Суммарная мощность нижнепермских отложений в северо-западной части Северо-Гобийской впадины достигает 3700—4000 *м*, из которых половина приходится на вулканогенные породы.

К югу состав комплекса нижнепермских отложений сильно изменяется из-за постепенного возрастания роли вулканических пород кислого состава. Например, южнее гряды Цахир-Ула практически весь разрез нижнепермских отложений сложен вулканогенными породами, причем не только андезитового, но и дацитового и липаритового состава. Мощность нижнепермских вулканогенных образований превышает здесь 3000 *м*. Еще более кислый состав отличает нижнепермские вулканогенные образования в более юго-западных и юго-восточных районах Северо-Гобийской впадины. Так, в окрестностях сомона Адациг андезитовые порфириты с невыдержанными горизонтами лавобрекчий и туфов того же состава раз-

виты только в нижней части нижнепермской вулканогенной толщи, где их мощность не превышает 1400 *м*. Весь же остальной разрез (свыше 1700 *м*) представлен дацитовыми порфиритами и липаритовыми порфирами, причем в верхней трети разреза доминируют липаритовые порфиры.

Еще южнее, в юго-западных отрогах хр. Мандалыйн-Хэцэ-Нуру В. В. Кепежинскас и А. Я. Салтыковский проследили, как с запада на восток внутри вулканогенного комплекса на расстоянии нескольких километров происходит полное фациальное замещение мощной (свыше 400 *м*) пачки андезитовых порфиритов липаритовыми туфами и флюидальными туфолавами, которые, видимо, представляют собой перекристаллизованные игнимбриты. Еще восточнее по простиранию той же зоны, в районе горы Дашибалбо, по данным А. Ф. Степаненко, уже весь разрез нижнепермских вулканогенных образований сложен агломератовыми игнимбритоподобными туфами липаритового и дацитового состава (1500—1700 *м*) в нижней части и флюидальными лавами и лавовыми брекчиями липаритовых и фельзитовых порфиров (550 *м*) в верхней части. Наконец, на самом юге Северо-Гобийской впадины, в районе сомонов Цаган-Дэлгэр и Ухтал, кислые вулканогенные породы развиты особенно широко; одни достигают максимальной мощности 4500 *м*.

Мы видим, что в северной части Северо-Гобийской впадины в составе нижнепермских образований, наряду с вулканогенными породами, значительную роль играют терригенные отложения, доля которых в общем разрезе местами достигает 50%. Среди вулканических пород на севере впадины доминируют лавы и вулканические брекчии среднего состава. В центральной части впадины развиты разрезы переходного типа, в которых резко сокращено количество терригенных пород, а среди вулканогенных, наряду с андезитовыми порфиритами, широко представлены дациты и липариты. На юге впадины комплекс состоит только из кислых вулканогенных образований, достигающих очень большой мощности и в возрастном отношении захватывающих не только нижнюю пермь, но и самые низы верхней перми. Весь комплекс пермских (в основном нижнепермских) вулканогенных образований должен рассматриваться в качестве единой наземной андезит-липаритовой формации орогенного типа.

Мощный (свыше 5000 *м*) комплекс континентальных терригенных молассовых отложений верхней перми и нижнего триаса (?) выполняет центральную часть Северо-Гобийской впадины, где со стратиграфическим несогласием и перерывом залегает на разных горизонтах средне-, верхнекаменноугольных и нижнепермских образований, а также на прорывающих их гранитоидах. В строении комплекса главное место занимают разнозернистые и гравийные полимиктовые песчаники («пуддинги»), алевролиты, гравелиты и конгломераты, которые незакономерно чередуются между собой, слагая вместе с тем пачки и толщи преобладающего песчанико-алевролитового или конгломерато-песчаникового состава. Ритмичная перемежаемость таких грубо- или тонкообломочных толщ представляет собой характерную особенность верхнепермской — триасовой верхней молассы.

В современной структуре Северо-Гобийской впадины четко выделяются два ее широких крыла — северное и южное,— сложенных средне-, верхнекаменноугольными и нижнепермскими терригенными и вулканогенными образованиями, и осевая зона, наиболее прогнутая, но сравнительно узкая, которая заполнена верхнепермскими и триасовыми отложениями. Ширина северного крыла изменяется от 45 до 75 *км*, южного — от 75 до 90 *км*, осевой зоны — от 10 до 45 *км*. Эти три главных структурных элемента впадины, как и сама она в целом, простираются в субширотном направлении почти на 300—350 *км*. Оба крыла Северо-Гобийской впадины на большем своем протяжении ограничены крупными субширотными разломами, по которым средне-верхнекаменноугольные и нижнепермские орогенные комплексы граничат с рифейскими и нижнепалео-

зойскими породами обрамления впадины и ее фундамента. Лишь на отдельных участках тектонические соотношения сменяются нормальными стратиграфическими, характеризующимися резко несогласным залеганием верхнепалеозойских отложений на сильно дислоцированных породах фундамента.

Более сложно строение северо-западной границы Северо-Гобийской впадины и особенно участков ее западного и восточного центриклинальных замыканий, где возникла система сопряженных разломов северо-западной и северо-восточной ориентировки, по которым нижне- и верхнепермские отложения осевой зоны торцово сочленяются с породами раннекаледонского фундамента и обрамления.

Главные особенности структуры Северо-Гобийской впадины обусловлены многочисленными разломами, которые расчленяют ее на систему продольных глыбовых зон, разбитых, в свою очередь, на более мелкие блоки. В пределах этих блоков оформились изометричные и брахиформные грабен-синклинали и горст-антиклинали. С некоторыми крупными разломами связаны протяженные зоны мелких интенсивных складчатых дислокаций. Среди разломов выделяются три главные системы: субширотная, северо-западная и северо-восточная. Ведущую роль играет субширотная система.

Северная глыбовая зона в большей своей части совпадает с северным крылом Северо-Гобийской впадины. С юга эта зона ограничена кулисообразно расположенными субширотными разломами, которые маркируют тектонический уступ, круто падающий на юг в сторону глубоко прогнутых грабен-синклиналей осевой зоны. Ширина северной зоны колеблется от 16 до 25 *км* и только на востоке возрастает до 45 *км*. В строении зоны участвуют средне-верхнекаменноугольные (на востоке) и нижне-пермские (на западе) терригенные, в меньшей степени вулканогенные образования. Только в ее средней части, в хр. Ихэ-Адациг, средне-верхнекаменноугольные и нижнепермские отложения присутствуют совместно. Здесь же в небольших грабенах сохранились и верхнепермские отложения, развитые в северной зоне в общем незначительно.

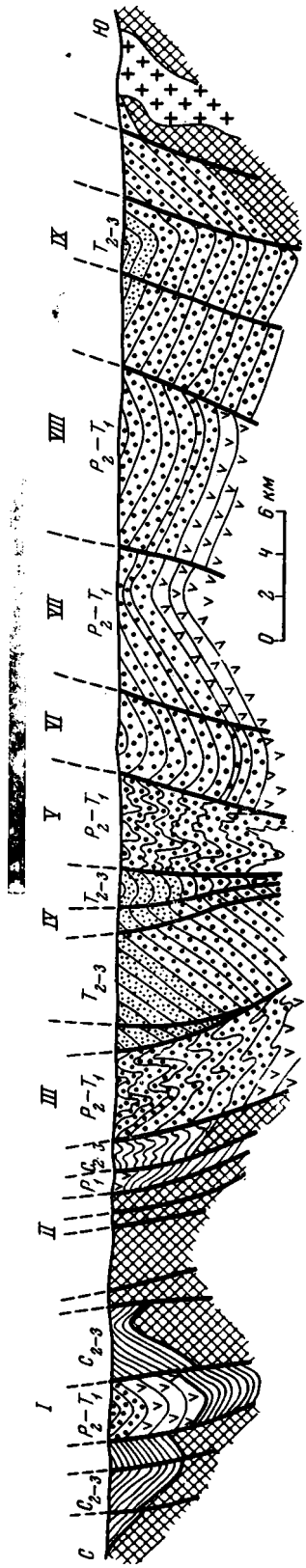


Рис. 40. Структурно-геологический разрез через центральную часть Северо-Гобийской впадины. Составил А. А. Моссаковский

I — Баянцагансомонская грабен-синклиналь; II — Цахируленский горст; III — Цзултэгенбинская зона смятия; IV — Цахир-Чжисинская грабен-синклиналь; V — Эрдэнюбинская зона смятия; VI — Наранъйобинская грабен-синклиналь; VII — Дэрбулауланская горст-антиклиналь; VIII — Дэлгэрулинская грабен-синклиналь; IX — Хулгархудукская грабен-синклиналь

Это свидетельствует о неглубоком, по сравнению с более южной осевой зоной, залегании раннекаледонского фундамента в северной зоне, который по расчетам, учитывающим мощность и особенности залегания нижнепермских и средне- верхнекаменноугольных отложений, расположен на глубине 1,5—2 *км* и только на отдельных участках погружен на 5—6 *км*.

К южному и северному краям северной зоны приурочены горстовые выступы раннекаледонского фундамента — Цахируланский и Онгонобинский (на юге) и Баянбаратуинский (на севере),— которые представляют собой узкие (2—4 *км* ширины) и протяженные (16—30 *км* длины) блоки, сложенные метаморфическими сланцами и мраморами рифея — нижнего кембрия. Эти блоки не только ограничены крутопадающими субширотными разломами, но и расчленены ими на более мелкие тектонические клинья, к границам которых приурочены тектонически выжатые мелкие тела серпентинитов и пироксенитов.

Существование таких горстов рифейско-нижнекембрийских пород на краях северной глыбовой зоны и относительно глубокое положение раннекаледонского фундамента в ее средней части, где в верхнепалеозойских отложениях сформировались крупные Баянцагансомонская (на востоке) и Норомтуинская (на западе) грабенообразные синклинальные структуры, указывает на общий синклинальный характер поперечного профиля этой зоны (рис. 40).

Северная глыбовая зона разбита сложно ветвящимися и пересекающимися разломами северо-западной (господствующей), субмеридиональной и северо-восточной ориентировки на многочисленные разновеликие, чаще всего мелкие (размером в первые километры) блоки (рис. 41). В пределах этих блоков слои смяты в брахиформные синклинальные и антиклинальные складки, оси которых ориентированы в разных направлениях, а крылья оборваны разломами. Углы наклона слоев на крыльях измеряются 30—40 или 50°. Однако близ разломов наклон слоев возрастает до 70—80°. Размеры таких складок по данной оси обычно не превышают 10 *км*, а по короткой — 4—8 *км*. Складки торцово сочленяются между собой, часто разорваны второстепенными разломами на части, тектонически растащенные относительно друг друга. Во многих блоках в современном срезе сохранились лишь фрагменты былых складок: их замыкания, части крыльев в виде оборванных моноклиналей и т. п. В целом внутренняя структура северной глыбовой зоны не несет признаков линейности и по своим особенностям относится к структурам типа «битой тарелки».

Осевая глыбовая зона с севера и юга ограничена системами субширотных разломов, отделяющих ее от северной и южной глыбовых зон. Разрывы северной и южной систем круто наклонены навстречу друг другу, фиксируя грабенообразную структуру осевой зоны. Ширина зоны невелика: 8—10 *км* в восточной части и около 30 *км* в наиболее широкой западной части. Незначительная ширина осевой зоны несоизмерима с длиной, достигающей 300 *км*. По направлению на восток осевая глыбовая зона выклинивается, и восточнее меридиана Баян-Цаган-сомона по Шидыэхууланскому разлому приведены в непосредственное соприкосновение с севера Северная, а с юга Мандалгобийская глыбовые зоны.

В строении осевой зоны участвуют главным образом верхнепермские и триасовые отложения. Нижнепермские и средне-верхнекаменноугольные породы обнажаются в виде тектонических клиньев только в средней части зоны к югу от гряды Цахир-Ула, но, по-видимому, они распространены под верхнепермскими отложениями к западу и востоку от этого района. В пределах осевой зоны фундамент резко опущен и залегает на глубинах около 9—10 *км*. Важнейшая морфологическая черта осевой зоны — ее линейность, которая проявлена не только в общей конфигурации (узкой и протяженной), но и подчеркивается всеми особенностями

внутренней структуры зоны. Так, по краям зоны параллельно ограничивающим ее разломам в ряде мест протягиваются узкие зоны интенсивного мелкого смятия слоев. Примерами таких зон могут служить Цзултэгэнобинская и Эрдэниобинская, возникшие, соответственно, у северного и южного краев глыбовой зоны. Эти зоны представляют собой полосы шириной от 2 до 6 *км* сплошного смятия слоев в мелкие килевидные складки. Размах крыльев таких складок — от 0,5 до 1,5—2 *км*, наклон слоев на крыльях — 50—60—80°. Оси всех складок практически параллельны и простираются в полном соответствии с субширотными разломами, ограничивающими зоны. Вблизи разломов осевые плоскости складок нередко запрокинуты.

Другая характерная особенность осевой зоны заключается в том, что вся она насыщена мелкими разрывами, протягивающимися в соответствии с общим простиранием зоны, сходящимися, расходящимися и в результате расчленяющими зону на мелкие узкие разновеликие блоки. Внутри этой субширотно ориентированной «макробрекчии» простирание слоев и осей складок также имеет субширотное направление (см. рис. 41). Отдельные небольшие синклинальные складки (Хамарыйнхудукская Цахирчжисинская и др.) достигают 18—20 *км* по длинной оси и 2—4 *км* по короткой. В поперечном разрезе они имеют сжатую килевидную форму. Их крутые крылья наклонены под углом от 45 до 75° и, как правило, оборваны разломами. Столь же крутой наклон слоев при господствующем субширотном простирании свойствен отдельным моноклиналям, зажатым в узких тектонических блоках.

Изложенные особенности морфологии частных тектонических форм осевой зоны указывают на то, что эта зона, первоначально возникшая как узкий протяженный грабен, в дальнейшем испытала сильное субмеридиональное сжатие, в результате которого образовались ее линейная складчато-блоковая структура и субширотные зоны мелких складчатых дислокаций.

Более южная Багагазрыйнская глыбовая зона, как и рассмотренная выше осевая, приурочена к центральной части Северо-Гобийской впадины. От осевой зоны она отделена Эрдэнидалайским и сменяющим его по простиранию Уланнуринским разломами, а от южной Мандалгобийской зоны — субширотным Дэлгэрцогтуинским разломом. Багагазрыйнская зона вытянута в субширотном направлении и в плане имеет слегка изогнутую прямоугольную форму. Ширина зоны — около 70 *км*, длина — 120 *км*. Она сложена в основном терригенными отложениями верхней перми и триаса, которые несогласно налегают на вулканогенные породы нижней перми или прямо на раннекаледонский фундамент.

Раннекаледонский фундамент на юге и юго-востоке Багагазрыйнской зоны залегает на глубине всего 1,5—2 *км*, а на севере погружен почти на 10 *км*. Такой наклон поверхности фундамента в значительной степени имел первичный (конседиментационный) характер. Об этом свидетельствует то, что на юго-востоке Багагазрыйнской зоны, к западу от сомона Дэлгэр-Цогт, на рифейско-нижнекембрийских мраморах и нижнепермских гранитоидах с резким несогласием залегают верхние горизонты комплекса верхнепермских — триасовых отложений. Вместе с тем северо-западнее и западнее те же стратиграфические горизонты согласно подстилаются более низкими частями разреза верхнепермского—триасового комплекса.

Внутренняя структура Багагазрыйнской зоны не несет признаков линейности. Для нее характерны спокойные брахискладки — синклинальные и антиклинальные,— часто осложненные на крыльях флексурами и асимметричные. Среди них выделяются (см. рис. 41): 1) крупные куполовидные складки размером от 20×20 *км* до 10×20 *км* с пологими, часто разбитыми разломами сводами, на которых слои залегают под углом 5—15°, и крутыми крыльями, наклоненными под углом 35—70°, 2) оваль-

ные симметричные брахисинклинали, крылья которых наклонены под углом 20—30°, а размеры колеблются от 6 × 12 *км* до 8 × 16 *км*; 3) асимметричные синклинали, у которых одно крыло пологое (10—30°), а второе — крутое (50—55°), осложненное флексурой; среди них можно выделить более крупные (8 × 16 *км*) овальные и более мелкие (4—5 × 6—8 *км*) треугольные; 4) совсем мелкие (3×6 *км*) симметричные пологие брахисинклинали и брахиантиклинали с углами падения слоев на крыльях 15—20°. Длинные оси складок ориентированы в субширотном, северо-восточном и северо-западном направлениях, причем смежные складки часто простираются перпендикулярно одна по отношению к другой. Большинство складок ограничено либо разломами, либо флексурами, что указывает на их блоковую (штамповую) природу.

На севере Багагазрыйской зоны близ ее границы с осевой зоной, т. е. там, где фундамент погружен на максимальную глубину, характер складчатых дислокаций резко меняется благодаря появлению отдельных участков сильного мелкого смятия слоев, аналогичных Эрдэниобинской зоне смятия.

Помимо мелких разломов, разделяющих штамповые складки и осложняющих их крылья, в Багагазрыйской зоне развиты более молодые крупные разломы, которые пересекают и смещают возникшие ранее складчато-блоковые структуры. Эти разломы, как правило, параллельны тектоническим ограничениям зоны и имеют соответственно субширотную и северо-восточную ориентировку на востоке Багагазрыйской зоны и северо-западную в ее западной части.

Самая южная Мандалгобийская глыбовая зона практически полностью совпадает с южным крылом Северо-Гобийской впадины. Ее ширина достигает 75 *км* на западе и 100 *км* на востоке впадины, а длина превышает 350 *км*. О структуре этой зоны имеется меньше всего данных. Это объясняется как слабой геологической изученностью южного крыла Северо-Гобийской впадины, так и тем, что в строении Мандалгобийской зоны участвуют главным образом вулканогенные слабо стратифицированные образования нижней перми, прорванные массивами верхнепалеозойских и мезозойских гранитоидов. Кроме того, значительная часть зоны перекрыта чехлом мезозойских отложений, что также затрудняет расшифровку ее структуры. Имеющиеся материалы позволяют лишь установить, что Мандалгобийская зона субширотными и северо-западными разломами разбита на крупные (размером в десятки километров) блоки, в пределах которых нижнепермские эффузивно-пирокластические образования смяты в простые пологие (углы 5—15°) складки с широким размахом крыльев. В поперечном меридиональном разрезе Мандалгобийская зона имеет, по-видимому, синклинальную структуру. На это указывает факт существования у северного края зоны, в районе Дэрэн-сомона, нескольких крупных горстовых выступов раннекаледонского фундамента, имеющих неправильную угловатую форму, и отсутствие их в ее средней части. Вместе с тем глубина залегания фундамента в Мандалгобийской зоне невелика и, судя по мощности нижнепермских образований, даже в наиболее погруженных участках едва ли превышает 2 *км*.

Итак, Северо-Гобийская впадина состоит из четырех продольных глыбовых зон, каждая из которых отличается своим стилем дислокаций. По поведению поверхности раннекаледонского фундамента и глубине его залегания эти глыбовые зоны группируются в три крупных блока: Северный (северная зона), Южный (Мандалгобийская зона) — оба относительно приподнятых, и Центральный (осевая и Багагазрыйская зоны), глубоко опущенный. Каждый из этих блоков характеризуется в разрезе грабенообразным синклинальным строением (рис. 42). Сочетание крупных блоков с глыбовыми зонами и более частными горстами и грабенами определяет общую ступенчато-глыбовую, погружающуюся от краев к центру структуру Северо-Гобийской впадины.

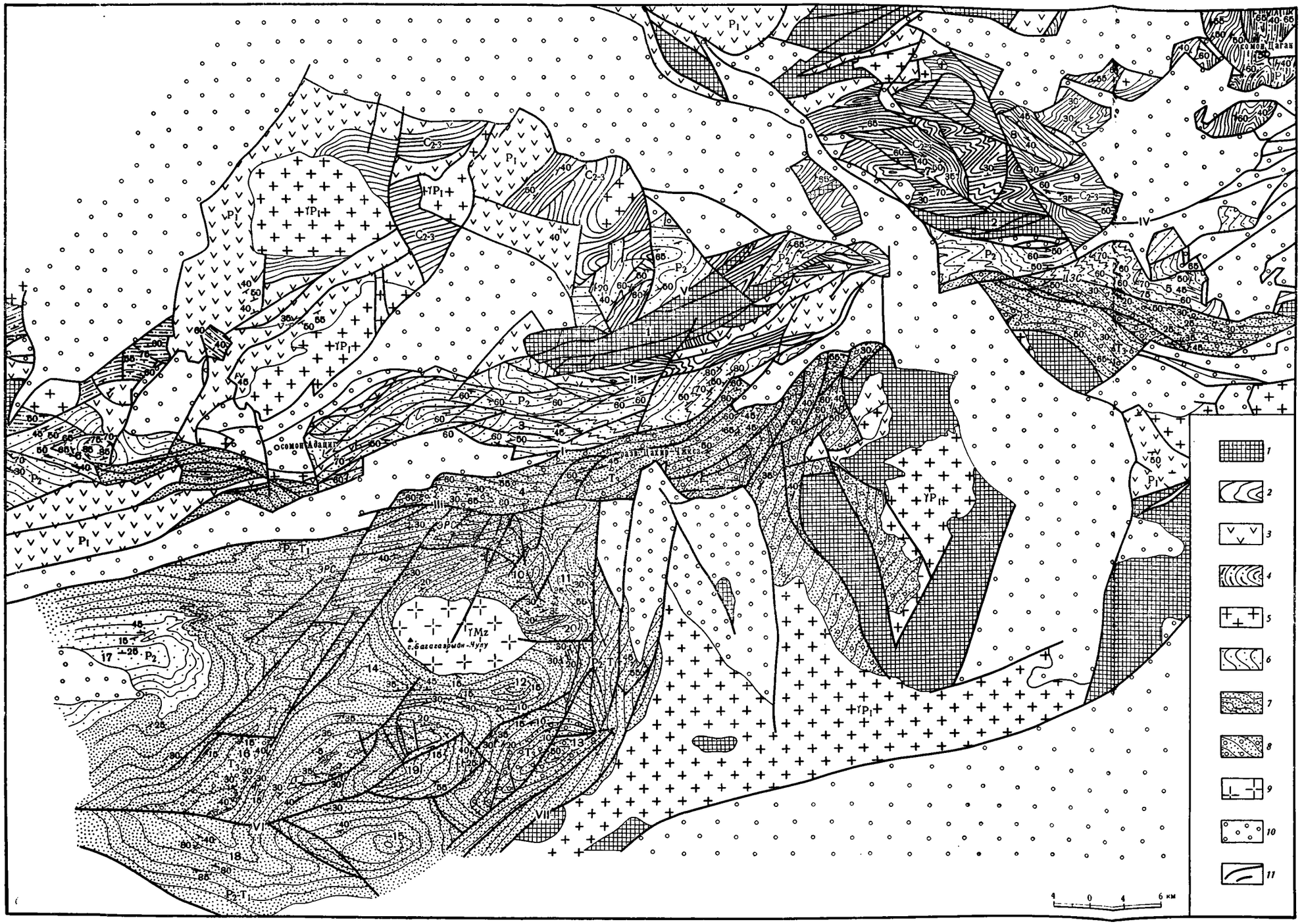


Рис. 41. Схематическая структурно-геологическая карта центральной части Северо-Гобийской впадины. Составил А. А. Моссаковский по результатам собственных исследований и материалам А. Ф. Степаненко, Л. Гомбосурэна и др.

1 — выступы раннекаледонского складчатого фундамента;
2 — средний — верхний карбон: алевролиты, органогенные известняки, песчаники, конгломераты;
3 — нижняя пермь: андезитовые и андезитодацитовые порфириты, липаритовые порфиры, вулканические брекчии и туфы соответствующего состава;
4 — нижняя пермь: алевролиты и песчаники с линзами гравелитов;
5 — нижнепермские гранитоиды;
6 — верхняя пермь: конгломераты, гравелиты и песчаники с прослоями алевролитов;
7 — верхняя пермь — нижний триас: алевролиты и песчаники с линзами гравелитов и конгломератов;
8 — верхний триас: конгломераты, песчаники, алевролиты, горизонты пепловых туфов;
9 — мезозойские гранитоиды;
10 — мезозойский (юрско-меловой) чехол: песчаники, конгломераты;
11 — разломы

Цифры на схеме (разломы):
I — Багацаганнуринский,
II — Алакхудукский,
III — Уланнуринский,
IV — Шидиэхууланский,
V — Цахирыйнчжисинский,
VI — Цахилтуиннуринский,
VII — Саданыйхухуобинский;

горсты:
1 — Цахируланский,
1 — Онгонобинский;

грабен-синклинали:
3 — Ухаобинская,
4 — Цахирчжисинская,
5 — Балиробинская,
6 — Хамарыйнхудукская,
7 — Тунгамалхудукская,
8 — Дэлэрульзейтуинчжисинская,
9 — Шаройтуинхудукская,
10 — Нараныйулаобинская,
11 — Магойтууланская,
12 — Дэлгэруланская,
13 — Халгархудукская,
14 — Ширэундурская,
15 — Могойтуиннурская,
16 — Цаутуинчжисинская;

горст-антиклинали:
17 — Ухаобинская,
18 — Бурхэстуинхаринская,
19 — Харатууланская,
20 — Дэрбулауланская.

Зоны смятия:
ЭРС — Эрдэниобинская;
ЦЗС — Цаултэгэнобинская

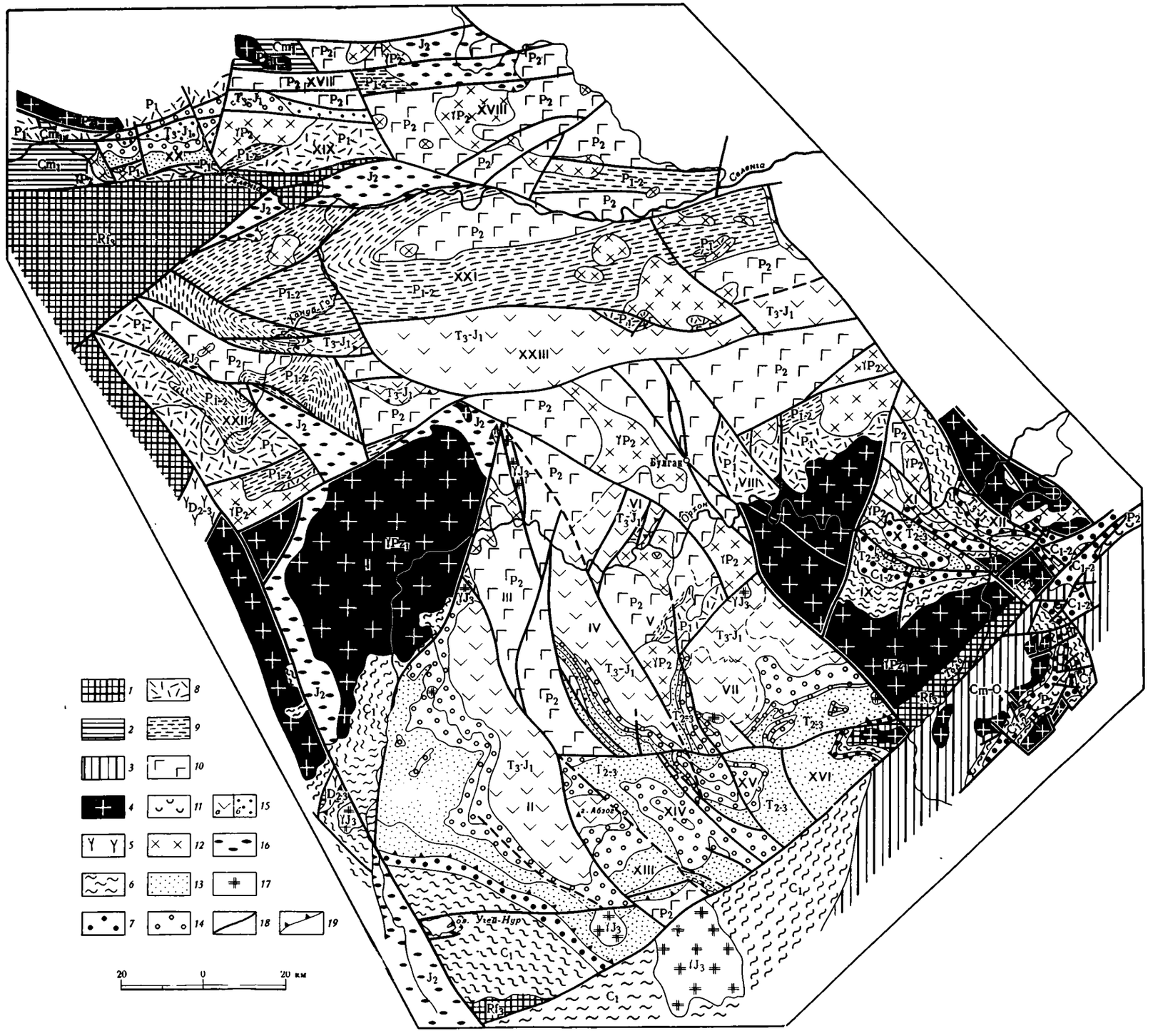


Рис. 45. Схематическая структурно-геологическая карта Орхон-Селенгинского прогиба (составили А. А. Моссаковский и О. Томуртогоо)

1 — верхнерифейская метаморфическая серия;
2 — нижнекембрийская вулканогенно-терригенная толща;
3 — кембро-ордовикская харинская серия;
4 — нижнепалеозойские гранитоиды;
5 — средне-верхнедевонские вулканиты хунейской свиты;
6 — верхнетурнейско-визейские терригенные отложения урмуттейульской свиты;
7 — намюрско - среднекаменноугольные терригенные отложения араталигольской свиты;
8—11 — пермская хануйская серия:
8 — нижнепермские вулканиты (свита основных и средних эффузивов и свита кислых эффузивов),
9 — осадочно-вулканогенная свита верхов нижней — низов верхней перми,
10 — верхнепермская свита основных эффузивов,
11 — верхнепермская туфогенно-осадочная свита;
12 — верхнепермские гранитоиды;
13—14 — средне-верхнетриасовая терригенная свита:
13 — первый седиментационный ритм,
14 — второй седиментационный ритм;
15 — верхнетриасово-нижнеюрская серия:
а — вулканогенная свита,
б — терригенная свита;
16 — среднеюрская терригенная свита;
17 — верхнеюрские граниты;
18 — разломы;
19 — границы несогласного залегания.

Тектонические структуры:

I — Сайханский горст;
II — Могодская грабен-синклиналь;
III — Хульчжингольский горст;
IV — Хишигундэрская грабен-синклиналь;
V — Арабулагындабанский горст;
VI — Дэлгэробонская грабен-синклиналь;
VII — Бурэгхангайская грабен-синклиналь;
VIII — Булганский горст;
IX—XII — группа Араталигольских грабен-синклиналей;
XIII — Абзогская грабен-синклиналь;
XIV — Цэцэгтуундурская грабен-синклиналь;
XV — Хушумандалская грабен-синклиналь;
XVI — Дэрэобонская грабен-синклиналь;
XVII — Тарялингский горст;
XVIII — Бархунурунский горст;
XIX — Намнангнурунский горст;
XX — Ихэульская грабен-синклиналь;
XXI — Селенгинский горст;
XXII — Хануйский горст;
XXIII — Бугутская грабен-синклиналь

Структура Северо-Гобийской впадины формировалась длительно на протяжении позднего палеозоя и мезозоя. Однако большинство тектонических дислокаций, в том числе грабен-синклиналей, горст-антиклиналей, зоны смятия слоев и основная масса разломов, имеют постседиментационный характер. Эти дислокации образовались в послетриасовое время. Об этом свидетельствует следующее: во-первых, дислокации затрагивают весь комплекс отложений среднего — верхнего карбона, перми и триаса (включая и верхний триас), которые смяты совместно и участвуют

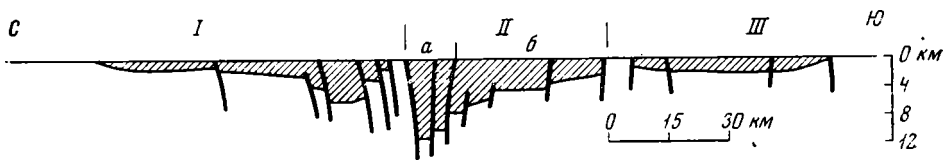


Рис. 42. Меридиональный профиль через Северо-Гобийскую впадину

I — Северный блок; *II* — Центральный блок: а — Адацигсомонская глыбовая зона, б — Багагазрыйнская глыбовая зона; *III* — Южный блок

в строении одних и тех же структур, а во-вторых, резкое несогласное срезание их меловыми и среднеюрскими отложениями. Последние также испытали складчато-глыбовые дислокации, но менее интенсивные, чем те, которые развиты в верхнепалеозойских—триасовых отложениях. Послемеловые складчато-глыбовые деформации наложились на уже дислоцированный комплекс отложений верхнего палеозоя — триаса, еще более осложнив развитые в нем структуры. Однако отличить эту позднюю генерацию складчато-глыбовых структур от более ранней в тех случаях, когда отсутствуют взаимоотношения между верхнепалеозойскими — триасовыми и верхнемезозойскими комплексами, пока невозможно.

В заключение следует подчеркнуть три главные особенности развития Северо-Гобийской впадины:

1. Три стадии ее развития — ранняя, средне-позднекаменноугольная, с локальным накоплением в Северном блоке верхней морской молассы; главная, раннепермская, когда вся площадь впадины была вовлечена в прогибание и стала местом накопления наземных вулканических образований; поздняя, начавшаяся в поздней перми (на севере — во второй половине ранней перми) и продолжавшаяся в позднем триасе, во время которой накопилась верхняя континентальная моласса.

2. Последовательная миграция с севера на юг осевой зоны максимального прогибания и седиментации — из области Северного блока,— где она располагалась в среднем—позднем карбоне и ранней перми, в пределы Центрального блока, куда она переместилась в поздней перми и триасе.

3. Изменение с севера на юг состава нижнепермских вулканогенных образований и приуроченность андезитовой субформации к конседиментационным прогибам на севере и отчасти к центру впадины, а липаритовой — к относительным поднятиям на юге.

Ценхиргольская и Тамиргольская мульды, Ульдзинская впадина

В более восточных частях Центрально-Монгольского поднятия ранних каледонид расположены еще две относительно крупные верхнепалеозойские орогенные структуры: Ценхиргольская мульда и Ульдзинская впадина. Ценхиргольская (Баян-Джаргалантуинская) мульда и тесно связанные с ней Муронгольские грабены находятся в 60 *км* к северо-востоку от восточной центриклинали Северо-Гобийской впадины. Они приурочены к излучине р. Керулен. Их строение в разные годы изучали Н. А. Маринов, Р. А. Хасин, В. А. Бобров, Н. И. Хомизури, В. А. Амантов,

А. А. Храпов, М. В. Дуранте, В. М. Калимулин, И. Б. Филиппова, Л. П. Зоненшайн и многие другие.

Ценхиргольская мульда представляет собой вытянутую на северо-восток брахисинклинальную структуру, размеры которой по длинной оси не превышают 75 *км*, а по короткой— 60 *км*. Ее почти округлая форма во многих местах осложнена радиально расходящимися разломами, являющимися, как правило, сдвигами или сбросо-сдвигами с амплитудой горизонтального перемещения 5—7 *км*. В строении мульды участвуют терригенные отложения верхней перми, палеонтологически прекрасно охарактеризованные (Дуранте, 1971), с угловым несогласием залегающие на среднепалеозойских гранитах. Слои верхнепермских пород с севера, запада и востока центриклинально погружаются под углом 20—30° к центру мульды, занятому Баянуланским мезозойским гранитным массивом. С юго-востока мульда и прорывающий ее гранитный массив оборваны крупным разломом север-северо-восточного простирания, по которому верхнепермские породы и граниты надвинуты на мезозойско-кайнозойские отложения. Северное крыло мульды дислоцировано наиболее сложно. Здесь развита система узких тектонических клиньев, внутри которых слои верхнепермских пород сильно деформированы, образуя обрывки синклиналей и антиклиналей или крутые наклоненные под углом 60—70° моноклинали.

Верхнепермские отложения Ценхиргольской мульды по характеру парагенеза пород, мощности, особенности строения и возрасту представляют полный аналог верхней континентальной молассы Северо-Гобийской впадины. Судя по уменьшению грубости зерна пород, исчезновению конгломератов и появлению угленосных отложений в верхнепермских отложениях в восточной и юго-восточной частях Ценхиргольской мульды (Дуранте, 1971), обломочный материал поступал в нее с севера и северо-запада, т. е. из области Хангай-Хэнтэйского герцинского складчатого сооружения.

Ульдзинская впадина отстоит на 250 *км* к северо-востоку от Ценхиргольской мульды. Она расположена на правой стороне долины р. Онон северо-западнее г. Чойбалсан. Верхнепалеозойские отложения, выполняющие Ульдзинскую впадину, изучались В. А. Бобровым, М. А. Анциловым, В. А. Варламовым, М. В. Дуранте и многими другими, а особенности ее морфологии стали известны лишь в последние годы после геологических съемок, проведенных Л. П. Зоненшайном, В. А. Благонравовым, В. М. Гольденбергом и др.

Ульдзинская впадина отличается сложными угловатыми очертаниями в плане, будучи несколько вытянутой в северо-восточном направлении. Размеры впадины достигают 85 *км* по длинной оси, 65 *км* по короткой. Угловатая форма Ульдзинской впадины обусловлена тем, что в ее ограничении большую роль играют разломы северо-восточного и северо-западного направлений. Особенно четко это выражено на юго-западном и северо-западном краях впадины. Л. П. Зоненшайн подчеркивает, что разломы этих двух направлений отчетливо проявились и во внутренней структуре Ульдзинской впадины, которая разбита на изометричные или ромбовидные блоки. Внутри этих блоков заключены пологие (углы наклона слоев 10—20°) мульды или брахисинклинали с резкими коленообразными контурами, разделенные узкими гребневидными антиклиналями или разломами (рис. 43).

Верхнепалеозойские орогенные образования, выполняющие Ульдзинскую впадину, а также развитые в непосредственной близости от нее, распадаются, так же как и в Северо-Гобийской впадине, на три комплекса, которые отличаются возрастом, особенностями формационного состава и широтой своего распространения. Нижний, средне- верхнекаменноугольный, молассовый комплекс распространен очень локально и имеет незначительную мощность (350 *м*). Он выполняет небольшую Салхитскую

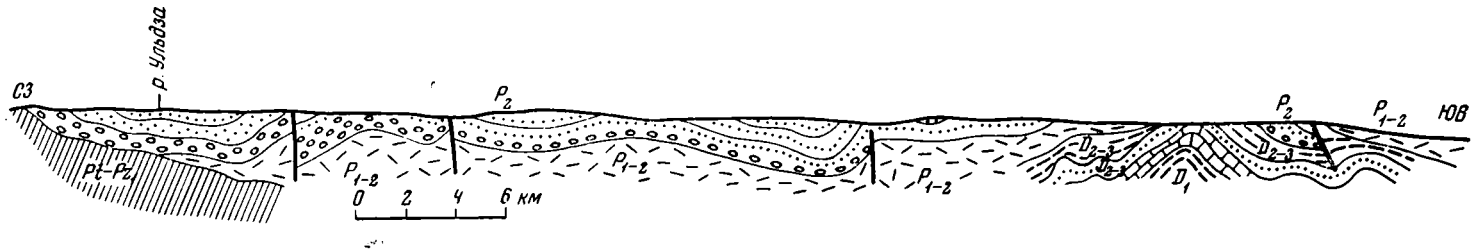


Рис. 43. Структурно-геологический разрез через Ульдзинскую впадину (по Л. П. Зоненшайну, 1972)

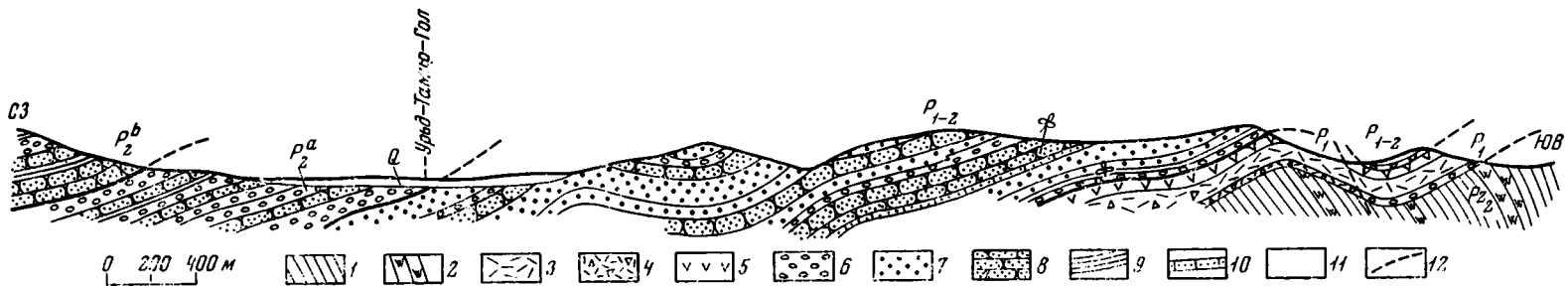


Рис. 44. Геологический разрез через Тамиргольскую мульду в Хангайском нагорье (по Н. С. Зайцеву, А. А. Моссаковскому, А. С. Перфильеву, О. Томуртогоо, Б. Лхасурэну, 1969)

1—2 — хангайская серия среднего палеозоя: *1* — алевролиты и мелкозернистые песчаники, *2* — кварциты; *3—10* — пермские отложения: *3* — кварцевые порфиры, *4* — лавобрекчии кислого состава, *5* — туфы, туфобрекчии и туфоконгломераты среднего состава, *6* — конгломераты, *7* — песчаники, *8* — гравелиты, *9* — алевролиты; *10* — песчаники с гастроподами; *11* — четвертичные отложения; *12* — разломы

мульду, наложенную с размывом, но структурно согласно, на терригенные девонские отложения. Средний, нижне-верхнепермский, вулканогенно-молассовый и верхний, верхнепермский, молассовый комплексы непосредственно участвуют в строении Ульдзинской впадины.

Комплекс нижнепермских вулканогенно-молассовых образований несогласно залегает на девонских отложениях или на раннекаледонском фундаменте. По данным В. А. Благонравова, М. В. Дуранте и Л. П. Зоненшайна, в главной своей части он образован субаэральными дацит-липаритовыми порфирами, их пепловыми туфами и туфолавами, реже игнимбритами. На разных стратиграфических уровнях постоянно присутствуют андезитовые и андезито-базальтовые порфириты и их туфы, прослои алевролитов, песчаников, реже конгломератов. Мощность нижне-верхнепермского комплекса достигает 2000—2100 *м*.

Набор вулканических пород, их состав, а также щелочноземельный тип их химизма позволяют рассматривать их в качестве орогенной андезитовой формации.

Верхний молассовый комплекс, отвечающий по своему возрасту второй половине поздней перми и, вероятно, раннему триасу, занимает главное место в строении Ульдзинской впадины. В ее центральной части он с размывом налегает на нижне- верхнепермские вулканические породы, а на бортах трансгрессивно переходит либо на девонские образования, либо прямо на раннекаледонский фундамент. Мощность комплекса достигает 3—3,5 *км*. Он состоит из полимиктовых разнозернистых и гравийных песчаников, которые незакономерно чередуются в нижней части с гравелитами и конгломератами, а в верхней — с алевролитами. На северо-западе и западе Ульдзинской впадины мощность конгломератов в низах комплекса превышает 1000 *м*, и они представлены крупногалечными и валунными разностями. В восточном и южном направлениях их мощность сокращается до 400—600 *м*. Следовательно, грубообломочный материал поступал в Ульдзинскую впадину (так же, как и в Ценхиргольскую мульду) с северо-запада из области Хангай-Хэнтэйского складчатого сооружения. В целом этот комплекс совершенно идентичен верхней эпигерцинской молассе других районов Центральной и Южной Монголии.

Итак, развитие Ульдзинской впадины как самостоятельной структуры началось с формирования нижне-, верхнепермского вулканогенно-молассового комплекса. Однако своего максимума (как по объему отложений, так и по площади, на которой происходило их накопление) орогенная седиментация в Ульдзинской впадине достигла только во второй половине поздней перми — во время накопления верхней молассы.

В отличие от Центрально-Монгольского поднятия ранних каледонид, характеризующегося очень широким распространением верхнепалеозойских орогенных структур, последние в пределах герцинского складчатого сооружения Хангай-Хэнтэйской моногеосинклинали развиты очень ограниченно и представлены редкими небольшими наложенными мульдами или грабен-синклиналями. Примером таких структур может служить небольшая внутригорная Тамиргольская мульда в бассейне р. Урида-Тамир-Гол в центральной части Хангайского нагорья (Зайцев и др., 1969). В современной структуре от этой мульды, достигающей в поперечнике 15 *км*, сохранилось только южное крыло, в пределах которого слои лежат полого (углы падения 20—35°), с небольшими флексурообразными перегибами (рис. 44). С северо-запада и северо-востока мульда оборвана крупными разломами, вблизи которых развиты приразломные запрокинутые складки.

В составе отложений, выполняющих Тамиргольскую мульду, участвуют две формации: нижнепермская наземная андезито-липаритовая (200 *м*) и верхнепермская (с элементами нижней перми в нижней части) континентальная моласса (1800 *м*).

Пермский орогенный комплекс резко несогласно залегает на дислоци-

рованных нижнекаменноугольных терригенных толщах, прорванных гранитами нескольких возрастных генераций, обломки которых слагают главную массу материала континентальной молассы. Следует заметить, что континентальная моласса в Тамиргольской мульде, несмотря на ее сравнительно небольшую мощность, в возрастном отношении отвечает, как это видно из анализа распределения растительных остатков (Дуранте, 1971), всему объему поздней перми и концу ранней перми. Это свидетельствует о сравнительно невысоких темпах пермской орогенной седиментации в центральной части высоко поднятого в рельефе Хангай-Хэнтэйского складчатого сооружения, продукты разрушения которого в своей основной массе выносились за его пределы и накапливались на площади Центрально-Монгольского поднятия ранних каледонид.

* * *

Период формирования конседиментационных орогенных структур Центральной Монголии охватывает весь поздний палеозой (от среднего карбона до конца перми) и ранний триас. Характер орогенной седиментации неоднократно менялся: в среднем — позднем карбоне накапливались морские молассы, ранняя пермь отличалась массовым вулканизмом и формированием вулканогенно-молассового комплекса, в поздней перми шло образование континентальных моласс и только на северо-востоке Центральной Монголии — морских моласс. В течение всего этого времени в разных частях Центрально-Монгольского поднятия ранних каледонид закладывались и прекращали свое развитие мелкие и крупные конседиментационные впадины, прогибы и мульды, среди которых можно выделить несколько возрастных генераций. Одни из них, например Северо-Гобийская впадина, заложились в среднем карбоне и далее непрерывно (хотя и сложным образом — с миграцией оси) развивались на протяжении позднего палеозоя и триаса. Вторые, подобно Салхитской мульде, возникнув в среднем карбоне, замкнулись уже в ранней перми. Третьи, как Ульдзинская впадина, Тамиргольская мульда или Мурэнгольские грабены, в виде самостоятельных структур оформились в начале ранней перми и продолжали развиваться в поздней перми и триасе. Наконец, последняя генерация, к которой относится Ценхиргольская мульда, образовалась лишь в поздней перми, а прекратила свое развитие уже в раннем триасе. Совокупность всех этих разновеликих и разновозрастных структур характеризует сложный, очень неравномерно протекавший процесс орогенного развития Центральной Монголии.

В отличие от Южной Монголии, возраст орогенных вулканических серий Центральной Монголии ограничен рамками ранней перми и лишь в отдельных районах на юго-востоке и северо-востоке этой территории поднимается до поздней перми включительно. По петрохимическим особенностям они относятся к разряду щелочноземельных высокоглиноземистых серий, а по составу пород и их парагенезам — к нормально-орогенной андезито-липаритовой формации.

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ — НИЖНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ОРОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

Орхон-Селенгинский прогиб

Орхон-Селенгинский прогиб представляет собой крупнейшую позднепалеозойскую орогенную структуру Северной Монголии. Он занимает всю площадь междуречья Орхона и Селенги, а его северное крыло распространяется и на левобережную часть бассейна р. Селенги. Прогиб вытянут

в восток-северо-восточном направлении. Его длина превышает 200 *км* при максимальной ширине на западе до 30—40 *км*.

В строении прогиба участвуют терригенные отложения нижнего—среднего карбона и вулканогенно-осадочные образования перми, возможно, нижнего триаса. Средне- верхнетриасовые и юрские отложения, сравнительно широко развитые на площади Орхон-Селенгинского прогиба, выполняют ряд самостоятельных мелких тектонических впадин (Орхонскую, Бугутскую, Ихэульскую) и грабенов (Угейнурский и др.), наложенных на позднепалеозойские образования. Эти впадины и гребены, хотя и вписываются в общую складчато-глыбовую структуру Орхон-Селенгинского прогиба, в генетическом отношении и по времени своего образования резко отличны от него (Томуртогоо, 1972). Их формирование было связано с совершенно особым мезозойским этапом развития всей территории Монголии (Нагибина, 1970; Зоненшайн и др., 1971).

Современные представления о стратиграфии, составе пород и структуре Орхон-Селенгинского прогиба возникли в результате исследований Ф. К. Шипулина, А. Х. Иванова, Ю. Я. Петровича, В. А. Ботезату, Н. А. Маринова, М. И. Горина, И. Б. Полищука и особенно после работ В. А. Амантова, Л. П. Зоненшайна, А. А. Моссаковского, В. В. Кепежинскас, А. Я. Салтыковского, О. Томуртогоо.

Каменноугольные и пермские терригенные и вулканогенные образования Орхон-Селенгинского прогиба залегают на породах раннекаледонского складчатого фундамента с резким угловым несогласием и перерывом в осадконакоплении, охватившим вторую половину кембрия, ордовик, силур, а на большей части территории и девон. Они образуют четко выраженный второй структурный этаж, характеризующийся относительно простыми формами залегания слоев, осложненными постседиментационными складчато-глыбовыми дислокациями.

В составе отложений, слагающих Орхон-Селенгинский прогиб, отчетливо выделяются два различных по составу пород комплекса: нижний, каменноугольный, состоящий из терригенных пород, и верхний, пермский, существенно вулканогенный. Первый развит только в южной половине прогиба, второй — преимущественно в его северной половине, что свидетельствует об общей поперечной асимметрии прогиба.

Комплекс каменноугольных отложений образован конгломератами, песчаниками и алевролитами серой окраски и прибрежно-морского генезиса, которые слагают несколько монотонно построенных толщ. Отдельные вопросы стратиграфии каменноугольных отложений прогиба изложены в статьях Ю. Я. Петровича (1963), Т. А. Грецкой и А. А. Моссаковского (1969) и О. Томуртогоо (1970), в которых на основании детального изучения разрезов и многочисленных находок остатков фауны и флоры обосновывается принадлежность этих отложений к нижнему и, возможно, низам среднего отделов карбона.

Лучшие стратиграфические разрезы каменноугольных отложений и их взаимоотношения с фундаментом Орхон-Селенгинского прогиба были изучены А. А. Моссаковским и О. Томуртогоо в бассейне р. Аратэли-Гол в междуречье Орхон и Тола, где на размытой поверхности нижнепалеозойских гранитов залегает мощная серия терригенных пород каменноугольного возраста, слагающая крупную мульду, разбитую системой разломов на ряд грабен-синклиналей и односторонних грабенов. Разрез каменноугольной серии, описанный на южном склоне горы Орхон-Ула и восточнее по склонам прилежащих сопок, в грубых чертах имеет следующее строение.

Мощность, *м*

1. Базальная толща, образованная серыми валунными конгломератами, переходящими вверх по разрезу в зелено-серые грубозернистые полимиктовые песчаники с рассеянной мелкой «плавающей» галькой гранитов и линзами мелкогалечных конгломератов. Хорошо

	Мощность, *м*
окатанная галька конгломератов представлена в основном подстилающими гранитами. В поперечнике она составляет в среднем 15—20 *см*, хотя размеры отдельных валунов достигают 40—50 *см*. Встречаются также гальки кислых и средних эффузивов	около 130—140
2. Алевролито-песчаниковая толща, состоящая из оливково-зеленых и темно-серых алевролитов, чередующихся с серыми полимиктовыми, реже аркозовыми песчаниками, разнозернистыми гравийными или пуддинговыми.	1600—1650

Базальную и алевролито-песчаниковую толщи О. Томуртогоо (1970) объединил в урмугтэйульскую свиту. Подобное двухчленное строение свита сохраняет и в более юго-западных разрезах, например в районе горы Бус-Ула и около оз. Угей-Нур, а также в окрестностях сомона Ульдзит, где породы свиты, по данным Л. П. Зоненшайна, несогласно покоятся на размытой поверхности девонских эффузивов.

Вышележащая часть разреза отложений карбона выделяется под названием аратэлигольской свиты (Томуртогоо, 1970), которая согласно залегает на урмугтейской свите. Свита образована полимиктовыми неплотными песчаниками, грубозернистыми и гравийными, содержащими прослои и пачки крупногалечных конгломератов, а в некоторых разрезах и алевролитов. Суммарная мощность свиты — около 1000 *м*.

Характер изменения мощностей нижнекаменноугольных отложений отражает существование в южной части современной площади Орхон-Селенгинского прогиба обособленного раннекаменноугольного бассейна [1], который был вытянут в восток-северо-восточном направлении и состоял, по-видимому, из нескольких седиментационных ванн, разделенных поперечными поднятиями с сокращенным разрезом каменноугольных отложений. Одна из таких ванн занимала междуречье Орхона и Толы и, судя по направлению изменения мощностей, открывалась на юго-запад. Другая седиментационная ванна, менее прогнутая, располагалась северо-восточнее, на правобережье р. Орхон.

В палеогеографическом отношении Орхон-Селенгинский прогиб в раннем карбоне был тесно связан с располагавшейся южнее крупной Хангай-Хэнтэйской среднепалеозойской моногеосинклиналью, хотя структурно они были разобщены пологим продольным поднятием, которое не служило преградой для периодически возникающих проливов, соединявших оба бассейна. Прогибы такого типа обычно относятся к особой категории геосинклинальных структур — внешним геосинклинальным прогибам (Белостоцкий и др., 1969), пригеосинклинальным прогибам (Мелещенко и др., 1960) или регенерированным геосинклинальным прогибам (Зоненшайн, 1967), которые закладываются и развиваются на консолидированном складчатом основании под влиянием тектонических движений в смежных крупных геосинклинальных зонах. Подобной зоной для Орхон-Селенгинского прогиба в раннем карбоне служила Хангай-Хэнтэйская моногеосинклиналь, о чем свидетельствует и формационный состав нижнекаменноугольных отложений прогиба. В юго-западной части Орхон-Селенгинского прогиба (окрестности оз. Угей-Нур) нижняя часть каменноугольных отложений (урмугтэйульская свита) в формационном отношении является полным аналогом терригенной формации Хангайского синклинория (Филиппова, 1969).

Мощность терригенной геосинклинальной формации в юго-западной части Орхон-Селенгинского прогиба достигает 1800—2000 *м* и быстро уменьшается на север и северо-восток. В этом направлении по латерали, а также повсеместно вверх по разрезу геосинклинальная терригенная формация постепенно замещается нижнемолассовой формацией, к которой относится весь объем нижнекаменноугольных отложений на северо-востоке

[1] Л. П. Зоненшайн (1967, 1970) и И. Б. Филиппова (1970) называют его Орхонским регенерированным прогибом.

Орхон-Селенгинского прогиба — в бассейне р. Аратэли-Гол и их верхняя часть (аратэлигольская свита) в окрестностях оз. Угей-Нур.

Мощность нижнемолассовой формации в пределах Орхон-Селенгинского прогиба непостоянна и колеблется от 600 до 2000 *м*. По своему типу — она типичный представитель нижних моласс, формирование которых отражает процесс замыкания геосинклинальных прогибов, в данном случае Хангай-Хэнтэйской моногеосинклинали и тесно связанного с ней регенерированного геосинклинального прогиба, располагавшегося в междуречье Орхона и Толы.

Вторая половина среднего и, видимо, весь поздний карбон характеризовались прекращением седиментации на всей площади Орхон-Селенгинского прогиба. Палеонтологически документированные отложения этого возраста в пределах прогиба и его ближайшего обрамления отсутствуют. Нет на всей этой площади и признаков существенного размыва нижнекаменноугольных пород и их переотложения, которое могло бы происходить в это время. Согласные структурные взаимоотношения каменноугольных, пермских и триасовых образований свидетельствуют о том, что в это время в Орхон-Селенгинском прогибе не было и сколько-нибудь значительных тектонических деформаций. Во второй половине среднего и в позднем карбоне Орхон-Селенгинский прогиб в геоморфологическом отношении представлял собой, по-видимому, аллювиально-пролювиальную равнину с прекратившейся седиментацией, на поверхности которой формировалась кора выветривания. Реликты этой коры и продуктов ее переотложения, сохранившиеся под средне- верхнетриасовыми отложениями, отмечены в бассейне р. Аратэли-Гол (Грецкая, Моссаковский, 1969).

Новый этап развития Орхон-Селенгинского прогиба начался в ранней перми (возможно, в конце позднего карбона, так как возраст нижней части верхнепалеозойской вулканической серии Орхон-Селенгинского прогиба точно не установлен), когда его площадь, особенно центральная и северная части, была охвачена мощным процессом наземного вулканизма, сопровождавшимся сильным прогибанием ложа прогиба. Сначала в ранней перми вулканическая деятельность ограничивалась только площадью Орхон-Селенгинского прогиба. Во второй половине ранней перми и, особенно, в поздней перми она распространялась к западу и востоку, обусловив формирование цепи вулкано-тектонических структур Северной Монголии и примыкающих с востока районов Забайкалья, которые Л. П. Зоненшайн (1967) объединил в Селенгинский вулканический пояс.

Пермские вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования представлены мощной серией пород, которую предложено называть хануйской (Моссаковский, Томуртогоо, 1972) по месту ее наиболее полного разреза, где она отчетливо подразделяется на четыре согласно пластующиеся толщи: 1) основных и средних эффузивов, 2) кислых эффузивов, 3) осадочно-вулканогенную и 4) толщу основных эффузивов. Такое строение серии хорошо выдерживается в центральной и северной частях Орхон-Селенгинского прогиба, тогда как на западе, востоке и юге намечаются значительные отклонения от этой схемы, вызванные изменениями состава и строения пермской вулканогенной серии по латерали.

Соотношения вулканогенных образований с подстилающими комплексами установлены в северной и центральной частях Орхон-Селенгинского прогиба, где они с резким угловым несогласием покоятся на раннекаледонском фундаменте и прорывающих его гранитоидах. В южной части прогиба (междуречье Орхона и Толы) контакты пермских вулканитов с подстилающими породами не наблюдались, однако, судя по косвенным данным (одинаковые согласные взаимоотношения тех и других с триасовыми отложениями), нужно предполагать, что каменноугольные и пермские отложения Орхон-Селенгинского прогиба залегают структурно согласно, несмотря на значительный стратиграфический перерыв между

ними, во время которого произошло внедрение позднепермских-раннетриасовых гранитных интрузий.

Самая нижняя толща основных и средних эффузивов образована почти исключительно лавами трахибазальтового, трахиандезитового, реже андезито-базальтового состава. Пирокласты такого же состава занимают подчиненное положение и представлены вулканическими брекчиями и грубыми литокластическими туфами. В основании толщи везде развиты мощные туфо- или лавоконгломераты, в которых обломки подстилающих пород (гнейсов, гранитов, кварцитов, известняков) скреплены вулканическим материалом. Мощность толщи изменяется от 400 до 1000 *м*.

Залегающая выше толща кислых эффузивов состоит главным образом из лав липаритов и трахилипаритов, перемежающихся с мощными пачками игнимбритов и кислых пепловых туфов. В подчиненном количестве присутствуют дацитовые и андезитовые лавы, литокристаллокластические туфы и вулканические брекчии среднего состава. Изредка встречаются маломощные пачки гравелитов, песчаников и туфоалевролитов. Мощность толщи колеблется от 500 до 3000 *м*.

Следующая, осадочно-вулканогенная толща сложена темноокрашенными туфами базальтового состава (грубыми литокластическими и пепловыми), туфопесчаниками и туфоалевролитами, перемежающимися с пачками тонкополосчатых пелитоморфных кремнистых пород («туффитов») и с многочисленными покровами и субвулканическими телами миндалекаменных базальтов, долеритов и габбро-диабазов. Большое место в составе толщи занимают туфовые брекчии и туфоконгломераты основного и среднего состава. Литологический состав толщи и ее мощность в пределах Орхон-Селенгинского прогиба очень изменчивы из-за меняющихся соотношений терригенных и вулканогенных пород. В краевых частях прогиба вулканогенные породы почти полностью вытесняют терригенные, в связи с чем осадочно-вулканогенная свита теряет свой специфический облик и становится трудно отличимой от смежных по разрезу вулканогенных свит. Видимо, этим обстоятельством в значительной мере объясняются и резкие колебания ее мощности от 5000 *м* в осевой части Орхон-Селенгинского прогиба до 500 и 100 *м* на его крыльях и даже до полного выклинивания на западном и восточном центриклинальных замыканиях, где осадочно-вулканогенная свита замещается одновозрастными кислыми и средними эффузивами.

Осадочно-вулканогенная толща выделяется среди остальных также и тем, что именно к ней приурочена подавляющая масса органических остатков пермского возраста. В туфоалевролитах в нижней и верхней частях толщи в бассейне р. Хануй-Гол и в средней части толщи в бассейне р. Харганаин-Гол встречен комплекс растительных остатков, относящийся к сингулярисо-державиньевому горизонту и указывающий на вторую половину ранней перми — низы поздней перми. Такой же возраст мы должны принять для осадочно-вулканогенной толщи в западных и центральных районах Орхон-Селенгинского прогиба. Однако восточнее, в бассейне р. Хучжырыйн-Гол В. В. Кепежинскас и А. Я. Салтыковский, а в бассейне р. Усун-Сарыйн-Гол А. А. Моссаковский в той же толще обнаружили более молодой верхнепермский флористический комплекс, относящийся к грациленто-бревифолиевому горизонту. Все это свидетельствует о том, что осадочно-вулканогенная толща не является строго выдержанным стратиграфическим горизонтом.

Толща основных эффузивов венчает разрез пермских отложений Орхон-Селенгинского прогиба. Она представлена пироксен-плагиоклазовыми базальтами и трахибазальтами, часто миндалекаменными, перемежающимися с мелкообломочными кристаллокластическими туфами и туфовыми брекчиями того же состава. Подчиненное положение занимают лавы дацитов, трахиандезитов и андезито-базальтов, их туфы и туфовые песчаники. Лиловая, вишневая, красная, бурая и черная окраски пород

отличают эту толщу. Ее видимая мощность изменяется от 1500 до 3900 *м*. Органические остатки в породах толщи не встречены, и ее позднепермский возраст (возможно, и раннетриасовый в верхах) определяется по стратиграфическому положению между флористически охарактеризованными нижне- верхнепермской толщей и средне- верхнетриасовыми отложениями.

По направлению к окраинным частям Орхон-Селенгинского прогиба происходят существенные изменения в строении и составе пермских образований и уменьшается их мощность. Так, при приближении к северному крылу прогиба последовательно сокращаются мощности всех толщ хануйской серии, так что в окрестностях сомонов Ихэ-Ула и Тарялин ее суммарная мощность не превышает 5000 *м* против 10 000—12 000 *м* в осевой части прогиба. Однако состав отдельных толщ почти не изменяется по сравнению со стратотипическими разрезами. Еще более значительное сокращение мощности происходит в сторону южного крыла, в пределах которого мощность всего разреза пермских образований едва достигает 3000 *м*. Сокращение мощности пермских образований сопровождается и некоторым изменением их состава, что прежде всего сказывается в постепенном выклинивании осадочно-вулканогенной толщи. Мощность ее уменьшается здесь до 100—150 *м*, т. е. почти в 40—50 раз против ее мощности в стратотипическом разрезе хануйской серии, что несоизмеримо с изменением суммарной мощности пермских образований, сократившейся всего в три-четыре раза.

Наиболее значительные изменения состава и мощности пермских образований, выполняющих практически весь разрез, отмечаются в продольном направлении — на западном и восточном замыканиях прогиба. Всего лишь в 50—60 *км* к западу от р. Хануй-Гол, в районе сомона Цэцэрлиг вулканическая серия по строению и составу значительно отличается от опорного хануйского разреза. Здесь отсутствует нижняя толща основных и средних эффузивов, и на кембрийских эффузивах с резким несогласием и с мощным (до 200—300 *м*) базальным горизонтом валунных конгломератов в основании залегает толща кислых эффузивов до 600 *м* мощности. Выше, замещая осадочно- вулканогенную толщу, следует мощная (до 2250 *м*) вулканическая толща, состоящая из нескольких пачек средних (трахиандезитовых и андезитовых порфиритов) и кислых (трахилипаритовых и липаритовых лав, лавобрекчий и лавоконгломератов) эффузивов. В составе этой толщи на левобережье р. Селенги (к югу от сомона Тосон-Цэнгэл) в маломощной пачке туфоалевролитов нами были обнаружены отпечатки растений сингулярисо-державиньевого флористического горизонта, характерного для осадочно-вулканогенной толщи серии. Верхняя часть разреза представлена толщей основных эффузивов, совершенно аналогичной толще хануйского разреза, но отличающейся меньшей мощностью (всего 1000—1100 *м*).

Еще западнее, в бассейне р. Дод-Харганаин-Гол, левого притока р. Идэр-Гол, пермская вулканогенная серия, по данным В. А. Благонравова, начинается 500-метровой толщей валунно-галечных конгломератов с остатками растений, относящимися к грациленто-бревифолиевому комплексу поздней перми. Вышележащая часть разреза состоит из часто переслаивающихся пестроцветных туфопесчаников, туфоконгломератов, туфолав и туфов липаритовых порфиров и андезито-дацитовых порфиритов, среди которых обособляется 400-метровая пачка андезитовых порфиритов. Таким образом, здесь развиты только верхнепермские образования, коррелирующиеся по остаткам флоры с толщей основных эффузивов центральной части Орхон-Селенгинского прогиба, но коренным образом отличающиеся от нее по составу пород. Мощность их здесь составляет 1600 *м*.

Похожие изменения претерпевает вулканическая серия и в восточном направлении. Так, на восточном замыкании Орхон-Селенгинского прогиба, в районе монастыря Амархид О. Томуртогоо описал разрез пермских

вулканических образований, характеризующийся частой перемежаемостью лав и лавобрекчий андезитовых порфиритов, игнимбритов, лавобрекчий и лав липаритового и трахилипаритового состава. По всему разрезу встречаются маломощные пачки кислых туфов, туфопесчаников и туфоалевролитов, чрезвычайно сходных с таковыми из осадочно-вулканогенной свиты центральной части Орхон-Селенгинского прогиба. В верхней части разреза изредка присутствуют горизонты (30—50 *м*) андезито-базальтов и базальтовых порфиритов. Мощность вулканогенной серии составляет здесь 1100 *м*. В туфоалевролитах обнаружены остатки растений, принадлежащие верхней перми. Следовательно, здесь вулканогенная серия, как и на крайнем западе прогиба, имеет позднепермский возраст и существенно кислый состав, резко отличный от состава толщи основных эффузивных центральных частей прогиба, с которой она одновозрастна, если судить об этом по флористическим остаткам.

Продукты верхнепалеозойского вулканизма в Орхон-Селенгинском прогибе относятся к двум орогенным наземно-вулканогенным формациям: базальт-трахибазальтовой и трахилипаритовой игнимбритовой.

Породы верхнепалеозойских вулканических формаций Орхон-Селенгинского прогиба по петрохимическим особенностям резко отличаются от пород одновозрастных формаций Центральной и Южной Монголии своим общим субщелочным характером, присутствием отдельных представителей щелочных пород (трахибазальтов, калиевых щелочных базальтов, трахидацитов и трахилипаритов) и общей калиевой специализацией родоначальных магм, что позволило В. В. Кепежинскас и И. В. Лучицкому (1973) прийти к выводу о существовании на севере Монголии особой позднепалеозойской субщелочной петрографической провинции.

В центральной части Орхон-Селенгинского прогиба, где комплекс пермских вулканогенно-осадочных образований достигает максимальной мощности, измеряемой 10—12 *км*, базальт-трахибазальтовая формация появляется в его разрезе дважды: в нижней и верхней частях (нижняя толща основных и средних эффузивов и верхняя толща основных эффузивов). Средняя часть комплекса образована здесь трахилипаритовой игнимбритовой формацией и сменяющей ее вверх по разрезу своеобразной вулканомиктовой молассой (осадочно-вулканогенная толща).

Последняя характеризуется парагенезом разнообразных вулканомиктовых обломочных пород. Ее главные компоненты представлены разнообразными песчаниками (до 44% общего объема формации), кремнистыми алевролитами (до 33%), грубыми литокристаллокластическими туфами, туфоконгломератами и туфобрекчиями (до 23%). Песчаники плохо сортированы и по размерности плохо окатанных зерен варьируют от грубозернистых до мелкозернистых; преобладающая окраска — коричневато-бурая, зелено-серая, реже темно-серая. Среди обломочных зерен преобладают фрагменты кристаллов плагиоклаза и обломки эффузивных пород. Выделяются тонкослоистые, почти листоватые песчаниковые пачки сравнительно небольшой мощности (до 35 *м*) и мощные пачки (180—250 *м*) массивных грубозернистых песчаников, содержащих прослои по 30—40 *см* гравелитов и мелкогалечных конгломератов с галькой, представленной одними кислыми эффузивами. Для песчаниковых пачек очень характерны единичные пласты по 3—5 *м* мощности или серии сближенных 30—40-сантиментровых прослоек кремнистых алевролитов, группирующихся иногда в мощные пачки до 40—150 *м*. Все породы произошли в результате размыва возвышающихся в рельефе вулканических построек, переотложения и сортировки водными потоками пирокластического материала.

Формационное тело вулканомиктовой молассы расслоено многочисленными силлами и покровами базальтов и габбро-диабазов, а по западной периферии Орхон-Селенгинского прогиба также липаритов и трахилипаритов, которые представляют собой «хвосты» вулканических формаций, замещающих по латерали вулканомиктовую молассу.

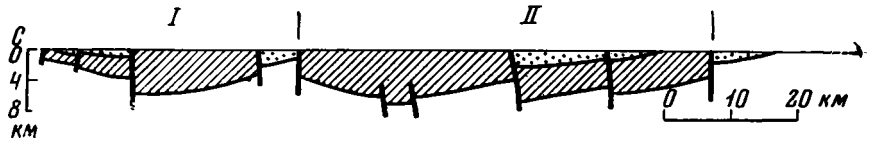


Рис. 46. Меридиональный профиль через Орхон-Селенгинский прогиб

I — Северная зона, II — Центральная зона, III — Южная глыбовая зона

1 — верхнепалеозойские отложения (нижний – средний карбон в Южной зоне; пермь в Центральной и Северной зонах);

2 — средний — верхний триас

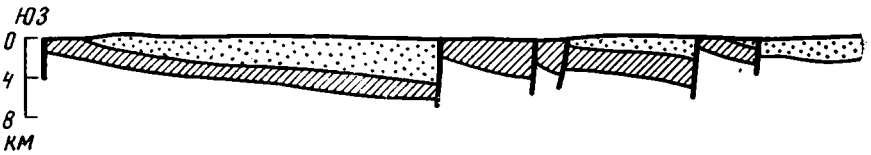


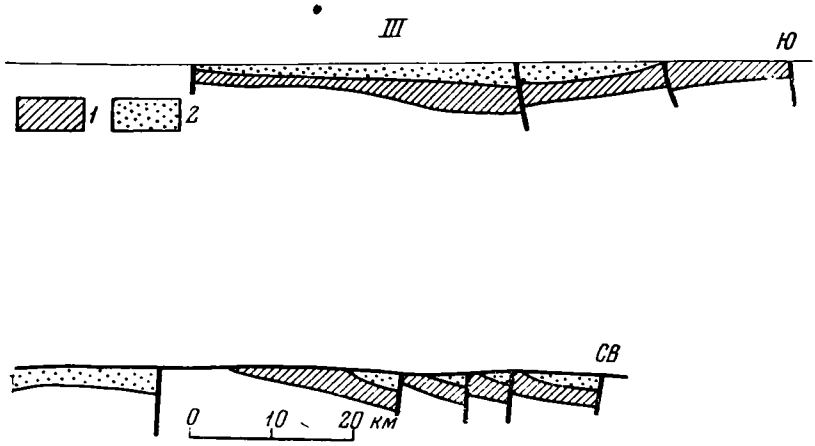
Рис. 47. Субширотный профиль через Южную глыбовую зону Орхон-Селенгинского прогиба

Условные обозначения см. на рис. 46

Главную роль в формировании современной структуры Орхон-Селенгинского прогиба играли разломы нескольких направлений, различные сочетания которых обусловили его общую угловатую конфигурацию в плане и определили основные особенности его строения и сложного складчато-глыбового поперечного профиля (рис. 45, стр. 147).

Структурными ограничениями Орхон-Селенгинского прогиба на севере, юге и юго-востоке служат протяженные, часто кулисообразно подставляющие друг друга разломы субширотной восток-северо-восточной ориентировки. Наиболее крупные среди них — Харабухайгольский, Селенгинский, Желтуринский и Баянгольский — имеют протяженность от 200 до 300 *км*. В ряде мест эти разрывы пересечены более молодыми сдвигами и взбросо-сдвигами северо-западной ориентировки. Юго-западная граница прогиба проходит по системе тесно сближенных разломов северо-западной ориентировки — Орхонскому и некоторым другим более мелким, которые торцово сочленяются с упомянутыми субширотными разломами и тем самым обусловливают характерную треугольную в плане форму Орхон-Селенгинского прогиба. Исходя из господствующей ориентировки разломов в современной структуре Орхон-Селенгинского прогиба представляется возможным выделить три крупные глыбовые зоны: Южную, Центральную и Северную (рис. 46).

Южная зона занимает междуречье Орхона и Толы и распространяется на левобережье р. Орхон до Бугутского субширотного разлома, который отделяет южную зону от центральной. Серия субмеридиональных разломов расчленяет ее на тектонические блоки, также вытянутые в субмеридиональном направлении, в пределах которых в каменноугольных, пермских и триасово-нижнеюрских отложениях проявились интенсивные германотипные складчатые дислокации. Система вытянутых блоков образует очень специфическую и весьма характерную для Орхон-Селенгинского прогиба ступенчато-глыбовую структуру, состоящую из одинаково перекошенных блоков раннекаледонского фундамента, в каждом из которых западная часть по сравнению с восточной, относительно опущенной, вздернута по разлому. Амплитуда вертикальных перемещений смежных блоков достигает 2—3 *км*, максимум 4 *км*. В ряде мест эта общая ступенчатая структура дополнительно осложнена частными разломами субширотной или северо-восточной ориентировки, которые разбивают некоторые глыбовые ступени на отдельные мелкие блоки (рис. 47).



Наиболее крупные тектонические блоки южной зоны, образующие глыбовые ступени, следующие:

1. Сайханский горст, в котором на поверхности обнажен раннекаледонский фундамент, лишь местами перекрытый маломощным чехлом каменноугольных или среднеюрских отложений.

2. Могодская грабен-синклиналь, образованная согласно пластующимися каменноугольными и триасово-нижнеюрскими отложениями. Она имеет асимметричный профиль; в ее юго-западном пологом крыле слои наклонены на северо-восток под углом 20—30°, а в крутом восточном крыле — на юго-запад под углом 45—50°.

3. Хульджингольская горст-моноклиналь, сложенная верхнепермскими вулканогенными накоплениями и наклоненная на восток под углом 40—60°.

4. Хишигундэрская грабен-синклиналь, в строении которой участвуют породы позднепермского и триасово-раннеюрского возраста; в западном крыле синклинали слои падают под углом 15—30°, а в узком, оборванном разломом восточном крыле — под углом 40—50°; ядро синклинали резко смещено на восток.

5. Бурэгхангайская грабен-синклиналь, также сложенная пермскими (в западной части) и триасово-нижнеюрскими (в центральной и восточной частях) отложениями, но отличающаяся от остальных более сложным строением ядра, которое распадается на две овальные мульды, разделенные пологой антиклинальной перемычкой.

6. Аратэлигольский горст, в котором на поверхность выведен фундамент и в пределах которого как бы в миниатюре повторена ступенчато-глыбовая структура, свойственная всей зоне; здесь хорошо выражена система из четырех небольших асимметрично построенных грабен-синклиналей, сложенных согласно залегающими каменноугольными и триасово-нижнеюрскими отложениями. Однако амплитуда вертикальных перемещений по разломом здесь измеряется 1—2 *км*.

Все разломы субмеридиональной ориентировки, разделяющие рассмотренные глыбовые ступени, слегка изогнуты в плане, а их сместители наклонены под углом 70—80° в восточных румбах. Зоны приразломных дислокаций, как правило, не превышают в ширину нескольких сотен метров. Эти разломы следует рассматривать как взбросы, в ряде случаев сопровождающиеся небольшой (сотни метров — первые километры) сдвиговой составляющей.

Центральная глыбовая зона, расположенная между Бугутским (на юге) и Селенгинским (на севере) разломами занимает всю правобережную часть бассейна р. Селенги. В отличие от южной и северной зон,

имеющих сравнительно ограниченную длину, центральная зона простирается в широтном направлении от р. Хануй-Гол на западе до места слияния рек Орхон и Селенга на востоке более чем на 200 *км* и по существу образует главный структурный элемент Орхон-Селенгинского прогиба, отличающийся наибольшей глубиной погружения фундамента.

Главную роль в строении центральной зоны играют субширотные взбросы и сбросы, расчленяющие ее на несколько узких (10—30 *км*) и протяженных продольных ступеней. Плоскости сместителей этих разломов почти вертикальны или наклонены под углом 70—80° в южных румбах. Вертикальные перемещения по ним были значительными и достигали 5—8 *км*. Отдельные поперечные разломы субмеридиональной ориентировки разбивают продольные ступени на блоки, смещенные друг относительно друга, что, однако, не нарушает общий линейный стиль глыбовых дислокаций центральной зоны. Если исключить самую западную, особенно сильно передробленную, часть, то почти на всем ее протяжении можно выделить две или три продольные, одинаково построенные глыбовые ступени, у которых южные края приподняты, а северные опущены и на которых в пермских и триасово-нижнеюрских отложениях образовались асимметричные грабенообразные синклинали с широтной ориентировкой осей. Наиболее крупные среди них — Бугутская и Селенгинская. Бугутская грабен-синклиналь представляет собой асимметричную складку, у которой южное крыло, образованное пермскими осадочно-вулканогенными породами и согласными с ними триасовыми терригенными и вулканогенными образованиями, под углом 30—40° наклонено на север, а северное, в строении которого участвуют только триасовые и нижнеюрские вулканогенные образования, под углом 50—70° падает на юг. Ядро синклинали сильно смещено на север и косо срезано Хаганнурским разломом.

Селенгинская грабен-синклиналь, сложенная одними пермскими толщами, представляет крупнейшую структуру такого типа в Орхон-Селенгинском прогибе. Раннекаледонский фундамент, находящийся в ее основании, погружен на 7—8 *км*, т. е. глубже, чем в остальных зонах прогиба. Ось синклинали простирается в северо-восточном направлении и на востоке срезана Селенгинским разломом. Поэтому в большей восточной части грабен-синклиналь представлена только южным крылом с очень крутым, почти вертикальным залеганием слоев. В пределах Селенгинской грабен-синклинали очень широко проявилась дисгармоничная складчатость, затронувшая туфоалевролитовые пачки осадочно- вулканогенной толщи и выразившаяся в многочисленных флексурообразных, брахиформных и даже линейных складках, оси которых вытянуты согласно с простиранием грабен-синклинали; размах крыльев таких складок вырьирует от десятков до сотен метров, наклон их крыльев измеряется от 20—30 до 50—60°.

Северная зона, расположенная к северу от Селенгинского разлома, в южной части междуречья Селенги и Эгыйн-Гол очень сходна с Центральной, но отличается меньшими размерами. Ее длина не превышает 160 *км* при ширине 30—35 *км*. Она кулисообразно смещена на запад относительно большей части Орхон-Селенгинского прогиба. Северная зона состоит из нескольких субширотных продольных ступеней, которые в свою очередь разбиты поперечными субмеридиальными сбросами на угловатые, иногда прямоугольные блоки, незакономерно опущенные или поднятые друг относительно друга.

Строение этих ступеней лучше всего рассмотреть на примере западной части самой южной ступени, где сформировалась характерная Ихэульская грабен-синклиналь. Ее южное крыло, оборванное Селенгинским разломом, сложено толщей кислых эффузивов нижней перми, интрудированных небольшими массивами позднепермских — раннетриасовых гранитов. На эффузивах нижней перми структурно согласно залегают

базальные конгломераты среднего — верхнего триаса. Слои падают здесь на север под углом 50—60°. В строении ядра и северного крыла Ихэульской грабен-синклинали участвуют только отложения триаса, которые к северу постепенно выполаживаются, падая под углом 10—30° в северных румбах. При приближении к северному борту грабен-синклинали слои резко изменяют направление падения на южное, а их наклон возрастает до 70—80°. Асимметричное строение Ихэульской грабен-синклинали обусловлено тем, что южный край блока ее раннекаледонского основания в процессе тектонических деформаций был приподнят, а северный опущен. Точно таким же асимметричным профилем обладает расположенная севернее Тарялингольская глыбовая ступень.

Таким образом, северная глыбовая зона Орхон-Селенгинского прогиба образована серией продольных ступеней с задранными южными и опущенными северными краями и в этом отношении полностью повторяет особенности строения центральной зоны, от которой ее отличает значительно меньшая погруженность фундамента, залегающего на глубине не более 3—4 *км*, и меньшие амплитуды (1—3 *км*) вертикальных перемещений блоков.

Возраст деформаций, обусловивших сложную складчато-глыбовую структуру Орхон-Селенгинского прогиба, мы считаем среднеюрским, исходя из того, что на разных горизонтах совместно дислоцированных верхнепалеозойских и средне- верхнетриасовых—нижнеюрских отложений резко несогласно залегают грубообломочные, местами угленосные отложения средней—верхней юры (Маринов, Петрович, 1964). Подобные взаимоотношения наблюдаются на юге прогиба, в районе оз. Угей-Нур, где средне- верхнеюрские конгломераты с резким угловым несогласием залегают на дислоцированных нижнекаменноугольных отложениях, и в его центральных и северных частях, например в окрестностях оз. Айрхан-Нур, где на смятых в складки породах хануйской серии перми покоится наложенная мульда среднеюрских терригенных отложений с очень пологим (менее 10°) залеганием слоев.

Приведенный материал показывает, что все особенности структуры Орхон-Селенгинского прогиба определились в середине мезозоя, когда фундамент прогиба был разбит по разломам различных направлений (субширотный, северо-западный, северо-восточный, реже субмеридиональный) на несколько систем блоков и глыбовых ступеней, испытавших перемещения в вертикальном и в меньшей степени в субгоризонтальном направлениях. В результате возникла ступенчато-глыбовая структура прогиба, ориентированная в субширотном направлении в центральной и северной частях прогиба и в субмеридиональном — на юге. В отложениях, слагающих прогиб и наложенные на него раннемезозойские впадины, эти ступенчато-глыбовые перемещения блоков фундамента выразились в постседиментационных совместных дислокациях каменноугольных, пермских и средне- верхнетриасовых—нижнеюрских отложений, которые были смяты в приразломные складки и образовали грабены, асимметричные грабен-синклинали, оборванные моноклинали и односторонние горсты. Постседиментационная природа этих деформаций совершенно определенно вытекает при сравнении их с относительно простыми конседиментационными структурными формами, развившимися в карбоне, перми и триасе.

В дальнейшем после кратковременной средне-позднеюрской эпохи, когда в грабенообразных депрессиях накапливались грубообломочные терригенные угленосные отложения, структура Орхон-Селенгинского прогиба испытала некоторое усложнение в результате новых подвижек по уже существовавшим и вновь возникшим разломам, которые, однако, не повлияли на сформированный ранее структурный план.

Итак, на протяжении карбона и перми Орхон-Селенгинский прогиб претерпел сложную историю развития, в процессе которой имели место

и миграции прогиба в пространстве, и длительные перерывы в осадконакоплении и, наконец, изменялся характер самого прогиба. Если в раннем карбоне он начал развиваться как наложенный на раннекаледонский фундамент регенерированный геосинклинальный прогиб, замкнувшийся где-то в начале среднего карбона, то в перми и, видимо, в раннем триасе он представлял собой типичный орогенный прогиб, существовавший в условиях мощного наземного вулканизма. С аналогичными орогенными структурами Монголии его сближает время формирования вулканических и молассовых формаций, одинаковый характер взаимоотношений со складчатым фундаментом, германотипный стиль глыбовых дислокаций и их мезозойский возраст.

Орхон-Селенгинский прогиб обладает также некоторыми чертами, отличающими его от одновозрастных орогенных структур Центральной и Южной Монголии. Прежде всего это касается субщелочного и щелочного характера выполняющих его вулканических формаций, породы которых содержат относительно много калия. Другая важная специфическая особенность Орхон-Селингинского прогиба — сравнительно слабое развитие в его пределах верхней молассы, формирование которой было подавлено вулканическими процессами. Место верхней молассы занимает здесь своеобразная вулканомиктовая обломочная формация, связанная тесными взаимоотношениями с базальт-трахибазальтовой формацией. Наконец, по сравнению с орогенными структурами Центральной и Южной Монголии, интенсивность складчато-глыбовых дислокаций в Орхон-Селенгинском прогибе оказывается гораздо меньшей.

ВЫВОДЫ

Изложенный материал позволяет сделать следующие выводы относительно позднепалеозойского орогенного развития территории Монголии.

1. Верхнепалеозойские и триасовые орогенные образования включают здесь два разновозрастных, различных по своему распространению и значению комплекса: а) нижне-, частично среднекаменноугольные нижние молассы, локализованные исключительно в герцинских геосинклинальных зонах; они либо завершают седиментацию остаточных геосинклинальных прогибов Хангай-Хэнтэйской моногеосинклинали, либо заполняют отдельные самые ранние наложенные впадины в Южно-Монгольской эвгеосинклинали; б) средне- верхнекаменноугольные, пермские и нижнетриасовые верхние молассы и ассоциирующие с ними наземные формации, которые широко распространены не только в герцинских, но и в раннекаледонских структурных зонах, где они выполняют разновеликие, большей частью резко наложенные прогибы, впадины, мульды и грабены, составляющие основную массу верхнепалеозойских орогенных структур Монголии.

Эти два комплекса пород и, соответственно, две большие группы орогенных структур отражают крупные периоды позднепалеозойского орогенного развития территории Монголии. Первый период был связан с замыканием герцинских геосинклинальных прогибов и их складчатостью, второй был временем мощного, практически повсеместного в раннекаледонских и герцинских зонах Монголии и сопредельных территорий горообразования, наземного вулканизма и последующего разрушения и нивелировки горного рельефа.

2. По стилю развития верхнепалеозойские орогенные структуры Монголии подразделяются на две группы: а) наложенных структур (наиболее многочисленная), несогласно, со структурной перестройкой наложенных на складчатые комплексы герцинид или на раннекаледонский фундамент (Северо-Гобийская, Ульдзинская, Ноянсомонская и другие впадины); время развития этой группы структур ограничено вторым пе-

риодом орогенного развития Монголии (средний — поздний карбон, пермь и ранний триас); б) унаследованных структур (малочисленная), характерным представителем которой может служить Орхон-Селенгинский прогиб, унаследовавший структуру герцинского регенерированного геосинклинального прогиба и развивавшийся, хотя и с перерывом в осадконакоплении, но без структурной перестройки на протяжении всего позднего палеозоя.

3. Верхнепалеозойские орогенные структуры Монголии тесно связаны с развитием герцинских геосинклинальных зон. В Южно-Монгольской эвгеосинклинали, в меньшей мере в Хангай-Хэнтэйской моногеосинклинали, это выражается в том, что верхнепалеозойские орогенные структуры фиксируют время превращения их в складчатые сооружения. В тех же случаях, когда они несогласно накладываются на раннекаледонский фундамент, эта связь обнаруживается в особенностях конседиментационного развития этих орогенных структур, в частности в закономерной миграции их осей в стороны от растущего свода складчатого сооружения Хангай-Хэнтэйской моногеосинклинали (на север — в Орхон-Селенгинском прогибе и на юг — в Северо-Гобийской впадине).

4. Существует совершенно определенная тенденция в изменении состава и возраста верхнепалеозойских орогенных вулканических серий Монголии, которая заключается в том, что по направлению с юга на север их возраст омолаживается и одновременно в породах увеличивается содержание щелочей (особенно калия) и глинозема.

Раньше всего — в среднем и позднем карбоне — орогенный вулканизм начался в герцинской эвгеосинклинальной складчатой зоне Южной Монголии, где он продолжался до ранней перми включительно. Здесь сформировалась щелочноземельная серия с очень низким содержанием K_2O в породах. Эта серия образована липаритовой (игнимбритовая), дацит-липаритовой и андезито-базальтовой орогенными формациями.

В Центральной Монголии начало позднепалеозойского вулканизма следует связывать с рубежом карбона и ранней перми, а его максимум — с ранней пермью. Прекращение вулканических извержений в Центральной Монголии не было одновременным. Оно растянулось на длительное время, охватывающее вторую половину ранней и начало поздней перми. Продукты вулканизма представлены широким спектром пород — от базальтов через андезиты и дациты до липаритов, которые относятся к щелочноземельной высокоглиноземистой серии и объединяются в орогенную андезито-липаритовую формацию.

В Северной Монголии позднепалеозойский вулканизм также начался в ранней перми, однако максимума достиг в поздней перми, а завершился в раннем триасе. В отличие от Центральной Монголии, вулканические породы характеризуются здесь высоким содержанием как суммы щелочей, так и относительно K_2O. Они образуют совокупность субщелочных и щелочных базальт-трахибазальтовых трахилипаритовых формаций.

Отмеченная общая закономерность отражает изменения состава и возраста верхнепалеозойских вулканических пород с юга на север — в направлении от границы с позднепалеозойской — раннемезозойской Внутренне-Монгольской эвгеосинклинальной зоной в глубь континентального блока Центральной и Северной Монголии.

5. Складчато-глыбовые постседиментационные деформации верхнепалеозойских и триасовых орогенных образований проявились только в середине мезозоя (между поздним триасом и средней юрой), что было свойственно всей территории Монголии. Сложность и степень интенсивности этих наложенных деформаций закономерно возрастает с севера на юг. Если на севере Монголии они представлены грабенами, грабен-синклиналями и асимметричными моноклиналями, связанными в относительно простые системы ступенчато-глыбовых субширотных и субмеридиональ-

ных глыбовых зон и образовавшимися главным образом под влиянием вертикальных тектонических движений, то в Центральной Монголии складчато-глыбовые деформации значительно более интенсивны и отличаются сложным структурным рисунком. Здесь на фоне крупных ступенчато-глыбовых зон развиты либо мелкоблоковые структуры типа «битой тарелки», либо многочисленные различно ориентированные куполовидные, брахиантиклинальные и брахисинклинальные штамповые складки, Наряду с этим, в отдельных зонах тектоническая структура становится линейной (субширотной) и сопровождается узкими и протяженными поясами интенсивного смятия. Это указывает на значительную роль в формировании орогенных структур Центральной Монголии не только вертикальных глыбовых движений, но и горизонтального стресса, ориентированного по меридиану.

Еще больше признаков сильного горизонтального стресса несут орогенные структуры Южной Монголии, для которых, за редким исключением, типичны ярко выраженная линейность при субширотной ориентировке и часто асимметричный профиль в поперечном разрезе. Запрокидывание на север крыльев и осевых плоскостей складок, отчетливо выраженное в ряде мест, свидетельствует о том, что стресс был направлен с юга на север.

Очевидно, постседиментационные тектонические деформации верхнепалеозойских и триасовых орогенных комплексов Монголии были следствием сильного сжатия и горизонтального стресса, распространявшегося из области Внутренней Монголии на север и постепенно ослабевавшего в этом направлении. Причины возникновения такого сжатия еще не вполне ясны. Наиболее вероятным представляется предположение о том, что именно в это время произошло резкое сближение (столкновение) крупных континентальных массивов Северной Евразии и Китайско-Корейской платформы, двигавшихся навстречу друг другу. Показательно, что именно с этого момента (между триасом и юрой) в прилежащих частях этих крупнейших континентальных массивов началась эпоха сильных тектонических деформаций и движений, известных под названием яньшанских.

ГЛАВА V

СТРУКТУРЫ И ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ МЕЗОЗОЙСКОЙ РЕВИВАЦИИ И АКТИВИЗАЦИИ

В мезозойское время на территории Монголии происходили интенсивные тектонические движения, в значительной мере переработавшие палеозойские и более древние структуры. Ранее многие авторы рассматривали мезозойские тектонические движения в качестве завершающих палеозойское (герцинское) геосинклинальное развитие (Маринов, 1967). Однако, как показали специально проведенные тектонические исследования, соотношение планов палеозойских и мезозойских структур, а также ряда других признаков, позволяет прийти к иному выводу (Нагибина, 1970; Зоненшайн и др., 1971).

Сравнение тектонических планов мезозойских и палеозойских структур выявляет, в основном, резкие различия между ними. Прежде всего полное несовпадение планов развития верхнепалеозойских орогенных структур и мезозойских молассоидных вулканогенно-осадочных комплексов и гранитоидов. Если первые пользуются широким развитием почти на всей территории Монголии, за исключением крайнего северо-запада, то вторые распространены исключительно на востоке Монголии. Домезозойскому плану свойственно субширотное простирание главнейших структурно-формационных зон и геосинклинальных систем. Для мезозойских образований наиболее четко выражена меридиональная зональность в размещении главных структурно-формационных комплексов. Эти резкие различия в соотношении планов развития палеозойских (в том числе верхнепалеозойских) и мезозойских тектонических структур позволяют прийти к выводу о самостоятельности мезозойского развития Монголии. На это указывает также резкая наложенность мезозойских структур на разновозрастные палеозойские и докембрийские структурно-формационные геосинклинальные и орогенные комплексы, а если выйти за пределы территории Монголии, то и на чехол древних платформ. Разрыв во времени между мезозойскими структурами и структурами основания измеряется не только геологическими периодами, но даже эрами (например, как в Селенгинском районе, всем палеозоем). Но несмотря на такой разрыв во времени обнаруживается четкая унаследованность простирания крупных мезозойских структур от длительно живущих палеозойских и даже рифейских глубинных разломов. Именно этим объясняется то обстоятельство, что при общей резкой наложенности мезозойских структур на разновозрастное более древнее основание, главнейшие мезозойские глыбово-складчатые структуры в общем вписываются в своих простираниях в структурный рисунок, образованный сеткой домезозойских разломов.

В мезозойском развитии Монголии четко выделяются два этапа: раннемезозойский и позднемезозойский, разделенные повсеместным перерывом и несогласием. Первый из них охватывает период времени от триаса (преимущественно позднего триаса) до ранней и частично средней юры, а второй — от средней и поздней юры до раннего мела включительно. По направлению с запада на восток граница между этими этапами несколько понижается по возрасту.

Мезозойские структуры сложены в основном континентальными молассоидными формационными комплексами, в различной степени насыщенными вулканическими породами основного, среднего и кислого состава и гранитоидными интрузиями. На ограниченных площадях на северо-востоке страны появляются также морские песчано-алевролитовые и конгломератовые толщи. По формационному составу мезозойские структуры Монголии расчленяются на два типа (Нагибина, 1967): структуры ревивации, отличающиеся сочетанием вулканитов андезитовой формации в широком понимании этого термина и комагматичных им гранитоидов, и структуры активизации — амагматичные. В распространении этих двух типов структур наблюдается четкая пространственная закономерность. Первые из них широко распространены на востоке Монголии (к востоку от 100—105° в. д.), а вторые — на западе Монголии.

НИЖНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ СТРУКТУР РЕВИВАЦИИ

Структуры этого типа представлены крупными линейными сводовыми поднятиями, разделенными системами параллельных им прогибов, которые обычно осложнены продольными и поперечными разломами. В Восточной Монголии с севера на юг последовательно прослеживаются следующие раннемезозойские структурные элементы: Орхон-Селенгинская система прогибов, Хэнтэйское поднятие, Монголо-Охотская система прогибов, Модотино-Эрэндабанское поднятие, Дашибалбар-Северочойбалсанская система прогибов, Прикеруленское поднятие и Южнокеруленская система прогибов с ее продолжением на запад в Сайханобинский прогиб.

Орхон-Селенгинская система прогибов протягивается к югу от долины р. Селенги, в междуречье Орхона и Толы и далее в северо-восточном направлении на расстояние около 450 *км* (в пределах Монголии), достигая ширины от 30 до 120 *км*.

Прогибы Орхон-Селенгинской системы, по данным А. А. Моссаковского (1973), О. Томуртогоо (1972) и других исследователей, сложены континентальной молассой и субщелочными основными и кислыми вулканитами триасового и раннеюрского возраста. Они представляют собой конседиментационные синклинальные структуры. Одни из них унаследованы (как бы вложены после длительного перерыва в осадконакоплении) в более крупные верхнепалеозойские синклинальные структуры без видимого несогласия, другие наложены непосредственно на более древнее рифейско-кембрийское основание. Мощность молассовых и вулканогенных отложений верхнего триаса — юры, по данным упомянутых выше авторов, в пределах этих прогибов колеблется от 2 до 7 *км*. Для них характерна чрезвычайная пестрота фаций как в латеральном направлении, так и по вертикали от грубообломочных пролювиальных и аллювиальных отложений до песчано-алевролитовых озерных фаций и вулканогенно-осадочных толщ (туфоконгломераты, андезитовые порфириты, дациты и трахибазальты).

Внутреннее строение прогибов осложнено глыбово-складчатыми дислокациями, приразломной складчатостью и разрывными нарушениями. Среди них наблюдаются крупные (20—30 *км* в поперечнике) изометричные или угловатые (коробчатый тип) мульды и односторонние грабены (моноклинали), образующие ступенчатую структуру. В каждом отдельном элементе такой структуры, например Орхонской впадины, юго-западное крыло поднято, а северо-восточное опущено. Поперечные разломы, ограничивающие грабены или пологие антиклинальные перемычки между мульдами, имеют северо-западное или близкое к меридиональному простирания. Углы наклона слоев на крыльях мульд и в пределах моноклиналей не превышают 10—30° и лишь в приразломных складках

наблюдаются более крутые падения слоев до 50—60° и более. Субширотные полосы описанных ступенчатых структур разделены протяженными продольными надвигами, плоскости которых круто наклонены на юг.

Хэнтэйское поднятие обрамляет с юга Орхон-Селингинскую систему прогибов. Оно протягивается в северо-восточном направлении, представляя собой непосредственное продолжение крупнейшего Даурского сводового поднятия Восточного Забайкалья. Его протяженность в пределах Монголии составляет 600 *км*, ширина — 200—225 *км*. Хэнтэйское поднятие ограничено продольными разломами и рассечено поперечными сбросами и взбросами северо-западного и меридионального простирания на ряд ступенчатых блоков. В нем на поверхность выведены сложно дислоцированные рифейские и палеозойские отложения, интрудированные палеозойскими гранитоидами. В центральной части, вдоль оси этого поднятия, располагаются самые крупные в Монголии массивы мезозойских гранитоидов гранитного и гранодиоритового состава. Вдоль поперечных разломов в зонах пересечения их с продольными разломами располагаются цепочки более мелких массивов мезозойских аляскитовых гранитов, имеющих неправильные угловатые очертания.

Монголо-Охотская система прогибов заходит в пределы Монголии только в крайней северо-восточной части страны. К этой системе относится небольшой Джаргалантуинский прогиб, выделенный в 1969 г. Л. П. Зоненшайном и Л. Жамьяндамбой в бассейне верхнего течения р. Онон, и ряд прогибов (Дучигольский и др.) в бассейне р. Ульдза. Для этих прогибов, в отличие от других мезозойских структур, характерно развитие морских песчано-алевролитовых толщ.

Из прогибов Монголо-Охотской системы лучше всего изучен Джаргалантуинский прогиб. По данным Л. П. Зоненшайна и Л. Жамьяндамбы, он сложен толщей морских песчано-алевролитовых отложений нижнего триаса, сменяющихся вверху континентальными обломочными и вулканогенными образованиями верхнего триаса — низов юры, общей мощностью около 2 *км*. Мезозойские толщи подстилаются грубообломочными морскими отложениями верхней перми, которые пластуются согласно с нижним триасом.

Вдоль юго-восточного края прогиба морские триасовые отложения в пределах сравнительно узкой полосы сменяются прибрежно-континентальными грубообломочными фациями. Таким образом, южная береговая линия триасового моря примерно совпадает с современным южным ограничением Джаргалантуинского прогиба.

Верхнетриасово-нижнеюрские континентальные отложения приурочены к южной приразломной части прогиба. Они залегают с размывом на различных горизонтах нижнего триаса, верхней перми и нижнего палеозоя и рифея и на прорывающих их гранитоидах. В центральной части прогиба эти отложения, по данным Д. С. Фрих-Хара, прорваны пластовыми телами до 30 *м* мощности базальтовых порфиритов, образующих многочисленные мелкие апофизы во вмещающих осадочных породах. На восточном и западном флангах прогиба основные вулканиты представлены в излившихся фациях; они образуют серии переслаивающихся между собой лавовых потоков, различно раскристаллизованных, с флюидальной и миндалекаменной текстурой. Выше них местами (гора Сумбур) залегают пирокласты и туфоконгломераты кислого состава, тесно связанные с жерловыми фациями липаритов.

Джаргалантуинский прогиб, по данным Л. П. Зоненшайна, представляет собой резко асимметричную коленообразно изогнутую грабен-синклиналь, меняющую свое простирание от субширотного на западе до субмеридионального на северо-востоке. Ее северное крыло имеет простое строение и отличается пологим (20—30°) залеганием слоев, тогда как южное и восточное крылья, сопряженные с Ононским и оперяющими его разломами, построено более сложно. Здесь наблюдаются крутые па-

дения слоев (60—70° до 90°), узкие приразломные складки, крутые сбросы и взбросы, вдоль которых среди мезозойских пород зажаты узкие клинья палеозойских гранитоидов. Вдоль восточного борта грабен-синклинали развита система наклонных взбросов и более пологих (30—35°) надвигов.

Джаргалантуинский прогиб, так же как и Орхонская впадина, расчленен системой поперечных разломов северо-западного и северо-восточного простирания на ряд изометричных ступенчато погружающихся блоков. Каждый восточный блок сильно приподнят и несколько надвинут на смежный западный. Вдоль этих разломов мезозойские породы кливажированы, местами рассланцованы; наблюдаются мелкие приразломные и дисгармоничные складки.

Нижнемезозойские отложения Орхон-Селенгинской системы прогибов и Джаргалантуинского прогиба прорваны однотипными по составу интрузивными образованиями от габбро-диоритов и гранодиоритов до аляскитовых гранитов, комагматичных вулканогенным образованиям. Интрузивные тела имеют неправильные разветвленные очертания. Они приурочены к системе продольных и поперечных разломов.

Модотино-Эрендабанское поднятие, ограничивающее с юга Монголо-Охотскую систему прогибов, четко фиксируется прибрежно-морскими и грубообломочными континентальными фациями южной части Джаргалантуинского прогиба. На северо-восток оно прослеживается менее четко, протягиваясь от северной части Центрально-Монгольской зоны к междуречью Керулен и Онон (где его можно именовать Северо-Керуленским поднятием). К раннемезозойскому этапу здесь относится, вероятно, формирование серии поперечных, северо-западных сбросов и сдвигов, ко многим из которых приурочены массивы мезозойских гранитоидов, в частности Модотинский массив редкометальных гранитов.

Дашибалбар-Северочойбалсанская система прогибов протягивается в северо-восточном направлении вдоль р. Керулен. В ее пределах с юго-запада на северо-восток выделяются кулисообразно сочленяющиеся прогибы — Иххайрханский, Дашибалбарский, Баиндалайский, Мурэнгольский, Северочойбалсанский и др. Они сложены верхнетриасовыми (в меньшей мере, нижнеюрские) континентальными отложениями молассового типа, с которыми ассоциируются пластовые залежи диабазов, а также кислые и субщелочные (ортофиры) вулканиты. Количественное содержание вулканитов самое различное. Много вулканогенных пород содержится в Северочойбалсанском и Иххайрханском прогибах, относительно мало — в Дашибалбарском. Мощность верхнетриасовых отложений в различных прогибах колеблется от 1,5 до 2 *км* (реже более). Как правило, этот комплекс отложений с резким несогласием залегает на различных структурных комплексах палеозойского и более древнего основания.

Верхнетриасовые отложения в пределах описываемой системы прогибов интенсивно дислоцированы. Они образуют узкие приразломные синклинали, асимметричные грабен-синклинали с довольно крутыми (от 30—50 до 70—80°) углами падения слоев, местами осложненные более мелкой приразломной складчатостью, брахиформными и коробчатыми синклиналями, и горст-антиклинали.

Более детально было изучено строение Дашибалбарского прогиба. Он наложен на различные структуры палеозойского основания и построен резко асимметрично, достигая более 50 *км* в длину и 20—22 *км* в ширину. Вдоль северного крыла прогиба по нормальному стратиграфическому контакту базальные конгломераты верхнего триаса залегают на размытой поверхности дислоцированных и метаморфизованных песчаников девона. Местами контакт осложнен крутопадающими сбросами и сбросо-сдвигами.

Южный борт прогиба сопряжен с зоной крупного Прикеруленского

разлома субширотного простирания, вдоль которой наблюдается система чешуй кембрийских отложений, надвинутых одна на другую с юга на север. Чешуи ограничены крутыми надвигами с углами падения сместителей 50—70° на юг. Местами триасовые отложения в виде клиньев зажаты среди кембрийских метаморфических пород.

В пределах Дашибалбарского прогиба верхнетриасовые отложения имеют преобладающее моноклинальное, довольно крутое (50—60°) падение на юг, осложненное более мелкой складчатостью и небольшими разломами.

В юго-западной части прогиба располагается крупный массив субщелочных гранитоидов, прорывающих триасовые структуры резко дискордантно. Гранитоиды слагают крупное пластинообразное тело; они внедрились вдоль межформационной поверхности, на границе девонских и триасовых отложений, вблизи перекрещивающихся разломов северо-восточного и северо-западного простираний. Вблизи северо-восточного края массива триасовые отложения пронизаны апофизами мелкозернистых щелочных рибекитовых гранитов, дайками и более крупными телами преимущественно гранит-порфиров, реже сиенит-порфиров. Мощность тел колеблется от первых метров до 200—300 *м*. Самое примечательное то, что большинство из тел щелочных гранитов и жильных образований — пластовые и следуют точно изгибам складчатой структуры в триасовых отложениях. Многочисленные разломы как продольные, так и поперечные сдвигового характера, в разной степени смещают и триасовые слои и малые тела гранитоидов.

С юга описанная система прогибов ограничена протяженным Прикеруленским поднятием гранитизированного палеозойского основания.

Далее к югу располагается Южнокеруленская система прогибов. В восточной части этой системы прогибов располагаются Южнокеруленский, Бурэнцогтинский и другие более мелкие прогибы. Первый из названных прогибов сложен условно нижнемезозойскими вулканогенно-осадочными отложениями, изученными З. Балла, М. С. Нагибиной и Ж. Бадамгаравом. Бурэнцогтинский прогиб выполнен грубообломочными континентальными отложениями, позднетриасовый возраст которых был установлен в 1970 г. Л. П. Зоненшайном и Л. Жамьяндамбой. Все прогибы представляют собой конседиментационные структуры, имеющие асимметричное синклинальное строение. Бурэнцогтинский прогиб, по данным Л. П. Зоненшайна, осложнен более мелкими складками: относительно пологими (с углами 15—20°) синклиналями и более крутыми гребневидными антиклиналями с углами падения слоев на крыльях до 60—80°. Южное крыло прогиба срезано надвигом и прорвано крупным массивом гранитоидов, а также многочисленными дайками мелкозернистых гранитов и гранит-порфиров.

Крайним западным звеном рассматриваемой системы прогибов, равно как и вообще всей восточной области распространения структур ревивации, является Сайханобинский прогиб. Он сложен континентальными, главным образом грубообломочными и частично угленосными, отложениями нижней — средней юры. Максимальные мощности этих отложений, равные 4—4,5 *км*, по данным М. С. Нагибиной и Ж. Бадамгарава, приурочены к западной его части, на востоке они не превышают 2—3 *км*. Этот прогиб представляет собой крупную конседиментационную структуру, наложенную на дислоцированные и метаморфизованные разновозрастные палеозойские, главным образом вулканогенные и вулканогенно-осадочные отложения верхнего палеозоя, прорванные крупными массивами гранитоидов. Длина Сайханобинского прогиба в современном срезе составляет около 250 *км* при ширине от 30 до 60 *км*. Общее его простирание, близкое к широтному, испытывает изгиб от северо-западного на западе до северо-восточного на востоке. С севера и юга прогиб ограничен крупными зонами разломов.

Южная, Дэлгэрханская, зона разломов представляет собой серию ступенчатых взбросов, взбросо-сдвигов и надвигов. Отдельные клинья палеозойских пород вдоль разломов зажаты среди мезозойских отложений. С этой зоной разломов сопряжена система крупных левосторонних сдвигов и чешуйчатых надвигов, пересекающих палеозойские, юрские и более молодые отложения.

По простиранию Сайханобинский прогиб расчленяется на отдельные ячеи. Внутреннее строение прогиба характеризуется крупными брахиформными и коробчатыми складками облекания и флексур. Простирание крупных складчатых структур подчинено ориентировке продольных и поперечных выступов палеозойского основания. Углы падения слоев меняются от крутых (50—60°) до пологих (10—15°). В некомпетентных алевролитах наблюдается мелкая дисгармоничная складчатость с крутым падением слоев до 80—90°.

В восточной части прогиба вдоль разломов, ограничивающих диагональные выступы, юрские отложения прорваны небольшими штоками монцоновых гранитов и гранит-порфиров.

Положение Сайханобинского прогиба на крайнем западе области развития ревивации обусловило относительно слабое проявление в его пределах мезозойского гранитоидного магматизма.

НИЖНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ СТРУКТУР АКТИВИЗАЦИИ

В Западной Монголии, в отличие от Восточной, мезозойские отложения имеют сравнительно ограниченное распространение. Они характеризуются здесь отсутствием магматических пород и представлены исключительно континентальными грубообломочными и угленосными толщами озерного, озерно-аллювиального и пролювиального генезиса, образующими молассоидную формацию.

Мезозойские отложения слагают две протяженные линейные системы конседиментационных прогибов — Предалтайскую и Предханхухэйскую,— разделенные между собой обширными сводовыми поднятиями Монгольского Алтая, Хангая и Хан-Хухэя. Наиболее крупная из них Предалтайская система прогибов имеет северо-западное простирание, наложена на эвгеосинклинальную раннепалеозойскую Озерную зону и располагается в предгорьях Монгольского Алтая и Котловины Больших Озер. Она продолжается также и далее к юго-западу в Долину Озер по системе озер Шаргаин-Цаган-Нур, Баян-Цаган-Нур и др. Вторая, Предханхухэйская, система прогибов располагается на севере Западной Монголии, протягиваясь у подножия Хан-Хухэй в субширотном направлении. Изучение тектоники этих структур в последние годы было проведено Б. Лувсанданзаном, Е. В. Девяткиным, М. С. Нагибиной, П. Хосбояром и В. Ф. Шуваловым. По их данным заложение раннемезозойских прогибов относится к ранней-средней юре. Триасовые отложения на западе Монголии отсутствуют.

Предалтайская система прогибов протягивается в субмеридиональном направлении вдоль восточного склона Монгольского Алтая на 1200 *км*. В ее сложении участвуют нижне-среднеюрские молассоидные отложения до 1—2 *км* мощности. Отдельные приразломные прогибы, составляющие эту систему,— узкие, линейно вытянутые по простиранию всей системы. Они разделены поперечными и диагональными выступами палеозойского основания.

Предханхухэйская система прогибов ориентирована в субширотном направлении. Она также слагается нижне-среднеюрскими отложениями мощностью 1,5—2 *км*. Наиболее изучен Хиргиснурский прогиб, расположенный в районе оз. Хиргис-Нур. Максимальные мощности

и более грубообломочный состав отложений в нем приурочены к северному борту, сопряженному с зоной Хангайского глубинного разлома, который заложился в раннем палеозое и обновился в мезозое и кайнозое (разлом землетрясения 1905 г.). Вдоль северного крыла Хиргиснурского прогиба юрские отложения интенсивно дислоцированы. Они образуют многочисленные брахиформные и коробчатые складки, ориентировка которых подчинена общему северо-западному, близкому к широтному простиранию. Они имеют асимметричное строение с более крутыми углами падения слоев до 90° на северных крыльях и более пологими 10—18° на южных.

Самостоятельную структурную категорию составляют поднятия, обрамлявшие и разделявшие системы прогибов. К ним относятся Монголо-Алтайское поднятие к западу от Предалтайской системы прогибов, Хангайское поднятие, заключенное между двумя системами прогибов, и Ханхухэйское, к северу от Предханхухэйской системы прогибов.

Монголо-Алтайское поднятие имеет асимметричное строение. Анализ мощностей и фаций нижне-среднеюрских отложений позволяет предполагать, что северные склоны этого поднятия имели расчлененный горный рельеф, а южные — более пологие. Центральная часть поднятия была расчленена зоной диагональных разломов и сопряженных с ними узких приразломных Талнурских впадин.

Хангайское поднятие достигало ширины около 300 *км* и имело относительно небольшие высоты и более сглаженные формы рельефа.

Ханхухэйское поднятие представляет собой линейную структуру широтного простирания. Южный склон этого поднятия в ранней — средней юре имел расчлененный горный рельеф, за счет разрушения которого в Хиргиснурский прогиб поступал грубообломочный плохо сортированный материал. В новейшие этапы развития вдоль границы этого поднятия и Хиргиснурского прогиба возникли многочисленные чешуйчатые надвиги, сбросо-сдвиги и микрошарьяжи, сопряженные с системой Хангайских разломов и новейших дислокаций разлома 1905 г. Здесь наблюдается надвигание пластин палеозойских метаморфических пород на юрские и кайнозойские отложения, надвиги внутри мезозойских отложений со срезанием нижнеюрских структур и надвиганием их в виде многоярусных пластин на третичные и четвертичные рыхлые отложения.

К концу раннемезозойского этапа развития в конце средней или начале поздней юры произошло постепенное эрозионно-денудационное выравнивание палеорельефа области поднятия, появились признаки выветривания в кровле мезозойских отложений (в виде кор выветривания) в прогибах и другие признаки, свидетельствующие о затухании тектонических движений.

ВЕРХНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ СТРУКТУР РЕВИВАЦИИ

Позднемезозойские структуры ревивации, так же как и раннемезозойские, ограниченные в своем распространении восточной половиной территории Монголии, отличаются большим разнообразием. На северо-востоке страны они выступают в виде серии многочисленных, но сравнительно мелких глыбово-складчатых структур, в строении которых большое место принадлежит вулканогенным образованиям. На юго-востоке и юге Монголии к ним принадлежат более крупные линейные структуры, сложенные преимущественно озерными, озерно-аллювиальными и пролювиальными отложениями с подчиненным количеством вулканитов.

На северо-востоке Монголии в позднемезозойский этап происходила дальнейшая переработка домезозойского основания и существенная перестройка плана раннемезозойских структур. Сводовые поднятия рас-

членились на более дробную систему блоков, часть из которых вовлекалась в погружение. С этим этапом связана интенсивная вулканическая деятельность и формирование вулкано-тектонических структур — кальдер проседания, кольцевых и горст-антиклинальных поднятий с расположенными на них грядами вулканических построек.

В соответствии с стратиграфической схемой верхнего мезозоя, разработанной М. С. Нагибиной, Д. И. Фрих-Харом и Ж. Бадамгаравом, разрез этих отложений расчленяется на две серии — средне-верхнеюрскую — нижнемеловую чойбалсанскую (аналог в Восточном Забайкалье — шадоронская серия) и нижнемеловую дзунбаинскую (аналог в Восточном Забайкалье — тургинская серия).

Отложения чойбалсанской серии образуют широкие поля, наложенные на самые различные структурные элементы палеозойского основания и раннемезозойские прогибы. Эти отложения в нижней части разреза представлены преимущественно базальтами, андезито-базальтами, трахибазальтами, а в верхней части — дацитами, трахилипаритами и липаритами. Преобладают вулканиты основного и среднего состава. Местами вулканогенные породы перемежаются с осадочными, преимущественно грубообломочными и туфогенно-осадочными отложениями, содержащими отпечатки флоры и пресноводной фауны. Мощность осадочно-вулканогенных образований чойбалсанской серии в различных впадинах колеблется от сотен метров до 1,5 *км*.

С вулканитами чойбалсанской серии, так же как и в Восточном Забайкалье с шадоронской серией, сочетаются комагматичные позднемезозойские интрузивные и субвулканические образования: гранитоиды, гранит-порфиры, липариты и меньше основные интрузивные породы.

Для отложений дзунбаинской серии характерна большая пестрота осадочных и вулканогенно-осадочных фаций, свидетельствующая о накоплении осадков в межгорных озерных и озерно-аллювиальных впадинах.

В Восточной Монголии, так же как и в Восточном Забайкалье, для позднемезозойского времени можно выделить структурно-фациальные зоны с осадочным и вулканогенно-осадочным составом отложений. В ряде мест Восточной и Центральной Монголии отложения дзунбаинской свиты пересечены вулканическими телами кислого состава (фельзиты, липариты, трахилипариты и трахидациты), а также гидротермальными жилами и штокверками (халцедон, кварц, флюорит). В этих участках обычно широко проявлена цементация осадочных пород кремнистыми или эффузивно-кремнистыми образованиями. Аналогичные кислые криптовулканические образования описаны Н. А. Фогельман (1968) в Балайском рудном районе и в других местах Восточного Забайкалья, где с этими телами связано золотое оруденение, а также флюорит.

Терригенная часть разреза дзунбаинской серии в Монголии полифациальна и представлена континентальными озерно-аллювиальными и пролювиальными конгломератами, песчаниками, алевролитами и листоватыми аргиллитами («бумажные сланцы») с прослоями бурых углей различной мощности. Мощность грубообломочных отложений в различных частях прогибов по геофизическим данным колеблется от 100—350 до 600—700 *м*. Общая мощность молассоидных отложений дзунбаинской серии в различных впадинах на востоке Монголии колеблется от 1000 до 1500 *м*.

Среди позднемезозойских структур выделяются: 1) узкие приразломные грабены и грабен-синклинали, которые унаследованно развивались в пределах систем раннемезозойских прогибов; 2) изометричные и сложнопостроенные синклинальные структуры, которые развивались в одних своих частях также унаследованно на нижнемезозойских прогибах, а в других накладывались на поднятия палеозойского основания, вовлекая отдельные их блоки в погружение; 3) вулкано-тектонические структуры — кальдеры проседания, сопряженные с кольцевыми поясами обрамляющих вулканитов.

Перечисленные структуры — конседиментационные. В своем расположении они подчинены системе длительно развивающихся глубинных разломов северо-восточного простирания и оперяющих их более мелких новообразованных поперечных и диагональных разломов.

На севере площади распространения позднемезозойских структур протягивается узкий Ононский грабен, принадлежащий, видимо, к первой из отмеченных выше групп структур. Он сопряжен с Ононским глубинным разломом северо-восточного простирания, ограничивающим с юга описанный выше раннемезозойский Джаргалантуинский прогиб. Длина Ононского прогиба составляет 250 *км* при ширине 5—15 *км*. Юго-западным продолжением Ононского грабена служит Баяндэлгэрский грабен, представляющий собой узкую приразломную структуру шириной 12 *км* и длиной 120 *км*, сложенную нижнемеловыми вулканогенными и осадочными отложениями. Этот грабен находится в зоне сочленения крупного Хэнтэйского поднятия и Монголо-Охотской системы прогибов.

Южнее, в долине р. Керулен в районе г. Ундэрхан располагаются унаследованные Прикеруленские грабены, сопряженные с Прикеруленской системой разломов, которые ограничивают с юга Дашибалбарский прогиб. Шарбогинский унаследованный грабен, входящий в число Прикеруленских грабенов, как бы вложен в структуру Дашибалбарского прогиба, он имеет северо-восточное простирание и ступенчатое внутреннее строение.

Восточнее, в районе г. Чойбалсан, находится сравнительно широкое (100×150 *км*) поле развития позднемезозойских отложений, выделяемое в качестве Чойбалсанской впадины. Эта впадина сложена обеими сериями верхнего мезозоя (чойбалсанская и дзунбаинская). Ее внутреннее строение — гетерогенно. Южную и северную части можно отнести к группе унаследованных структур, тогда как центральная часть наложена на палеозойское основание. На северном борту Чойбалсанской впадины развиты приразломные синклинали, сопряженные с Северочойбалсанским позднетриасовым прогибом. Центральные части синклиналей обычно сложены терригенными и угленосными отложениями дзунбаинской серии нижнего мела, а бортовые части — вулканитами основного, среднего и кислого состава чойбалсанской серии. Одна из таких синклиналей расположена в урочище Будун-Гоби в окрестностях оз. Ихэ-Дзосу-Нур. Она имеет северо-восточное простирание и симметричное строение с довольно пологим залеганием пород на крыльях, лишь местами осложненном более мелкими приразломными глыбово-складчатыми дислокациями с углами падения слоев до 70—80°. Вдоль северного и южного бортов этой синклинали на несколько десятков километров протягиваются полосы основных и кислых вулканитов. Для кислых разновидностей отмечаются жерловые фации лавобрекчий и автомагматических брекчий. Борта синклинали пересечены системой продольных северо-восточных и поперечных северо-западных ступенчатых сбросов и сбросо-сдвигов. Местами вдоль этих разломов в виде узких клиновидных выступов на поверхность выведены граниты палеозойского основания. Ширина таких выступов — 150—200 *м* при длине не более 2 *км*. Вблизи выступов в толще вулканогенно-осадочных пород возникли приразломные складки и флексуры. Северное крыло этой синклинали, осложненное системой продольных и поперечных сбросов северо-западного простирания, непосредственно налегает на размытую поверхность стоящих почти «на головах» верхнетриасовых отложений Северочойбалсанского прогиба.

Местами вдоль бортов синклинальных структур по разломам проникли дайки и штоки дацитов, трахитов, трахилипаритов и гранит-порфиров. Серия таких интрузивных и субвулканических тел кислого и щелочного состава была выделена М. С. Нагибиной и Д. И. Фрих-Харом к югу от оз. Ихэ-Дзосу-Нур, а А. Л. Салтыковским и Д. Оролмой у горы Алташин-Холбо и источника Аршан-булак к востоку от тракта Ульдза — Чойбалсан.

Центральная часть Чойбалсанской впадины, непосредственно наложенная на палеозойское основание, отличается сложным строением. Продольными и поперечными разломами она расчленена на блоки, которые имеют северо-западное и меридиональное простирание. На погруженных блоках образовались крупные брахиформные мульды с глубиной залегания кристаллического фундамента от 1500 до 2000 *м* (пересчеты Р. А. Хасина).

К югу от долины р. Керулен исключительно широко развиты позднемезозойские вулкано-тектонические структуры. Одни из них унаследовали северо-восточное простирание раннемезозойских прогибов Южнокеруленской системы, другие имеют мозаичное строение и наложились непосредственно на палеозойское основание Центрального и Прикеруленского поднятий.

Палеовулканические исследования, проведенные Д. И. Фрих-Харом в этих районах, позволили выявить единый близкий по составу разрез вулканических серий, слагающих эти структуры. К нижней части разреза приурочены андезиты и андезито-базальты, сменяющиеся субщелочными породами — трахибазальтами, трахиандезито-базальтами, в различных сочетаниях переслаивающихся с осадочными и вулканогенно-осадочными прослоями. Завершают вулканический цикл породы среднего и кислого состава — от трахиандезитов до трахилипаритов и липаритов.

С вулканитами, особенно средними и кислыми, тесно связаны интрузии сиенитов, граносиенитов и гранитов, несомненно комагматичными этим вулканитам. В районе сомона Мунку-Ханый наблюдаются субвулканические дайки и более крупные штоки роговообманковых диорит-порфиритов и гранодиорит-порфиров, по-видимому, комагматичных андезито-базальтам и андезито-дацитам нижней части разреза. На правобережье р. Керулен располагаются многочисленные небольшие грабены, удлиненные и изометричные синклинали, сложенные вулканическими и вулканогенно-осадочными отложениями верхнего мезозоя. Одна из таких структур протягивается непосредственно к северу от сомона Мунку-Ханый к оз. Дельгер-Нур. Она представляет более или менее симметричную синклиналь северо-северо-восточного простирания. Размеры ее около 40 *км* в длину и от 15 до 20 *км* в ширину. Центральная часть синклинали сложена терригенными отложениями дзунбаинской серии, а на крыльях широкими полями выходят базальты и андезиты, согласно перекрывающиеся потоками трахиандезитов, трахидацитов, дацитов и трахилипаритов чойбалсанской серии. Нередко в бортовых частях таких синклиналей в полях развития базальтов располагаются отдельные палеовулканические постройки, сложенные кислыми вулканитами. Эти постройки отчетливо выражены в современном рельефе и прекрасно дешифрируются на аэрофотоснимках. Они впервые были выявлены венгерским геологом Золтаном Балла в 1968 г. Центральные части таких построек сложены субвулканическими липаритами, гранит-порфирами и их автомагматическими брекчиями. Местами от центрального, «жерлового», тела гранит-порфиров отходят радиальные системы даек (до 30 *м* мощности), пересекающие липаритовые лавы и туфы стратовулканов. Описанные палеовулканические постройки пересечены многочисленными разломами, сбросами и сбросо-сдвигами северо-западного и северо-восточного простирания, местами смещающими их центральные части.

Близкого типа структуры были изучены нами в той же структурной зоне в окрестностях сомона Гал-Шарыйн и поселка Хаджи-Улан. Здесь на сильно расчлененном разновозрастном палеозойском основании и раннемезозойских гранитоидах залегают базальтовые и андезито-базальтовые лавы, широкие поля которых в плане имеют неправильные лапчатые очертания. Среди основных вулканитов располагаются сравнительно небольшие синклинали размером 50 на 20 *км*, 100 на 30 *км* и меньше, сложенные осадочными и частично вулканогенно-осадочными отложениями

дзунбаинской серии. Эти синклинали в плане имеют овальную, коленчато-изогнутую или слабо вытянутую изометрическую форму. Простирание их преимущественно северо-восточное, реже близкое к широтному или меридиональное.

Внутреннее строение таких синклиналей и грабен-синклиналей довольно простое. Слои в их пределах залегают полого. Углы наклона пластов на крыльях обычно не превышают 10—15, реже 20°. Вдоль бортов они нередко пересечены ступенчатыми сбросами.

Анализируя строение описанных позднемезозойских вулкано-тектонических структур Восточной Монголии, следует подчеркнуть тесную структурную связь в расположении синклиналей и грабен-синклиналей и обрамляющих их выходов кислых и основных вулканитов, слагающих обычно смежные положительные структуры. Невольно напрашивается вывод, что эти синклинали и грабен-синклинали по своему происхождению, вероятно, близки к структурам типа кальдер проседания, обычно формирующихся в областях широкого проявления вулканической деятельности.

Особенностью вулкано-тектонических структур рассматриваемого района является то, что они формировались главным образом на поднятиях палеозойского основания, расчленяя его на многочисленные мелкие блоки. Одна из крупнейших наложенных поперечных позднемезозойских структур — Нилгинская (или Чойренско-Нилгинская) впадина, расположенная к юго-западу от большой излучины р. Керулен в окрестностях сомона Нилга и железнодорожной станции Чойрен. Эта впадина имеет сложные лапчатые очертания. Простирание ее разветвленных частей подчинено северо-западным поперечным разломам Чойренско-Хэнтэйской системы и северо-восточным диагональным разломам, пересекающим структуры палеозойского основания. Нилгинская впадина достигает 200—220 *км* в поперечнике. Центральная ее часть сложена пологозалегающими отложениями дзунбаинской серии нижнего мела и более молодыми осадками, а на крыльях выходят вулканиты основного и кислого состава чойбалсанской серии.

В Центральной Монголии в окрестностях сомонов Цаган-Обо и Сайхан-Обо располагаются широкие синклинальные структуры и грабен-синклинали, наложенные на размытую поверхность дислоцированных и прорванных гранитоидами нижне-среднеюрских отложений Сайханобинского прогиба, на триасовые образования, а также разновозрастные структуры палеозойского основания. Эти структуры впервые были выделены и описаны М. С. Нагибиной и Ж. Бадамгаравом в 1970—1971 гг. Они сложены вулканогенно-осадочными отложениями дзунбаинской серии, раннемеловой возраст которых подтвержден находками пресноводных органических остатков. Нижняя часть разреза представлена грубообломочными осадочными породами, верхняя — сильно окремнелыми песчаниками, чередующимися с кислыми туфами и туффитами, местами пронизанными кислыми криптовулканическими телами. Общая мощность этих отложений закономерно увеличивается по направлению с запада на восток (от 150 до 400 *м*). В том же направлении увеличивается количество вулканогенных пород и степень их дислоцированности.

Западнее в Онгыйнгольской впадине туфогенно-кремнистые породы выпадают из разреза и спокойно залегающие толщи нижнемеловых отложений представлены относительно тонкозернистыми терригенно-карбонатными породами без вулканитов, типичными для западных районов Монголии (котловина Больших Озер и др.).

В Юго-Восточной и Южной Монголии располагаются наиболее крупные позднемезозойские прогибы. Они в основном наложены на палеозойские структуры Южно-Монгольской зоны и редко накладываются на раннемезозойские (ранне-среднеюрские) прогибы.

Имеющиеся геологические материалы свидетельствуют о том, что в составе верхнемезозойских отложений Южной Монголии вулканические

образования играют значительно меньшую роль чем в отложениях того же возраста в Северо-Восточной Монголии. Новые данные, полученные при геологической съемке в Цогтообинском и других прогибах, несколько дополняют эти сведения. В ряде мест в отложениях позднеюрского — раннемелового возраста выявлены не только основные, но и кислые эффузивы, причем в значительном количестве. Вулканогенный материал верхнеюрских и верхнеюрско-нижнемеловых отложений во впадинах Гобийского Алтая и Восточной Гоби также значителен и по данным В. Ф. Шувалова составляет по мощности от 200 до 500 *м*. Общая мощность верхнеюрских — нижнемеловых отложений в различных прогибах Южно-Монгольской зоны колеблется от 1 до 3 *км*.

Наиболее крупные Сайншандинский и Дзунбаинский прогибы. Последний представляет собой одно из звеньев протяженной Восточно-Гобийской системы прогибов, по диагонали пересекающей палеозойскую структуру основания. Внутреннее строение этой системы прогибов, выявленное при геофизических исследованиях, характеризуется узкими приразломными синклиналями и брахисинклиналями, разделенными гребневидными антиклиналями, горст-антиклиналями и поперечными поднятиями.

На крайнем юго-востоке Монголии в пределах обширной Тамцагской синеклизы в результате геофизических (гравиметрия и магнитометрия) исследований, проведенных П. П. Степановым, выявлены под покровом рыхлых отложений верхнего мела и палеогена крупные синклинальные структуры северо-восточного простирания, а также коробчатые и брахиформные синклинали, разделенные продольными и поперечными поднятиями. Глубина погружения палеозойского кристаллического основания в пределах этих структур колеблется от 500—1000 до 3000—4000 *м*. Природа этих прогибов пока не установлена. Изучение мезозойских отложений, выходящих на поверхность вдоль краев Тамцагской синеклизы, позволяет предположить, что эти прогибы сложены вулканогенно-осадочными отложениями чойбалсанской серии и терригенно-угленосными породами дзунбаинской серии.

Многочисленные тела раннемезозойских гранитоидов выходят в пределах поднятий палеозойского основания, располагающихся к северо-западу и юго-востоку от Тамцагской синеклизы. Здесь установлены гранитоиды с абсолютным возрастом 200—220 млн. лет (определение калий-аргоновым методом, по В. А. Боброву).

Отдельные субвулканические тела кислого и субщелочного состава (трахилипариты), прорывающие нижнемеловые отложения, в Южно-Монгольской зоне были описаны М. С. Нагибиной в 1968 г. Абсолютный возраст этих пород —110—111 млн. лет [1].

ВЕРХНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ СТРУКТУР АКТИВИЗАЦИИ

Западная Монголия в позднемезозойское время была охвачена новым этапом тектонической активизации. Верхнемезозойский комплекс от нижнемезозойского местами отделен перерывом и несогласием. К позднему мезозою относится существенная перестройка предшествующего структурного плана, выразившаяся в возникновении ряда новообразованных широких и плоских впадин в пределах Котловины Больших Озер, а также унаследованных приразломных прогибов в Предалтайской зоне. Крупная ветвь новообразованных позднемезозойских прогибов Котловины Больших Озер располагается параллельно Предалтайской системе прогибов. Аналогичные новообразованные прогибы в позднем мезозое возникли также и в южной части Предалтайской системы прогибов в Долине Озер.

[1] Определение произведено Л. Ф. Фирсовым в лаборатории геохронологии Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР калий-аргоновым методом.

Крупные поднятия — Монгольско-Алтайское и Хангайское — сохраняли в это время свой структурный план, хотя их облик существенно изменился. Юго-западный и частично южный склоны Хангайского поднятия были расчленены разломами и вовлечены в погружение. Таким образом, размеры этого поднятия сократились благодаря формированию новых впадин Котловины Больших Озер. На севере Западной Монголии в это время, видимо, закладывается Убсанурская впадина, ограниченная с юго-востока Ханхухэйским, а с севера — Таннуольским поднятиями.

С началом позднемезозойского этапа (поздняя юра) связано накопление мощных (до 1700 *м*) грубообломочных красноцветных толщ пролювиальных отложений, конглобрекчий, конгломератов, грубых гравелитов, реже песчаников. Особенно типичные грубообломочные отложения этого возраста развиты во впадинах собственно Предалтайской зоны. В Котловине Больших Озер осадки поздней юры представлены несколько менее грубообломочными породами субаквального генезиса и меньшей мощности (300—400 *м*) мелкогалечными конгломератами, песчаниками, гравелитами.

Верхняя часть разреза комплекса верхней юры — нижнего мела состоит из тонкообломочных пород: песчаников, алевролитов, аргиллитов, глинистых сланцев и глин озерного генезиса, литологически сходных как в зоне Предалтайских прогибов, так и в Котловине Больших Озер. Их мощности составляют для первой около 1000 *м*, а для второй — 400—700 *м*. На севере рассматриваемой области в пределах Предханхухэйской системы прогибов накопление осадков верхнемезозойского комплекса не происходило.

В Предалтайской системе прогибов унаследованно развивавшиеся позднемезозойские впадины сохранили узкие линейные формы. Они представляли собой асимметричные приразломные синклинали, осложненные более мелкими линейными и брахиформными складками, простирание которых было ориентировано параллельно Предалтайской системе глубинных разломов. Углы падения слоев достигают 45—60°, а вблизи разломов — 70—80°. Складчатые дислокации осложнены продольными и поперечными сбросами и сбросо-сдвигами. В отдельных прогибах внутри толщи верхнемезозойских отложений отмечаются надвиги и микрошарьяжи. В Ихэснурском прогибе наблюдается надвигание красноцветных конгломератов на нижнемеловые тонкозернистые отложения. Перемещение по таким надвигам и микрошарьяжам происходило с юга на север со стороны поднятия Монгольского Алтая. Амплитуда перемещения не превышала первых сотен метров.

Более мелкие надвиги, сбросо-сдвиги и микрошарьяжи наблюдаются также и вдоль северного борта прогибов Предалтайской системы, например, в пределах Дзэрэгского, где надвигание происходило с севера на юг.

Новообразованные впадины Котловины Больших Озер представляют собой обширные плоские мульды изометрической формы, сложенные сравнительно тонкозернистыми и слабодислоцированными верхнемезозойскими отложениями, залегающими непосредственно на палеозойском основании.

Закономерное изменение литолого-формационного состава верхнеюрско-нижнемелового комплекса, выражающегося в измельчении обломочного материала осадков вверх по разрезу, которое происходило во впадинах и прогибах обеих зон, свидетельствует о выравнивании палеорельефа поднятий, окружавших впадины, и о его постепенной денудации. По-видимому, к концу позднего мезозоя контрастность и расчлененность тектонического рельефа, характерная для поздней юры, была постепенно утрачена.

На размытой поверхности дислоцированных нижнемеловых отложений в Западной и Восточной Монголии несогласно залегают отложения верхнего мела и палеогена, а также кайнозойские отложения.

Заканчивая рассмотрение мезозойских структур Монголии, следует остановиться на некоторых особенностях их строения и развития.

Для обоих типов мезозойских структур — ревивации и активизации — свойственны два этапа развития: ранне- и позднемезозойский. В самом общем виде в каждый из этих этапов в Монголии существовала четкая латеральная зональность в пространственном распределении разных типов структур. С запада на восток амагматичные структуры (типа активизации) сменяются структурами (типа ревивации), насыщенными магматическими образованиями (наземными вулканитами и гранитоидами). Если привлечь для дальнейшего сравнения более обширные территории Тихоокеанского сектора Восточной Азии, нетрудно заметить, что далее к востоку — в Сихотэ-Алине — появляются уже типично геосинклинальные образования мезозоя с характерным для них подводным основным вулканизмом. Следовательно, можно говорить о существовании единого латерального ряда, образованного на одном фланге с геосинклинальными структурами, а на другом — структурами ревивации. В терминологии и трактовке этих структур нет единого мнения. М. С. Нагибина (1963), впервые выделившая эти структуры, и А. Л. Яншин (1965) называли их структурами восточноазиатского типа, или структурами ревивации, Ю. М. Пущаровский (1969) определил их как резонансно-тектонические.

Позднее Л. П. Зоненшайн (1972) распространил на них названия регенерированные геосинклинали, моногеосинклинали, мезогеосинклинали или геосинклинали второго рода. К структурам этого типа Л. П. Зоненшайн, в частности, относит прогибы Монголо-Охотской системы (Джаргалантуинский прогиб), сложенные морскими и прибрежно-морскими терригенными и вулканогенными отложениями. Возможно, структуры с морским терригенным выполнением и следует выделять в особый подтип структур ревивации, например, структуры Монголо-Охотского и Забайкальского типов (Нагибина, 1963). Однако проведенный формационный анализ показывает, что состав магматических проявлений остается одинаковым для того и другого подтипа. Изменения наблюдаются лишь в латеральном направлении в сторону повышения щелочности по мере удаления их от геосинклинальных (океанических) зон во внутренние части континента.

Выше были перечислены авторы, так или иначе связывающие развитие этого типа структур с одновозрастными геосинклинальными системами в единый тектоно-динамический пояс или зону. Другая группа авторов (Ю. В. Комаров, П. А. Хренов, А. П. Щеглов, Н. А. Фогельман и др.) относят структуры этого типа к категории структур «автономной активизации», развивавшихся независимо от геосинклинального процесса. Дискуссии по этому вопросу неоднократно освещались в печати, поэтому здесь не имеет смысла их повторять.

Продолжая характеристику структур ревивации, следует подчеркнуть, что для обоих этапов их развития характерны комагматичные серии интрузивных и эффузивных образований, типичные для вулкано-плутонических формаций, по терминологии Е. К. Устиева.

Для раннемезозойского этапа развития структур ревивации в количественном отношении характерно преобладание интрузивных фаций в составе единой вулкано-плутонической формации. Интрузивные образования представлены габбро-диоритами, гранодиоритами, стандартными гранитоидами и аляскитами, а также щелочными и субщелочными разновидностями. Наиболее крупные массивы гранитоидов (гранодиоритовый состав и стандартные гранитоиды) приурочены к Становому и Даурско-Хэнтэйскому сводовым поднятиям, пересекающим древние глубинные разломы Монголо-Охотской системы, подновленные в мезозое. Габбро-диоритовые интрузии на территории Монголии приурочены непосредственно

к зоне глубинных разломов Монголо-Охотской системы и Ононскому разлому, ограничивающим с северо-запада и юго-востока Хэнтэйское поднятие. На флангах площади развития структур ревивации располагаются преимущественно субщелочные и щелочные гранитоиды. С поперечными разломами, пересекающими Хэнтэйское сводовое поднятие, связаны цепочки более поздних кислых литий-фтористых гранитов.

В позднемезозойский этап развития структур ревивации резко возрастает роль вулканических фаций различного состава (от основных до кислых разновидностей), при этом отчетливо наблюдается увеличение количества вулканогенного материала по направлению с запада на восток. Для этого этапа на востоке Монголии характерно формирование вулканотектонических структур типа кальдер опускания. Наблюдается сопряженность в развитии вулканических образований и формировании прогибов и впадин с вулканогенно-осадочным и терригенным выполнением, Снизу вверх по разрезу роль вулканогенных образований заметно сокращается. Для позднемезозойского этапа развития вулканизма Монголии характерно преобладание основных вулканитов, приуроченных к нижней части разреза и представленных базальтами, андезито-базальтами, трахибазальтами, трахиандезитами. Верхняя часть разреза сложена дацитами, липаритами и трахилипаритами. Среди кислой серии вулканитов распространены субвулканические тела, тесно связанные с интрузивными фациями. Наиболее распространенные интрузивные образования — лейкократовые и аляскитовые граниты и граносиениты, для которых в ряде мест удается проследить все переходы к субвулканическим телам, пересекающим базальты.

Изучение геологического положения гранитоидных массивов и малых тел, их форм и условий залегания показывают, что проникновение кислой магмы в верхние горизонты земной коры было целиком сопряжено с мезозойскими дислокациями. Об этом свидетельствует расположение гранитоидных тел, которые приурочены к системам продольных и поперечных разломов, ограничивающих главнейшие тектонические элементы глыбово-складчатых мезозойских структур, а также к узлам пересечения различно ориентированных разломов. Гранитоидные массивы располагаются как в пределах крупных мезозойских прогибов, так и на сводовых поднятиях палеозойского основания. Чрезвычайно характерна также приуроченность их к межформационным поверхностям на границе мезозойских молассоидных формаций и кристаллического палеозойского или более древнего основания. Малые гранитоидные тела приурочены к более мелким дислокациям в толще мезозойских отложений (межпластовые интрузии, силлы, штоки, лакколиты). Большинство выходов гранитных тел на поверхность занимают сравнительно небольшие площади, в сотни квадратных километров. В тех случаях, когда площадь гранитных массивов превышает 1000 *км*^{2} или несколько тысяч квадратных километров (Баянуланский массив или массивы Станового хребта) и их можно было бы отнести к батолитам, удается установить их пластинообразную форму. Отмеченные характерные черты морфологии структур ревивации и магматизма Монголии свойственны широко развитым на востоке Азии мезозойским структурам ревивации (Нагибина, 1964), резко наложенным на разнотипные структуры основания с ранее сформированной гранитной корой.

Развитие мезозойских структур активизации прослеживается далеко на запад за границу Монголии, в пределах всего Центрально-Азиатского пояса палеозойских геосинклинальных складчатых систем, а также Уральской и других складчатых систем. Такое пространственное размещение мезозойских структур активизации не позволяет объединить их в единый тектоно-динамический пояс с мезозойскими структурами ревивации, которые тесно связаны в своем развитии с геосинклинальными системами Тихоокеанского тектонического сектора.

ГЛАВА VI

СТРУКТУРЫ И ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПЛАТФОРМЕННОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ

К концу раннего мела и в позднем мелу напряженность тектонических движений в Монголии постепенно ослабевает, происходит выравнивание, пенепленизация тектонического рельефа и формирование на юго-востоке и юге Монголии широчайших Гобийских озерно-аллювиальных равнин. В позднем мелу и палеогене в пределах этих равнин с блуждающей речной и озерной сетью происходило накопление удивительно однообразных красноцветных, преимущественно тонкозернистых отложений: песков с косой слоистостью, глин с редкими линзами гравелитов, местами с прослоями гипсов и карбонатных пород. Общая мощность этих отложений — от 200—300 до 600—700 *м*. Как правило, это рыхлые или слабоцементированные отложения, местами переслаивающиеся с редкими покровами базальтов трапповой формации. Формационный состав этих отложений существенно отличается от нижне- и верхнемезозойских молассоидных комплексов. Состав и условия залегания верхнемеловых и палеогеновых отложений свидетельствуют о том, что накопление их происходило в платформенных условиях. Имеющиеся данные по литологии, условиям обитания и захоронения пресноводных и солоноватоводных фаун, скоплениям костных остатков динозавров в дельтах крупных палеорек, впадавших в обширные озерные бассейны (Ефремов, 1954; Васильев и др., 1959; Мартинсон, 1966; Барсболд, 1969), а также палеогеографические реконструкции показывают, что площади, ранее занятые осадками верхнего мела и палеогена, были значительно шире современных контуров их распространения. Изучение структур платформенного этапа развития было проведено В. Ф. Шуваловым.

Анализ пространственного распространения верхнемеловых и палеогеновых осадков, их формационного состава и мощностей дает возможность выделить два основных элемента в платформенной структуре Монголии: Северомонгольское поднятие и Гобийский прогиб, или плиту.

Северомонгольское поднятие охватывает территорию Монгольского Алтая, Хангая, Хэнтэя, Прихубсугулья, северо-западную часть Гобийского Алтая и возвышенности на северо-востоке Монголии. Оно сложено домезозойскими (главным образом) и мезозойскими (доверхнемеловыми) образованиями. О внутренней структуре поднятия на этапе его платформенного развития (поздний мел — эоцен) судить довольно трудно, ибо осадки верхнего мела, палеоцена и эоцена здесь почти полностью отсутствуют (за исключением южной и юго-восточной его частей, прилегающих к районам Восточной и Северной Гоби). Анализ реликтов мел-палеогеновой денудационной поверхности выравнивания, широко распространенных в различных частях Хангая, Хэнтэя, Алтая, в смежных с Гоби районах Центральной и Северо-Восточной Монголии, а также литолого-фациальный состав отложений гобийского чехла и его мощности свидетельствует о том, что в конце позднего мела и палеогена в области Северомонгольского поднятия господствовал равнинный и мелкосопочный денудационный рельеф с относительными превышениями над областью Гобийского прогиба, измеряемыми десятками — первыми сотнями метров (Николаева, 1971; Николаева, Шувалов, 1969). В отдель-

ных участках этого поднятия сохранились от размыва маломощные отложения позднего мела и палеогена.

Гобийская плита (или прогиб) располагается на юге Монголии, занимая всю южную и юго-восточную ее части. Отложения платформенного чехла на этой территории покрывают более 60% общей площади[1]. Они целиком занимают пространство Заалтайской, Южной, Северной и Восточной Гоби, Тамцакский и Тото-Шаньский районы и юго-восточную часть Гобийского Алтая. К югу от границы Монголии отложения платформенного чехла продолжаются на территорию Китая. Внутренняя структура Гобийской плиты довольно сложная. В ней находят отражение элементы как собственно платформенного, так и новейшего этапов развития этой территории. Последние местами значительно усложнили позднемеловую—палеогеновую структуру прогиба, но в силу локальности проявления не смогли затушевать ее основных черт. Анализ распространения и мощностей платформенного чехла в Гоби и литолого-фациальных особенностей слагающих его отложений дает возможность выделить в области Гобийской плиты районы наиболее интенсивного относительного прогибания, классифицируемые нами как синеклизы и разделяющие их относительно возвышенные внутренние поднятия. В пределах синеклиз наблюдаются максимальные мощности (до 700 *м*) осадков верхнего мела — палеогена. На выступах палеозойского основания платформенный чехол либо отсутствует, либо имеет незначительную мощность. По размерам синеклизы, как правило, значительно превосходят относительно приподнятые участки плиты; последние носят ярко выраженный островной характер.

Наиболее крупные синеклизы — Тамцагская, Восточногобийская, Южногобийская, Северогобийская и Заалтайская. Внутри некоторых синеклиз в свою очередь также наблюдаются сравнительно небольшие по площади и амплитуде конседиментационные выступы доверхнемелового фундамента и плакантиклинали, разделяющие синеклизы на отдельные полуизолированные впадины.

Расшифровка первичных структур платформенного чехла в зонах интенсивного проявления новейших дислокаций в период кайнозойской активизации весьма затруднительна. В зоне развития сейсмоактивных структур Гобийского Алтая, Гурбан-Сайхан и в других районах отложения платформенного чехла рассечены разломами, приподняты на различную высоту, нередко изогнуты или стоят «на головах».

[1] На тектонической карте МНР (рис. 64) отложения платформенного чехла на большей части территории сняты.

ГЛАВА VII

СТРУКТУРЫ И ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЭТАПА КАЙНОЗОЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ

Этап новейшей (кайнозойской) активизации в Монголии, как, по-видимому, и во всем горном поясе Южной Сибири (Алтай, Саяны, Тува), а также в Прибайкалье и Забайкалье начался в конце олигоцена — начале миоцена (Алтае-Саянская область, 1969; Девяткин, 1965; Гросвальд, 1965; Николаева, Шувалов, 1969; Кожевников и др., 1970; Николаева, 1971; Уфлянд и др., 1969).

Начало этапа знаменуется оживлением тектонической активности, что зафиксировано в изменении характера осадконакопления, появлении грубообломочных молассоидных толщ (особенно в горных долинах и в прибортовых частях межгорных впадин) и эффузивного базальтоидного вулканизма, приуроченного преимущественно к зонам длительно живущих и вновь образованных разломов, а также резким усилением эрозионных процессов в долинах рек, расчленяющих поднимающиеся новейшие морфоструктуры.

Интенсивность процессов новейшей активизации на территории Монголии была неодинаковой. Районы Монгольского и Гобийского Алтая, Хангая, Хэнтэя, Прихубсугулья и Северной Монголии были захвачены поднятиями значительной амплитуды, с дифференцированным характером движений; в то же время районы Восточной, Юго-Восточной и Южной Монголии ими затронуты в меньшей степени, что и нашло прямое отражение в современном рельефе.

Литолого-формационный анализ разреза неогеновых и плейстоценовых отложений, выполняющих новейшие межгорные впадины, а также анализ рельефа позволяют подразделить этап новейшей активизации на два подэтапа. Для первого (миоцен — ранний плиоцен) характерно постепенное усиление неотектонических движений, выразившееся в медленном прогибании крупных межгорных впадин (Котловина Больших Озер, впадины Долины Озер и Северо-Восточной Монголии) с накоплением в них преимущественно песчано-глинистых озерных отложений до 300 *м* мощностью. Области поднятий испытывали в это время медленное восходящее движение, приведшее к образованию крупных сводовых структур большого радиуса кривизны (Хангай, Хэнтэй) или вытянутых сводово-горстовых структур Монгольского и Гобийского Алтая.

На втором подэтапе (средний плиоцен — плейстоцен) активизация новейших движений резко усилилась, произошла их пространственная дифференциация, ведущую роль стали играть движения по обновленным и вновь образованным разломам, особенно в зонах сочленения межгорных впадин и горных хребтов, испытывавших разнонаправленное движение. При этом, в областях поднятий в зонах разломов возникли узкие внутригорные впадины, выполненные, в отличие от крупных межгорных депрессий, преимущественно плиоцен-плейстоценовыми грубообломочными отложениями молассоидного типа (свита Алтай-Тээли, Туин-Гол и их аналоги) мощностью до 300 *м*. Дифференциация движений в областях поднятий привела к их раздроблению на отдельные горстовые структуры. Такая система горстовых разновысотных блоков, разделенных новейшими грабенами, особенно характерна для линейно вытяну-

той крупнейшей неоструктуры — хребтов Монгольского и Гобийского Алтая.

Структуры этапа новейшей активизации Монголии разделяются (по преобладающему знаку движения) на две основные группы: структуры новейших поднятий (горные хребты и массивы) и структуры новейших опусканий (межгорные и внутригорные впадины).

Н. А. Флоренсов (1965) предложил выделить так называемый гобийский тип новейшего горообразования, свойственный северным районам Центральной Азии, и показал его отличия от «байкальского» типа. Несколько позднее им были намечены отличия межгорных впадин Монголии от депрессионных неоструктур «байкальского» типа и дана их характеристика (Флоренсов, 1968). Одна из отличительных черт «гобийского» типа новейших структур поднятий — их рост при постепенном вовлечении в поднятия предгорий и прилегающих частей межгорных впадин. Это выражается в образовании передовых хребтов (форбергов), имеющих специфическое монгольское название — дзэргэлэ.

Развивая высказанное Н. А. Флоренсовым (1965, 1968) положение о своеобразии «гобийского» типа горообразования, необходимо подчеркнуть и существующие различия в механизме образования и морфологии крупных новейших морфоструктур разных районов Монголии.

Представление о разных типах структур новейшей активизации достаточно наглядно видно из анализа формационных комплексов кайнозойских образований, характерных для различных регионов Монголии. Эти комплексы, показанные на рис. 48, выделены на основании обобщения имеющихся в настоящее время стратиграфических материалов, анализа мощностей, условий залегания, распространения и литолого-фациальных изменений кайнозойских образований в разных структурных зонах.

Выделяются три основные группы формационных комплексов: а) для областей новейших прогибаний (Котловина Больших Озер, Предалтайские впадины, впадины Долины Озер), б) для областей новейшего горообразования (Хангай-Хэнтэйское поднятие, Алтайское поднятие, Прихубсугулье), в) для областей слабого (локального) горообразования (Южная Монголия, Средняя и Юго-Восточная Гоби).

Для областей новейших прогибаний характерны достаточно полные стратиграфические разрезы неогена и антропогена, отвечающие всему этапу новейшей активизации, значительные суммарные мощности этих отложений, достигающие не менее 800—1000 *м* (для наиболее прогнутых впадин), относительно тонкий состав выполняющих впадины осадков, представленных главным образом песками, алевритами, глинами, мергелями, реже (и обычно в верхнеплиоценовой — четвертичной части разреза) галечниками и гравийниками. В фациальном отношении эти осадки относятся к аллювиально-озерным (низы комплекса) и пролювиальным, аллювиальным и озерным (верхи комплекса) образованиям. Намечаются определенные различия в составе, фациях и мощностях осадков в центральных и прибортовых частях крупных изометричных впадин (впадины Котловины Больших Озер), а также в линейно вытянутых впадинах Предалтайской зоны.

Для областей новейших поднятий (включая их внутригорные впадины) характерны наиболее сокращенные стратиграфические разрезы формационного комплекса, обычно представленные только верхами плиоцена и антропогеном, отвечающие лишь второму подэтапу новейшей активизации; незначительные суммарные мощности этих отложений составляют около 200—300 *м*; относительно грубый состав осадков, представленных галечниками, щебнями, песчаниками, гравийниками, реже глинами и алевролитами. В фациальном отношении эти осадки довольно разнообразны. Они включают пролювиальные, ледниковые, аллювиальные, реже озерные образования. Широким развитием пользуются также излияния щелочных базальтоидов неогенового и четвертичного возраста. Они встре-

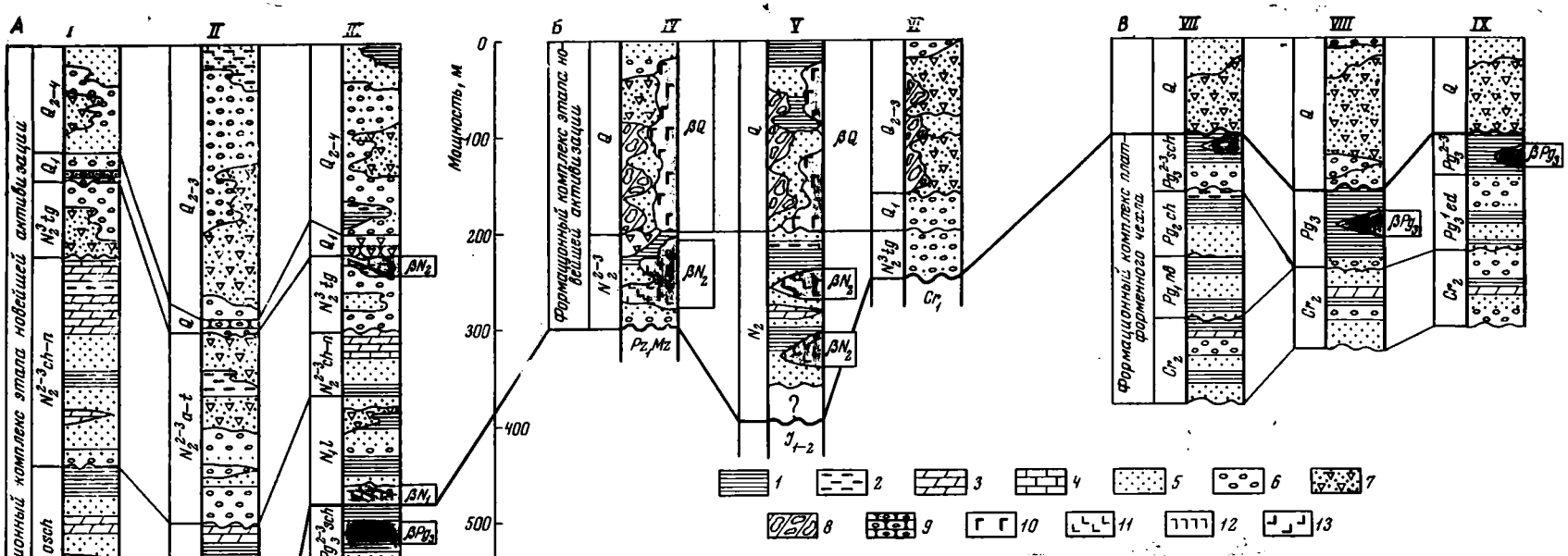


Рис. 48. Формационные комплексы этапа новейшей активизации Монголии

Области: *А* — новейших прогибаний: *I* — Котловина Больших Озер, *II* — Предалтайские впадины, *III* — Долина Озер; *Б* — новейшего горообразования: *IV* — Хангай-Хэнтэй, *V* — Прихубсугулье, *VI* — Алтай; *В* — слабого (локального) горообразования: *VII* — Заалтайская Гоби, *VIII* — Средняя Гоби, *IX* — Юго-Восточная Гоби. *1* — глины; *2* — алевриты; *3* — мергели; *4* — известняки; *5* — пески; *6* — галечники; *7* — щебни (пролювий); *8* — морены и флювиогляциальные отложения; *9* — конгломераты; *10* — *13* — базальты: *10* — четвертичные, *11* — плиоценовые, *12* — миоценовые, *13* — олигоценовые. Стратиграфические индексы обозначают свиты: Pg_1nb — Наран-Булак, Pg_1h — Хашат, Pg_2ch — Хайч, Pg_2chl — Холболджи, Pg_3^1ed — Эргилин-Дзо, $Pg_3^{1-2}ch$—t — Хан-Тайшири, $Pg_3^{2-3}sch$ — Шанд-Гол, $Pg_3^{2-3}bg$ — Бэгэр, N_1l — Ло, N_1 — N_2^1osch — Ошин, $N_2^{2-3}a$ — t — Алтан-Тэли, $N_2^{2-3}ch$ — n — Хиргис-Нур, N_2^3tg — Туин-Гол.

чаются как в осевых частях поднятий, так и в межгорных впадинах и долинах, будучи приуроченными к зонам разломов, активизированным в новейшее время. Базальты наиболее характерны для формационного комплекса Хангайского поднятия и Прихубсугулья.

Для областей слабого (локального) горообразования южного сектора Монголии характерно широкое развитие мощного формационного комплекса платформенного чехла (верхний мел—палеоген) и очень сокращенный разрез новейших отложений, куда входят, в основном, только маломощные (до 100—150 *м*) верхненеогеновые и главным образом антропогеновые отложения. Они представлены преимущественно гравийными и песчано-глинистыми образованиями пролювиальных и эоловых, реже озерно-такырных фаций.

Ниже приводится описание нескольких крупных регионов Монголии, отличающихся своеобразием новейшего этапа активизации.

Территория Северной Монголии относится к южному окончанию Байкальской рифтовой зоны и обладает всеми специфическими чертами последней. Для нее характерно меридиональное простирание блоков, образующих современные горные хребты, которые разделены узкими грабенообразными межгорными впадинами: Бусингольской, Дархатской, Хубсугульской. Впадины имеют разломное ограничение бортов, особенно хорошо выраженное по западному и восточному берегу оз. Хубсугул. Эти впадины были заложены, вероятно, во вторую половину этапа новейшей активизации — в позднем неогене и антропогене. Их формирование происходило не одновременно. Наиболее ранняя из этих структур — Дархатская впадина, выполненная отложениями плиоцен-четвертичного возраста значительной (до 200—300 *м*) мощности. Осадки представлены в основном озерными и речными фациями: песками, галечниками, реже глинами и алевритами. В Бусингольской впадине известны только верхнечетвертичные отложения, а Хубсугульская впадина, вмещающая оз. Хубсугул, является некомпенсированной очень молодой структурой.

Горстовые блоки хребтов, разделяющие межгорные впадины Северной Монголии, были подняты над ними на 1500—2000 *м* в основном в неоген-четвертичное время. Максимальные амплитуды поднятия приурочены к хр. Хардыл-Сардык, разделяющему Дархатскую и Хубсугульскую впадины.

Новейшие структуры Северной Монголии не полностью согласны с докайнозойским структурным планом этой территории. От новейших структур остальной части Монголии они отделены зоной широтного Северо-Хангайского разлома, вдоль которого в западной части протягивается цепочка мелких межгорных впадин, а восточная часть этой зоны используется долиной р. Селенги.

Хангай и Хэнтэй Центральной Монголии представляют структуры, сформировавшиеся в современном виде в этап новейшей активизации. Развитию этих структур в мезозое и кайнозое посвящен ряд работ (Флоренсов, 1965, 1968; Апродов, 1960; Кожевников и др., 1970, 1973; Николаева, 1971; Николаева, Шувалов, 1970).

Хангайское поднятие имеет изометричную форму, размером около 400—500 *км* в поперечнике. Оно сформировано на гетерогенном домезозойском складчатом основании, причем неотектоническая его структура наследует в общих чертах структуру поднятия, существовавшую на платформенном этапе развития этой территории (поздний мел — палеоген).

Хангайское поднятие представляет собой свод, осложненный блоковыми структурами второго порядка, имеющими вид горстовых выступов и грабенов. В Хангае, особенно по его южной и западной периферии, широко развиты фрагменты денудационно-эрозионной поверхности выравнивания, сформированной во время платформенного развития территории в позднем мелу — палеогене. По южной окраине Хангайского подня-

тия (Южнохангайское плато) хорошо видно во многих местах, как полого снижающаяся к югу реликтовая поверхность выравнивания перекрывается платформенными красноцветными песчано-глинистыми осадками среднего — верхнего олигоцена свиты Шанд-Гол, а также бронируется платобазальтами олигоценового и неогенового возраста. Это позволяет рассматривать этот район как «опорный высотный репер» при анализе амплитуды поднятия Хангайского нагорья в новейшее время.

Положение остатков выровненного рельефа в осевых частях Хангайского поднятия достигает 3000—3500 *м* абсолютной высоты, что позволяет определить относительное поднятие за новейший этап не менее чем на 2000—2500 *м*.

Осевая часть Хангайского свода совпадает с простиранием водораздельного хр. Хангай-Нуру, ориентированного с северо-запада на юго-восток. От осевой части происходит довольно пологое понижение поверхности свода на северо-восток в сторону Орхон-Селенгинского междуречья и более крутое резкое понижение свода на юго-запад в сторону Долиноозерной депрессии.

Структуры второго порядка, осложнившие Хангайский свод, сформировались, по-видимому, во вторую половину этапа активизации (в плиоцен-антропогене). В северной части четко выделяется горстовая структура хр. Болнай-Нуру, ориентированная широтно, параллельно зоне Северохангайского разлома. С юга она отделена от Тарбагатайской горстовой структуры широтного простирания грабеном оз. Талменур и долиной р. Идэр-Гол. К югу от Тарбагатайского горста расположен молодой широтный грабен, занятый оз. Тэрхин-Цаган-Нур и долиной р. Сумэин-Гол.

Южная часть Хангайского сводового поднятия также осложнена структурами второго порядка. Здесь выделяется четкая Баянхонгорская зона внутригорных впадин (Николаева, 1971), состоящая из Дзагской, Баянцаганнурской и Баянхонгорской впадин. Она протягивается с северо-запада на юго-восток почти на 250 *км*, при ширине до 10—15 *км*. Эта зона была заложена вдоль Баянхонгорского разлома, обновленного в плиоцен-четвертичное время. Глубина новейших впадин, судя по данным ВЭЗ, увеличивается в юго-восточном направлении (от 40 до 250 *м*). Впадины имеют асимметричное строение — пологий северо-восточный и крутой, взбросовый, иногда ступенчатый, юго-западный борта. Они выполнены осадками платформенного чехла (олигоцен) и новейшими отложениями неоген-четвертичного возраста мощностью до 200 *м*.

К югу от зоны впадин расположено Южнохангайское поднятие, выраженное в виде одностороннего, асимметричного, полого наклоненного к Долине Озер горстового выступа с платообразной поверхностью, осложненной продольными более мелкими горстами и грабенами.

На восток Хангайское поднятие постепенно понижается. В этом направлении оно осложнено системой разноориентированных невысоких горстовых блоков и грабенообразных впадин. Некоторые из них имеют северо-западное простирание, совпадающее с общим планом палеозойских структур. Таковы Дзамарский, Лунсомонский, Дашинчиленский, Верхнеорхонский грабены, выполненные плиоцен-четвертичными отложениями мощностью до 100—150 *м*, а также более мелкие впадины того же простирания, часто используемые речными долинами.

Кроме того, имеются отдельные впадины широтного (Угэйнурская и др.), а также меридионального (Среднеорхонская, Хануйская, и др.) простирания. Можно предположить, что меридиональная ориентировка этих впадин отражает влияние новейших рифтовых («байкальских») структур Северной Монголии, с которыми связана современная сейсмичность (например, Могодское землетрясение 1967 г.)

Хэнтэйское поднятие представляет собой периклинальную часть крупного Даурского свода, ориентированного в северо-восточном направлении. Как и Хангай, эта структура в виде поднятия существо-

вала еще на этапе платформенного развития территории (поздний мел — палеоген), а в неогене четко оформился ее сводовый характер. Хэнтэйское поднятие сформировано на гетерогенном палеозойском и раннемезозойском основании. Это находит определенное отражение в плане расположения и морфологии новейших структур второго порядка. А. В. Кожевников, С. Дембэрэлдорж и П. Болд (1973) указывают, что новейшее поднятие Хэнтэя (как и Хангая) формировалось в несколько этапов. Вначале поднятие проявлялось в центральных частях, а затем постепенно в него были вовлечены окраинные части. Особенно интенсивные движения по обновленным и новейшим разломам происходили в позднем плиоцене — раннем плейстоцене, в результате чего первичная форма свода была сильно осложнена горстовыми и грабеновыми структурами второго порядка. Эти структуры второго порядка в общем плане довольно точно отражают общее северо-восточное простирание Хэнтэйского поднятия. Таковы горстовые поднятия — Бага-Хэнтэй, Хэнтэй-Хан, Богдо-Ула, Абдар-Ула и грабены — Шарынгольский, Харагольский, Тольский, Верхнекеруленский, Ононский и др. Грабены выполнены преимущественно плиоцен-четвертичными отложениями местами значительной (100—120 *м*) мощности. Общая амплитуда поднятия за новейший этап развития в центральных частях Хэнтэйского свода оценивается А. В. Кожевниковым от 1500 до 2500 *м*.

Хангайское поднятие отделено с юга и запада от новейшего поднятия Монгольского и Гобийского Алтая системой межгорных впадин, в которую входят Котловина Больших Озер, Предалтайские впадины, впадины Долины Озер. Ниже приводится описание этих новейших структур.

Новейшие впадины, как справедливо отметил Н. А. Флоренсов (1968), обычно развиваются на месте мезозойских впадин, явно наследуя их общую форму и отражая сохраняющуюся тенденцию к прогибанию.

Новые материалы по строению этих впадин и выполняющих их осадков позволяют подразделить их на два различных подтипа.

К первому подтипу относятся почти изометричные крупные *впадины Котловины Больших Озер* — Убсанурская, Хиргиснурская, Хараусунурская, Дурэгнурская, Хойсуигобийская. Они заложены в новейшее время на месте позднемезозойских впадин (поздняя юра — ранний мел), и выполнены преимущественно озерными и аллювиальными (мергели, глины, пески, галечники) отложениями неоген-четвертичного возраста значительной мощности (Убсанурская— до 500—600 *м*, Хиргиснурская — до 500 *м*, Хараусунурская и Хойсуигобийская — не менее 300 *м*). Отдельные впадины Котловины Больших Озер разделены между собой субширотными горстовыми блоками, образующими поднятия хр. Хан-Хухэй и других более мелких массивов.

К другому подтипу относятся *впадины Предалтайской зоны,* протягивающейся вдоль всего Монгольского Алтая. Эти впадины заложены вдоль древних глубинных разломов, обновленных в настоящее время, и наследуют (в общем плане) мезозойские депрессионные структуры. Предалтайские впадины представляют собой систему узких (10—40 *км*), относительно глубоких и вытянутых грабен-синклиналей, соединяющихся между собой. Эти впадины выполнены осадками олигоцена (платформенный чехол) небольшой (до 100 *м*) мощности и осадками неогена и плейстоцена значительной (до 750 *м*) мощности. От г. Улангом впадины протягиваются в меридиональном направлении на юг до оз. Хара-Усу-Нур, четко ограничивая восточный тектонический уступ Монгольского Алтая. Узкие грабены этой части Предалтайской зоны хорошо выражены в рельефе. К югу от г. Улангом по данным электрозондирования (Slowanski, 1970) устанавливается узкий (несколько километров ширины) глубокий грабен, отделяющий поднятый блок Турген-Ула от западного окончания хр. Хан-Хухэй, выполненный неогеновыми и плейстоценовыми отложениями до 1000 *м* мощностью.

Южнее и юго-восточнее вдоль описываемой зоны также геофизическими методами устанавливаются значительные мощности кайнозойских отложений. В Дзэргенской впадине (вблизи южного оз. Хара-Усу-Нур) они достигают, по данным Э. Рутковского, около 600 *м*. Новейшая структура Дзэргенской впадины представляет собой узкую грабен-синклиналь с четкими тектоническими ограничениями ее бортов. Она вытянута от оз. Хара-Усу-Нур до сомона Дариби почти на 150 *км* при ширине 15—20 *км*. Северо-восточный борт этой впадины (в районе гор Ошин) имеет четко выраженный надвиговый характер; здесь узкие блоки палеозойских пород надвинуты на юрские, а юрские на кайнозойские отложения. Типичным примером такого надвига может служить юго-западный край горной гряды Ошин-Боро-Удзюр-Ула. Сама гряда представляет узкий горстовый асимметричный выступ — форберг, сложенный юрскими отложениями. Вдоль западного и юго-западного края гряды прослеживается довольно пологий (20—25°) надвиг юрских песчаников и конгломератов на рыхлые осадки кайнозоя.

В юго-восточной части Дзэргенской впадины (район Алтан-Тэли) синклинальная форма новейшей структуры хорошо подчеркивается наклоненными (до 15—25°) к ее центру отложениями олигоцена, неогена и плейстоцена, в центральной части перекрытыми верхнеплейстоценовыми и голоценовыми отложениями. Впервые новейшая синклинальная складка была описана М. Ф. Нейбург (1929).

В Ихэснурской впадине, находящейся на продолжении Дзэргенской, также устанавливаются значительные (до 300 *м*) мощности новейших отложений. Она имеет резко вздернутый юго-западный и относительно пологий северо-восточный борт. Продольные разломы разбивают ее на узкие блоки, по которым на поверхность выведены дислоцированные мезозойские и кайнозойские породы.

При анализе морфологии Дзэргенской и Ихэснурской впадин и мощности новейших отложений, выполняющих их, видно, что в течение неогена-плейстоцена они испытывали значительное опускание относительно окружающих гор. Это опускание составляло не менее 500—800 *м*, а поднятие окружающих горных массивов — более 2000—2500 *м*. Таким образом, амплитуда перемещения по разломам, ограничивающим борта впадин, выражается значительной величиной — порядка первых тысяч метров.

Шаргаингобийская впадина — одна из наиболее крупных новейших структур Предалтайской зоны. Она достигает длины 150 *км* и ширины 75 *км*, в плане наследуя мезозойскую депрессионную структуру. На западе она соединяется с Ихэснурской, а на востоке с Бэгэрской межгорными впадинами. Мощности кайнозойских отложений во впадине оцениваются (по немногочисленным буровым данным) не менее 350—500 *м*. Борта впадины тектонические; особенно хорошо новейшие дислокации выражены по северо-восточному ее борту. Здесь параллельно палеозойскому обрамлению проходит ряд новейших нарушений северо-западного направления, вдоль которых отложения олигоцена, неогена и плейстоцена смяты в пологие (20—25°) складки и разбиты разломами.

Юго-западные склоны хр. Хасагту-Хайрхан-Ула и Тайшири-Ула также затронуты новейшими деформациями. Они выражены в виде ступенчатых блоков северо-западного простирания, поднимающихся от впадины к осевой части хребта. Местами на отдельных, относительно опущенных блоках (среднее течение р. Шинэ-Ус) сохранились отложения олигоцена и неогена. Подобное строение северо-восточного борта Шаргаингобийской впадины свидетельствует о вовлечении в зону новейших поднятий склонов окружающих ее хребтов и прилегающих частей самой впадины.

Участок соединения Шаргаингобийской и Бэгэрской впадин представляет собой узкий (5—10 *км*) широтно ориентированный грабен. Южный борт его ограничен четким тектоническим уступом хр. Хара-Азарга-Ула,

возвышающимся над поверхностью грабена на 1500 *м*. Северная часть грабена очень сильно переработана новейшими движениями; она состоит из узких (2—3 *км*) блоков палеозойских пород, относительно поднятых и разделенных грабенами, выполненными кайнозойскими осадками.

Бэгэрская впадина — крайняя восточная структура Предалтайской зоны. Это узкий (до 20 *км*) грабен, длиной около 60—70 *км*. Он ограничен с юга Монгольским Алтаем, с севера хр. Хан-Тайшири. Общая мощность кайнозойских отложений, выполняющих впадину, оценивается примерно в 500 *м*, причем на отложения неогена — плейстоцена приходится не менее 300—350 *м*. В общем плане эта новейшая впадина наследует мезозойскую депрессионную структуру того же названия, но меньше ее по размеру. Борта впадины сложены мезозойскими породами, которые разбиты продольными новейшими субширотными разломами и в виде узких блоков участвуют в строении предгорий. Дислокации бортовых частей впадины затрагивают и кайнозойские отложения. На южном борту впадины осадки кайнозоя разбиты продольными разломами сбросового типа. В ступенчатых блоках, поднимающихся от центра впадины к горам, кайнозойские отложения слагают крутые моноклинали с падением к югу под углами от 15 до 60—70°. Подобное строение окраин Бэгэрской впадины говорит о значительной переработке ее прибортовых частей в новейший этап, вовлечении их в поднятия хребтов, что характерно для всей зоны Предалтайских депрессий и впадин Долины Озер.

К северу от впадин восточной части Предалтайской зоны расположены узкие хребты — Джаргаланту-Хайрхан, Умун-Хайрхан, Дарбийн-Нуру, Хасагту-Хайрхан, Хан-Тайшири,— отделяющие впадины Предалтайской зоны от впадин Котловины Больших Озер. Они представляют систему новейших горстовых блоков и выделяются нами под названием *зоны Предалтайских поднятий*. Эта зона состоит из двух частей: первая ограничивает с севера Дзэргенскую, Ихэснурскую, а также частично и Шаргаингобийскую впадину (на северо-западе); вторая — Шаргаингобийскую (на северо-востоке) и Бэгэрскую впадины. Отдельные горстовые блоки, входящие в эту зону, отделены друг от друга пониженными перемычками, обусловленными разломами. В целом, новейшие поднятия имеют асимметричный характер, их крутые склоны обращены на юг — к впадинам Предалтайской зоны, более пологие — на север — в сторону Котловины Больших Озер. Ширина зоны Предалтайских поднятий составляет от 15 до 50 *км*. Общая амплитуда их поднятия за новейший этап оценивается в 1500—2500 *м*.

Впадины Долины Озер служат продолжением Предалтайской зоны к востоку, разделяя Алтайское и Хангайское поднятия. Эта новейшая структура описана в монографии «Гоби-Алтайское землетрясение» (1963) и в книге Т. В. Николаевой (1971). Она представляет собой неширокую (30—50 *км*) впадину, протягивающуюся с северо-запада на юго-восток почти на 300 *км*. Ее северный борт ограничен невысоким тектоническим уступом Южнохангайского поднятия, а южный борт совпадает с Ихэбогдинским разломом, вдоль которого резко приподнят Гобийский Алтай.

Долиноозерская впадина, так же как и впадины Предалтайской зоны, наследует общий план нижнемезозойских депрессий. Она выполнена отложениями палеогена, неогена и плейстоцена не менее 350—500 *м* мощности. Впадина имеет асимметричное строение, ее ось смещена к югу, находится у самого подножия Алтайского поднятия. Немногочисленные буровые и геофизические данные позволяют предполагать довольно сложное внутреннее строение впадины. Северная часть впадины имеет ступенчатое строение, с резкими изменениями мощностей выполняющих ее кайнозойских отложений. Отдельные узкие (1—2 *км*) горстовые блоки, хорошо выраженные севернее оз. Орок-Нур, отделяют наиболее погруженный осевой грабен, расположенный южнее.

По южному борту впадины также прослеживается ряд ступенчатых взбросовых горстов, в которые вовлечены кайнозойские отложения. Вдоль южного борта впадины хорошо видны дизъюнктивные и пликативные дислокации палеогеновых и неогеновых отложений, а также сейсмодислокации, связанные с последним (1957 г.) и более древними землетрясениями.

Северный борт Долиноозерной впадины также ограничен обновленными разломами субширотного простирания. Особенно хорошо они выражены по южному склону хребтов Ушугиин-Нуру и Их-Аргаланту, где четко прослеживаются ступенчатые взбросы, разрывающие покровы палеогеновых и неогеновых базальтов и осадочные толщи того же возраста. Местами (между р. Тациин-Гол и урочищем Хсанда-Гол) разлом, ограничивающий северный борт впадины, переходит в крутой надвиг, с падением плоскости сместителя на север, под хребет. В районе колодца Буйлясутуин-Гол он четко фиксируется флексурообразным изгибом нижнемеловых и палеогеновых пород, образующих узкую (200—300 *м*), запрокинутую к югу складку, разорванную небольшими разломами. В среднем течении р. Тациин-Гол на западном продолжении этого разлома наблюдается крутой (60—70°) надвиг протерозойских метаморфических сланцев на олигоценовые отложения.

Поднятие Монгольского и Гобийского Алтая — одно из крупнейших новейших структур Монголии первого порядка. Эта структура протягивается с северо-запада на юго-восток почти на 1500 *км*. Ширина ее (на северо-западе) достигает 300 *км*, на юго-востоке постепенно уменьшается до 60—80 *км*. Это крупное поднятие новейшего времени в общем плане отвечает положительным структурам предшествующих — мезозойского и платформенного—этапов развития территории, хотя (особенно в Гобийском Алтае) мезозойские структуры подвергались значительной переработке. Поэтому юрские и нижнемеловые отложения входят в область новейшего поднятия и часто оказываются значительно поднятыми, встречаясь в осевых частях горных хребтов.

В целом, поднятие Монгольского и Гобийского Алтая, или сокращенно Алтайское поднятие, представляет собой линейно вытянутую сводово-глыбовую структуру, состоящую из отдельных разновысотных горстовых блоков, разделенных впадинами-грабенами. Поднятие ограничено с севера и юга крупными разломами, сохранявшими свою мобильность на протяжении всего мезозоя и кайнозоя. Формирование мегаструктуры Алтайского поднятия в новейшее время происходило в два подэтапа. В миоцене — нижнем плиоцене, по-видимому, преобладали медленные движения, происходило изгибание жесткого основания и образование линейно ориентированного свода (или системы сводовых структур). В среднем — верхнем плиоцене и раннем плейстоцене основную роль играли разрывные деформации, осложнившие общую сводовую структуру. Движения по разломам привели к раздроблению алтайского поднятия (особенно в его западной части) и расчленению его на горстовые блоки разной амплитуды, разделенные узкими приразломными впадинами (грабенами). По мере роста этой новейшей мегаструктуры в нее стали втягиваться нарушенные молодыми разломами окраинные части межгорных впадин.

Особенно сложную морфологию имеет Алтайское поднятие в своей западной части. Здесь, в пределах самого поднятия выделяется несколько узких зон внутригорных впадин приразломного типа, выполненных верхнеплиоценовыми и плейстоценовыми, преимущественно грубообломочными отложениями до 200 *м* мощностью. Таковы впадины, занимаемые озерами Дургун-Нур и Даян-Нур в верховьях р. Кобдо, система мелких впадин, используемая р. Уйгурин-Гол и оз. Толбо-Нур, впадина оз. Тал-Нур.

Анализ общего рисунка гидрографической сети этой части Монголь-

ского Алтая показывает, что многие участки долин, ориентированные в северо-западном направлении, по-видимому, используют зоны обновленных в новейшее время более древних разломов и связанных с ними грабенов. При поперечном пересечении горстовых блоков реки образуют резкие изгибы антицендентных глубоко врезанных участков долин. Особенно хорошо выражены коленообразные изгибы долин рек Буянт-Гол, Хойт-Цэнхир-Гол, Дунд-Цэнхир-Гол, стекающих с северо-восточного склона Монгольского Алтая в сторону Дзэргенской впадины. Такой рисунок гидросети в плане дает основание предполагать возникновение молодых горизонтальных движений на северо-восточном склоне Монгольского Алтая в зоне его перехода к Предалтайским впадинам.

Анализ современного высотного положения остатков донеогеновой поверхности выравнивания в Монгольском Алтае говорит о значительном поднятии этой территории за неоген-четвертичное время, которое достигает максимальных амплитуд до 3000 *м*. Естественно, что эта величина в достаточной степени ориентировочная, поскольку оценить гипсометрическое положение Алтая до начала новейшего этапа весьма сложно.

Северо-восточная часть Монгольского Алтая (хребты Алтан-Ула, Тургени-Ула, Хархира-Ула) отделена от основных северо-западных хребтов Алтая системой новейших впадин. Она ориентирована также в северо-западном направлении и включает в себя Ачитнурскую впадину и мелкие впадины, используемые долиной р. Кобдо. На юго-востоке эта система новейших впадин соединяется с Предалтайской зоной впадин. Мощности плиоценовых и четвертичных отложений в Ачитнурской впадине и в нижнем течении р. Кобдо достигают по геофизическим и буровым данным не менее 150—200 *м*, заметно увеличиваясь в сторону Предалтайской зоны.

Сложный горный массив, включающий в себя хребты Алтан-Ула, Тургени-Ула, Хархира-Ула, представляет собой сводово-глыбовое поднятие. Оно разбито на ряд разновысотных блоков разной ориентировки. Поднятие имеет асимметричное строение — резко выраженные тектонические уступы, обрывающиеся к северу и востоку, и довольно полого наклоненный юго-западный склон. Общая амплитуда поднятия за новейший этап (центральная и северная части) достигает 3000 *м* (Don, Berez, 1969).

К северу от массива Тургени-Ула расположена Урюкнурская впадина — восточное продолжение зоны Предшапшальских новейших впадин (Девяткин, 1965). Впадина выполнена осадками неогена и плейстоцена общей мощностью не менее 200—250 *м*. Северный борт впадины ограничен широтно ориентированным новейшим тектоническим уступом хр. Цаган-Шибэту, поднимающимися над поверхностью впадины почти на 2000 *м*. Этот борт впадины в настоящее время очень активен, вдоль него образовалась система довольно пологих надвигов палеозойских пород на юрские и неогеновые отложения (Башарина, 1968), хорошо выраженных как на советской, так и на монгольской территории. Эти надвиги, фронтальная часть которых совпадает с широтно вытянутым подножием хр. Цаган-Шибэту, хорошо фиксируются обеленными зонами гидротермальноизмененных юрских пород. Зона Цаган-шибэтинского (Шапшальского) разлома и в настоящее время высокосейсмична.

Восточная часть Алтайского поднятия, выделяемая Т. В. Николаевой (1971) под названием Гоби-Алтайской, линейно вытянута с северо-запада на юго-восток; ее ширина — от 80 *км* на северо-западе до 50 *км* на крайнем юго-востоке. Гоби-Алтайская часть поднятия отличается наибольшей контрастностью тектонического рельефа, значительной переработкой нижнемезозойских структур, вовлеченных в новейшее поднятие, что свидетельствует об относительной молодости ее формирования по

сравнению с западной частью этой структуры. Авторы монографии «Гоби-Алтайское землетрясение» (1963) и Т. В. Николаева (1971) относят основное время создания этой мегаструктуры (в ее современном выражении) на конец неогена — ранний плейстоцен. По-видимому, процесс формирования структуры Гоби-Алтайского поднятия продолжается и сейчас, о чем говорит его высокая сейсмичность (до 9—12 баллов).

Для Гоби-Алтайского поднятия типично отчетливо выраженное асимметричное строение — очень крутой и короткий северный склон, оборванный Ихэбогдинским разломом, и пологий и длинный южный склон, осложненный рядом дополнительных горстовых блоков, вытянутых параллельно оси поднятия.

По-видимому, в начале неотектонического этапа поднятие развивалось в виде нешироких складок относительно небольшого радиуса кривизны. Это подтверждается наблюдаемыми в ряде хребтов (Баян-Цаган-Нуру, Арц-Богдо, Ихэ-Богдо, Гурбан-Сайхан и др.) изгибами донеогеновой поверхности выравнивания (Николаева, 1971). Основные движения по разломам, приведшие к обособлению горстовых, резко поднятых блоков современных хребтов, происходили в конце плиоцена — в плейстоцене.

В составе Гоби-Алтайского поднятия выделяются отдельные структуры второго порядка. Основная, осевая зона поднятия состоит из горстовых массивов Баян-Цаган, Ихэ-Богдо, Бага-Богдо и Арц-Богдо, амплитуда поднятия которых за новейший этап составила не менее 2500—3000 *м*. К северу от этих массивов, отделенных от них неширокой Тойрим-Холойской впадиной, в западной части Гоби-Алтайского поднятия протягиваются асимметричные поднятия Хара-Аргаланту и Улан-Аргаланту. Они образуют как бы передовую цепь невысоких хребтов с амплитудой новейшего поднятия до 1500 *м*. К югу от осевой части Гоби-Алтайского поднятия, отделяясь от него Баянгобийской впадиной, протягивается невысокое, но относительно широкое и массивное поднятие Шинэжинст-Нуру с четко сохранившимися фрагментами донеогеновой поверхности выравнивания на его склонах.

Самое восточное окончание Гоби-Алтайского поднятия выражено невысокими горстовыми хребтами (Их-Шанхай-Ула, Номгон-Ула, Харх-Ула), поднятыми за новейшее время не более чем на 500—1000 *м* над полигенетической поверхностью выравнивания, сформированной в этап платформенного развития (поздний мел — палеоген) территории.

В пределах заалтайской части Южной Монголии, развивавшейся в позднем мелу — палеогене как платформа, в неоген-четвертичное время происходило довольно своеобразное развитие новейших структур. Здесь над общим выровненным пространством полигенетической поверхности выравнивания резко выделяются горстовые блоки современных горных массивов и отдельных хребтов, имеющих субширотное и запад-северо-западное простирание. Пространство между ними занято почти не дислоцированными породами преимущественно верхнего мела (на востоке) и палеогена (на западе), сохранившими свой «платформенный» палеорельеф и не содержащих мощных новейших осадков. Лишь у подножий молодых поднятий хребтов Байтаг-Богдо, Аджи-Богдо, Эдрейнгини-Нуру, системы гор Нэмэгэту-Ула и Тост-Ула в зонах разломов осадки платформенного чехла вовлечены в значительные разрывные и пликативные дислокации. Такая раздробленность территории Южной Монголии на отдельные горстовые блоки, разделенные сравнительно спокойно залегающими осадками платформенного чехла, создает специфическую черту проявления новейшей тектоники этого региона.

Амплитуда поднятия горстовых массивов Южной Монголии за неоген-четвертичное время оценивается значительными величинами — от 500 до 2500 *м*. Она объясняется на основании анализа современного положения остатков поверхности выравнивания, реликты которой образуют вершины массивов Аджи-Богдо-Ула, Байтаг-Богдо, Нэмэгэту-Ула

и др. Отложения платформенного чехла также вовлечены в поднятия, часто залегая на значительных высотах в самих хребтах. Особенно показательны в этом отношении хребты системы Нэмэгэту, где верхнемеловые породы платформенного типа дислоцированны и встречаются в самой осевой части новейшей структуры — в перемычках, разделяющих хребты Алтан-Ула, Нэмэгэту-Ула, Сэвэрэй. На новейшее поднятие этих хребтов ясно указывают дислокации верхнемеловых отложений у северных и южных их подножий, где они «задраны» в сторону блоков и падают от них под углом до 35—45°. Подобные новейшие деформации пород платформенного чехла известны также у подножия Аджи-Богдо, у южного подножия Монгольского и Гобийского Алтая и в других местах.

Мелкие впадины, выполненные неогеновыми и плейстоценовыми отложениями мощностью не более 100—120 *м*, протягиваются цепочкой у самого южного подножия Монгольского Алтая (в Барунхурайской котловине). Это узкие грабены, шириной в 3—5 *км*, с четко выраженными бортами, ориентированы в субширотном направлении и отделены от центральной части Барунхурайской впадины системой широтных узких горстовых выступов. В центральной части Барунхурайской впадины намечается небольшая новейшая впадина, выполненная отложениями олигоцена и неогена (?) — плейстоцена. Ориентировочная глубина этой впадины может достигать 150—200 *м*.

Другая относительно крупная новейшая впадина на западе заалтайской части Монголии — Алакнурская. Она имеет треугольную форму с вершиной, ориентированной на юг. С севера впадина ограничена широтными разломами, проходящими у подножия Монгольского Алтая, с запада и востока — резко вздернутыми блоками горных массивов. Впадина выполнена олигоценовыми, неогеновыми (?) и плейстоценовыми осадками мощностью не менее 200—350 *м*. Красноцветные олигоценовые отложения выходят по ее северному и восточному борту и местами вблизи молодых разломов значительно дислоцированы.

Среднегобийская депрессия и Юго-Восточная Гоби. Развитие этой части территории Монголии в новейшее время довольно существенно отличалось от областей новейшего горообразования Хангая, Хэнтэя и Алтая по масштабам и формам проявления тектонических движений. Эта территория и в это время еще во многом сохранила черты платформенного режима, существовавшего здесь в позднем мелу — палеогене. Широкое развитие пород платформенного чехла, общая относительная выровненность территории, нарушенная лишь невысокими низкогорными массивами останцового типа — все это говорит о сохранении здесь больших площадей полигенетической поверхности, созданной в процессе платформенного развития, что свидетельствует о значительном консерватизме и унаследованности в тектоническом развитии региона, начиная с позднего мела. Это дало основание Т. В. Николаевой (1971) считать данную часть территории Монголии, а точнее Среднегобийскую, или Дэлгэрхангайскую, депрессию как область молодой платформы. Однако нам представляется более правильным рассматривать ее как область слабого проявления новейших тектонических движений или локального горообразования. По типу проявления новейших движений она близка к Южной Монголии, хотя контрастность и амплитуды движений в новейшее время здесь были меньшими по масштабам.

В пределах Среднегобийской депрессии Т. В. Николаева (1971) выделяет внутридепрессионные поднятия и прогибы. Поднятия сложены преимущественно породами домезозойского основания, лишь иногда в них вовлечены и нижнемезозойские толщи. Наиболее крупные из них — Сухангольское, Сайханобинское, Дэлгэрхангайское, Холодуобинское и Цогтообинское. Они выражены в рельефе в виде небольших горных горстовых гряд, ограниченных разломами. Местами на них сохранились остатки рыхлых отложений платформенного чехла, представлен-

ного маломощными красноцветными отложениями верхнего мела — палеогена. Обычно на склонах этих локальных горстовых структур породы платформенного чехла наклонены в сторону разделяющих их прогибов, а вблизи разломов иногда значительно дислоцированы.

Внутренняя структура поднятий довольно сложная. Они разбиты на блоки рядом разломов, обычно совпадающих с общим простиранием структур. Как указывает Т. В. Николаева, широким развитием в пределах поднятий и их прибортовых частей пользуются взбросы и надвиги. Такой молодой надвиг отмечен ею на южном склоне хр. Хул-Хайрхан; по нему происходило надвигание палеозойских пород на красноцветные отложения (олигоцен?) платформенного чехла. Амплитуда поднятия отдельных горстовых структур за новейшее время может оцениваться в пределах 500—1000 *м*.

Между локальными горстовыми поднятиями расположены выровненные, довольно широкие и протяженные (по сравнению с поднятиями) пространства, занятые почти горизонтально залегающими рыхлыми осадками верхнего мела — палеогена. Это незатронутые новейшими движениями участки аккумуляции пород платформенного чехла, или внутридепрессионные прогибы, как называет их Т. В. Николаева (1971). Наиболее крупные из них в Средней Гоби — Хошухидский, Мандалобинский и Олдахухидский. Мощности толщ верхнего мела — палеогена в этих структурах составляет не менее 250—300 *м*. В ряде мест отмечаются среди них выходы узких блоков палеозойских пород.

Важно подчеркнуть, что в пределах межгорстовых понижений, выполненных осадками верхнего мела — палеогена, не встречаются какие-либо впадины, заполненные более молодыми отложениями значительной мощности (как это имеет место в депрессиях Западной Монголии и Долины Озер). По-видимому, в новейшее время в этой части Монголии не происходило формирования крупных межгорных впадин, подобных вышеописанным, что еще раз подчеркивает относительную стабильность и «консерватизм» в ее развитии.

Новейшая тектоника Северо-Восточной Монголии изучена очень слабо; сравнительно мало имеется стратиграфических, а также буровых и геофизических материалов, столь необходимых для анализа развития этой территории в новейшее время и оценки состава и мощности неогеновых и четвертичных отложений, широко развитых в пределах этой территории. А. Х. Ивановым в работе «Геологическое строение Монгольской Народной Республики» (1959) дан общий обзор мезозойских и кайнозойских структур этого региона без специального выделения неотектонических структур. Приводимое описание опирается на его материалы, дополненные некоторыми новыми данными, полученными при кратковременных полевых исследованиях.

Общий структурный план домезозойского и раннемезозойского основания характеризуется здесь северо-восточным простиранием главных элементов, которому подчинены и новейшие структуры этой территории. Среди последних выделяются две крупные впадины — Тамцагская и Чойбалсанская,— разделенные Бурунуртским поднятием. Более мелкие новейшие впадины имеются по долинам рек Ульдза и Керулен (среднее и нижнее течение).

Тамцагская впадина протягивается в северо-восточном направлении почти на 450 *км*. Ее ширина постепенно увеличивается в северо-восточном направлении от 30—50 до 150—170 *км*. Намечается разделение впадины на две части — северную и южную — Восточнотамцагским погребенным поднятием. Ось южной части впадины совпадает с линией Бирута — Тамцаг-Булак — оз. Буир-Нур, ось северной части проходит от Улан-Цэрэга к оз. Буир-Нур. Южный борт впадины ограничен хр. Большой Хинган, северо-западный борт — Бурунуртским поднятием.

Фундамент Тамцагской впадины сложен породами палеозоя и ниж-

него мезозоя, достаточно сложно дислоцированными и разбитыми разломами северо-восточного направления. Судя по геофизическим материалам, полученным в 50-х годах при проведении здесь работ на нефть, он имеет очень сложный рельеф, подчеркивающий его блоковое строение. Вышележащие породы верхнего мела и палеогена имеют небольшую мощность и залегают спокойно. Они отнесены к платформенному чехлу, дислоцированному в виде пологих складок, отдельные части которых местами видны из-под неоген-четвертичных отложений (поднятие Хамар-Даба, Улан-Цэрэг и др.).

Неогеновые и четвертичные отложения, вероятно, имеют значительную мощность, особенно в центральной (осевой) части впадины, где она может достигать 300—400 *м* и более. В целом очень спокойное залегание неоген-четвертичных отложений лишь местами осложнено отдельными пологими складками, по-видимому, отражающими слабые подвижки структур фундамента. На южном борту Тамцагской впадины, смыкающемся с поднятием хр. Большой Хинган, четко выражено блоковое строение в форме чередования горстовых узких поднятий пород основания, разделенных отдельными грабенами. Характерна тенденция общего поднятия в сторону Большого Хингана. Подобное строение Тамцагской впадины сближает ее по особенностям проявления новейшей тектоники с районами Средней и Юго-Восточной Гоби, где новейшая активизация проявилась весьма слабо. Однако в отличие от этих районов в Тамцагской впадине в новейшее время происходило медленное прогибание с накоплением мощной толщи неоген-четвертичных отложений.

Чойбалсанская новейшая впадина занимает лишь юго-западную часть соответствующей мезозойской структуры. Она расположена на левобережье среднего течения р. Керулен; длина ее — около 120 *км*, ширина — 30—40 *км*. Как и Тамцагская, Чойбалсанская впадина выполнена неоген-четвертичными отложениями предполагаемой мощностью до 200—300 *м*. Дно впадины имеет сложное блоковое строение, на что указывают выходы пород основания, выведенные на поверхность в разных местах этой структуры. По-видимому, разломной тектонике, проявившейся здесь в новейшее время, принадлежит большая роль в формировании современной морфологии Чойбалсанской впадины.

* * *

В заключение описания структур этапа новейшей активизации Монголии следует подчеркнуть, что на этой обширной части территории Центральной Азии возникли разные генетические и морфологические типы новейших структур. Их формирование в это время во многом определялось историей развития структур этапа мезозойской активизации и этапа платформенного развития, с чем и связана разная интенсивность проявления новейших движений и различная морфология новейших структур. В настоящее время можно наметить следующие основные генетические и морфологические типы новейших структур:

1) рифтовые структуры Северной Монголии («байкальский» тип горообразования);

2) крупные сводово-блоковые поднятия Хангая и Хэнтэя («хангайский» тип горообразования);

3) линейные сводово-горстовые поднятия Монгольского и Гобийского Алтая («алтайский» тип горообразования);

4) области локального горообразования, во многом наследующие черты платформенного этапа развития территории («гобийский» тип горообразования);

5) крупные, относительно слабо прогнутые в новейшее время впадины Северо-Восточной Монголии («чойбалсанский» тип впадин).

В дальнейшем приведенная классификация по мере накопления нового материала, несомненно, будет уточняться и совершенствоваться.

ГЛАВА VIII

РАЗЛОМЫ

В формировании геологической структуры Монголии большую роль играют разломы различной глубины заложения и различные по времени развития — от древнейших до кайнозойских. Описание некоторых разломов Монголии были дано А. В. Вознесенским (1906, 1908), М. Ф. Нейбург (1926), Берки и Моррисом (Berkij, Morris, 1927), И. П. Рачковским (1932), Н. А. Мариновым (1953), В. А. Обручевым (1954), А. Х. Ивановым (1959), А. В. Лукьяновым, Н. А. Флоренсовым (Гоби-Алтайское землетрясение, 1963), Н. Г. Марковой и М. Е. Федоровой (1971), Л. П. Зоненшайном, Н. Г. Марковой, М. С. Нагибиной (1971), В. И. Тихоновым и др. А. Х. Иванов в коллективной работе (Васильев и др., 1959), впервые дал наиболее подробный анализ разломов Монголии и подразделил их на три группы: глубинные, региональные и локальные (местные). К глубинным он отнес наиболее протяженные разломы, разделяющие различно построенные участки земной коры — разновозрастные складчатые системы и структурно-фациальные зоны. По мнению А. Х. Иванова, эти нарушения «проникают на большую глубину, вероятно, пересекая всю толщу сиаля, и уходят ниже в подкоровые горизонты» (Васильев и др., 1959, стр. 433). Часть таких разломов, по его данным, возникла в самом начале нижнего палеозоя или даже в протерозое (рифее), другая в герцинский этап тектонического развития — в начале или середине силура. Среди глубинных разломов он выделил северо-западные, северо-восточные, субмеридиональные и субширотные, причем наиболее распространены разломы первых двух направлений.

В плане указанные глубинные разломы или пересекаются, сохраняя свой характер на всем протяжении, или образуют торцовые сочленения.

По отношению к складчатым структурам А. Х. Иванов разделил разломы на: 1) согласные, продольные глубинные разломы; 2) продольно-поперечные, согласные по отношению к структурам одной глыбы и несогласные к другой и 3) перекрестно-поперечные, диагональные разломы. Наиболее распространенные из них — продольные (согласные) разломы, особенно среди структур герцинского возраста. Перекрестно-поперечные разломы встречаются редко, к ним он отнес лишь Хангайский разлом. Наиболее подробно А. Х. Иванов описал следующие глубинные разломы: Толбонурский, Байтыкский, Булганский, Хангайский и Желтуринский, отметив, что все они имеют сложное кулисообразное строение и сопровождаются развитием широких зон (2—35 *км*) интенсивно смятых брекчированных пород.

На тектонической схеме Монголии, составленной группой авторов (Амантов и др., 1967а), ведущие разломы изображены в виде единой системы, дугообразно изогнутой в южном направлении. На этой схеме глубинные разломы ограничивают как все основные складчато-глыбовые структуры палеозоя и мезозоя, так и крупные формы современного рельефа. Разломы других направлений указанные исследователи считают второстепенными, осложняющими основную структуру. Примерно таких же взглядов на разломы Монголии придерживаются

Л. П. Зоненшайн, Н. Г. Маркова, М. С. Нагибина (1971). Однако нам представляется, что высказывание А. Х. Иванова о существовании в Монголии четырех пространственных систем разрывных нарушений (рис. 49) наиболее обоснованно.

ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ И ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РАЗЛОМОВ МОНГОЛИИ

Выше отмечалось, что А. Х. Иванов (1959) выделил четыре главные системы разломов, имеющие различную пространственную ориентировку. Анализ истории геологического развития этих разломов и ограничиваемых ими зон А. Х. Иванов производил, основываясь главным образом на представлении о примате вертикальных движений над горизонтальными. По его данным крупные разломы разбивали всю территорию Монголии на ряд блоков, которые при дальнейшем развитии играли роль «клавишей», то подымавшихся, то опускавшихся.

Дальнейшие исследования показали, что это не совсем так. Новые материалы свидетельствуют о значительной роли в развитии структур Монголии горизонтальных движений. Кроме того, стало возможным в ряде случаев выделять различные морфологические типы разрывных нарушений — сбросы, взбросы, сдвиги и надвиги. В некоторых структурах, как, например, в герцинидах юга Монголии, несомненно развиты покровы. Глубинность разрывных структур в ряде случаев определяется приуроченностью к ним тел гипербазитов и основных пород габбро-диабазового ряда. Часто глубинные нарушения сопровождаются мощными зонами метаморфических пород. Непосредственно в этих зонах располагаются мелкие интрузивные тела гранитов, диоритов, габбро-диоритов и габбро. Следует также отметить, что геосинклинальные складчатые зоны различного возраста, как правило, отделены друг от друга крупными глубинными швами.

Хотя в настоящее время большинство разрывных нарушений изучено еще недостаточно, все же имеющийся фактический материал позволяет предположить следующую схему образования разломов, которая дает возможность выяснить их морфологию и характер движений. Известно, что в кубике деформаций при сжатии на боковой его стороне по диагоналям располагаются трещины скалывания со сдвиговыми перемещениями, по вертикали — трещины растяжения, а по горизонтали — трещины сжатия. Верхнюю половину этой боковой стороны можно сравнить с системами разломов Монголии, выделенных А. Х. Ивановым.

На территории Монголии происходит сочленение двух крупных геоструктурных поясов, имеющих, с одной стороны, северо-западное простирание, а с другой, северо-восточное. Представителем первого являются структуры Монгольского Алтая, а второго — Монголо-Охотского пояса. Эти структурные пояса образуют единую систему напряжений, создающую сеть разломов, подобных трещинам кубика деформаций (верхняя его часть). Крупнейшие разломы этих двух поясов имеют сколовый характер со сдвиговыми перемещениями. Так, для Монгольского Алтая, по данным Е. В. Девяткина и В. И. Тихонова, характерны правосторонние сдвиги, для восточной Монголии — левосторонние (Суетенко, 1971).

Указанные структурные пояса с присущими им глубинными разломами, взаимодействуя между собой, образуют сеть резонансных разломов с простираниями, отвечающими основным направлениям, имеющим взаимное отражение. Так, структурные зоны Монголо-Охотского пояса северо-восточного простирания, ограниченные разломами, пересекаются разрывами северо-западной ориентировки. Зеркальное отражение подобной картины мы видим в пределах Монгольского Алтая и

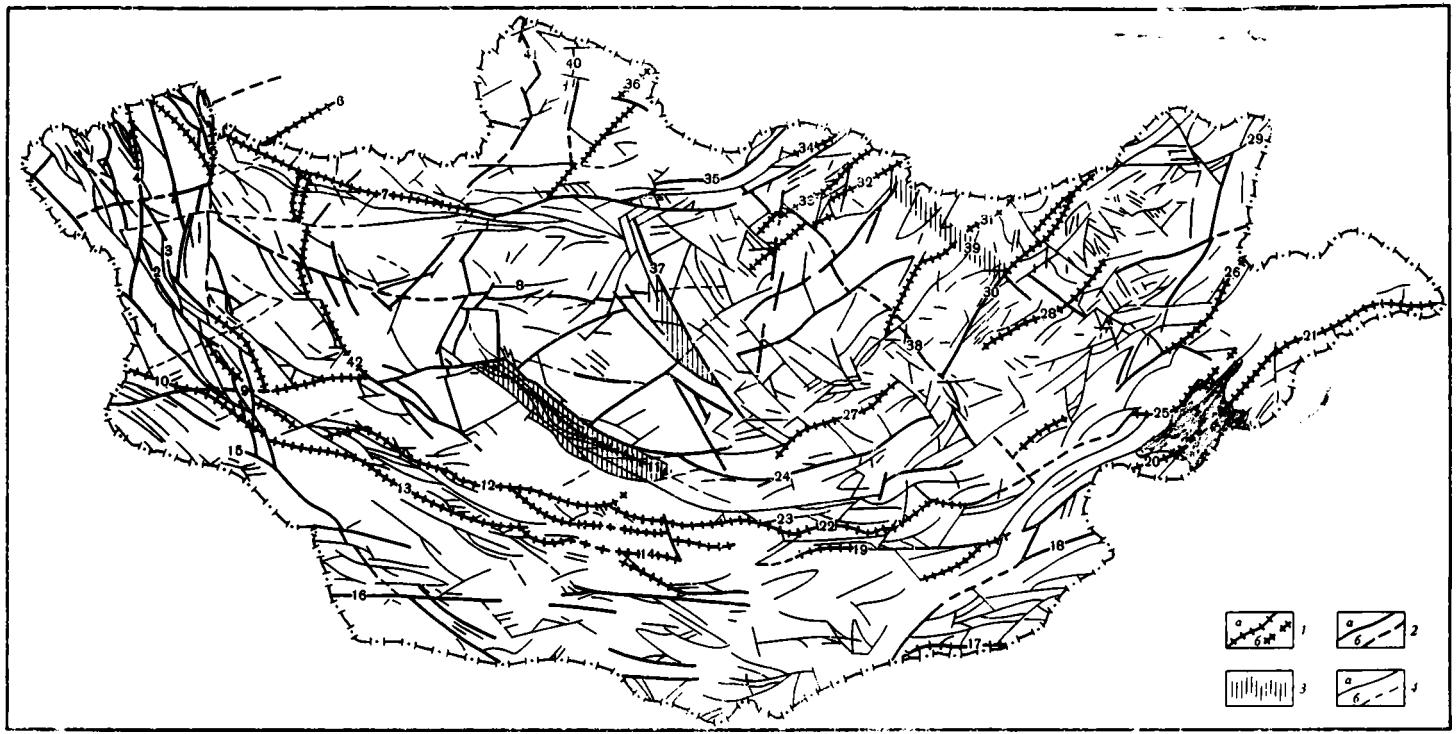


Рис. 49. Схематическая карта разломов Монголии. Составил В. И. Тихонов по материалам В. А. Амантова, Ю. А. Борзакевского, С. П. Гавриловой, А. Б. Дергунова, Е. В. Девяткина, А. Х. Иванова, А. В. Ильина, Л. П. Зоненшайна, Б. Лувсанданзана, Э. В. Михайлова, П. С. Матросова, Н. Г. Марковой, А. А. Моссаковского, М. С. Нагибиной, И. П. Палея, О. Д. Суетенко, Р. А. Хасина и др.

1 — глубинные разломы, в том числе контролируемые проявлением основного и ультраосновного магматизма; *2* — региональные разломы: *а* — установленные, *б* — предполагаемые; *3* — пучки разломов — «пороги»; *4* — прочие разломы (буквами обозначены разломы: *а* — установленные; *б* — предполагаемые). Цифрами обозначены разломы: *1* — Тургенгольский; *2* — Толбонурский; *3* — Кобдинский; *4* — Делюно-Сагсайский; *5* — Цаганшибэтинский; *6* — Агардакский; *7* — Ханхухейский (Хангайский); *8* — Тамиргольский; *9* — Шаргинский; *10* — Булганский; *11* — Баянхонгорский; *12* — Ихэбогдинский; *13* — Заалтайский; *14* — Гурбансайханский; *15* — Эдэргинский; *16* — Гобитяньшанский (Цаганбогдинский); *17* — Солонкерский; *18* — Северотоотошанский; *19* — Манлайский; *20* — Баргинобинский; *21* — Модонобинский; *22* — Сайхандуленский; *23* — Ундуршилинский; *24* — Среднегобийский; *25* — Мататский; *26* — Дэлгирский; *27* — Северогобийский; *28* — Керуленский; *29* — Ульдзинский; *30* — Ононский; *31* — Южнохэнтэйский; *32* — Иурогольский; *33* — Баингольский; *34* — Селенгинский; *35* — Желтуринский; *36* — Аргычингольский; *37* — Орхонский; *38* — Уланбаторский; *39* — Бархапский; *40* — Косогольский; *41* — Дархатский; *42* — Дзабханский

Котловине Больших Озер, хотя и менее отчетливое. Пересекаясь, эти системы разломов создают блоково-мозаичную структуру вмещающих толщ, наиболее хорошо проявленную в Северной и Центральной Монголии. Кроме того, отмечаются субмеридиональные трещины растяжения, как, например, разломы в районе оз. Хубсугул, а также разломы Цаганшибэтинский (северная часть) и Дзабханский. Очень выразительна для территории Монголии субширотная система нарушений — зоны сжатия. По этим нарушениям, как крупным, так и мелким фиксируются надвиги. По Булганскому разлому (данные В. И. Тихонова) установлено надвигание Монгольского Алтая на юг, на Барун-Хурайскую впадину.

Изложенное показывает, что пространственная и морфологическая классификация разломов дополняют друг друга. В то же время классификация разломов не будет достаточно полной без выделения разломов по их протяженности, глубинности, вещественному составу выполняющих пород и их роли в истории геологического развития.

Имеющийся фактический материал позволяет выделить глубинные зоны разломов, в пределах которых располагаются тела гипербазитов и габбро-диабазов, а также пояса сильно метаморфизованных пород. Разломы, трассируемые гипербазитами, видимо, наиболее глубокие, возможно, достигающие верхней мантии. Среди швов с проявлением основного и ультраосновного магматизма можно назвать Баянхонгорскую зону, а также Дзабханский, Ханхухэйский, Аргыингольский, Ихэбогдинский, Ундуршилинский и Ононский разломы. На юге прослеживается система разломов субширотного простирания, состоящая из Булганского, Заалтайского и Сайхандуленского швов, сопровождающаяся мощной зоной метаморфических пород, которые представлены амфиболитами, кварц-биотитовыми, кварц-серицитовыми и гранатовыми сланцами с жилами пегматитов.

Наиболее крупные глубинные разломы территории Монголии образуют в то же время границы геосинклинальных складчатых зон различного возраста. При этом следует подчеркнуть, что в разграничении этих зон принимают участие главным образом субширотные, северо-восточные и северо-западные системы разломов. Субмеридиональные разломы, как правило, не являются такими границами. Исключение составляет лишь северная часть Цаганшибэтинского разлома, разделяющая ранние и поздние каледониды. Граница герцинид южной Монголии с поздними каледонидами проходит по Булганскому, Заалтайскому, Сайхандуленскому и, вероятно, Мататскому разломам.

В центральной Монголии на раннекаледонском основании выделяются моногеосинклинали — Хангай-Хэнтэйская и др. (Дергунов и др., 1971). Границами этих моногеосинклиналей также являются крупные разрывные нарушения — на юге — Баянхонгорский, Северогобийский, Южно-Хэнтэйский, Ононский и Ульдзинский; северная граница, видимо, совпадает с Тамиргольским и Иурогольским разломами.

РАЗЛОМЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ СИСТЕМЫ

Наиболее крупные разломы северо-западной системы принадлежат Монголо-Алтайской складчатой области и Котловине Больших Озер, отвечая простираниям основных структур. Протяженность их лишь на территории Монголии достигает более 600 *км*. Крупнейшие из этих разломов имеют длительную историю развития, охватывая палеозой, мезозой и кайнозой, а также проявляясь в современной структуре. Характерная черта разломов данной системы — приуроченность к ним мощных зон метаморфизма, достигающих до 20—30 *км* ширины, в которых породы превращены в кварц-альбит-хлоритовые, кварц-альбит-актинолитовые, биотитовые

сланцы, амфиболиты, гнейсы и пр. (Маркова, Федорова, 1971). Ряд нарушений данной системы сопровождается основным и ультраосновным магматизмом; Цаганшибэтинский разлом разделяет разновозрастные сооружения. Из других разломов следует назвать Кобдинский, Толбонурский и Тургенгольский. Они проходят внутри сооружений Монгольского Алтая, разграничивая различные структурно-фациональные зоны палеозоя. Весьма активно проявили себя указанные разломы в мезозойское и кайнозойское время. Об этом свидетельствуют узкие линейно вытянутые вдоль разломов впадины и грабен-синклинали, выполненные континентальными отложениями юры, мела, а также палеогена и неогена мощностью в несколько тысяч метров. Все значительные разломы данной системы отчетливо выражены в современном рельефе и хорошо дешифрируются на аэрофотоснимках. Тип и особенности движений по разломам и их морфология еще недостаточно изучены. Наблюдения Е. В. Девяткина, В. И. Тихонова и А. Б. Дергунова по Толбонурскому, Тонхильскому и другим разломам Монгольского Алтая свидетельствуют о том, что большинство из них — крутопадающие нарушения со значительной вертикальной амлитудой, достигающей лишь за неоген-четвертичное время 1,5—2 *км*. Отмечены также и горизонтальные перемещения, хотя величина их пока не установлена — анализ характера приразломных складок, выдержанная под острым углом ориентировка осей складок к разломам внутри отдельных блоков свидетельствуют о правосторонних сдвиговых перемещениях. Об этом же говорят отмеченные Е. В. Девяткиным смещения русел современных водотоков по линиям разрывных нарушений.

К той же системе относятся своеобразные пучки разломов, образующие так называемые структурные пороги (Амантов и др., 1967б). Подобные структуры описаны для Центральной и Северной Монголии. На карте нами выделяются Баянхонгорский «порог» (Баянхонгорская зона разломов), разделяющий Байдарикское поднятие и Хангайский прогиб; Хархиринский (Восточно-Хангайский, по В. А. Амантову и др., 1967б), приуроченный к системе Орхонского разлома и разделяющий Хангайский и Хэнтэйский прогибы; Борханский, отделяющий Хэнтэйскую и Даурскую структуры. К подобного типа нарушениям, видимо, следует отнести и зону Уланбаторского разлома.

Баянхонгорская зона разломов представляет собой пучок сближенных крупных разрывных нарушений, прослеживающихся на несколько сотен километров (рис. 50). Эта зона располагается в юго-западных предгорьях Хангайского хребта. По отношению к смежным структурам она служит зоной, разграничивающей Хангайскую герцинскую моногеосинклиналь на северо-востоке и Байдарикское поднятие — на юго-западе. Согласно В. И. Тихонову, Баянхонгорская зона прослеживается полосой до 40 *км* ширины с северо-запада из района сомона Гурбан-Булак на северо-восток почти до сомона Гун-Нарини. Общая длина ее составляет 340—360 *км*. Вдоль северо-восточного борта зоны находятся пониженные формы рельефа и система озерных котловин.

В геологическом отношении к северо-востоку от зоны широко распространены отложения хангайской серии (девон—карбон), резко отличающиеся от орогенных комплексов того же возраста, развитых в пределах самой зоны, а также породы дзагинской серии нижнего палеозоя (?). Юго-западная граница совпадает с положением хр. Даган-Дельнуру и далее прослеживается в восток-юго-восточном направлении в район гор Урун-Хайрхан-Ула и Сайрин-Ула. Эта граница отделяет расчлененный горный рельеф на северо-востоке от равнинного на юго-западе. В геологическом отношении она разделяет зону, в основании которой находятся толщи рифея — кембрия, от области широкого распространения образований верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя. В смежных структурах, за пределами Баянхонгорской зоны, нет такого сгущения строго ориентированных разломов.

Разрывные нарушения Баянхонгорской зоны в значительной мере определяют ее структурное лицо. При ширине зоны до 40 *км* в ней располагается до 9—10 крупных разломов. К осевой части зоны приурочен наиболее крупный Дельхайрханский, или Центральный, разлом. Он сопровождается мощной зоной дробления и многочисленными дайками различного состава. Особенно характерны дайки и линзовидные тела кварцевых порфиров. По своей морфологии разлом принадлежит к типу крутопадающих взбросо-сдвигов. Центральный разлом сопровождается многочисленными сателлитами и оперяющими нарушениями как с северо-востока, так и с юго-запада. Наиболее выразительна южная система оперяющих нарушений. Ответвляясь от основного разлома под острыми углами, они отходят к югу, дугообразно изгибаются и вновь причленяются к основному шву или к шву другого оперяющего разлома. В результате образуется система линзовидных блоков или чешуй, вложенных одна в другую и своими выпуклостями обращенных на юго-юго-запад. Морфологически эти нарушения представляют собой надвиги, движения по которым происходили в юго-западном направлении. По одному из таких нарушений в бассейне р. Тациин-Гол Е. В. Девяткин отметил надвигание отложений палеозоя на кайнозой под углом 35—40°. Следует сказать, что падение плоскостей сбрасывания разломов-сателлитов близ Центрального нарушения крутое и выполаживается по мере удаления от него. Подобная картина наблюдается и к северу-востоку от Центрального разлома, только надвигание чешуй пород здесь происходит в северо-восточном направлении и под более крутыми углами (до 60°).

Рассмотренные выше разломы и вырезанные ими линзы и чешуи пород формируют общую структуру Баянхонгорской зоны. Основанием структуры служат сланцево-карбонатные толщи рифея — нижнего и среднего(?) кембрия, а в узких грабенах между разломами располагаются орогенные комплексы ордовика, силура, девона, карбона и перми.

В центральной части зоны к юго-западу от Центрального разлома располагаются герцинские граниты, образующие как бы «гранитную ось» структуры. К этой части главным образом и приурочены орогенные комплексы пород среднего и верхнего палеозоя. К северо-востоку и юго-западу от пояса гранитоидов находятся линзы-чешуи пород, представленные сланцево-карбонатным комплексом рифея—кембрия. На юго-западном борту структуры эти отложения надвинуты на верхнепалеозойские граниты и метаморфические толщи неопределенного возраста, а местами на олигоценовые толщи Долины Озер, т. е. они смещены в юго-западном направлении. На северо-восточном борту структуры, вслед за чешуей пород рифея—кембрия прослеживается пояс основных и средних эффузивов верхнего палеозоя, включающих многочисленные мелкие тела габбро. К этому же поясу в основном приурочены выходы гипербазитов, представленных обычно небольшими телами серпентинитов, располагающимися в зонах разломов. Северо-восточнее пояса вулканитов находится последняя (наиболее северная) чешуя Баянхонгорской зоны, представленная преимущественно песчано-сланцевыми сильно метаморфизованными породами низов нижнепалеозойской(?) дзагинской серии.

В целом, структура описываемой зоны представляет собой длинный валообразный раннекаледонский антиклинорий, разбитый густой сетью разломов типа крутых надвигов, согласных с общим простиранием структуры. Эта структура приобрела валообразный характер еще в палеозое и сохранила его до современного этапа.

РАЗЛОМЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ СИСТЕМЫ

Разломы этой системы определяются в основном простиранием структур Монголо-Охотского пояса и распространены главным образом в Восточной Монголии. В пределах этой системы нарушений выделяются как крупные глубинные швы, сопровождающиеся проявлением основного и ультраосновного магматизма, так региональные и более мелкие локальные разломы. Наиболее крупные из них — Селенгинский, Иурогольский. Южнохэнтэйский, Ононский, Ульдзинский, Северогобийский, Керуленский, Делгирский, Среднегобийский, Мататский, Модонобинский и Баргинобинский разломы. К этой же системе относится зона кулисообразных разломов, пересекающая на юго-западе структуры Монгольского Алтая и Котловины Больших Озер по Барунхурайскому и Шаргаинскому нарушениям. На северо-восток, по системе разрывов она трассируется на Баингольский разлом. Все эти нарушения Д. И. Горжевский и А. С. Шаболовский (1971) объединяют в единую зону и называют ее Монголо-Охотским глубинным разломом.

В крайнюю северо-западную часть Монголии продолжается из Тувы крупнейший Агардакский разлом северо-восточного простирания. К нему на территории Советского Союза приурочены крупные тела гипербазитов. В северной части Монгольского Алтая, по данным С. П. Гавриловой, он трассируется мелкими телами гранитоидов и роями даек, сосредоточенными в узкой зоне юго-западного простирания.

Простирания основных нарушений северо-восточной системы соответствуют простиранию главнейших структурных зон и, как правило, служат их границами. Большинство из них имеет длительную историю геологического развития — начиная с палеозоя и до новейшего тектонического этапа включительно. Морфология этих разломов изучена еще недостаточно. Однако имеются основания предполагать, что они носят сколовый характер с левосторонними сдвиговыми перемещениями. Кроме того, по разломам, оперяющим основные швы, наблюдаются мелкие надвиги северо-западного и юго-восточного направления. В целом, разломы северо-восточной системы по своему строению близки к разломам северо-западной системы. Как правило, это крутопадающие нарушения; в зонах глубинных швов наблюдаются проявления основного и ультраосновного магматизма. В то же время для северо-восточной системы не характерны мощные зоны метаморфических пород, нередко сопровождающие системы северо-западных разломов. В качестве примера ниже приводится описание Прикеруленской зоны разломов, как наиболее изученной.

Прикеруленская зона разломов (Зоненшайн и др., 1971) расположена в пределах древнего цоколя Центрально-Монгольской зоны. К ней приурочен офиолитовый пояс верхнего рифея — нижнего кембрия, а также верхнепалеозойские вулканиты. В западной части зоны находится узкий грабен, выполненный молассовыми и вулканогенными отложениями триаса и нижней юры. Толщи палеозойских пород несогласно перекрыты образованиями мела (базальты цаганцабской свиты), которые, в свою очередь, испытали резкие перемещения по разломам Прикеруленской зоны. Современная структура ее в основных чертах, видимо, оформилась в среднем—верхнем мезозое и в общем виде своим строением напоминает Баянхонгорскую зону. В ней также наблюдаются небольшие надвиги по оперяющим разрывам. Изложенное позволяет полагать, что разломы зоны были заложены в конце рифея — начале кембрия и активно развивались в палеозое и мезозое.

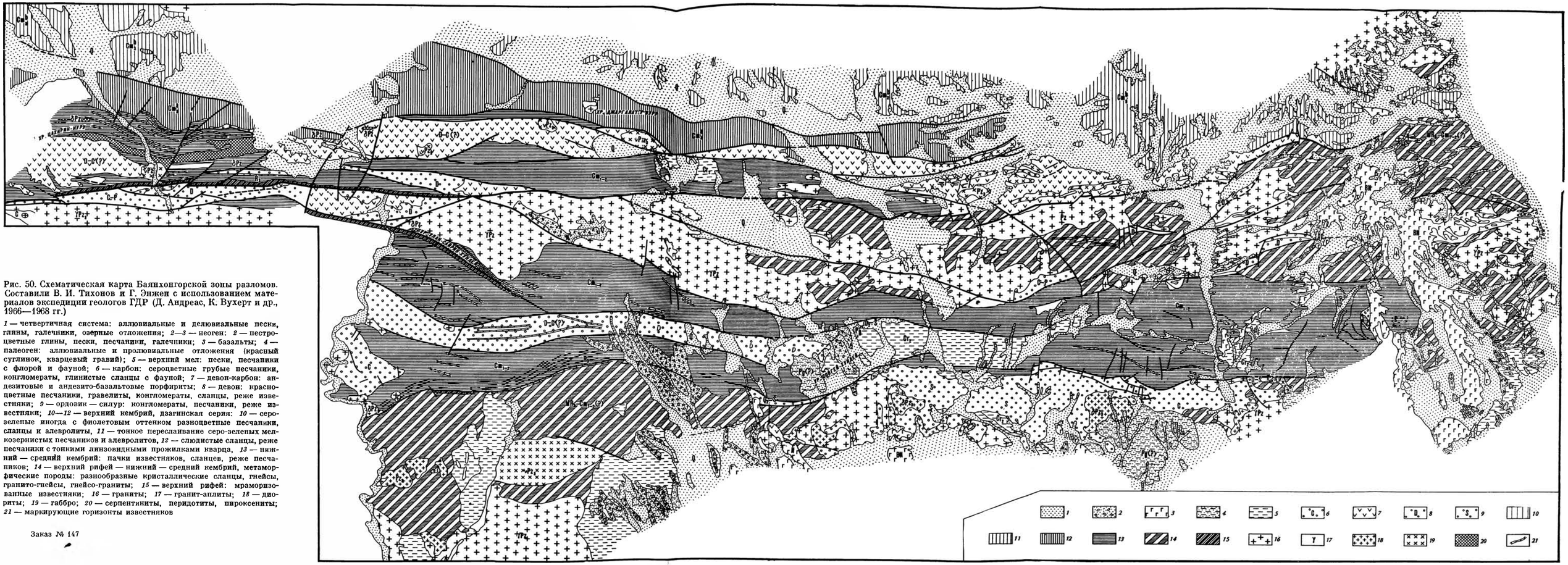


Рис. 50. Схематическая карта Баянхонгорской зоны разломов. Составили В. И. Тихонов и Г. Энжен с использованием материалов экспедиции геологов ГДР (Д. Андреас, К. Вухерт и др., 1966—1968 гг.)

1 — четвертичная система: аллювиальные и делювиальные пески, глины, галечники, озерные отложения; *2—3* — неоген: *2* — пестроцветные глины, пески, песчаники, галечники; *3* — базальты; *4* — палеоген: аллювиальные и пролювиальные отложения (красный суглинок, кварцевый гравий); *5* — верхний мел: пески, песчаники с флорой и фауной; *6* — карбон: сероцветные грубые песчаники, конгломераты, глинистые сланцы с фауной; *7* — девон-карбон: андезитовые и андезито-базальтовые порфириты; *8* — девон: красноцветные песчаники, гравелиты, конгломераты, сланцы, реже известняки; *9* — ордовик — силур: конгломераты, песчаники, реже известняки; *10—12* — верхний кембрий, дзагинская серия: *10* — серо-зеленые иногда с фиолетовым оттенком разноцветные песчаники, сланцы и алевролиты, *11* — тонкое переслаивание серо-зеленых мелкозернистых песчаников и алевролитов, *12* — слюдистые сланцы, реже песчаники с тонкими линзовидными прожилками кварца, *13* — нижний — средний кембрий: пачки известняков, сланцев, реже песчаников; *14* — верхний рифей — нижний — средний кембрий, метаморфические породы: разнообразные кристаллические сланцы, гнейсы, гранито-гнейсы, гнейсо-граниты; *15* — верхний рифей: мраморизованные известняки; *16* — граниты; *17* — гранит-аплиты; *18* — диориты; *19* — габбро; *20* — серпентиниты, перидотиты, пироксениты; *21* — маркирующие горизонты известняков

Заказ № 147

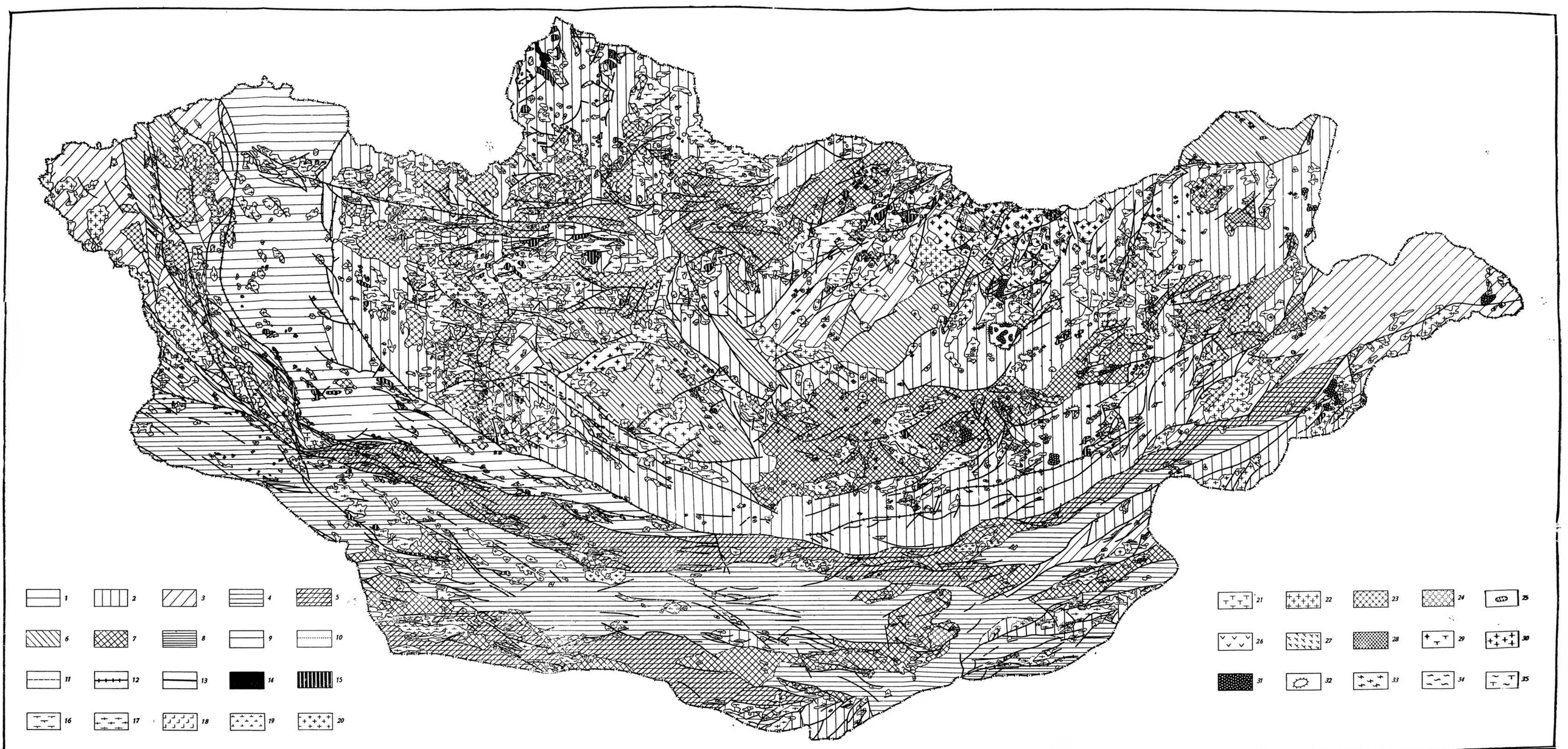


Рис. 54. Карта интрузивных формаций Монгольской Народной Республики. Составлена А. С. Павленко, Л. В. Филипповым, В. И. Коваленко, М. И. Кузьминым, Б. Лусанданзаном, В. С. Павленко, В. С. Антипиным, Д. Болдом, В. Н. Быковером, Д. Гарамом, Л. П. Орловой, М. Е. Федоровой, Н. Г. Марковой, А. А. Моссаковским, А. С. Перфильевым, О. Д. Суетенко

Калевонская складчатая система: *1* — зоны симатического типа (эвгеосинклинальные прогибы), *2* — зоны сиалического типа (миогеосинклинали — вулканогенно-терригенные, карбонатные, терригенные; геоантиклинальные поднятия), *3* — зоны промежуточного типа (сланцево-граувакковые прогибы). *Герцинская складчатая система*: *4* — зоны симатического типа (эвгеосинклинальные прогибы); *5* — зоны промежуточного типа (внешние сланцево-граувакковые прогибы); *6* — зоны сиалического типа (миогеосинклинали, регенерированные терригенные геосинклинали), *7* — зоны наложенных орогенных прогибов. *Позднепалеозойская — раннемезозойская складчатая система*: *8* — зоны симатического типа (эвгеосинклинальные прогибы), *9* — границы интрузий, *10* — границы интрузивных фаций, *11* — границы тектонических зон, *12* — глубинные разломы; *13* — разломы. *Формации геосинклинального этапа*: *14* — гипербазиты, формационно не расчлененные, *15* — габброиды, формационно не расчлененные. Габбро-диоритовая и диорит-плагиогранитная: *16* — диориты и кварцевые диориты, *17* — тролдьемиты, плагиограниты, граниты и нерасчлененные массивы. Габбро-монцонит-плагиосиенитовая и банатитовая: *18* — габбро, биотитовые и микроклиновые габбро, монцониты, *19* — банатиты (диориты, микроклиновые диориты, плагиосиениты), *20* — роговообманковые граниты, адамеллиты, лейкограниты и нерасчлененные массивы. Гранодиоритовая: *21* — кварцевые диориты, тоналиты, *22* — гранодиориты, известково-щелочные граниты и нерасчлененные массивы. *Формации орогенного этапа*. Гранитная-щелочногранитоидная: *23* — граниты нормальные, микроклиновые, амфибол-биотитовые, *24* — щелочные граниты, граносиениты, *25* — щелочные и нефелиновые сиениты. Адамеллит-граносиенит-порфировая: *26* — монцонито-диориты, сиенито-диориты, *27* — адамеллиты, плагиограносиенит-порфиры, *28* — лейкократовые граниты и нерасчлененные массивы. *Формации этапа мезозойской реювенации (геохимические типы)*: *29* — гранодиорит-гранитный, *30* — стандартных гранитов, *31* — литий-фтористых гранитов, *32* — аплитовых гранитов. *Гнейсы и гранитизированные породы*: *33* — плагиоклазовые порфиробластические породы и гнейсы, *34* — калишпатовые порфиробластические породы, гнейсы, фениты, *35* — автохтонные магматические тела, повторно гранитизированные интрузии

РАЗЛОМЫ СУБШИРОТНОЙ СИСТЕМЫ

К системе субширотных разломов относится многочисленная группа разновеликих нарушений, наибольшее количество которых сосредоточено на юге Монголии и принадлежит геосинклинальному складчатому поясу герницид. В пределах каледонид Центральной и Северной Монголии их значительно меньше. Наиболее крупные разломы субширотной системы на севере — Ханхухейский, прослеживающийся вдоль хребта того же названия, который на востоке расщепляется на Желтуринский и Селенгинский; южнее располагается Тамиргольский, проходящий вдоль южных подножий хр. Тарбагатай. На юге концентрируются Ихэбогдинский, Ундуршилинский, Сайхандуленский, Булганский, Заалтайский, Гурбансайханский, Манлайский, Гобитяньшанский (Цаганбогдинский) и Солонкерский разломы. Некоторые из них, подставляя друг друга, образуют огромные зоны протяженностью во многие сотни километров. Подобно вышеописанным, разломы субширотной системы были заложены в раннем палеозое и активно развивались на протяжении палеозоя, мезозоя, кайнозоя вплоть до современного этапа.

Для данной системы характерны следующие общие особенности. К глубинным нарушениям приурочены мощные зоны метаморфических пород, представленные разнообразными слюдяными сланцами, амфиболитами и гнейсами, часто с гранатом. Ширина зон метаморфизма иногда достигает нескольких десятков километров. На юго-западе Монголии к ним нередко тяготеют протяженные пояса пегматитов Булганский, Заалтайский и другие разломы. На некоторых участках глубинных разломов фиксируются мощные брекчии, состоящие из обломков пород вмещающих толщ. По наблюдениям В. И. Тихонова и О. Д. Суетенко, отдельные блоки брекчиевых пород достигают в длину нескольких сотен метров и даже 1—2 *км*. Большинство разломов данной системы, видимо, представляют собой надвиги. В первую очередь к ним относится Булганский разлом. Кроме того, по оперяющим разломам в ряде случаев устанавливаются мелкие надвиги, как правило, в южном направлении (А. Б. Дергунов, С. П. Гаврилова, Е. В. Девяткин, В. И. Тихонов). В последнее время на юге Монголии, в хребте Дзолен, Сэвэрей, А. П. Зоненшайном, Н. Г. Марковой и О. Д. Суетенко выявлены покровы и шарьяжи.

Булганский разлом — крупный разлом субширотной системы и ее типичный представитель, располагающийся в основании южного склона хр. Монгольский Алтай (рис. 51). Он имеет субширотное простирание и прослеживается с запада на восток из района резкого коленообразного с юга на запад изгиба р. Булган-Гол. Разлом детально изучен В. И. Тихоновым, по данным которого основной шов проходит примерно в 2 *км* севернее сомона Булган, а восточнее пересекает долину р. Уйэнчи близ сомона того же названия. Далее, отклоняясь на юг, он пересекает долины рек Бодончин-Гол и Ангирту-Гол в месте их выхода из гор на равнину. Практически Булганская зона разломов образует границу между палеозойскими структурами Монгольского Алтая и Барун-Хурайской впадины. К тому же она является и орографической границей между ними. Далее на восток в основании южного склона Гобийского Алтая проходит так называемый Заалтайский разлом, который еще дальше на восток сопрягается с Сайхандуленским. Эти разломы находятся на восточном продолжении Булганского шва и, вероятно, принадлежат к единой зоне разломов.

Булганский разлом имеет сложное строение. Основной шов сопровождается многочисленными «сателлитами», грубо параллельными ему, и рядом оперяющих нарушений, отходящих от него под острыми углами. В плане основной шов имеет извилистые очертания. Оперяющие нарушения создают еще одну систему разломов северо-восточного простирания. Эти нарушения располагаются как с фронтальной (южной), так

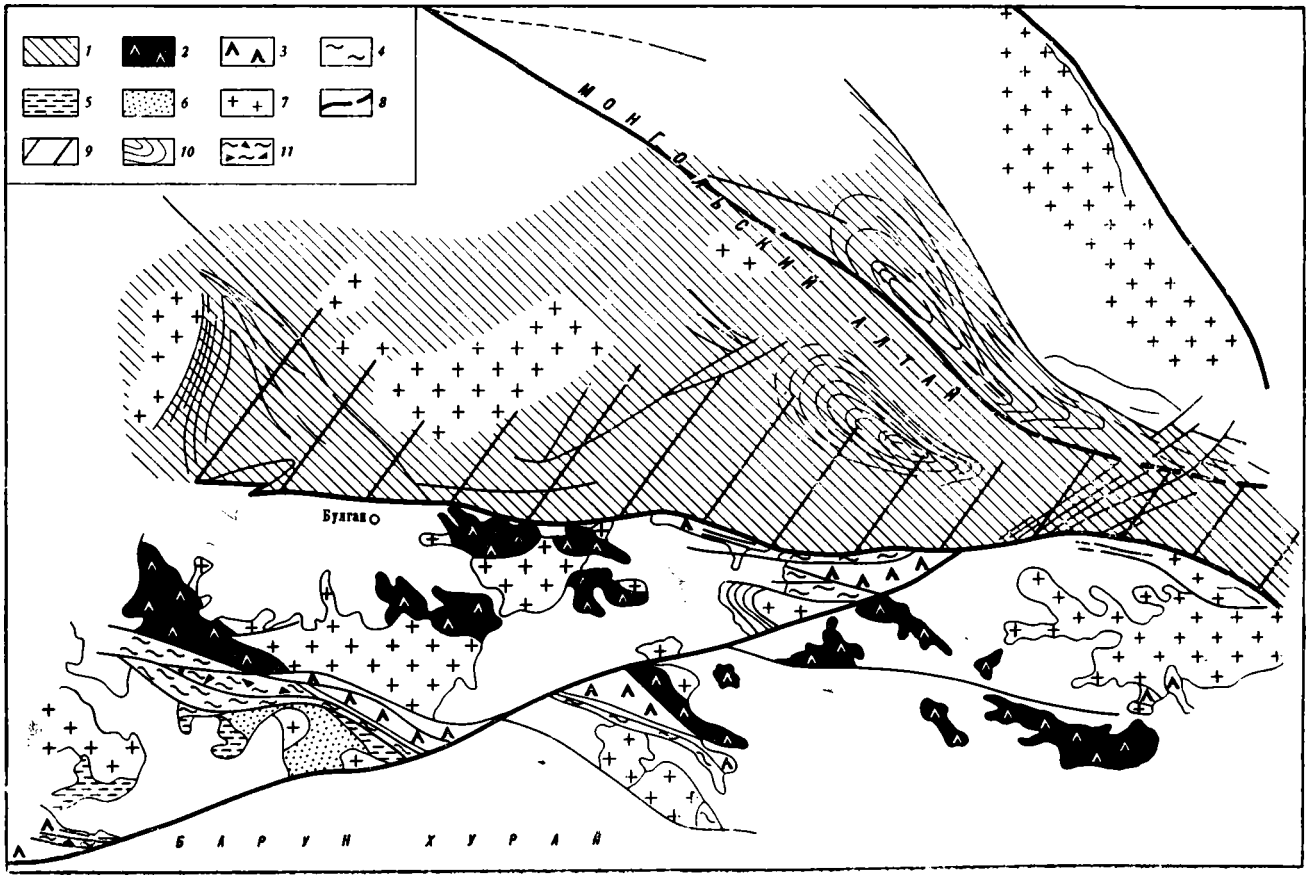


Рис. 51. Схематическая геологическая карта южной части Монгольского Алтая и северной части Барун-Хурайской котловины

1 — песчано-сланцевые отложения верхнего силура-девона; *2—4* — отложения среднего — верхнего девона — свиты: *2* — пироксеновых порфиритов, *3* — плагиоклазовых порфиритов, *4* — сланцев и песчаников; *5—6* — отложения нижнего карбона — свиты: *5* — кремнистых сланцев; *6* — сланцев и песчаников; *7* — палеозойские гранитоиды; *8* — разломы; *9* — зоны метаморфизма; *10* — структурные линии; *11* — тектонические брекчии

и тыловой (северной) стороны Булганского разлома. Обычно это крутопадающие разломы со сдвиговыми перемещениями. С тыловой стороны в бассейне р. Ангирту-Гол по системе таких нарушений произошли левосторонние перемещения с амплитудой до 7—8 *км*. С фронтальной стороны отмечаются также левосторонние сдвиги более значительной амплитуды горизонтального перемещения. По Барунхурайскому разлому толщи девонских пород горных массивов Мэргэн-Ула и Шалаин-Хара-Ула смещены относительно друг друга левосторонним сдвигом на 15 *км* (рис. 52), а рыхлые образования среднего—верхнего плейстоцена по тому же разлому в долине р. Уэнчи — на 0,3—0,4 *км* (рис. 53).

Зона Булганского разлома имеет большую ширину, достигающую местами нескольких километров. В ее пределах породы подверглись сильным вторичным изменениям, частично превращены в метаморфические сланцы, пронизаны жилами пегматитов, кварца и пластовыми телами гранитоидов и габброидов. В тыловой части, т. е. к северу от зоны разлома, располагается мощный пояс гранатовых сланцев и пегматитов шириной в 7—10 *км*. Метаморфизм этого пояса накладывается на все осадочные и вулканогенные образования, встречающиеся на его пути. Указанный пояс линейно вытянут и сопровождает Булганский разлом на всем его протяжении. Нет сомнения, что этот пояс метаморфизма генетически связан с Булганским разломом.

Булганское нарушение совершенно не считается с ориентировкой складок в силурийских и нижнедевонских отложениях Монгольского Алтая и сечет их. В то же время с фронтальной стороны разлома в пределах Барун-Хурайской впадины установлены сильно пережатые, часто изоклинальные складчатые структуры в толщах пород среднего — верхнего девона и нижнего карбона, простирающиеся согласно с Булганским швом. Кроме того, в зоне разлома существует система мелких приразломных складок, имеющих, как правило, согласное с нарушением простирание. Перед фронтом Булганского разлома, т. е. к югу от него, располагается система надвиговых чешуй, для которых определены движения в южных направлениях. Такие чешуи выявлены в районе гор Мэргэн-Ула.

Общая конфигурация разлома в плане и система узких, сильно пережатых складок, свидетельствующих о весьма значительных горизонтальных напряжениях, а также характер перемещений по оперяющим нарушениям приводят к выводу, что здесь проходит зона крупного надвига, плоскость сбрасывателя которого падает на север; движение масс горных пород происходило с севера на юг. Таким образом, оказалось, что структуры Монгольского Алтая надвинуты на Барун-Хурайскую впадину. Падение плоскости сбрасывателя, подсчитанное по соотношению высоты плейстоценовых террас и горизонтального смещения тех же отложений по оперяющим разломам, направлено на север под углом 20—25°. Материалов для определения амплитуды горизонтального перемещения по Булганскому надвигу пока недостаточно. Косвенные данные дают возможность предположить величину этого перемещения порядка нескольких десятков километров.

Разломы Гурбан-Сайхан, по данным М. С. Нагибиной, образуют восточное продолжение Заалтайского разлома, который в свою очередь подставляет Булганский. В геологическом отношении они тесно связаны со структурой Гурбансайханского синклинория. Наиболее крупный разлом — Алтантубушинский — проходит вдоль хребта Барун-Сайхан и южного подножия горы Алтан-Тубушин-Ула. Для него характерна система крутопадающих (под углом от 50 до 70°) чешуйчатых надвигов и сдвигов широтного простирания. Плоскости сместителей нарушений, как правило, падают на север. Зона дробления состоит из раздавленных, пережатых и разорванных линз красных яшм, серых кремнистых сланцев, зеленовато-серых диабазов девона, а также разгнейсованных кварцево-по-

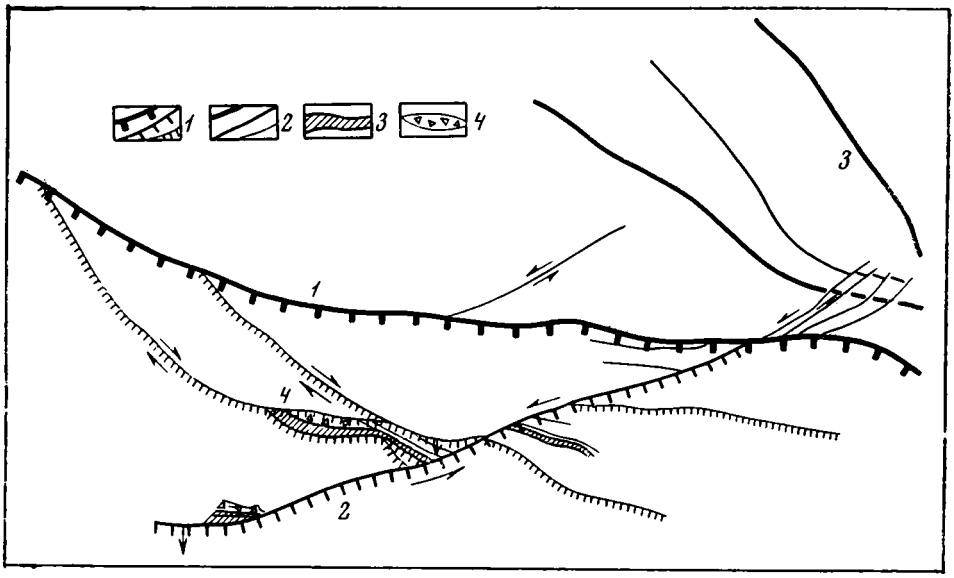


Рис. 52. Схема разломов южной части Монгольского Алтая и северной части Барун-Хурайской котловины

1 — надвиги разного масштаба; *2* — разломы крутопадающие разного масштаба (сбросы, сдвиги); *3* — милониты; *4* — тектонические брекчии.

Цифрами обозначены разломы: *1* — Булганский, *2* — Барунхурайский, *3* — Делюнский, *4* — Мэргэнульская система разломов

левошпатовых, сильно серпентинизированных гипербазитов. Породы пронизаны многочисленными пересекающимися кварцевыми и карбонатными прожилками. Встречаются передробленные лентовидные тела перидотитов и серпентинитов мощностью до 50—100 *м*. Кроме того, серпентиниты наблюдаются в виде тонких линз от 5—20 *см* до 1 *м* мощности. О многократно повторяющихся подвижках вдоль зоны разлома свидетельствуют многочисленные пересекающиеся прожилки кварца и кальцита, цементирующие тектоническую брекчию. Об этом же говорят и узкие грабены рыхлых красноцветных пород верхнего мела и кайнозоя (до 100—150 *м* ширины), зажатые между разломами-сателлитами Алтантубушинского шва. Палеозойские толщи кремнистых сланцев, зеленых и красных яшм и диабазов с прослоями песчаников сильно раздроблены и образуют тектонические клинья размером от первых метров до нескольких десятков метров. Наиболее крупные блоки имеют размер от 0,2—0,3 до 0,5 *км* в поперечнике. У северного подножия хр. Барун-Сайхан-Ула прослеживается Северобарунсайханский разлом, выраженный системой наклоненных сбросов-сдвигов ступенчатого строения и широтного простирания; плоскости сместителей их падают на юг под углом 50°. Толщи кремнистых и диабазовых сланцев и яшм сильно брекчированы, особенно в лежачем боку. К зоне разлома тяготеет толща красноцветных отложений верхнего мела, базальные горизонты которого представлены седиментационной брекчией, состоящей из угловатых обломков подстилающих палеозойских пород. По одному из мелких нарушений Северобарунсайханской зоны О. Д. Суетенко наблюдала надвиг девонских кремнистых пород на меловые красноцветы с плоскостью сместителя, падающей на юг под углом 30—40°.

Один из крупных грабенов системы Гурбан-Сайхан, выполненный сероцветными отложениями верхней перми, юры и мела, с севера ограничен зоной «рыхлых» брекчий верхнего мела. Зона брекчий шириной более 2 *км* прослеживается вдоль хр. Халга-Ула, где наблюдаются выходы сильно раздробленных кремнистых пород хлоритовых сланцев и диабазов

палеозоя. На южном склоне хребта в составе рыхлых брекчий встречены обломки и глыбы брекчированных пироксенитов, амфиболизированных габбро-пироксенитов и серпентинитов. О непрекращающейся активности этой зоны разломов свидетельствует современная ее сейсмичность. В 1957 г. в западной части зоны произошло известное Гоби-Алтайское землетрясение, результаты которого были детально описаны Н. А. Флоренсовым, В. П. Солоненко и А. В. Лукьяновым.

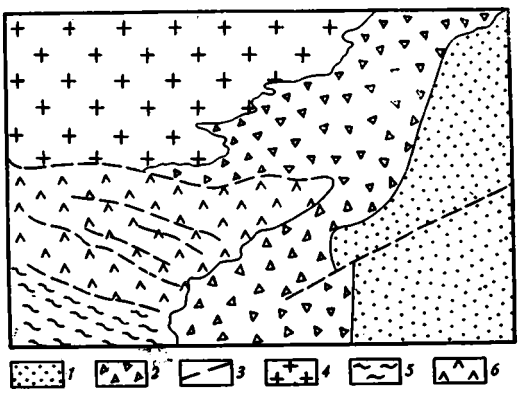


Рис. 53. Схема смещений четвертичных отложений по Барунхурайскому разлому

1 — аллювиальные отложения; *2* — делювиальные отложения; *3* — разломы; *4* — граниты; *5* — сланцы и песчаники; *6* — порфириты

Ханхухейский (Хангайский) разлом — один из крупнейших швов субширотной системы,— изучавшийся многими исследователями, а в последнее время И. П. Палеем, Е. В. Девяткиным, Л. П. Зоненшайном, В. А. Благонравовым. Это нарушение располагается в раннекаледонской зоне Северной Монголии. На крайнем северо-западе Монголии зона разлома примыкает к Цаганшибэтинскому нарушению, затем проходит южнее оз. Убсу-Нур и далее на восток прослеживается вдоль хр. Хан-Хухей, доходя до бассейна р. Орхон, где расщепляется на несколько ветвей. Крупнейшие среди них— Желтуринская и Селенгинская. Зона Ханхухейского разлома отделяет структуры Прихубсугулья от структур Хангая.

Разлом имеет мощную зону дробления, к которой приурочены небольшие тела гипербазитов. С южной стороны от разлома, почти на всем его протяжении, прослеживаются кембрийские эффузивы среднего и основного состава. Южнее же располагается и система Предханхухейских впадин, выполненных рыхлыми отложениями юры, мела, палеогена и неогена общей мощностью до 1500—1800 *м*. Эти впадины вытянуты вдоль этого нарушения и своим происхождением и развитием обязаны, по мнению Е. В. Девяткина, жизни разлома в мезозое и кайнозое. Ханхухейский разлом является также одной из наиболее сейсмоактивных зон. К нему было приурочено одно из крупнейших землетрясений Монголии, произошедшее в 1905 г. Морфология этого нарушения изучена недостаточно. В то же время некоторые данные позволяют предположить его надвиговую природу. Так, в западной части разлома в мезозойских отложениях наблюдаются складки, запрокинутые в южном направлении, а также небольшие надвиги, в которых породы домезозойского основания надвинуты на юрские породы. В ряде мест, по наблюдениям Е. В. Девяткина, зафиксировано надвигание юрских толщ на кайнозойские рыхлые отложения.

РАЗЛОМЫ СУБМЕРИДИОНАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

В пределах Сибирской платформы выделяется протяженный мощный пояс магнитных аномалий меридионального простирания. В южной своей части он рассекает острый угол платформы, обращенный в сторону Монголии, и подходит к ее границе в районе г. Иркутска. Вероятнее всего этот пояс обусловлен системой глубинных швов и представляет собой зону растяжения, по которой было поднято мантийное вещество. На территории Монголии эта структура прослеживается в виде пояса положительных аномалий силы тяжести (Волхонин, Степанов, 1969), располагающихся между 102 и 105° в. д. и делящих ее на две почти равновеликие части. Поверхностное выражение этой структуры пока еще совершенно не изучено, хотя значение ее несомненно велико. Следует лишь упомянуть, что широко распространенные в Монголии мезозойские комплексы и структуры к востоку от нее насыщены гранитоидами и эффузивными породами, тогда как к западу они полностью амагматичны.

Указанный пояс, видимо, определяет положение других разломов субмеридиональной системы. Наиболее отчетливо субмеридиональные разломы проявлены в Северной Монголии. К ним следует отнести Аргынгольский, Косогольский и Дархатский (см. рис. 49). С развитием этих нарушений, очевидно, связано образование меридионально ориентированных впадин оз. Хубсугул, Дархатской и Бусингольской. Последняя располагается западнее Дархатской на территории Советского Союза. На крайнем северо-западе Монголии к этой системе относятся северные части Дзабханского и Цаганшибэтинского глубинных швов. Можно предположить, что развитие последних в значительной мере определило формирование Котловины Больших Озер. К этой же категории относится и Делюно-Сагсайский разлом в Монгольском Алтае, ограничивающий с востока Делюно-Юстыдский прогиб, выполненный вулканогенно-осадочными толщами девона. Видимо, формирование этого прогиба также было связано с развитием названного нарушения. Имеется еще и ряд других разломов субмеридионального направления, ограничивающих с запада Тарбагатайское, Шараусгольское и Байдарикское поднятия (см. рис. 49).

Большинство описанных выше крупных разломов данной системы имеют глубокое заложение и длительную историю развития, охватывающую палеозой, мезозой, кайнозой, и проявляющихся в новейший этап.

ВЫВОДЫ

1. На территории Монголии выделяются четыре пространственные системы разломов: северо-западная, северо-восточная, субширотная и субмеридиональная. Сочетание разломов этих систем образует своеобразный структурный рисунок, отраженный на карте.

2. Со структурами крупных структурных поясов Монголо-Охотского и Алтайского, сочленяющихся в пределах Монголии, связаны две ведущие системы разломов: северо-западного простирания на западе и северо-восточного — на востоке.

3. В северной части территории за пределами Монголо-Охотского и Алтайского поясов располагаются резонансные разрывы названных систем, пересекающие и смещающие друг друга. Кроме того, резонансные разломы Монголо-Охотского пояса пересекают структуры Алтайского, а резонансные разломы последнего, в свою очередь, пересекают структуры Монголо-Охотской системы.

4. Субширотные разломы концентрируются главным образом на юге Монголии и тяготеют к зоне герцинид. При этом широтное простирание они имеют лишь в центральной части страны, а на флангах плавно изгибаются к северу, иногда сливаясь с разломами северо-западной и северо-восточной систем. Характерно, что в северной части территории широтные участки разломов имеют меньшее протяжение, располагаясь меж-

ду 92 и 104° в. д., тогда как на юге — между 87 и 111° в. д. Таким образом, широтные отрезки располагаются как бы в секторе, ограниченном лучами глубинных разломов: на западе — Агардакским, на востоке — Уланбаторским.

5. Разломы субмеридиональной системы тяготеют к северной части Монголии. Здесь они наиболее отчетливо проявлены морфологически и согласуются с расположением крупных складчатых форм. На остальной территории они проявлены хуже, будучи замаскированными многочисленными нарушениями других систем.

6. На тех или иных этапах развития некоторые участки разломов различных систем, сопряженных между собой, проявляли бóльшую активность, чем другие их части. В результате образовались зоны нарушений, состоящие из разломов различных систем. Эти зоны являются границами областей разновозрастной складчатости. Так, например, ранние каледониды Котловины Больших Озер отделяются от поздних каледонид и герцинид Монгольского и Гобийского Алтая по сопряженным зонам Цаганшибэтинского и Ихэбогдинского разломов. При этом отчетливо видно, что северная половина Цаганшибэтинского нарушения имеет меридиональное простирание, а южная — северо-западное. Сопряженный с ним Ихэбогдинский разлом занимает субширотное положение. Кроме того, описываемая составная зона имеет ступенчатое строение, вызванное пересечением ее разломами северо-восточного простирания: Агардакским, Шаргаинским и др. Таким образом, указанная зона состоит из разломов всех четырех систем; можно привести и ряд других составных зон, выступающих как единые разломы. В качестве примера укажем, что на западе Монголии проходит Дзабханский разлом, ограничивающий с востока Котловину Больших Озер. Северная его часть имеет меридиональное простирание, а южная — северо-западное. На востоке Монголии разломы Ульдзинский, Керуленский и Модонобинский также составные. Восточные их части несомненно принадлежат к нарушениям субширотной системы, юго-западные относятся к северо-восточной системе (см. рис. 49).

7. Как указывалось, каждая из систем разломов пользуется преимущественным распространением в определенных участках страны, нарушения же других направлений в этих регионах пользуются подчиненным развитием. Благодаря этому обстоятельству и создается разнообразие структурного рисунка сети нарушений, формирующей разнообразные блоки и чешуи. Так, для Северной Монголии, где преимущественным распространением пользуются резонансные разломы, характерна перекрещивающаяся сетка крутопадающих нарушений, формирующая изометричные блоковые структуры. На западе и востоке страны, где развиты разломы соответственно северо-западной и северо-восточной систем, характерны вытянутые линзовидные блоки горных пород, образованные подобным же образом сочленяющимися разрывами. Для юга территории с преобладающей субширотной системой типичны протяженные чешуйчатые и линзовидно-чешуйчатые формы блоков пород, ограниченных разломами. Разломы субмеридиональной системы в сочетании с субширотной создают самостоятельные формы в виде прямоугольных и угловатых блоков только на севере Монголии, в районе Прихубсугулья. На остальной территории они, как правило, только осложняют структурный рисунок, созданный разломами других систем. Все вышеприведенные данные по пространственной ориентировке разломов, их морфологии, соотношению между собой и позиции относительно основных структурных элементов дают основание утверждать, что на территории Монголии основные системы нарушений не образуют дуговых структур. Напротив, мы имеем здесь четко фиксирующиеся четыре пространственные системы разломов, различающиеся по морфологии и характеру движений. Разломы этих систем сочетаются между собой, давая различные типы сочленений ограничиваемых ими блоков земной коры, среди которых широко распространены торцовые.

ГЛАВА IX

ГРАНИТОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ

Гранитоидные формации — ассоциации плутонических пород, не несущих прямых свидетельств происхождения из подкоровых источников,— важнейшая составляющая континентальной, «гранитной», коры. Несмотря на грандиозный объем знаний, накопленный по геологии, петрологии и геохимии гранитоидов, вопросы их генезиса и эволюции еще далеки от окончательного разрешения. Это в значительной мере связано с тем, что очень мало таких регионов, где был бы представлен полный эволюционный ряд гранитоидных формаций с доступными наблюдению различными уровнями их развития: от уровня зарождения расплавов до аллохтонных интрузий и экструзий. В этом отношении уникальное явление в Евразии, а возможно, и во всем мире представляет Центрально-Азиатский складчатый пояс и особенно его центральная часть, охватывающая территорию Монголии.

Исследованию интрузивного магматизма отдельных регионов Монголии посвящены работы многих исследователей (Хасин, 1971; Борзаковский, 1971; Михайлов, 1971; Амантов и др., 1966; Лувсанданзан, 1966; Благонравов, Федоров, 1970; Павленко и др., 1971; Федорова, 1968, 1972; Коваленко и др., 1971а). В них описаны конкретные разновозрастные интрузивные комплексы, типичные для определенных структурно-формационных зон. Первый наиболее полный обзор всех магматических комплексов Монголии был сделан Р. А. Хасиным. На основании этих работ появилась возможность провести формационный анализ интрузивных образований страны (Павленко, Филиппов, 1970а, б, 1971; Павленко и др., 1970, 1971).

В основу систематики интрузивных пород Монголии был положен комплекс формационных признаков. В качестве наиболее крупной систематической единицы предлагается понятие петролого-тектонической формации как группы магматогенных пород, возникших на определенном этапе тектонического развития структуры и обладающих определенными и постоянными петрографическими признаками, которые отражают общие особенности условий и механизмов образования расплавов и пород на этом этапе. При выделении формации используются три группы признаков: 1) петрографо-геохимические, присущие только одной формации; 2) место формации в последовательности гранитоидов, отвечающих отдельным этапам тектонического развития; 3) приуроченность к определенному типу тектонических структур. Группы пород, устойчивые по своим структурно-морфологическим, петрографическим или геохимическим особенностям, в ряде случаев рационально выделять в качестве субформаций.

Гранитоидные интрузии Монголии распадаются на две большие возрастные группы. Первая из них, распространенная на всей площади страны, формировалась в палеозое и связана с развитием каледонских и герцинских геосинклинальных систем, составляющих складчатый остов Центрально-Азиатского пояса. Вторая группа относится к мезозою; интрузии этой группы развиты только в восточной половине Монголии. Их возникновение в мезозое было свойственно всей восточной окраине Азии

и, вероятно, генетически было связано с Тихоокеанским подвижным поясом. Можно считать доказанным, что мезозойские движения и соответственно мезозойская магматическая деятельность наложились на сформированные домезозойские структуры и не связаны с предшествующим палеозойским развитием. Поэтому палеозойские и мезозойские гранитоидные формации Монголии рассматриваются в данной работе раздельно.

В соответствии с приведенными выше критериями выделения гранитоидов среди палеозойских интрузий обособлены следующие пять формаций: 1) габбро-диорит-плагиогранитная, 2) габбро-монцонит-банатитовая, 3) гранодиоритовая, 4) гранитно-щелочно-гранитоидная и 5) адамеллит-граносиенитпорфировая. Среди мезозойских гранитоидов выделены две формации, которые с большой долей условности сопоставлены с гранодиоритовой и гранитно-щелочногранитоидной формациями.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ

ГАББРО-ДИОРИТ-ПЛАГИОГРАНИТНАЯ ФОРМАЦИЯ

Гранитоиды рассматриваемой формации распространены по всей территории Монголии, причем основная их часть сосредоточена в северной ее половине; в южной — они спорадические (рис. 54, см. стр. 203). К габбро-диорит-плагиогранитной формации относятся раннепалеозойский тохтогеншильский комплекс Озерной зоны и тургенский Цаганшибэтинской, раннепалеозойский тэлминский комплекс Северной Монголии и каменноугольный дзурунтайский Южной Монголии. В целом массивы гранитоидов этой формации ориентированы согласно с общим планом складчатых структур. Характерная черта пород — изменчивость текстурно-структурных особенностей и минерального состава. Наиболее распространенными разновидностями являются габбро, габбро-диориты, диориты, гранодиориты и плагиограниты; совместно с ними иногда встречаются ультраосновные породы, нормальные граниты и плагиосиениты; принадлежность последних к данной формации не доказана.

Для всех пород рассматриваемой формации типичны среднезернистые структуры, массивные, реже такситовые, гнейсовидные и порфировидные. Кроме того, важно подчеркнуть постоянное преобладание плагиоклаза над калиевым полевым шпатом, роговой обманки над другими темноцветными минералами в породах среднего состава и примерно равное содержание роговой обманки и биотита в гранодиоритах.

Количественное соотношение главных разновидностей пород колеблется в широких пределах, однако по преимущественному преобладанию тех или иных из них в объеме формации можно выделить две субформации: габбро-диоритовую, характеризующуюся резким преобладанием существенно роговообманковых пород среднего состава, и диорит-плагиогранитную, в составе которой доминируют кварцевые диориты, гранодиориты и плагиограниты.

Породы габбро-диорит-плагиогранитной формации связаны с развитием как каледонских (раннекаледонских), так и герцинских структур. Они встречаются в пределах геосинклинальных зон I и II типов. В северной, каледонской, области Монголии массивы гранитоидов этой формации сконцентрированы в Озерной зоне и на севере Центральной Монголии.

В Озерной зоне развиты в основном породы габбро-диоритовой субформации, которые резко преобладают среди, в общем, немногочисленных в этой зоне интрузивных образований; они объединены в тохтогеншильский комплекс. Наиболее крупные (1000—1500 $км^2$) массивы находятся в северной части зоны, примыкающей к котловине оз. Убсу-Нур, и ориентированы субширотно согласно простиранию Хан-Хухейского разлома. Они приурочены, как правило, к сводовым частям антиклиналей и обна-

руживают конформность элементов внутреннего строения со складчатыми структурами. Массивы, сложенные габброидами, тоналитами и в меньшем количестве плагиогранитами, залегают среди эффузивов основного и среднего состава (спилит-диабазовая формация), а также вулканогенно-осадочных и кремнисто-граувакковых толщ позднего докембрия и кембрия. Местами обнаруживаются четкие интрузивные контакты, но большей частью массивы сопровождаются широкими ореолами габброизированных, диоритизированных и плагиогранитизированных пород.

Исходными породами, подвергшимися процессу габброизации, служат чаще всего основные вулканогенные породы. Габброизация начинается с амфиболизации и перекристаллизации. Возникают существенно амфиболовые или плагиоклаз-амфиболовые породы обычно пятнистой текстуры. При достаточно интенсивном развитии габброизации образуются породы переменной зернистости, характеризующейся крайне непостоянными количественными соотношениями плагиоклаза и роговой обманки и неравномерным их распределением. Для метагаббро типичны как пятнистые, полосчатые, так и порфиробластовые текстуры, причем в виде порфиробластов выделяется только плагиоклаз.

Диоритизации подвергаются обычно эффузивы среднего, реже основного состава, а также биотит-роговообманковые кристаллические сланцы и амфиболиты. Начало диоритизации исходных пород выражается в образовании единичных порфиробластов плагиоклаза, биотита и роговой обманки, а иногда кварца. Затем количество и размеры порфиробластов увеличиваются, в породах появляются гнезда, участки и прожилки, состоящие из агрегатов плагиоклаза, биотита и роговой обманки. Увеличение количества и разрастание таких участков приводит к образованию более или менее сплошных полей диоритоподобных пород, характеризующихся крайней неоднородностью минерального состава и текстурно-структурных особенностей и большим количеством реликтовых участков исходных пород. Ширина зон габброизации и диоритизации достигает 10 *км*. Проявления процессов гранитизации описаны в литературе многократно и поэтому здесь опускаются. В сопредельных с Озерной зоной районах Монгольского Алтая к габбро-диорит-плагиогранитной формации относится тургенский комплекс, залегающий среди нижнепалеозойских терригенных толщ. Здесь очень интенсивно проявлены процессы поздней гранитизации.

На севере Центральной Монголии (северные склоны Хангайского нагорья, хр. Болнай и др.) породы габбро-диорит-плагиогранитной формации пользуются самым широким распространением. Они входят в состав тэлминского комплекса (Благонравов, Федоров, 1970), слагая в ассоциации с более поздними гранитоидами значительные территории, в пределах которых сохранились только фрагменты докембрийских и кембрийских складчатых структур. Здесь преобладают породы диорит-плагиогранитной субформации. Огромные батолитообразные массивы сложены среднезернистыми роговообманково-биотитовыми и биотитовыми диоритами, плагиогранитами, гранодиоритами при резко подчиненном развитии более основных пород, локализующихся, как правило, в эндоконтактовых зонах. Один из наиболее крупных массивов (площадью около 6 тыс. *км*^{2}) — Наранский (бассейн верхнего течения р. Идэр), вытянутый в субширотном направлении примерно согласно с простиранием терригенно-вулканогенных толщ нижнего кембрия. По его северному контакту в районе сомона Тосон-Цэнгэл наблюдается полоса плагиогнейсов, которые совершенно постепенно переходят в кварц-хлорит-полевошпатовые породы с порфиробластами роговой обманки и плагиоклаза; последние постепенно исчезают, и вмещающие породы становятся неизмененными. В схеме этот переход может быть описан так: гранодиорит — гнейсовидный гранодиорит — очковый гнейс — кварц-хлорит-полевошпатовая порода — слабо метаморфизованный эффузив андезит-дацитового состава.

Широкие ареалы габброизированных, диоритизированных и плагиогранитизированных пород свидетельствуют о палингенном происхождении пород формации за счет интенсивной переработки вмещающих толщ. Однако, помимо постепенных переходов, наблюдаются и четкие рвущие, несомненно интрузивные контакты с вмещающими породами, возникшие при прорывании их перемещенными магматическими расплавами.

В южной герцинской области Монголии массивы габбро-диорит-плагиогранитной формации распределены по площади крайне неравномерно. Мелкие субширотно ориентированные тела габбро, тоналитов и плагиогранитов локализованы в основном во внешней северной части среди силурийских спилит-диабазовых и сланцевых толщ. Одиночные крупные (сотни до тысячи квадратных километров) массивы тоналитов и плагиогранитов находятся в западной части Южно-Монгольской зоны (Адж-Богд) среди спилит-диабазовых толщ верхнего силура — нижнего-среднего девона в Даланульско-Лугингольском прогибе (дзурунтайский комплекс) среди граувакковых и кремнисто-граувакковых толщ ордовика и силура и на востоке в Тотошаньской зоне среди гнейсовых и кристаллических сланцев верхнего протезоя(?). Общее для всех — вытянутая в субширотном направлении форма и широкие ореолы метасоматически измененных пород. Наблюдаются зоны габброизации, диоритизации и гранитизации, нередко пространственно совмещенные. Наиболее интенсивно проявлены процессы гранитизации, причем иногда вне связи с каким-либо массивом. Ярким примером могут служить широкие (до (10—15 *км*) и протяженные (до 100 *км*) зоны плагиогнейсов в Тотошаньской зоне.

В целом для пород габбро-диорит-плагиогранитной формации характерны гипидиоморфнозернистые структуры. Идиоморфные кристаллы плагиоклаза обычно резко зональны, наблюдается коррозия внутренних частей внешними. Калий-натровый полевой шпат часто пойкилитовый. Роговая обманка и биотит характеризуются стабильными средними значениями железистости (~40 и 50—60 мол.% соответственно) и находятся как в реакционных, так и равновесных взаимоотношениях. Для биотитов дзурунтайского комплекса типичны более низкие значения железистости (40—50 мол.%). В целом же для биотитов отмечаются пониженные (0,24 вес.%) содержания фтора (Филиппов и др., 1973).

Парагенезисы пород формации в основной массе отвечают I полю щелочности диаграммы Д. С. Коржинского (1957).

Породы габбро-диорит-плагиогранитной формации характеризуются значительными колебаниями кремнекислотности (SiO_2 — 49—71 вес.%), причем по мере ее роста слабо уменьшаются содержания глинозема и железа, увеличивается — щелочей, резко падают количества CaO и MgO (табл. 2).

Самые низкие содержания Rb, Li, Sn, Be, Nb, Ta и низкие Li/Mg отношения обнаружены в породах тохтогеншильского комплекса (табл. 3) Содержания этих же элементов повышаются в образованиях дзурунтайского комплекса и, наконец, наиболее богаты редкими элементами гранитоиды тэлминского комплекса. По сравнению с дзурунтайским в гранодиоритах тэлминского комплекса фиксируются повышенные содержания Rb, Ba, Sr, Be, Sn, F, Nb, Ta, V, Cr, Cu, а также высокие значения Sr/Ca и V/Cr отношений. В дзурунтайских гранитоидах повышены содержания только Li, Ti, Co и отношения Li/Mg, K/Rb, Ba/Sr, Nb/Ta и Co/Ni. Весьма показательно изменение K/Rb отношения, которое последовательно понижается в ряду тохтогеншильский — дзурунтайский — тэлминский комплексы. Это свидетельствует о независимости источников K и Rb, так как содержания последнего, подобно другим редким элементам, находятся в явной зависимости от состава вмещающих пород.

Подводя итог описанию габбро-диорит-плагиогранитной формации, можно сделать следующие заключения. Локализация массивов среди

Таблица 2

Средние составы гранитоидных формаций Монгольской Народной Республики и Восточной Тувы

Породы	Формация	Комплекс	Выборка, №	n	SiO_2
Базиты	Габбро-диорит-плагиогранитная	Тэлминский	Iг	15	49,65
		Дзурунтайский	IIг	4	48,23
		Тохтогеншильский	2	5	43,04
		Тэлминский + Дзурунтайский	I+IIг	19	49,35
	Гранодиоритовая	Хангайский + Эгиндабинский + Тарбагатайский	III+IVг	9	54,72
	Банатитовая	Эрдэинтуинобинский + Цагансубургинский	VIб	5	49,21
Диорит-сиениты	Габбро-диорит-плагиогранитная	Тохтогеншильский	3	5	59,95
Плагиосиениты		Тохтогеншильский	4	7	61,00
		Тэлминский	VIIг	19	65,78
Гранодиориты		Дзурунтайский	VIIIг	25	66,74
	Гранодиоритовая	Хангайский	IXг	32	64,31
		Эгиндабинский	Xг	15	65,17
		Тарбагатайский	XIг	10	65,22
	Габбро-диорит-плагиогранитная	Тохтогеншильский	2	5	61,05
		Тэлминский + Дзурунтайский	VII+ +VIII	44	66,33
	Гранодиоритовая	Хангайский + Эгиндабинский + Тарбагатайский	IX+X+ +XIг	57	64,70
	Банатитовая	Эрдэинтуинобинский + Цагансубургинский	XIIб	17	64,30
Плагиограниты	Гранодиоритовая	Алтайский	7	18	71,15
Плагиограниты	Габбро-диорит-плагиогранитная	Тохтогеншильский	2	8	71,10
Граниты		Тэлминский + Дзурунтайский	XIII+ +XIV	15	73,00
Граниты	Гранодиоритовая	Хангайский + Эгиндабинский + Тарбагатайский	XV+ +XII+ +XVII	15	72,65
Лейкограниты	Банатитовая	Эрдэинтуинобинский + Цагансубургинский	XIIб	12	73,26
Нормальные граниты	Гранитная-щелочногранитоидная (палеозойские)	Нумургинский + Бренький + Сютхольский	Io	26	68,14
Лейкограниты		Нумургинский + Сютхольский + Шараусгольский	IIo	45	74,00
Микроклинизированные гранодиориты		Хархаринский	5	6	71,83
Граниты		Хархаринский	15	33	73,31
Субщелочные граниты		Нумургинский + Сютхольский	IIIo	10	74,34
Щелочные граниты		Хархаринский + Нумургинский + Сютхольский	IVo	10	75,33

TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	*a*	*c*	*b*	*S*	*a'*	*f'*	*m'*	*c'*	*n*	*Q*	*a/c*
1,31	15,89	10,29	0,17	7,16	7,92	3,31	1,98	9,0	6,5	24,9	59,6	—	36	50	14	82	—5,4	1,4
0,79	15,55	8,57	0,13	10,71	8,86	0,58	0,19	0,8	10,4	28,7	60,1	—	28	68	4	82	8,2	0,1
0,94	20,30	9,88	0,12	10,41	11,39	2,33	0,51	6,0	8,2	33,7	52,1	—	27	55	18	89	—16	0,7
1,20	15,89	9,93	0,16	7,91	8,33	3,06	1,70	9,3	6,1	26,5	58,1	—	33	51	16	73	—8,5	1,5
0,66	14,00	7,83	0,11	10,41	6,15	2,82	1,54	8,0	5,0	26,1	69	—	25	66	9	74	0,8	1,6
0,78	14,64	10,22	0,14	9,43	10,35	2,31	0,59	5,8	7,0	30,5	56,7		29	52	19	85	—5,2	0,8
0,62	16,24	6,64	0,10	2,74	4,49	4,38	3,03	14,5	1,6	12,3	71,6		48	39	13	69	12,6	9,1
1,17	16,33	5,82	0,13	1,51	2,61	5,57	5,18	19,6	1,0	9,6	69,7		52	26	22	62	—0,7	19,6
0,49	15,99	4,84	0,10	2,10	3,51	3,35	2,96	11,5	4,3	9,6	74,6	11	43	36		64	21,9	2,6
0,47	15,86	4,16	0,10	1,63	3,12	4,22	2,79	13,5	3,8	6,4	76,3	20	56	42	—	69	21,8	3,6
0,69	15,18	5,41	0,11	2,37	3,39	3,54	3,56	13,1	3,7	9,1	74,1	—	51	44	5	60	18,3	3,5
0,47	15,82	4,34	0,07	1,94	3,27	3,74	3,26	13,1	4,0	7,4	75,5	3	52	45	—	63	20,8	3,3
0,44	16,12	4,74	0,09	2,18	3,75	3,63	2,91	12,3	4,6	8,1	75,0	3	52	45	—	66	20,8	2,7
0,83	16,81	6,41	0,12	2,86	4,92	3,46	2,58	11,6	5,7	11,1	71,6	—	51	45	4	67	14,3	2,0
0,48	15,92	4,45	0,10	1,83	3,29	3,84	2,85	12,7	4,0	7,6	75,7	8	51	41	—	67	22,0	32
0,59	15,51	5,01	0,10	2,22	3,42	3,61	3,37	12,9	4,1	8,2	74,8	—	53	46	1	61	19,7	3,1
0,52	15,58	5,01	0,12	2,00	3,50	4,32	2,91	13,9	3,6	8,4	74,1	—	52	41	7	73	16,8	3,9
0,31	14,25	2,87	0,05	1,05	1,85	3,25	4,09	12,6	2,2	5,8	79,4	28	42	30		55	31,4	5,7
0,29	15,14	2,84	0,06	0,89	2,89	4,23	2,37	12,3	3,5	4,5	79,6	14	54	32	—	73	31,2	3,5
0,23	14,17	2,36	0,10	0,43	1,54	3,68	3,56	12,9	1,8	4,5	80,8	40	44	16	—	61	34,0	7,2
0,23	14,12	2,22	0,11	0,40	1,36	3,88	4,22	14,3	1,6	3,4	80,5	23	56	24	—	58	31,0	8,8
0,19	13,78	2,61	0,05	0,38	0,88	3,78	4,53	14,2	1,0	4,4	80,4	36	50	14	—	59	31,4	14,2
0,41	15,55	3,18	0,10	0,87	1,79	3,93	4,96	15,6	22	5,1	77,1	16	54	30	—	55	20,8	7,1
0,20	13,54	1,81	0,08	0,45	1,00	3,87	4,30	14,1	1,2	3,3	81,4	30	48	21	—	57	33,4	11,8
0,21	14,25	2,30	0,05	0,63	2,03	3,82	4,61	14,7	1,9	3,5	79,9	—	56	29	15	55	28,5	7,7
0,22	13,60	2,13	0,05	0,42	1,10	4,20	4,58	15,4	1,1	2,7	80,8	—	67	26	7	58	29,7	14
0,17	11,48	3,68	0,18	0,17	0,72	4,34	4,67	15,2	0,8	3,5	80,5	—	23	8	69	58	29,8	19
0,15	12,49	2,20	0,08	0,23	0,32	4,44	4,14	15,1	0,4	2,5	82,0	8	76	16		63	33,4	37,7

Таблица 2 (окончание)

Породы	Формация	Комплекс	Выборка, №	n	SiO_2
Субщелочные граниты	Гранитная-щелочногранитоидная (палеозойские)	Хархаринский	16	23	74,86
Щелочные граниты		Хархаринский	16′	14	74,63
Редкометальные фации нормальных гранитов		Хархаринский + Нумургинский + Сютхольский	Vo	7	72,43
Редкометальные фации лейкогранитов		Хархаринский + Нумургинский	VIo	10	74,37
Щелочные граниты в нефелиновых сиенитах		Нумургинский + Сютхольский + Сангиленский	VIIo	11	68,96
Щелочные граниты		Ханбогдинский	17	20	73,21
Меланократовые нефелиновые сиениты		Уджигинский + Сютхольский + Сангиленский	Iн	9	45,36
Мезократовые нефелиновые сиениты		Уджигинский + Сютхольский + Сангиленский	IIн	18	49,63
Редкометальные фации нефелиновых сиенитов		Уджигинский + Сютхольский + Сангиленский	IIIн	20	55,80
Лейкократовые нефелиновые сиениты		Уджигинский + Сютхольский + Сангиленский	IVн	18	55,98
Стандартные граниты	Гранитная-щелочногранитоидная (мезозойские)		19м		72,5
Литий-фтористые аляскиты			19Ш		75,5
Амазонит-альбитовые граниты			19А		75,0
Альбит-лепидолитовые граниты			19Л		71,5
Онгониты			19О		71,0
Агпаитовые граниты			19АГ		74,4

вулканогенных и вулканогенно-осадочных геосинклинальных формаций, подчиненность их размещения общему плану складчатых структур позволяют считать габбро-диорит-плагиогранитную формацию геосинклинальной, сформировавшейся до начала орогенного этапа. Состав пород формации изменяется в зависимости от типа зон, в которых они размещаются. Так, в складчатых областях с преимущественным развитием вулканитов основного состава (Озерная, Южно-Монгольская зоны I типа) преобладают габброиды, диориты и кварцевые диориты (габбро-диоритовая субформация). В зонах, в строении которых значительную роль играют сиалические породы (Дзабханская, Идэрская зоны II типа), резко доминируют гранодиориты, плагиограниты (диорит-плагиогранитная субформация). Следовательно, между составами пород габбро-диорит-плагиогранитной формации и составом вмещающих образований существует прямая зависимость. Этот факт, а также широкое проявление процессов метасоматического преобразования вмещающих пород свидетельствуют в пользу корового, палингенного происхождения пород формации. Домагматический метасоматоз ведет к образованию плагиогнейсов и мигматитов, которые впоследствии подвергаются анатектическому плавлению. Возникший расплав может кристаллизоваться на месте зарождения (автохтонные массивы тэлминского комплекса) или интрудировать в верхние горизонты (аллохтонные массивы тохтогеншильского комплекса). В целом, процессы и механизмы зарождения расплавов могут быть объединены термином «палингенез», подразумевающим образование магматических расплавов в результате метаморфизма, метасоматоза и фракционного выплавления (анатексиса).

Палингенное происхождение габброидов рассматриваемой формации

TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	a	c	b	S	a'	f'	m'	c'	n	Q	a/c
0,14	12,81	1,75	0,04	0,22	0,79	3,84	4,86	15,1	0,7	2,0	82,2		75	15	10	55	33,5	21,6
0,17	11,89	2,82	0,10	0,16	0,58	4,47	4,91	15,3	1,0	2,3	81,44	—	57	30	43	66,2	31,2	15,3
0,41	13,29	3,72	0,10	0,99	1,35	3,16	3,73	11,8	1,6	6,8	79,8	30	46	24		56	34,4	7,4
0,14	13,10	2,58	0,07	0,23	0,92	4,19	3,02	14,5	1,0	3,0	81,5	13,5	75	13,5		61	33,0	14,5
0,32	14,55	4,19	0,12	0,44	1,00	5,29	4,60	17,8	0,7	4,8	76,7	—	75	15	10	64	17,1	25,4
0,28	9,68	6,48	0,21	0,22	0,41	5,05	4,55	12,7	4,3	2,0	81,0	—	60	15	25	62	32,3	2,9
1,15	16,55	10,22	0,15	4,55	15,08	3,86	1,04	10,2	6,3	29,6	53,9	—	31	27	42	85	—18,9	1,6
0,79	18,98	10,15	0,21	1,12	6,54	6,67	4,34	21,7	2,2	17,2	58,9	—	54	11	35	70	—27,8	9,9
0,49	19,88	6,58	0,15	0,76	3,04	6,38	5,50	22,7	2,5	8,6	66,2		69	14,5		64	—15,5	9,1
0,11	21,37	6,05	0,11	0,34	2,12	8,89	4,24	26,4	1,4	7,2	65,0		75	8	17	76	—24,2	18,9
	14,1	2,4	0,1	0,3	1,4	3,9	4,4	14,6	1,6	2,9	80,9		71	18	11	57	31	5,0
	12,2	1,9	0,0	0,1	0,6	3,9	4,6	14,7	0,6	1,8	82,9		88	6	6	56	28,2	24,5
	13,0	1,6	0,1	0,0	0,4	4,4	4,4	15,6	0,4	1,8	82,2	22	78	—	—	60,3	32,8	39
	15,4	0,7	0,0	0,1	0,2	6,5	3,8	19,5	0,3	0,7	79,5	—	86	14	—	72,2	19,7	15,0
	15,9	0,7	0,2	0,1	0,5	5,9	3,5	17,7	0,6	2,7	79,0	67	30	3	—	72	22,0	29,5
0,07	11,49	3,21	0,03	0,03	0,3	4,86	4,81	15,0	2,0	1,0	82,0		60	10	30	61	32	7,5

подтверждается значениями отношений изотопов стронция (Sr^{87}/Sr^{86}), которое является индикатором Rb/Sr отношения в исходном субстрате и растет от симатических пород к сиалическим (Ященко, Варшавская, 1971). Значения отношения изотопов Sr^{87}/Sr^{86} отнесены к содержанию лития — показателю интенсивности процесса палингенеза.

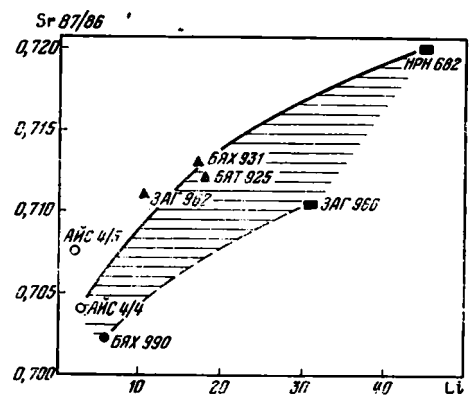


Рис. 55. Распределение изотопов стронция и серы в породах различных формаций. Отношение Sr^{87}/Sr^{86} в габбро-офиолитовых (кружки), баната-титовых (треугольники) и палингенных (прямоугольники) ассоциациях

В передовых зонах домагматического метасоматоза содержания лития превышают его содержания в исходных породах. Габбро, локализованные в сиалической зоне (Северная Монголия, тэлминский комплекс, обр. НРН 682), характеризуются максимальными значениями лития 45 *г/т*) и отношения изотопов Sr^{87}/Sr^{86} (0,720) (табл. 4). В габбро Южно-Монгольской симатической зоны (обр. ЗАГ 966) содержания лития (0,31 *г/т*) и

Таблица 3

Среднее содержание редких элементов и их отношение в породах гранитоидных формаций Монголии и Восточной Тувы

(см. отношение выборок к породам в табл. 2)

Выборка, №	a/b	Li	Rb	Ba	Sr	Be	Sn	TR	Zr	Th	Nb	Ta	Mo	Ti%
Iг	0,48	29	52	1332	736	1,4	4,6	286			24	1,7	0,6	0,79
IIг	0,34	21	20	107	383	0,8	5,2				8,8	1,1	0,7	0,48
2	0,25	7	15			0,7	1,8				8,0	0,7	0,3	0,57
I+IIг	0,41	27	45	1074	646	1,1	4,7				18,3	1,5	0,6	0,72
III+IVг	0,43	23	76	583	381	1,4	4,4	135			17,3	1,1	0,3	0,40
VIб	0,28	10	25	150	450	0,8	8,6				7,0	1,1	0,3	0,47
3	1,36	16	42			1,9	2,9				16,6	1,3	0,4	0,37
4	2,01	17	50			3,4	1,2				56,5	2,5	1,2	0,71
VIIг	1,55	22	107	1196	416	2,5	4,5	355			17,3	1,4	1,0	0,29
VIIIг	1,80	27	96	986	298	1,9	4,1	317			15,7	0,9	0,5	0,28
IXг	1,54	34	122	1455	440	2,3	4,7	233			18,3	1,7	0,3	0,42
Xг	1,86	41	117	748	395	2,6	5,4				15,0	1,7	0,3	0,30
XIг	1,55	26	86	1162	403	1,8	2,7				13,4	1,1	0,3	0,27
2	1,04	17	54			1,4	1,6				11,1	0,8	0,4	0,47
VII+VIIIг	1,70	25	101	1038	354	2,2	4,3	340			16,4	1,1	0,7	0,29
IX+X+XIг	1,62	35	115	1180	422	2,3	4,7	228			16,5	1,6	0,4	0,36
XIIг	1,65	15	66	1015	540	2,0	3,1				11,0	0,7	0,5	0,31
7	2,18	71	245			4,0	3,7	420			24,1	2,1	0,3	0,19
2	2,77	12	35			1,3	1,3				8,7	1,2	0,5	0,17
XIII+XIVг	3,18	19	119	1500	220	1,9	3,4	190			14,4	0,9	0,5	0,14
XV+XVI++XVIIг	3,86	35	183	670	223	3,8	4,1				22,6	2,4	0,6	0,14
XVIIIб	4,02	7	108	450	90	2,4	2,6				15,5	1,2	0,8	0,11
Io	3,57	17	131	2400	279	2,7	4,0	297	409	22,8	19,3	1,7	0,5	0,25
IIo	4,89	23	163	400	107	3,2	4,3	353	304	28,5	19,0	1,8	0,5	0,12
5	4,27	25	91			2,2	3,1				15,2	1,7	0,4	0,13
15	5,71	23	14			4,1	2,4	47			30,3	2,2	0,7	0,13
IIIo	5,23	16	172	400	24	4,4	5,5	407	509	20,3	20,0	2,2		0,10
IVo	6,00	18	155	17	3	5,9	4,5	276	550		31,4	2,5		0,09
16	7,60	18	198			4,9	4,8	167			37,7	2,9	0,08	0,08
16	6,90	72	176			5,4	4,9	184			52,8	3,6	0,6	0,10
Vo	2,64	79	188	807	178	5,5	4,7	245	285		39,7	3,4		0,25
VIo	4,27	99	312	51	11	8,2	16,0				108	6,0		0,08
VIIo	4,39	33	157	571	127	4,5	11,6	545	1246	36,1	122	18		0,19
17	6,79	118	288	19,5	7,6	10,6	11,2	374			65,9	4,2	1,0	0,17
Iн	0,40	12	15	276	716	0,3	4,3	220	210	7,0	9,3	1,0		0,69
IIн	1,41	11	62	3395	1470	1,2	6,2	210	196	9,0	36,0	2,7		0,48
IIIн	2,79	54	125	622	341	2,9	6,2	260	350	12,8	49,7	4,2	1,2	0,30
IVн	4,33	8	97	136	110	1,2	9,3	128	553	10,8	16,3	3,3	1,1	0,07
19гд		22	90	1500	1200	1,6	3,0							
19дг		70	145	860	440	4,6	5,0						1,6	
19дг		32	150	830	405	3,0	2,9						1,1	
19м	5,07	39—73	212—407	160—1207	80—378	2,2—8,2	2,7—19,0	210	180—390		16—37	7—9	1,5	
19ш	8,22	186—338	308—730	6—17	3	4,0—10,0	4,2—137	340—500	82—260		23—48	4—8	0,8—2,0	
19А	14,18	150—396	529—960	10—14	2—5	6,3—15,0	7—102	240—340	70—350		52—150	12—44	1,0—1,5	
19Л	19,30	878	1500	0	0	5,0	102	40	32		69	59	1,8	
19он	6,07		2268	6,2	10	43,0	38,0	110	35—290		43—128	10—162	0	
19АГ	16,10	27	142—185	89—135	5—15	4,4—8,2	9,0—12,0	490	560—790		3—21	0,6—1,4	0	

V	Cr	Co	Ni	Cu	Pb	Zn	Ti	F	K/Rb	Li/Mg ×10³	Sr/Ca ×10³	Ba/Sr	Nb/Ta	Co/Ni	V/Cr
142	154	31	58	47	22	94	0,6	672	315	0,8	13,9	1,8	15,4	0,7	1,4
123	381	72	282	33				203	253	0,4	5,6	0,4	12,6	0,5	0,6
									272	0,1			10,8		
138	202	40	105	44,5				538	301	0,7	12,0	1,5	14,7	0,6	1,2
159	328	61	157	32,0	16	81	0,5	717	225	0,4	12,4	1,9	22,4	1,0	1,1
272	108	76	123	92,0				188	234	0,3	6,9	0,3	10,3	1,6	4,8
									594	1,0			13,1		
									860	1,8			23,3		
67	31,0	15,9	13,2	24,0	18	66	0,5	434	263	1,9	16,6	3,8	15,9	1,4	3,1
45	22,5	28,5	13,2	20,7	35	71	0,7	361	291	4,1	14,3	4,4	19,5	2,1	2,2
64	27,0	29,5	14,4	18,0	16	81	0,5	626	252	3,2	18,9	3,4	13,1	2,2	2,7
56	55,2	34,7	23,0	16,3	16	75	1,7	694	258	4,6	20,1	1,7	9,8	1,8	1,4
67	39,4	34,0	15,8	25,2				437	356	2,3	22,7	3,0	14,2	2,8	2,3
									394	1,0			16,4		
55	26,0	22,8	13,1	22,0	26	68	0,6	396	280	3,2	15,3	4,1	17,9	1,8	2,6
62	37,4	31,8	17,1	19,0	16	75	0,7	630	269	3,5	19,8	2,8	12,3	2,2	2,2
91	37,5	45,9	20,5	66,7				478	402	1,2	22,2	2,4	24,9	2,3	2,5
									138	11,2			16,7		
									560	2,3			9,5		
20	14,2	16,0	6,5	20,0	31	39	0,5	310	281	8,6	18,1	8,4	18,3	2,7	1,5
27	68,4	21,5	9,4	15,9	17	49	0,6	510	248	20,2	20,5	3,9	10,9	2,4	1,7
23	17,4	18,1	9,6	19,3				188	444	10,1	14,1	6,1	15,0	2,0	1,5
30	12,0	13,9	7,1	13,1	31	49	0,7	337	340	4,0	24,3	7,3	13,1	2,1	3,3
21	11,4	12,8	7,2	11,6				314	270	9,4	17,2	4,2	12,8	2,0	2,3
									419	6,4			10,0		
									266	9,1			14,7		
13	7,6	20,3	6,3	21,5					316	6,7	7,9	34,9	10,0	3,1	2,3
13	14,9	14,2	5,9	13,8				1700	253	13,2	2,2	3,8	14,6	2,9	1,5
									203	13,8			14,8		
									236	74,4			17,0		
26	14,8	19,5	10,7	12,6				626	178	23,8	16,6	7,0	15,7	2,1	2,0
11	7,7	16,0	6,5	12,9				1808	143	57,1	2,3	7,7	16,0	2,5	1,9
23	7,7	27,3	9,0	37,5				400	271	13,0	12,5	6,3	17,7	3,1	3,2
								800	244	88,7	3,0	5,0	17,4		
108	28	31	30	43	8	69	0,6	740	672	0,6	8,0	0,4	16,3	1,4	5,7
27	14	21	9	19	13	83	0,5	1200	621	1,9	32,1	2,8	15,4	2,4	2,1
19	9	18	7	20	18	63	0,8	607	398	20,6	19,0	1,9	14,5	2,9	2,1
16	13	11	7	16	13	58	0,5	100	376	4,6	8,4	1,2	15,7	1,8	1,4
					27	60	0,9	800	233						
					30	39	0,9	800	224						
					25	41	1,1	800	233						
					23—45	22—34	0,8—1,3	800—1900	153—175	25	21,0	2,0—4,5	5,4—10,0		
					21—84	37—137	1,1—4,2	2800—3600	40—104	230	0,8	1,7—6,0	0,9—5,6		
					23—110	32—280	1,9—4,0	2500—14400	44—81		1,3	2,2—5,4	0,8—11,0		
					24	35	3,7	6300	23	450	0	0	1,4		
					38	38	0	22000	13,3	3960	3,4	0,9	0,4—8,0		
					25—28	40—67	0,7—0,9	900—1300	205—256	90	3,8	10,0	5,2		

Таблица 4

Изотопные отношения Sr^{87}/Sr^{86} в габбровых ассоциациях

Обр., №	Название породы	Регион	Q	a	a/b	Rb	Sr	Sr^{87}/Sr^{86}
БЯХ 990	Пироксеновый анортозит	Баян-Хонгорская зона	8,9	4,4	0,12	30	350	0,702
АЙС 4/4	Пироксеновое габбро	Севано-Амасийский шов (Армения)					320	0,704
АЙС 4/5	То же	То же				1,4	360	0,707
ЗАГ 966	Оливиновое габбро	Южно-Монгольская зона	10,0	8,0	0,3	20	490	0,710
ЗАГ 962	Гранофировый гранодиорит	То же	27,8	13,1	2,3	60	94	0,711
БЯТ 925	Биотит-роговообманковый диорит	Баян-Хонгорская зона	8,5	9,7	0,40	40	1115	0,712
БЯХ 931	Габбро-пироксенит	То же	5,6	1,3	0,02	—	400	0,713
НРН 682	Амфиболовое габбро	Наранский плутон	11,6	8,0	0,28	50	400	0,720

значения отношения изотопов (табл. 4) Sr^{87}/Sr^{86} (0,710) существенно более низкие (рис. 55).

Эти данные хорошо согласуются с представлениями о палингенном происхождении габброидов за счет более кислых (обр. НРН 682) и более основных (обр. ЗАГ 966) вмещающих пород.

ГРАНОДИОРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Массивы гранодиоритовой формации распространены в основном только в пределах Монгольского Алтая и Хангай-Хэнтэйского нагорья, тяготея к полям развития геосинклинальных толщ существенно терригенного состава. Размещение их согласуется с генеральным планом складчатых дислокаций, но менее отчетливо, чем массивов габбро-диорит-плагиогранитной формации (см. рис. 54).

К гранодиоритовой формации относятся алтайский комплекс Западной Монголии, а также тарбагатайский, хангайский и эгиндабинский[1] комплексы Хангайского нагорья.

Важной особенностью пород рассматриваемой формации является выдержанность состава и текстурно-структурных особенностей. Основные разновидности — средне-крупнозернистые роговообманково-биотитовые гранодиориты и биотитовые граниты порфировидной или массивной текстуры. В виде вкрапленников выделяются крупные (1—3 *см*) идиоморфные кристаллы полевых шпатов, как правило калий-натровых. Среди темноцветных минералов всегда доминирует биотит, однако роговая обманка обычно присутствует в виде единичных кристаллов даже в гранитах. В составе формации отмечаются также габбро, диориты и лейкократовые граниты, но они резко уступают по количеству главным разновидностям.

В Монгольском Алтае располагаются огромные (несколько тысяч квадратных километров) батолитоподобные гранитоидные массивы, вытянутые в северо-западном направлении. Они приурочены к крупным сводовым поднятиям, сложенным граувакковыми и песчано-сланцевыми толщами среднего кембрия — ордовика. На юго-восточном фланге Монгольско-Алтайской зоны на территории, пограничной с Южно-Монгольской зоной,

[1] По вопросу о возрасте и формационной принадлежности интрузивных пород эгиндабинского комплекса существует другое мнение (Федорова, Чехович, 1969), согласно которому они являются мезозойскими и относятся к гранодиорит-гранитному и частично литий-фтористому геохимическому типам.

меньшие по размерам (первые сотни квадратных километров) массивы округлой или несколько удлиненной в северо-западном направлении формы располагаются среди вулканогенно-осадочных образований силура — девона. Они ориентированы согласно с общим планом дислокаций, но нередко дискордантны по отношению к частным структурам. Гранитоидные массивы сопровождаются ореолом в различной степени гранитизированных пород шириной от сотен метров до 1 *км*. В этой экзоконтактовой зоне наблюдается сложное чередование гранито-гнейсов полосчатой и теневой текстур, хлорит-биотитовых и биотитовых нередко с гранатом кристаллических сланцев, которые постепенно переходят во вмещающие породы, обычно регионально метаморфизованные в условиях фации зеленых сланцев. Массивы сложены в основном средне- крупнозернистыми лейкократовыми гранодиоритами, адамеллитами и гранитами. В эндоконтактовой зоне последние нередко сменяются мелкозернистыми гранитами, содержащими большое количество реликтовых вкрапленников плагиоклаза, кварца и биотита из вмещающих гранито-гнейсов и мигматитов, а также шлиров, обогащенных темноцветными минералами (реститы). Порфировидные вкрапленники калий-натрового полевого шпата являются либо реликтовыми, либо новообразованными в результате процессов более поздней гранитизации.

По мере удаления от контакта в центральных частях автохтонных массивов количество реликтовых вкрапленников и реститов уменьшается и породы приобретают равномернозернистое однородное строение. В аллохтонных массивах, имеющих резко секущие контакты с вмещающими породами, содержится гораздо меньше вкрапленников из метасоматических фаций, а также реститов.

Вторым районом широкого распространения гранодиоритовой формации является Хангай-Хэнтэйская зона и особенно ее западная часть — Хангайский синклинорий. В его внутренних частях некрупные (первые сотни и десятки квадратных километров) массивы изометричной или вытянутой в северо-западном направлении формы сгруппированы в широкую полосу, простирание которой совпадает с осью синклинория. Они локализуются среди однообразных терригенных пород хангайской серии. Контакты массивов с вмещающими породами обычно рвущие и сопровождаются мощными (до 4 *км*) ореолами биотитовых роговиков, иногда слабо гранитизированных в непосредственной близости от контакта (мощность не более 100 *м*). Распространение гранодиоритовой формации не ограничивается внутренними частями синклинория. Более крупные массивы гранитоидов располагаются в юго-западном, западном и северном его обрамлении, где тяготеют к полям развития сланцев нижнепалеозойской дзагинской серии, а также к гранитоидам более ранней габбро-диорит-плагиогранитной формации и вулканогенно-осадочным отложениям девона и карбона. Кроме того, породы гранодиоритовой формации обнажаются и в краевых частях синклинория (Мандальский, Асхатуинский массивы). Характер взаимоотношений этих массивов с вмещающими породами иной. Наряду с нормальными интрузивными контактами наблюдаются и постепенные переходы от гранитоидов через мощную полосу биотитовых полосчатых и теневых гранито-гнейсов к очковым гнейсам, в которых проявлен двуполевошпатовый (плагиоклаз и калий-натровый полевой шпат) бластез, и далее к менее интенсивно измененным породам. Ширина полосы таких мигматитов вдоль северо-восточного контакта Мандальского массива достигает 2 *км*. Ориентировка полосчатости в породах совпадает с простиранием контакта.

Таким образом, в краевых частях Хангайского синклинория и в его обрамлении вскрыты уровни, на которых происходила гранитизация стратифицированных толщ. Во внутренних частях синклинория обнажаются более высокие горизонты, в которые мог интрудировать образовавшийся палингенный гранитоидный расплав.

В пределах Хангайского синклинория и его обрамления в составе гранодиоритовой формации по структурной приуроченности, особенностям минерального и химических составов выделены три комплекса: тарбагатайский, хангайский и эгиндабинский. Массивы тарбагатайского комплекса сложены кварцевыми диоритами и гранодиоритами массивной текстуры, эгиндабинского — помимо названных разновидностей, резко доминирующими мелкозернистыми лейкократовыми гранитами. И те и другие имеют резкие интрузивные контакты и относятся к фации перемещенных дифференцированных интрузий. В составе хангайского комплекса главными разновидностями являются порфировидные гранодиориты и граниты, которые слагают авто- и аллохтонные массивы, а также метасоматические зоны.

В западной части Хэнтэйского синклинория, на границе с Северо-Хэнтэйским поднятием, среди терригенных толщ располагается серия массивов гранодиоритовой формации. Кроме того, к северо-востоку от г. Улан-Батор находится крупный батолитообразный гранодиорит-гранитный плутон, который окружен с юга и востока мощными полями мигматитов, образованных по терригенным породам. Особенности минерального состава пород, слагающих массивы, а также характер взаимоотношений с вмещающими породами в целом аналогичны таковым в породах, развитых в Хангайском синклинории.

Для гранодиоритов и гранитов рассматриваемой формации наиболее типичны гипидиоморфнозернистые и гранитные структуры. Идиоморфные кристаллы плагиоклаза (№ 34—18) обычно зональны. Калий-натровый полевой шпат выделяется в интерстициях кристаллов плагиоклаза, а также образует крупные порфировидные вкрапленники. Он характеризуется промежуточной и максимальной степенью триклинности ($\Delta p = 0{,}5—1{,}0$) и значительными колебаниями угла оптических осей ($2V = -68—87°$). Большая часть вкрапленников является автометасоматическими. Для роговых обманок и биотитов типичны средние значения железистости (~ 50 и 50—65 мол.% соответственно). Парагенезисы гранитоидов и гранодиоритовой формации отвечают I полю диаграммы Д. С. Коржинского (1957) — полю нормальной щелочности.

По химическому составу породы формации близки к среднему гранодиориту и граниту по Дэли и характеризуются очень постепенным изменением содержаний породообразующих окислов с ростом кремнекислотности (см. табл. 2): увеличивается K_2O, возрастает отношение K_2O/Na_2O, уменьшается количество MgO, CaO. Отличительным признаком пород гранодиоритовой формации является повышенная кремнекислотность ее габброидов и более высокие содержания калия в гранитах.

Сравнение химизма пород конкретных комплексов (региональных фаций) указывает в целом на их близость, хотя существует и ряд отличий. Гранитоиды алтайского комплекса отличаются от гранитоидов соответствующих комплексов Хангайского синклинория меньшим содержанием щелочей и большим железа, кальция и магния. Породы тарбагатайского комплекса характеризуются повышенными содержаниями кальция и пониженными калия; хангайского — слегка обогащены железом и титаном; эгиндабинского — обеднены магнием.

Различия в содержании и распределении редких элементов в тех же комплексах более существенны, что позволяет использовать их для дискриминации (см. табл. 3). Для пород алтайского комплекса характерны более высокие содержания Rb, Li, Be, Nb, TR и более низкие — Sn. Эгиндабинский значимо отличается от хангайского меньшим содержанием Ba, тарбагатайский — от двух первых пониженными Li, Rb, Be, Sn. Если учитывать только величины средних содержаний, то хангайский комплекс оказывается обогащенным Rb, Ba, Sr, Nb, Ta, эгиндабинский — Li, Be, Sn, а также Cr, Co, Ni, тарбагатайский — V, Cu. В первом гранодиориты характеризуются наибольшими значениями Ba/Sr и V/Cr отношений,

во втором — Li/Mg, в третьем — K/Rb, Sr/Ca, Nb/Ta, Co/Ni. Ba, Sr, Nb, Ta, Ti испытывают наиболее контрастное перераспределение при палингенезе, образуя максимумы содержаний в средних по основности породах палингенных разрезов; Rb уже в этих разностях обнаруживает интенсивное накопление по абсолютному содержанию и относительно калия; V, Co, Ni, Cr, особенно два последних, напротив интенсивно выносятся. Именно этим признакам и отвечают автохтонные палингенные породы хангайского комплекса. Обогащение Li, Be, Sn, а также Ta характерно для глубинных аллохтонных тел, консервирующих летучие компоненты. Этой фации отвечают породы эгиндабинского комплекса. Гранодиориты тарбагатайского комплекса образовались в дренажных разрывных структурах по периферии синклинория и произошли из расплавов, лишенных реликтовых образований и быстро потерявших минерализаторы. Этим объясняется их обедненность литофильными редкими элементами при высоких значениях K/Rb, Sr/Ca и Nb/Ta отношений.

В заключение кратко остановимся на наиболее существенных особенностях гранодиоритовой формации. Гранитоиды формации локализуются только в складчатых зонах, сложенных почти исключительно различными терригенными геосинклинальными формациями (Монгольско-Алтайская и Хангай-Хэнтэйская зоны, относящиеся ко II типу). Зависимость расположения массивов от главных структурных направлений этих зон позволяет рассматривать формацию как геосинклинальную (точнее, доорогенную). Ведущим процессом образования пород формации является палингенез, причем в отличие от габбро-диорит-плагиогранитной формации в стадию домагматического метасоматоза в гнейсах проявлен двуполевошпатовый бластез с почти одновременным развитием порфиробластов плагиоклаза и калий-натрового полевого шпата. В результате гранитизации возникают породы, близкие по составу гранитоидным эвтектикам, которые при плавлении образуют соответствующие магматические расплавы. Дальнейшая их судьба (кристаллизация на месте зарождения или перемещение) зависит уже исключительно от тектонических условий.

ГАББРО-МОНЦОНИТ-БАНАТИТОВАЯ И АДАМЕЛЛИТ-ПЛАГИОСИЕНИТ-ПОРФИРОВАЯ ФОРМАЦИИ

Массивы, относимые к габбро-монцонит-банатитовой формации, распространены в основном в Южно-Монгольской и локально в Озерной зонах (см. рис. 54). Их размещение контролируется крупными продольными разломами, идущими вдоль простирания структур. Они представлены главным образом трещинными телами. По морфологическим, петрографическим и геохимическим признакам к габбро-монцонит-банатитовой близко стоит адамеллит-граносиенитпорфировая формация, развитая в эпигерцинских орогенных прогибах типа Орхон-Селенгинского (Моссаковский, 1972), хотя уже сейчас можно наметить их некоторые геохимические различия. Их общей отличительной чертой является развитие собственно магматических, интрузивных пород повышенной основности и щелочности. В составе габбро-монцонит-банатитовой формации выделяются две региональные фации или субформации, имеющие структурно-морфологические и вещественные различия: габбро-монцонит-плагиосиенитовая и банатитовая.

Габбро-монцонит-плагиосиенитовая субформация представлена трещинными телами и дайковыми сериями в крупных разломных зонах и краевых частях вулканогенных прогибов. Наиболее широко они развиты в южных районах Монголии: в Тонхильско-Цэцэгской и Булганской зонах южного склона Монгольского Алтая и в Гурбан-Сайханском и других прогибах Южно-Монгольской зоны. Здесь интрузивные тела ориентированы в субширотном направлении в соответствии с простиранием разломов,

протягиваясь местами на расстояние до 100 *км* при ширине 1—2 *км*. На основании немногочисленных радиогеохронологических определений возраст банатитовых интрузий может предположительно считаться каменноугольным.

Состав пород габбро-монцонит-плагиосиенитовой субформации варьирует от габбро через монцониты, микроклиновые диориты и плагиосиениты до микроклиновых адамеллитов. Объем разновидностей основного состава (габбро, монцониты) составляет 20—40% интрузии. Для пород характерны порфировые и мелкозернистые структуры, выдержанный петрографический состав отдельных тел, слабое развитие экзо- и эндоконтактных изменений, наличие перемещенных ксенолитов. Нередко породы формации приобретают субвулканический облик, причем составы инъекционных тел и вмещающих эффузивов очень близки, а границы между ними трудно уловимы.

Вторая банатитовая субформация представлена интрузиями, которые не обнаруживают прямого контроля со стороны разломов и представлены согласно вытянутыми телами, сериями субпараллельных соединяющихся между собой межформационных залежей, а также очень сближенных взаимно пересекающихся даек, которые, сливаясь, образуют более крупные массивы. Они развиты также в основном в Южно-Монгольской зоне, располагаясь среди среднепалеозойских (?) эффузивных и терригенных толщ в Гобийско-Хинганском и других прогибах. По сравнению с габбро-монцонит-плагиосиенитовой, в банатитовой субформации преобладают более кремнекислотные разности: граносиенито-диориты, микроклиновые адамеллиты, роговообманково-биотитовые граниты, при подчиненном развитии габброидов. Породы более крупно- и равномернозернистые, для них характерны обильные слабоизмененные ксенолиты; тела имеют резкие интрузивные контакты. Интересным является банатитовый массив Цаган-Субурга, представляющий собой лакколит с очень резкими контактами, достигающий в поперечнике 15 *км*. Он сложен однообразными мелко-, среднезернистыми граносиенито-диоритами. По периферии массив переходит в межформационные тела, залегающие среди конгломератов верхнего девона — нижнего карбона (?) и, что самое любопытное, перекрывающиеся верхними горизонтами тех же конгломератов. В массиве и в его экзоконтактовом ореоле находится огромное количество взаимно пересекающихся даек пестрого состава (диабазы, лампрофиры, аплиты, диорит-порфириты) как до-, так и послеинтрузивных. В интрузивных телах обоих субформаций очень интенсивно проявлена постинтрузивная тектоника (кливаж, зоны рассланцевания) и постмагматические изменения пород: микроклинизация, хлоритизация, кварц-серицитовое изменение. С последним часто связаны пиритизация и сульфидное (Mo—Cu) оруденение. Свежие породы встречаются очень редко. В Озерной зоне недавно выделены банатитовые массивы, сложенные габбро и монцонитами.

Адамеллит-граносиенит-порфировая формация развита в верхнепалеозойских наложенных орогенных прогибах и впадинах, которые характеризуются молассовым составом выполнения и широким развитием вулканитов. Примером таких прогибов является Орхон-Селенгинский, который заложился на полностью сформированном раннекаледонском складчатом основании, включающем две главные гранитоидные формации — габбро-диорит-плагиогранитную и гранитно-щелочногранитоидную. Этим объясняется в целом более кремнекислотный состав пород этой формации по сравнению с габбро-монцонит-банатитовой: габбро и диориты редки, а основную массу составляют породы гранодиоритового и граноплагиосиенитового состава. Для всех массивов формации характерны гипабиссальные и субвулканические порфировые фации, обилие дайковых пород, слабое контактовое воздействие на вмещающие породы. Размещение интрузий отчетливо контролируется крупными долгоживущими разлом-

ными зонами, о чем свидетельствуют многократные внедрения, а также интенсивная послеинтрузивная тектоника.

В связи с тем, что особенности петрохимического состава обеих формаций — габбро-монцонит-банатитовой и адамеллит-граносиенит-порфировой — близки, ниже приводится их общая характеристика.

Несмотря на пестрый состав пород формаций, всем им свойственны вполне определенные и весьма специфические черты. Прежде всего обычно присутствуют разновидности повышенной основности и щелочности (монцониты, сиенито-диориты). Характерна ранняя кристаллизация калий-натрового полевого шпата, равновесные нереакционные отношения роговой обманки и биотита, а также четко выраженные порфировые структуры. В породах формации развиты в основном парагенезисы II поля щелочности (роговая обманка+биотит+ + калий-натровый полевой шпат).

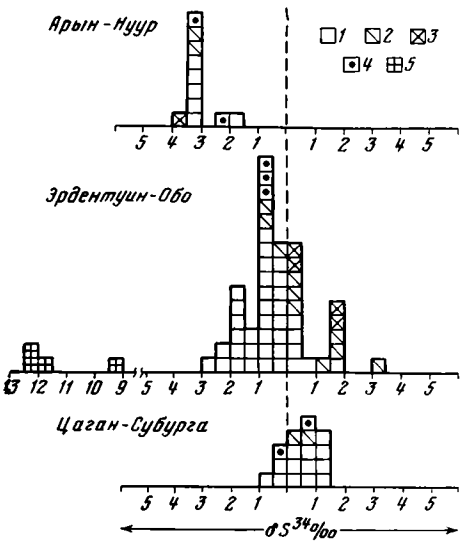


Рис. 56. Изотопный состав серы месторождений Монголии

1 — пирит; *2* — халькопирит; *3* — барит; *4* — молибденит; *5* — гипс

Примечательным отличием петрохимии банатитовых формаций от палингенных является более высокое содержание щелочей относительно кальция при той же кремнекислотности (см. табл. 2). Кроме того характерно очень резкое увеличение от габбро к гранитам Fe/Mg отношения; столь же резкое падение содержания CaO и рост отношения a/c. Эти признаки, вытекающие из принципа кислотно-основного взаимодействия Д. С. Коржинского (1959, 1960), характерны для кристаллизационно-дифференцированных серий повышенной щелочности. Еще более резкие отличия формации имеют в распределении редких элементов, например, пониженные содержания Li и повышенные Cu и V (см. табл. 3). По содержанию элементов группы железа, меди, стронция и бария габбро банатитовых формаций близки базальтам, что может служить одним из доказательств участия базальтовых расплавов в их образовании.

Итак, типичные проявления банатитовых формаций имеют чисто магматический интрузивный или субвулканический характер без заметного развития явлений гранитизации и контактного метасоматоза. Достоверные уровни зарождения расплавов, образующих эти формации, не известны. Обилие начальных основных и средних членов формации позволяет предполагать привнос основного щелочно-базальтоидного материала при образовании пород формаций. При подъеме в верхние этажи эта магма в эвгеосинклиналях контаминировалась сиалическим материалом с образованием габбро-монцонит-банатитовой формации, а в наложенных орогенных прогибах гибридизировалась палингенными сиалическими расплавами с образованием адамеллит-граносиенит-порфировой формации.

Приуроченность массивов габбро-монцонит-банатитовой формации к крупным разломам, формирующимся по границам линейно ориентированных структур в период замыкания геосинклиналей, позволяет относить эту формацию к категории геосинклинальных интрузивных формаций. Проявления адамеллит-граносиенит-порфировой формации теснейшим образом связаны с орогенными наложенными прогибами, и поэтому она относится к орогенным формациям.

Гибридное происхождение банатитов, то есть участие в их образовании вещества как гранитного, так и базальтового слоев, подтверждается анализом отношения изотопов Sr^{87}/Sr^{86} в габброидах, отнесенного к содержанию в них лития. Габброиды банатитовых формаций (обр. ЗАГ 962, БЯХ 931, БЯТ 925, табл. 4) характеризуются промежуточными значениями отношения изотопов Sr^{87}/Sr^{86} по сравнению с габброидами офиолитовых и палингенных ассоциаций (соответственно 0,712; 0,703; 0,720) (см. табл. 4, см. рис. 55). Гибридная природа банатитовых формаций доказывается, кроме того, анализом распределения стабильных изотопов серы. Как показано А. П. Виноградовым, генеральным направлением изотопной эволюции всех элементов, в том числе и серы, в геохимических циклах с участием экзогенных процессов является их утяжеление.

Изотопный анализ серы минералов из медно-молибденовых месторождений, генетически связанных с банатитовыми формациями, показал, что тяжелых изотопов серы в минералах месторождения Цаган-Субурга (габбро-монцонит-плагиосиенитовая субформация) меньше, чем в минералах месторождения Эрденитуин-Обо (адамеллит-граносиенит-порфировая формация) (рис. 56). Этот факт подтверждает предположение о более значительной роли сиалического вещества при образовании пород адамеллит-граносиенит-порфировой формации по сравнению с породами габбро-монцонит-плагиосиенитовой субформации.

ГРАНИТНАЯ-ЩЕЛОЧНОГРАНИТОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ

Граниты, относимые к гранитной-щелочногранитоидной формации, являются самыми распространенными интрузивными породами Монголии и встречаются во всех структурно-формационных зонах, особенно обильно насыщая те из них, в которых широко развиты геосинклинальные гранитоиды (габбро-диорит-плагиогранитной и гранодиоритовой формаций) (см. рис. 54). К этой формации относятся: среднепалеозойские хархиринский комплекс Западной Монголии и нумургинский — Северной Монголии и позднепалеозойский шараусгольский — Центральной Монголии. Наиболее крупные массивы обычно тяготеют к границам разновозрастных складчатых зон: Монгольско-Алтайской и Озерной, Хангайской и Идэрской, а также к крупным региональным разломам (например, Ханхухэйскому).

Отличительной чертой пород гранитной-щелочногранитоидной формации является лейкократовый облик. Преобладающие разновидности—биотитовые, лейкократовые и щелочные граниты; щелочные и нефелиновые сиениты встречаются спорадически; породы основного и среднего состава отсутствуют. Для гранитоидов формации типичны средне-крупнозернистые структуры, массивные и порфировидные текстуры. Породы обычно окрашены в различные оттенки розового цвета, что обусловлено преобладанием калий-натрового полевого шпата над плагиоклазом. Кроме того, для гранитоидов очень характерно присутствие темно-серого, дымчатого, иногда почти черного кварца.

В Монгольском Алтае граниты рассматриваемой формации выделены в качестве хархиринского комплекса. Массивы, сложенные в основном биотитовыми, лейкократовыми и щелочными гранитами, размещаются в его восточной части, протягиваясь в виде цепочки субмеридионального простирания. Граниты формации слагают как самостоятельные массивы (площадью первые сотни квадратных километров), так и входят в состав сложных плутонов типа хархиринского (площадь несколько тысяч квадратных километров). Вокруг гранитных массивов всегда наблюдаются ореолы гранитизированных пород, наиболее мощные по периферии ранних гранитоидов.

Процесс гранитизации начинается с появления в плагиогранитах и гранодиоритах метасоматического розового и сиреневого калишпата, который образует отдельные редкие нитевидные прожилки и гнездовые скопления мощностью не более 1—5 *см*. По мере движения в сторону гранитного массива постепенно возрастает количество и мощность этих прожилков и в их экзоконтактах появляются сначала редкие, затем все более многочисленные крупные (2—5 *см*) пойкилобласты розового калишпата. Далее калишпатизация захватывает всю массу породы, образуются, кроме того, порфиробласты дымчато-серого кварца и светло-серого плагиоклаза и возникают порфировидные массивные метаграниты. Переход от метагранитов к анатектическим гранитам осуществляется через зону сложного строения. В метагранитах появляются многочисленные жилы аплитов и мелкозернистых гранитов с расплывчатыми либо разкими контактами; их количество по направлению к анатектическим гранитам увеличивается. В общем виде переход осуществляется следующим образом: метаграниты → метаграниты + аплиты + мелкозернистые граниты → аплиты + средне-крупнозернистые граниты → средне-крупнозернистые + крупнозернистые граниты. Помимо плагиогранитов гранитизации подвергаются любые породы — габбро, диабазы, кристаллические сланцы — но процесс в них проявляется гораздо слабее. Мощность зон гранитизации колеблется в широких пределах: от первых сотен метров до первых километров.

В Озерной и Южно-Монгольской зонах гранитоиды формации встречаются спарадически. Они слагают массивы средних размеров (первые сотни квадратных километров) и представлены преимущественно нормальными, реже щелочными гранитами, образующимися по породам габбро-диорит-плагиогранитной формации. В пределах Барун-Хурайской котловины гранитоиды выделяются в ошкинский комплекс (Амантов, Матросов, 1963).

В Северной Монголии и в обрамлении Хангайской герцинской моногеосинклинали гранитоиды формации распространены чрезвычайно широко, где они описаны в качестве нумургинского и шараусгольского комплексов. Породы нумургинского комплекса слагают крупные (1—2 тыс. *км*^{2}) вытянутые в субширотном направлении массивы (Болнайский, Нумургинский), которые резко дискордантно секут складчатые структуры. Граниты шараусгольского комплекса локализуются в зоне сочленения раннекаледонской складчатой области и Хангайского герцинского синклинория, огромной подковой охватывая его с запада и севера. Важно подчеркнуть, что в строении огромного Западнохангайского плутона, помимо лейкократовых гранитов шараусгольского комплекса, принимают участие гранитоиды более ранних генераций (тэлминского, хангайского комплексов). Наиболее широко распространенными породами этих массивов являются биотитовые, лейкократовые и с повышенным содержанием калишпата граниты. В контактовом ореоле интенсивно проявлены процессы калишпатизации.

Помимо нормальных гранитов в состав формации входят щелочные породы, локализованные в Сангиленско-Хубсугульской области (уджигинский комплекс), а также в Южно-Монгольской зоне.

Все массивы щелочных пород формации располагаются в пределах зон и областей, в которых преобладают породы повышенной основности, подчиняясь при этом следующей общей закономерности: щелочные сиениты преимущественно связаны с габбро и диабазами, нефелиновые сиениты — с толщами, содержащими карбонатные породы. Палингенное происхождение щелочных пород доказывается прямыми наблюдениями взаимных переходов гранитизированных и интрузивных пород.

Большинство сиенитовых и нефелин-сиенитовых интрузий имеют двухфазовое строение, причем вторая фаза представлена более кислыми породами. Мелкие тела и дайки второй фазы обычно не выходят за кон-

тур интрузии, но для нефелин-сиенитовых массивов, кроме того, характерна «сопутствующая» жильная серия: рои даек щелочных аплитов и трахит-порфиров, располагающихся в экзоконтактах и не имеющих прямых связей с интрузией. Очень характерно зональное строение щелочных массивов, обязанное реакционным отношениям щелочных расплавов с вмещающими породами, особенно с карбонатными и основными. Столь же широко развиты и зоны постмагматических изменений, захватывающие как сами интрузии, так и их экзоконтакты.

В Северной Монголии представлены очень многие петрографические разновидности щелочных пород, однако их распространенность неравнозначна. Количественно преобладают щелочные граниты и щелочные сиениты, а в бескварцевой группе мезо- и лейкократовые нефелиновые сиениты нормального и плюмазитового типов. Щелочноземельные граниты и сиениты, меланократовые и агпаитовые сиениты, так же как бесполевошпатовые породы занимают подчиненное положение. Отличительной петрографической особенностью этой раннекаледонской провинции является замечательное разнообразие минеральных парагенезисов гранитоидных и нефелин-сиенитовых пород.

Щелочные породы рассматриваемой формации в южномонгольских герцинидах не столь распространены и представлены поясом щелочногранитных массивов и одним массивом псевдолейцитовых сиенитов (Коваленко и др., 1973). В краевых частях массивов параллельно пологим контактам располагаются своеобразные полосчатые и пегматоидные жилообразные тела, насыщенные редкометальными минералами. Появление редкометальных щелочных гранитов в герцинском орогенном комплексе представляется принципиально важным для установления его формационной общности с соответствующим каледонским комплексом Северной Монголии (нумургинско-уджигинским).

Тесная временная, пространственная и геохимическая взаимосвязь гранитов и щелочных пород позволяет объединить их в единую гранитную-щелочногранитоидную магматическую формацию.

Важной особенностью гранитов формации является выдержанный минеральный состав. Преобладающий минерал — калий-натровый полевой шпат — представлен микроклинпертитом, характеризующимся промежуточной или максимальной триклинностью ($\Delta p = 0{,}5-1{,}0$). Содержание плагиоклаза (№ 12—15) не превышает 20%, и в некоторых разностях он исчезает совсем. В нормальных гранитах единственным темноцветным минералом является биотит, для которого типичны широкие колебания железистости (40—85 мол.%), а также повышенные содержания фтора, по сравнению с биотитами геосинклинальных гранитов (Филиппов и др., 1973). В щелочных гранитах наблюдаются арфведсонит, рибекит и эгирин. Для гранитоидов формации характерны гранитовые, реже порфировидные структуры.

Петрохимические особенности формации чрезвычайно специфичны. Ее главные отличительные признаки: резкое уменьшение содержаний глинозема и щелочей по мере роста кремнекислотности, при слабом уменьшении двухвалентных оснований и особенно железа, которое в некоторых фациях в этом направлении даже растет (см. табл. 2). В целом породы формации стоят гораздо ближе к «гранитному равновесию», т. е. к ахиэвтектическим составам по сравнению с геосинклинальными гранитоидами.

Граниты гранитной-щелочногранитоидной формации занимают промежуточное положение между гранитами геосинклинальных формаций по содержаниям F, Pb, Be, Ta, Nb, Ni с постоянным содержанием в биотитовых и лейкократовых разностях Nb и Ni (см. табл. 3). Содержания Rb, Be, Ta в этом направлении возрастают, F — падает. Количество Li и Sn возрастает от биотитовых к лейкократовым гранитам, но содержания Li в них ниже, чем во всех породах геосинклинальных серий, включая

габбро, а Sn сохраняется на том же уровне. Очень выразительно поведение Ba и Sr. Они испытывают резкое падение содержаний от биотитовых гранитов к лейкократовым. При этом в первых количество бария значительно превышает значения во всех интрузивных породах геосинклинальных формаций, во вторых — находится на более низком уровне. Содержание Sr в биотитовых гранитах выше, чем в гранодиоритах и габбро. Сходным образом распределяется V. Количество Cr, Co, Cu в рассматриваемых гранитах отчетливо пониженное. По характеристическим отношениям породы орогенной гранитной-щелочногранитоидной формации отличаются от геосинклинальных формаций повышенными значениями отношений K/Rb (в нормальных гранитах) и V/Cr и пониженными — Li/Mg и Co/Ni при сходных значениях Ba/Sr, Sr/Ca, Nb/Ta. Таким образом, наиболее надежными геохимическими признаками для дискриминации гранитов разных формаций можно считать содержания Ba, Sr, Cr, Co, Cu и отношения K/Rb, Li/Mg, V/Cr, Co/Ni. Кроме того, они различаются значительно более низкими вариациями в орогенных гранитах Rb, Ba и Ba/Sr отношения и большими — Sr (особенно в лейкократовых гранитах) и Nb.

Таким образом, из приведенного выше описания гранитной-щелочногранитоидной формации со всей очевидностью вытекает, что ее формирование происходило уже в орогенный этап развития складчатой области. Доказательством тому служит план размещения массивов формации, который не зависит от направлений геосинклинальных складчатых структур, а также, несомненно, более позднее их возникновение по сравнению с гранитоидами геосинклинальных формаций. Состав пород формации в целом достаточно однообразный и не зависит от характера и типа зон, в которых они размещаются.

Механизм орогенной гранитизации вполне аналогичен описанному при образовании плагиогранитных формаций с той лишь разницей, что, во-первых, исходным субстратом здесь чаще служат плагиогранитоиды, а не осадочно-метаморфические породы, и, во-вторых, ведущим процессом догматического метасоматоза является микроклинизация. Доказательством происхождения гранитоидов формации из вещества континентальной коры служит также изотопный анализ серы минералов медно-молибденовых месторождения Арын-Нур. Анализ показал, что в минералах этого месторождения резко доминируют тяжелые изотопы серы (см. рис. 56). Орогенные граниты являются примером повторного палингенеза, имеющего огромное петрологическое и геохимическое значение в связи с глубоким перераспределением и дифференциацией главных и редких компонентов при этом процессе (Тугаринов и др., 1969; Павленко, Филиппов, 1970 а, б; Павленко, Орлова и др., 1973). Прежде всего отмечается резкое возрастание в орогенных гранитоидах K/Rb отношения до 340 против 280—250 в геосинклинальных гранитоидных формациях падение содержания Li и Li/Mg отношения «взрыв» содержания Ba. Эти изменения не укладываются в рамки непрерывного магматического процесса и могут свидетельствовать о существенно ином химизме орогенной гранитизации, и в первую очередь, о возрастании активности калия.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ГРАНИТОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ

Мезозойские гранитоиды распространены только в пределах Восточной Монголии. Их формирование происходило по крайней мере в течение двух интервалов времени: в раннем мезозое (180—210 млн. лет) и позднем мезозое (120—150 млн. лет). С одной из мезозойских гранитоидных формаций (гранитной-щелочногранитоидной) связана основная масса редкометальных месторождений страны. Мезозойские интрузии были детально изучены В. И. Коваленко и М. И. Кузьминым (Коваленко и др.,

1971а), которые выделяют среди них несколько геохимических типов. В соответствии с данным этими исследователями определением, геохимический тип объединяет в себе породы, близкие по химическому и минеральному составу, структурам, распределению в них редких элементов и характеру эволюции петрогенных и редких элементов. Породы каждого геохимического типа могут формировать самостоятельные интрузивные массивы с определенным, присущим только данному типу, набором поздних фаз и послемагматических образований, в том числе рудных. Во многих случаях породы нескольких геохимических типов встречаются совместно в единых массивах. Определенные геохимические типы, обладающие своей металлогенической спецификой, свойственны обоим возрастным генерациям мезозойских гранитоидов. Такими геохимическими типами являются: габбро-диоритовый (монцонит-диоритовый), гранодиорит-гранитный, стандартных гранитов, литий-фтористых гранитов и агпаитовых (щелочных) гранитов.

Применительно к раннемезозойским гранитоидным массивам выделены северо-восточный ареал их распространения (бассейны рр. Джиды, Селенги, Толы, Онона, Керулена, Ульдзы и Хэнтэйское нагорье) и юго-восточная полоса вдоль границы МНР и КНР (рис. 57). Наибольшая концентрация раннемезозойских гранитоидных массивов северо-восточного ареала тяготеет к Хэнтэйскому нагорью и его обрамлению. Здесь сконцентрированы наиболее крупные массивы, которые сопровождаются интенсивной гранитизациеи вмещающих пород и сформировались в условиях наибольшей для МНР глубинности. По насыщенности гранитоидными массивами и их размерам Хэнтэйское нагорье представляет как бы центр интрузивного магматизма, проявление которого как по общей площади распространения, так и по доле в них крупных массивов затухает во все стороны от этого центра. Северо-восточный ареал имеет зональное строение. В пределах Хэнтэйского «центра» широко распространены мелкие тела габбро-диоритов, очень крупные (до батолитовых размеров) массивы гранодиорит-гранитного геохимического типа и несколько более мелкие массивы стандартных гранитов. Этот «центр» с юга полукольцом окаймляется зоной гипабиссальных массивов стандартного геохимического типа, размеры которых уменьшаются по направлению от «центра». Для них характерна трещинная, явно перемещенная интрузивная форма. Наиболее периферической является зона гранитоидных массивов, которые пространственно сближены с одновозрастными эффузивными толщами. Здесь имеются типичные вулкано-плутонические комплексы, сформированные в наименее глубинных приповерхностных условиях. Для этой зоны характерно наличие также щелочных гранитоидов, граносиенитов, моношпатовых аляскитов. Массивы литий-фтористых гранитов тяготеют к южному крылу ареала и пространственно сближены с гипабиссальными массивами стандартных гранитов.

В юго-восточной полосе раннемезозойских гранитоидов отмечаются восточная (югодзырьско-халхингольская) часть с широким распространением стандартных и литий-фтористых гранитов и западная (уланульская) с Южногобийским поясом щелочных пород (Коваленко и др., 1971б).

В отличие от раннемезозойских количество известных массивов позднемезозойских гранитоидов весьма невелико. Западная граница их распространения проходит вблизи меридиана 105° в. д. (рис. 58). Это, как правило, мелкие, реже средние по размерам трещинные тела, сформированные в гипабиссальных или приповерхностных условиях. Среди них имеются гранитоиды всех геохимических типов, но преобладают гранитоиды стандартного типа. Позднемезозойские гранитоиды пространственно совмещены с отмеченным выше северо-восточным ареалом раннемезозойских гранитоидов, но их массивы более разобщены между собой. Характерно наличие «кольца» рудоносных гипабиссальных гранитоидов

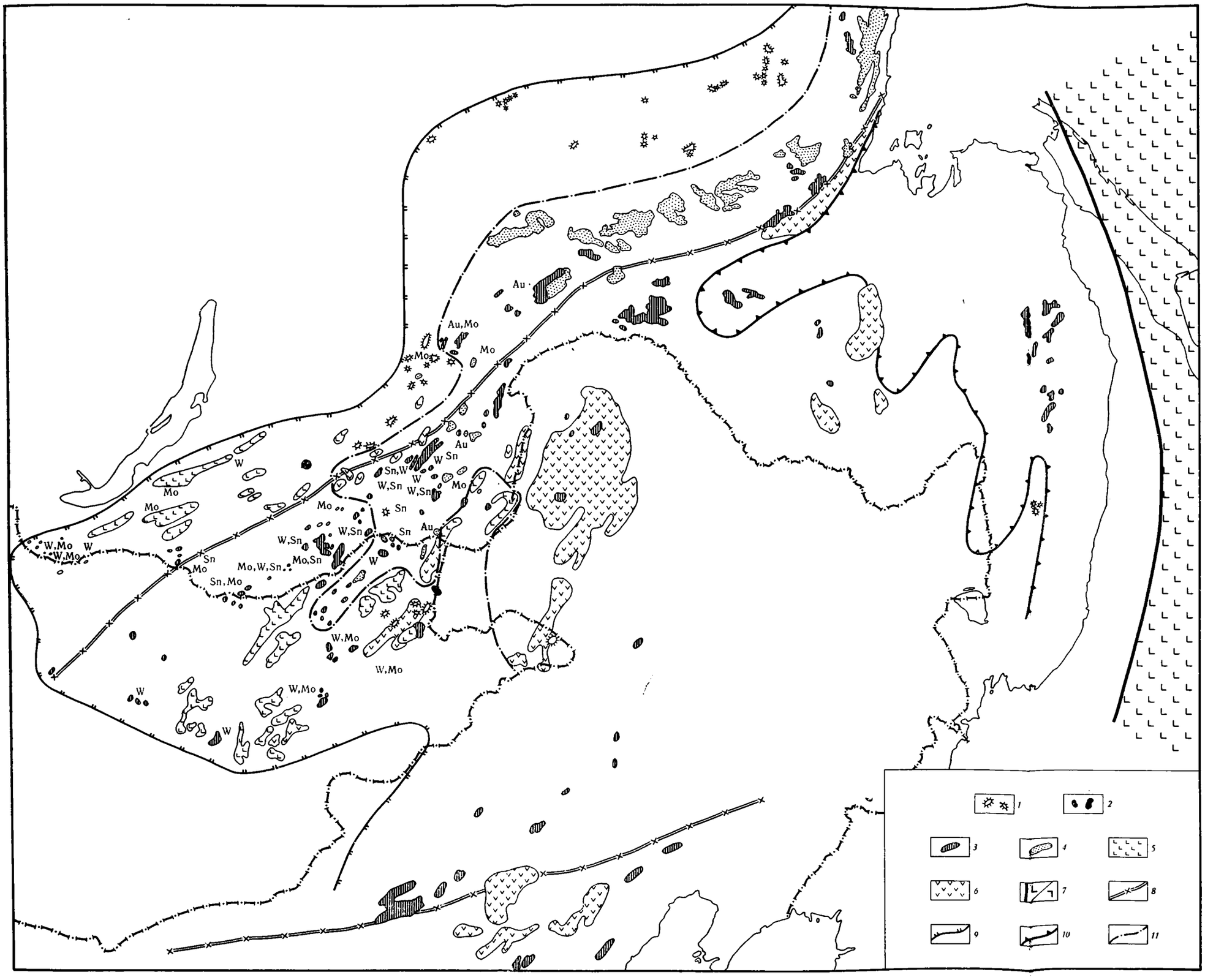


Рис. 57 Схема тектоно-магматической зональности Монголо-Охотского пояса (ранний мезозой)

1—4 — геохимические типы гранитоидов:
1 — агпаитовых гранитов и других щелочных пород,
2 — литий-фтористых гранитов,
3 — стандартных гранитов,
4 — гранодиорит-гранитный и габбро-диоритовый;
5—7 — вулканогенные образования
5 — вулканиты щелочной серии,
6 — вулканиты щелочноземельной серии,
7 — вулканиты спилит-диабазовой формации;
8 — главнейшие глубинные разломы;
9 — ареалы раннемезозойского (для рис. 58 — позднемезозойского) магматизма;
10 — контуры эпиконтинентальных морских прогибов;
11 — границы зон внутри ареалов магматизма. Sn, W, Au, Mo, TR, Nb, Zr — рудопроявления соответствующих элементов

Рис. 58. Схема тектоно-магматической зональности Монголо-Охотского пояса (поздний мезозой)

Условные обозначения см. на рис. 57

стандартного и реже литий-фтористого типов по периферии площади развития позднемезозойских гранитоидов (Барун-Цогт — Ихэ-Наротин-Хид — Их-Хайрхан и далее Западное Забайкалье).

Геохимические типы мезозойских гранитоидов сравнительно легко можно разбить на две группы. Первая из них объединяет габбро-диоритовый и гранодиорит-гранитный типы, вторая — стандартные, литий-фтористые агпаитовые граниты. Эти группы рассматриваются как самостоятельные формации, первая как гранодиоритовая формация, вторая — как гранитно-щелочногранитоидная.

ГРАНОДИОРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Габбро-диоритовый геохимический тип

Мезозойские габбро-диориты наиболее широко распространены в Северной Монголии (Хэнтэйское нагорье, верховья рек Джаргалантуин-Гол, Онон, бассейны среднего течения рек Иро-Гол и Ульдза, междуречье Орхона и Селенги). Наиболее часто они встречаются в ассоциации с гранодиоритами и гранитами, в которых слагают ксенолиты разной степени «гранитизированности». Иногда габбро-диориты слагают небольшие массивы (площадью до 50 $км^2$), штоки, дайкообразные тела.

Главными разновидностями пород данного геохимического типа являются габбро-диориты и особенно кварцевые диориты с монцонитоидным уклоном. Последние состоят из зонального плагиоклаза (№ 34—44), буровато-зеленой роговой обманки, магнезиального биотита и второстепенных минералов — кварца, нерешетчатого калиевого полевого шпата и авгита. Структура пород призматически зернистая с идиоморфным характером зерен плагиоклаза. Текстура массивная.

По химическому составу габбро-диориты рассматриваемого геохимического типа занимают промежуточное положение между средними габбро и кварцевым диоритом, по Дэли. Среди однотипных пород палеозойского возраста им наиболее близки габброиды гранодиоритовой формации. Мезозойские габбро-диориты отличаются от них более высокими содержаниями калия, а также полевошпатовой извести и свободного кремнезема. Содержания редких элементов в них характеризуются значительным разбросом, но в целом мало чем отличаются от содержаний редких элементов в габброидах палеозойской гранодиоритовой формации.

Гранодиорит-гранитный геохимический тип

Массивы гранитоидов гранодиорит-гранитного типа развиты севернее параллели г. Улан-Батора (Хэнтэйское нагорье) и на юге страны в районе сомона Солонкер. В Хэнтейском нагорье они слагают крупные тела, ориентированные в северо-восточном направлении, аналогичные батолитам Даурского свода в СССР. Вокруг этих тел отмечены признаки интенсивной гранитизации вмещающих пород, хотя есть примеры и аллохтонных массивов.

Для гранодиорит-гранитного типа преобладающими разновидностями являются амфибол-биотитовые гранодиориты и относительно меланократовые биотитовые граниты. Главными минералами этих пород являются плагиоклаз (№ 20—35), высокий или промежуточный ортоклаз-пертит с низким значением рентгеновской триклинности и угла оптических осей, магнезиальная роговая обманка, магнезиальный биотит. Структура пород среднезернистая, гранитная с небольшой степенью идиоморфизма зерен плагиоклаза. Иногда наблюдалась порфировидная и гигантопорфировидная структуры с крупно- и среднезернистой основной массой. Текстура

массивная, в зонах контактовой гранитизации — полосчатая, гнейсовидная, пятнистая.

По химическому составу породы гранодиорит-гранитного типа занимают промежуточное положение между средними гранодиоритами и гранитами по Дэли. От однотипных пород палеозойской гранодиоритовой формации они отличаются меньшими содержаниями железа и магния, а также щелочей и бóльшими — свободного кремнезема.

Сопоставление содержаний редких элементов в мезозойских породах гранодиорит-гранитного геохимического типа и гранодиоритовой формации палеозоя показало их близость. В первых отмечаются более высокие содержания фтора и свинца и низкие — цинка. Интересно, что значение калий-рубидиевого отношения в породах рассматриваемого типа близко к такому отношению в породах эгиндабинского и хангайского комплексов. В породах хангайского и тарбагатайского комплексов оно существенно ниже.

ГРАНИТНАЯ-ЩЕЛОЧНОГРАНИТОИДНАЯ ФОРМАЦИЯ

Граниты стандартного геохимического типа

По площади выходов граниты стандартного типа преобладают среди мезозойских интрузивных пород, слагая массивы от многих сотен и даже тысяч квадратных километров (Хэнтэйское нагорье) до совсем мелких. Все они приурочены к разрывным нарушениям и дискордантны по отношению к вмещающим структурам. Форма массивов — штокообразная, дайкообразная, лакколитообразная, пластовая. Экзоконтактовые изменения вмещающих пород проявлены в ороговиковании разной интенсивности.

Среди гранитов стандартного типа преобладающими являются лейкократовые биотитовые разновидности. В строении массивов принимают участие породы главной и дополнительной интрузивных фаз. Для первых характерны равномернозернистые или порфировидные (до гигантопорфировидных) структуры лейкократовых биотитовых гранитов (олигоклаз, пертитовый калиевый полевой шпат, кварц и биотит сидерофиллитового состава). Имеются двуслюдяные, мусковитовые, гранатсодержащие разности этих гранитов, особенно характерные для фаз дополнительных интрузий. Турмалины из рассматриваемых гранитов по составу близки к шерлу, а гранаты — к спессартин-андрадитам. В пегматитах таких поздних гранитов иногда отмечались танталониобаты. В гранитах стандартного типа интенсивно проявлена послемагматическая грейзенизация, калишпат-плагиоклазовый метасоматоз, кварцевые жилы и т. п.

По химическому составу лейкократовые биотитовые граниты — преобладающая разновидность пород рассматриваемого типа — занимают промежуточное положение между средним гранитом и аляскитом по Дэли (см. табл. 2). Содержания большинства редких элементов в породах этого типа близки к кларковым для гранитов по А. П. Виноградову (1962). В процессе становления гранитных массивов в породах поздних фаз отмечается увеличение содержаний Rb, Be, Pb и уменьшение Li, Ba, Sr и Zn. Такой характер изменения содержаний редких элементов типичен для обычных гранитов и неоднократно описан в литературе.

Граниты литий-фтористого геохимического типа

Массивы гранитов литий-фтористого типа относительно редки, площадь их — десятки иногда сотни квадратных километров. Они располагаются на крайнем востоке территории Монголии, а также в районе большой излучины р. Керулен и в Северной Гоби. Они сложены аляскитами, среди которых выделены моношпатовые литий-фтористые аляскиты (на-

пример, в Баянуланском массиве) и двушпатовые (Жанчивланский, Багагазрыйнский, Абдарский, Барунцогтинский, Югодзырьский и другие массивы). Слюды в них представлены составами изоморфной серии сидерофиллит—мусковит—лепидолит (Коваль и др., 1972), причем появляется новая разновидность слюды — литиевый фенгит, калиевый полевой шпат представлен промежуточным и максимальным микроклином с низким содержанием альбита. В массивах литий-фтористых аляскитов нередко отмечается зональное строение, когда по направлению к апикальным частям происходит смена аляскитов микроклин-альбитовыми гранитами с цинвальдитом, которые, в свою очередь, сменяются амазонит-альбитовыми гранитами и, наконец, альбит-лепидолитовыми гранитами. Имеются пегматиты литий-фтористого типа (гора Хухдель-Ула), а также впервые обнаруженные в Монголии онгониты — субвулканические аналоги альбит-лепидолитовых гранитов (Коваленко и др., 1971 б).

По химическому составу граниты литий-фтористого типа отвечают аляскитам по Дэли и отличаются от гранитов стандартного типа меньшим содержанием Ca (см. табл. 2). Рассматриваемые породы резко обогащены F, Li, Rb и характеризуются аномально низкими концентрациями Sr и Ba. Большинство литофильных редких элементов накапливается в породах поздних фаз (см. табл. 3).

Тип агпаитовых гранитов и других щелочных пород

К этому типу отнесены щелочные (агпаитовые) граниты, граносиениты и калиевые нефелиновые (псевдолейцитсодержащие) сиениты. Массивы пород этого типа распространены в бассейне р. Керулен, в Северной и Южной Гоби. Площадь их первых десятков до тысячи квадратных километров. Массивы щелочных пород довольно редки, форма их тел — пластообразная, куполообразная, дайкообразная, размеры — от первых километров до 1000 $км^2$ (Ханбогдинский массив). Их размещение четко контролируется разломами. Достаточно упомянуть линейно вытянутый в субширотном направлении Южногобийский пояс щелочных пород (Коваленко и др., 1973). Имеются случаи маломощного ороговикования вмещающих пород вокруг таких массивов. Нередко щелочные породы участвуют в строении вулкано-плутонических комплексов. Главные фазы массивов щелочных гранитов представлены средне- и крупнозернистыми моношпатовыми разностями с массивной или пятнистой текстурой. В поздние фазы сформировались щелочно-гранитные пегматиты, экериты, грорудиты (Ханбогдинский, Хархадский массивы), ортофиры, рибекит-эгириновые гранофиры, гранит-порфиры, сферолитовые порфиры (Дашибалбарский, Баянуланский массивы). Главными минералами этих пород являются калиевый полевой шпат состава $Орт_{43-63}$, $Аб_{37-57}$, иногда альбит и кварц, второстепенными — арфведсонит и кальциевый рибекит, эгирин.

Калиевые нефелиновые сиениты (Лугингольский массив) сложены псевдолейцитом, анортоклазом, олигоклазом, нефелином, гастингситом, натриевым геденбергитом.

Граниты рассматриваемого типа являются щелочными с коэффициентами агпаитности, превышающими 1 (см. табл. 2). Средние содержания редких элементов в агпаитовых гранитах близки к калрковым, либо резко повышены (на один—два порядка) в отношении Li, Rb, Sn, Zn, Nb, Zr, TR и Th (см. табл. 3). Поведение редких элементов в процессе становления гранитов несколько различно. В продуктах поздних фаз может либо увеличиваться их концентрация (Rb, Sn, Zn и F в Ханбогдинском массиве), либо их содержание остается практически неизменным (Дашибалбарский массив).

Предполагается, что гранитоидные массивы северо-восточного ареала образуют единый генетический ряд. Батолитообразные тела центральной части ареала (гранодиорит-граниты) образовались при значительном влиянии процесса гранитизации вмещающих (сиалических) пород. Когда этот процесс доходил до стадии образования анхиэвтектических гранитных расплавов-минимумов, способных к интрузии, генерировались массивы гранитоидов стандартного геохимического типа. Естественно, что они оказались перемещенными в более высокие гипсометрические уровни и в настоящее время сохранились лишь на периферии ареала в виде гипабиссальных и приповерхностных тел. Литий-фтористые граниты являются, вероятно, остаточными продуктами магмы гранитов стандартного геохимического типа. Щелочные породы крайней периферической зоны ареала образовались, по-видимому, при значительной роли процессов дегазации магм стандартных и литий-фтористых гранитов в приповерхностных условиях. На связь таких магм с поверхностью указывает факт образования многочисленных вулканических и субвулканических аналогов стандартных и литий-фтористых гранитов.

Таким образом, процесс образования гранитоидов северо-восточного ареала сводится к следующей последовательности: гранитизация → образование батолитообразных массивов гранодиорит-гранитов → формирование анхиэвтектических гранитных расплавов (стандартные граниты) → эманационная дифференциация их с формированием остаточных расплавов литий-фтористых гранитов → дегазация гранитных расплавов с образованием щелочных гранитоидных пород. Для этих явлений вероятно определенное участие подкоровых потоков трансмагматических растворов.

Формирование щелочных пород Южногобийского пояса генетически трудно связать с гранитной магмой. Происхождение их удовлетворительно объясняется выплавлением из базальтового слоя пантеллеритовой эвтектики и кристиллизацией богатой лейцитом основной магмы. Из остаточной щелочногранитной магмы и под воздействием карбонатизирующих растворов сформировались разнообразные редкометальные проявления в пределах этого пояса.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННА́Я ЭВОЛЮЦИЯ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ ПО ДАННЫМ АБСОЛЮТНОГО ВОЗРАСТА

Изучение абсолютного возраста гранитоидных формаций региона основано на уран-ториево-свинцовых и калий-аргоновых определениях по биотитам. При составлении карты «изохрон» (рис. 59, см. стр. 242) было использовано более 500 определений из почти 200 пунктов (табл. 5).

В результате анализа этих данных установлено, что для геосинклинальных формаций характерно: а) очень широкие и перекрывающие возраста интрузий, отнесенных к различным комплексам, б) закономерное изменение нижних значений возраста в пространстве.

Возраст тэлминского комплекса изменяется от 567 до 244 млн. лет, тохтогеншильского и тургенского от 457 до 395 млн. лет, причем зачастую различные цифры (например, в Дзабханской зоне 567—420 и 244 млн. лет) тесно соседствуют. Низкие значения возраста обусловлены наложенной гранитизацией орогенного этапа и показывают омоложение пород формации с северо-востока из районов Тувы на юго-запад к юго-восточному краю Монгольского Алтая, где проходит граница области распространения габбро-диорит-плагиогранитной формации с возрастом 580—400 млн. лет. В герцинской зоне Южной Монголии возраст этой же формации (дзурунтайский комплекс) поднимается до 340—270 млн. лет.

Таблица 5

Абсолютный возраст интрузивных пород Монголии и Восточной Тувы

Номер на карте (рис. 53)	Тектоническая зона	Проба, №	Комплекс, геохимический тип	Абсолютный возраст (млн. лет)	Материалы (I—V ссылки на авторские коллективы, см. примечание)
		Габбро-диорит-плагиогранитная формация			
1	Ханхухэйская зона	КБО 698	Протерозойский	567	I
2	Мурэнский антиклинорий	НБ 1	Тэлминский	540	Павленко и др., (1969)
3	Идэрская зона	НРН 686	»	531	I
4	Мурэнский антиклинорий	4094	»	530	Павленко и др., (1969)
5	Цаганшибэтинское геоантиклинальное поднятие	ХР 531/6	Тохтогеншильский	457	III
6	Ханхухэйская зона	БТ 514/2	Тэлминский	443	III
7	Цаганшибэтинское геоантиклинальное поднятие	УР 525/7	Тохтогеншильский	440	III
8	Дзабханская зона	КБО 699	Протерозойский	440	I
9	Северохангайская зона	2285	Тэлминский	432	V
10	Ханхухэйская зона	БТ 511/1	»	425	III
11	»	УХ 05/8	»	420	III
11/1	Идэрская зона	НМР 693	»	388	I
12	Орхон-Селингинский прогиб	СХЕ 716	»	263	I
13	Идерская зона	4276	»	255	V
14	»	1066	»	250	V
15	Озерная зона		Тохтогеншильский	426	IV
16	»		»	413	IV
17	Делюно-Юстыдский прогиб	МХ 019/20	»	402	III
18	Озерная зона		»	399	IV
19	»		»	395	IV
20	Идэрская зона	ИД 570	Тэлминский	365	I
21	»	ИД 574	»	334	I
22	Ханхухэйская зона	ЦХ 520/5	»	308	III
23	Идэрская зона	2093	»	300	V
24	»	ИД 577	»	293	I
25	Ханхухэйская зона	ЦХ 520/6	»	244	III
26	Южно-Монгольская зона	ДДГ 751	Дзурунтайский	337	I
27	»	ДДГ 752	»	315	I
28	»	УРД 735	»	314	I
29	»	УРД 737	»	301	I
30	»	ХХУ 755	»	268	I
		Гранодиоритовая формация			
		Монгольский Алтай			
1	Делюно-Юстыдский прогиб	ХРХ 701	Алтайский	393	I
1/1	То же	ТЛБ 428/14	»	391	III
2	»		»	390	IV
3	»		»	372	IV

Таблица 5 (продолжение)

Номер на карте (рис. 59)	Тектоническая зона	Проба, №	Комплекс, геохимический тип	Абсолютный возраст (млн. лет)	Материалы (I—V ссылки на авторские коллективы, см. примечание)
4	Алтайское геоантиклинальное поднятие		Алтайский	372	IV
5	То же		»	367	IV
6	»	ОНХ 415/19	»	366	III
7	»		»	365	IV
8	»		»	356	IV
9	»	ОНХ 414/11	»	352	III
10	»		»	350	IV
11	Делюно-Юстыдский прогиб	КБ 617/13	»	342	III
12	То же	ОЛН 421/24	»	338	III
13	Алтайское геоантиклинальное поднятие		»	330	IV
14	То же		»	329	IV
15	Хархиринское поднятие	КБ 534/6	»	324	III
16	Делюно-Юстыдский прогиб	ОРГ 430/9	»	317	III
17	Алтайское геоантиклинальное поднятие		»	312	IV
18	То же		»	311	IV
19	»	УНД 418/1	»	305	III
20	»	СГС 422/6	»	301	III
21	»	ДУН 417/2	»	300	III
22	»		»	291	IV
23	Южно-алтайский прогиб		»	277	IV
24	То же		»	268	IV
25	»		»	264	IV
26	»		»	229	IV
27	»		»	186	IV
28	»		»	174	IV
	Хангайский синклинорий				
1	Северохангайская зона	ТРХ 663	Тарбагатайский	322	I
2	Хангайский синклинорий	УУ 599	»	299	I
3	»	МАН 593	Эгиндабинский	298	I
4	»	2171	Хангайский	295	V
5	»	ТРХ 666	»	293	I
6	Северохангайская зона	ТРХ 652	»	287	I
7	»	НРН 681	Тарбагатайский	285	I
8	»	ТРХ 662	Хангайский	685	I
9	Хангайский синклинорий	УУ 600	Тарбагатайский	284	I
10	Северохангайская зона	ТРХ 654	»	283	I
11	Хангайский синклинорий	2045	Хангайский	280	I
12	»	ЧУЛ 596	»	272	I
13	»	ХНГ 669	Эгиндабинский	267	I
14	»	ХНГ 674	Хангайский	262	I

Таблица 5 (продолжение)

Номер на карте (рис. 59)	Тектоническая зона	Проба, №	Комплекс, геохимический тип	Абсолютный возраст (млн. лет)	Материалы (I—V ссылки на авторские коллективы, см. примечание)
15	Хангайский синклинорий	ХНГ 668	Эгиндабинский	254	I
16	»	ЧУЛ 597	»	248	I
17	»	ХНГ 672	»	245	I
18	»	ХНГ 675	Хангайский	237	I
19	»	ХНГ 676	»	237	I
20	Северохангайская зона	1032	Тарбагатайский	230	I
21	Хангайский синклинорий	ХНГ 670	Эгиндабинский	225	I
22	»	МАН 592	Хангайский	375	I
23	Северохангайская зона	ТРХ 653	Тарбагатайский	244	I
24	»	ТРХ 661	Хангайский	243	I
25	»	ТРХ 650	»	233	I
26	Хангайский синклинорий	ХНГ 665	Эгиндабинский	227	I
27	Северохангайская зона	НРН 680	Хангайский	225	I
28	Хангайский синклинорий	МАН 594	»	223	I
29	»	ЧУЛ 598	Эгиндабинский	214	I
30	»	ТРХ 671	Хангайский	201	I

Гранитная щелочногранитоидная формация

Восточная Тува

1	Восточно-Саянский антиклинорий		Огнитский	500—530	II
2	То же		Ботогольский	521—524	II
3	»		Огнитский	460—500	II
4	Восточно-Тувинский прогиб	КР 404	Бреньский	488 *	Павленко и др. (1969)
5	То же	КР 408	»	455	Те же
6	»		»	480 *	Зыков и др. (1961)
7	Сангиленский массив	ДХ 380	Сангиленский	335 *	Павленко и др. (1969)
8	»		»	330	Яшина, Борисевич (1967)
9	»	ДХ 383	»	329 *	Павленко и др. (1969)
10	»	ДХ 381	»	326 *	Павленко и др. (1969)
11	»	КД 358	»	326	Те же
12	»	КД 363	»	323	»
13	»	ДХ 373	Бреньский	320	»
14	»		»	320	Яшина, Борисевич (1966)
15	»	ХУ 393	Сангиленский	310	Павленко и др. (1969)
16	»	БЯ 389	»	300	Те же
17	»	УЭ 366	»	290	»
17А	Мурэнский антиклинорий	ДГ	»	290 *	Зыков и др. (1961)

Таблица 5 (продолжение)

Номер на карте (рис. 59)	Тектоническая зона	Проба, №	Комплекс, геохимический тип	Абсолютный возраст (млн. лет)	Материалы (I—V ссылки на авторские коллективы, см. примечание)
18	Сангиленский массив	КД 359	Бреньский	281 *	Павленко и др. (1969)
18А	Мурэнский антиклинорий	ДГ	Сангиленский	278	Яшина, Борисевич (1967)
19	Сангиленский массив	ОХ 403	»	270 *	Павленко и др. (1969)
20	»	УХ 391	»	238	Те же
21	»	С 374	»	309	Яшина, Борисевич (1966)
	Хубсугульский прогиб, Идэрская зона, Хангайский синклинорий				
1	Идэрская зона	1024	Нумургинский	314	V
2	Мурэнский антиклинорий	УР 528	Сангиленский	310	I
3	Идэрская зона	ИД 575	Нумургинский	306	I
4	Мурэнский антиклинорий	КС 568	Сангиленский	306	I
5	Шараусгольское поднятие	ШУ 580	Шараусгольский	305	I
6	Орхон-Селенгинский прогиб	УРМ 715	Нумургинский	302	I
7	Мурэнский антиклинорий	ДД 567	Сангиленский	292	I
8	Хубсугульский прогиб		Уджигинский	290	I
9	»		»	290	I
10	»	МР 516	»	290	Павленко и др. (1969)
11	»	МР 522	»	290	Те же
12	Ханхухэйская зона	БТ 514/15	Нумургинский	285	III
13	Идэрская зона	НРН 724	»	283	I
14	Хубсугульский прогиб	МР 520	Уджигинский	282	Павленко и др. (1969)
15	»	МР 501	Нумургинский	280	Те же
16	»	3001	»	280	»
17	»	МР 519	Уджигинский	277	»
18	Мурэнский антиклинорий	УР 529	Бреньский	267	»
19	Северохангайская зона	2281	Шараусгольский	260	V
20	»	БУ 586	»	257	I
21	»	БУ 589	»	243	I
22	»	БУ 591	»	242	I
23	Идэрская зона	ТЦ 571	Нумургинский	216	I
24	Хубсугульский прогиб	СН 551	»	214	I
25	Шараусгольское поднятие	2744	Шараусгольский	153	V

Таблица 5 (продолжение)

Номер на карте (рис. 39)	Тектоническая зона	Проба, №	Комплекс, геохимический тип	Абсолютный возраст (млн. лет)	Материалы (I—V ссылки на авторские коллективы, см. примечание)
		Монгольский Алтай			
2	Делюно-Юстыдский прогиб	ХРХ 702	Хархиринский	379	III
3	Хархиринское поднятие	ХРХ 432/17	»	374	III
4	»		»	362	IV
5	»	ХРХ 413/14	»	360	III
6	»		»	360	IV
7	»	ХРХ 413/7	»	359	III
8	»		»	358	IV
9	Делюно-Юстыдский прогиб	ХРХ 405/11	»	351	III
10	Алтайское геоантиклинальное поднятие		»	342	IV
11	Делюно-Юстыдский прогиб		»	340	IV
12	Хархиринское поднятие		»	340	IV
13	»		»	338	IV
14	Алтайское геоантиклинальное поднятие		»	338	IV
15	Делюно-Юстыдский прогиб		»	337	IV
16	То же		»	329	IV
17	Алтайское геоантиклинальное поднятие	МХ 536/15	»	317	IV
19	Делюно-Юстыдский прогиб		»	307	IV
20	Алтайское геоантиклинальное поднятие		»	300	IV
21	То же	ОРН 426/19	»	300	IV
22	»	НРН 420/10	»	257	IV
23	»	НРН 420/4	»	255	IV
24	Озерная зона		»	238	IV
25	Делюно-Юстыдский прогиб		»	212	IV
26	Озерная зона	УР 527/1	»	204	III
27	Делюно-Юстыдский прогиб	УР 527/1	»	195	IV
		Южная Монголия			
1	Гурбансайханская зона	ХАР 965	Ханбогдинский	223	II
		Банатитовая формация			
1	Южно-Монгольская зона	МНД 77	Цаганцубургинский	376	I
2	»	ОУТ 764	»	335	I
3	Орхон-Селенгинский прогиб	ХЧБ 711	Эрденитуинский	297	I
4	То же	ХЧБ 709	»	258	I
5	»	ХЧБ 714	»	254	I
6	»	СХС 717	»	245	I

Таблица 5 (продолжение)

Номер на карте (рис. 50)	Тектоническая зона	Проба, №	Комплекс, геохимический тип	Абсолютный возраст (млн. лет)	Материалы (I—V ссылки на авторские коллективы, см. примечание)
	Гранитоидные формации этапа активизации				
1	Зона мезозойской активизации Восточной Монголии		Агпаитовый	245—306	II
2	То же		Литий-фтористый	183—275	II
3	»		»	184—236	II
4	»		»	171—236	II
5	»		Агпаитовый	170—235	II
6	»		»	226	II
7	»		Стандартных гранитов	210—222	II
8	»		Литий-фтористый	188—222	II
9	»		Стандартных гранитов	180—220	II
10	»		То же	218	II
11	»		»	210—214	II
12	»		»	211	II
13	»		»	170—206	II
14	»		»	190—205	II
15	»		Агпаитовый	194—202	II
16	»		Стандартных гранитов	200	
17	»		То же	175—199	II
18	»		Габбро-диоритовый	192—198	II
19	»		Эгиндабинский	188	V
20	»		Стандартных гранитов	146—188	II
21	»		То же	180	II
21/1	»		Гранодиорит-гранитный	164	II
22	»		То же	150—188	Бобров и др. (1963)
23	»		»	156	II
24	»		Литий-фтористый	140—149	II
25	»		Габбро-диоритовый	144	II
26	»		Стандартных гранитов	130—133	II
27	»		Гранодиорит-гранитный	132	II
28	»		Стандартных гранитов	131	II

Таблица 5 (окончание

Номер на карте (рис. 59)	Тектоническая зона	Проба, №	Комплекс, геохимический тип	Абсолютный возраст (млн. лет)	Материалы (I—V ссылки на авторские коллективы, см. примечание)
29	Зона мезозойской активизации Восточной Монголии		Стандартных гранитов	122—131	II
30	То же		Эгиндабинский	127	II
31	»			126	II
32	»		Стандартных гранитов	199	II
33	»		»	118	II
34	»		»	107	II

Примечание. Звездочкой отмечены уран-ториево-свинцовые определения. Авторские коллективы, материалы которых использованы в данной таблице: I — А. С. Павленко, Л. В. Филиппов, Л. П. Орлова; I — В. И. Коваленко, М. И. Кузьмин, С. П. Брандт; III — В. С. Павленко, Б. Лувсандансан; IV — С. П. Гаврилова; V — М. Е. Федорова.

Комплексы гранодиоритовой формации Хангайского синклинория имеют цифры абсолютного возраста от 322 до 201 млн. лет, причем их основная масса укладывается в интервал 300—240 млн. лет. Распределение возрастов пород формации по площади обнаруживает центральную зону с относительно молодыми значениями, ограниченную на карте изохроной 260 млн. лет.

Еще больший интервал скольжения возраста показывает алтайский комплекс Монгольского Алтая, возраст которого изменяется к западу и юго-западу с 393 до 229 млн. лет.

В каледонидах гранитоидные комплексы орогенного этапа развития образуют от Восточного Саяна до Хангайского хребта непрерывный хронологический ряд, в котором возраст гранитов изменяется от 530 (огнитский комплекс) до 240 млн. лет (шараусгольский комплекс), а щелочных пород — от 530 до 260 млн. лет. В Монгольском Алтае возраст хархиринского комплекса с востока на запад омолаживается от 379 до 195 млн. лет. В герцинидах определения абсолютного возраста орогенных гранитоидов дают цифру 225 млн. лет.

Имеющиеся немногочисленные данные по соотношениям мезозойских интрузивных пород с толщами, содержащими органические остатки, а также цифры калий-аргоновых определений абсолютного возраста свидетельствуют, что на территории Монголии в мезозое проявились два интрузивных цикла: 1) раннемезозойский — 230—180 млн. лет и 2) позднемезозойский — 150—110 млн. лет. Это хорошо согласуется с наличием двух крупных этапов в мезозойской геологической истории этого региона, рубеж между которыми составляет 175 млн. лет. Внутри каждого цикла установлена следующая относительная последовательность (от древних к молодым) формирования интрузивных пород: габбро-диоритовый тип → гранодиорит-гранитный тип→тип стандартных и литий-фтористых гранитов → тип щелочных пород.

Приведенные данные показывают, что формирование интрузивных комплексов имело не импульсный, а «эволюционный» характер. Латеральные ряды разнородных формаций и региональных фаций имеют одинаковый возраст и, напротив, в одновозрастные комплексы могут объединяться формационно различные интрузии. Все гранитоидные формации геосинклинального и орогенного этапов, а также этапа мезозойской реви-

вации, обнаруживают скольжение возрастов в пространстве. Каждая последующая формация омолаживает абсолютные возраста предыдущих и увеличивает дисперсии их возраста.

Обобщение огромного фактического материала, накопленного по гранитоидному интрузивному магматизму Монголии, позволило выделить среди разнообразных интрузивных образований семь петролого-тектонических формаций, характеризующихся набором устойчивых индивидуальных признаков. На основании формационного анализа стало возможным по новому подойти к выявлению закономерностей размещения и эволюции интрузивных образований.

Можно считать установленным, что образование формации интрузивных пород в структурно-формационных зонах связывается с определенным этапом их тектонического развития, причем вещественный состав пород формации зависит от состава пород, слагающих зоны. Так, в эвгеосинклиналях, характеризующихся основным составом толщ, как раннекаледонских (Озерная зона), так и герцинских (Южно-Монгольская зона), широким развитием пользуются габбро и диориты габбро-диорит-плагиогранитной формации. В зонах, сложенных породами более кислого состава (Идэрская зона), преобладают более кислые разновидности этой же формации. Но как в том, так и в другом случае интрузии формации формируются во время перехода от геосинклинального этапа к орогенному, а размещение их в целом контролируется общим планом складчатых геосинклинальных сооружений.

В своеобразных регенерированных структурах, сложенных почти исключительно терригенными породами, габбро-диорит-плагиогранитная формация не наблюдается. Зато широким развитием здесь пользуются породы гранодиоритовой формации (Монгольский Алтай, Хангай-Хэнтэйская зона).

Образование огромных масс лейкократовых гранитов гранитной-щелочногранитоидной формации совпадает, очевидно, с началом орогенного этапа, причем план их размещения не согласуется с планом складчатых структур.

Таким образом, появление тех или иных формаций интрузивных пород фиксирует определенный этап развития складчатых зон. Однотипные формации развиваются в структурах разного возраста, а в пределах каждой из них закономерно сменяют друг друга во времени: натровые плагиогранитоиды → калий-натровые, двуполевошпатовые гранитоиды → калиевые микроклиновые гранитоиды с фациями щелочных пород.

Прямые геологические наблюдения, а также анализ распределения петрогенных и редких элементов позволяют сделать вывод о коровом палингенном происхождении большинства гранитоидных формаций Монголии. Исключение составляют только банатитовые формации, в образовании которых в той или иной мере участвовало подкоровое базальтовое вещество. Связь банатитов с глубинными базальтами подчеркивается высокими содержаниями в габбровых членах серии элементов группы железа, стронция и бария, а также анализом распределения изотопов стронция и серы.

Ведущим процессом образования гранитоидов является палингенез, включающий метаморфизм, метосоматоз и фракционное выплавление (анатексис). Важно подчеркнуть что, как правило, более поздняя генерация гранитоидов образуется за счет вещества ранних гранитоидов (повторный палингенез). Переработке подвергается вещество континентальной коры под воздействием инициаторов K, Na, H_2O и F, поступающих из более глубинных горизонтов и мобилизующихся, по-видимому, при метаморфических реакциях (гранулитизация, эклогитизация). Процессы палингенеза приводят к перераспределению элементов и обуславливают металлогеническую специализацию расплавов.

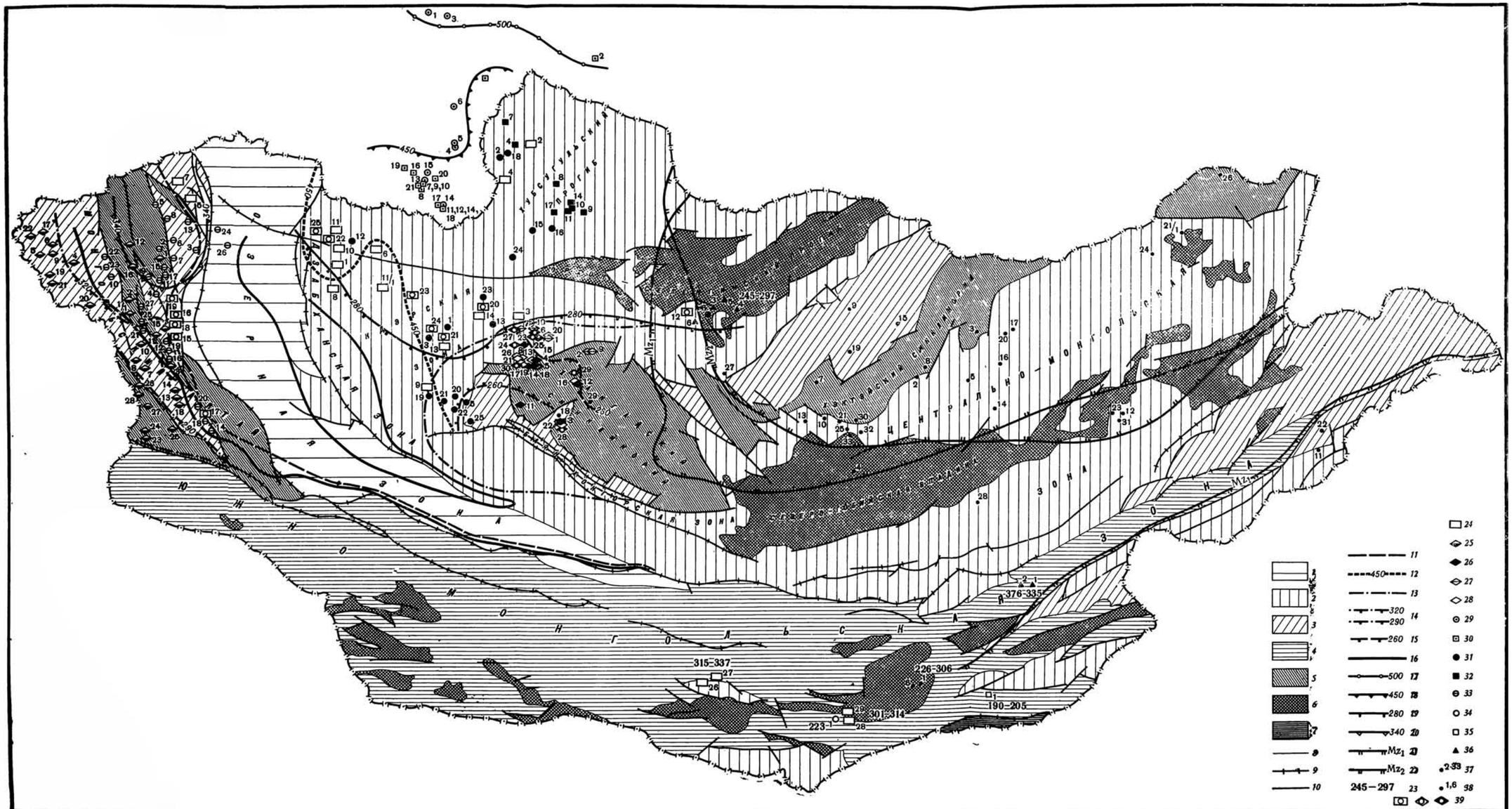


Рис. 59. Карта абсолютных возрастов интрузивных формаций Монголии. Составили А. С. Павленко и М. Е. Федорова с использованием материалов С. Б. Брандта, С. П. Гавриловой, А. В. Ильина, В. И. Коваленко, М. И. Кузьмина, Б. Лувсанданзана, В. С. Павленко, Л. В. Филиппова

Каледонская складчатая система:

1 — зоны симатического типа (эвгеосинклинальные прогибы);

2 — зоны сиалического типа (миогеосинклинали — вулканогенно-терригенные, карбонатные, терригенные; геоантиклинальные поднятия);

3 — зоны промежуточного типа (сланцево-граувакковые прогибы).

Герцинская складчатая система:

4 — зоны симатического типа (эвгеосинклинальные прогибы);

5 — зоны сиалического типа (миогеосинклинали, регенерированные терригенные геосинклинали);

6 — зоны наложенных орогенных прогибов.

Позднепалеозойская — раннемезозойская складчатая система:

7 — зоны симатического типа (эвгеосинклинальные прогибы);

8 — границы тектонических зон;

9 — глубинные разломы;

10 — разломы.

Границы распространения интрузивных формаций и изохроны:

габбро - диорит - плагиогранитной —

11 — тэлминского и тохтогеншильского комплекса,

12 — изохрона тэлминского и тохтогеншильского комплексов (в млн. лет);

гранодиоритовой —

13 — хангайского, тарбагатайского, эгиндабинского и алтайского комплексов,

14 — изохроны алтайского комплекса (в млн. лет),

15 — изохрона хангайского, тарбагатайского и эгиндабинского комплексов (в млн. лет);

гранитной — щелочногранитоидной —

16 — нумургинского, шараусгольского и хархаринского комплексов,

17 — изохрона огнитского и ботогольского комплексов (в млн. лет),

18 — изохрона бреньского комплекса (в млн. лет),

19 — изохрона нумургинского, сангиленского и уджигинского комплексов (в млн. лет),

20 — изохрона хархиринского комплекса (в млн. лет).

Гранитоидные формации этапа ревивации:

21 — раннемезозойского цикла;

22 — позднемезозойского цикла;

23 — абсолютный возраст групп интрузий, не ограниченных изохронами (в млн. лет).

Точки определения абсолютного возраста интрузивных пород (цифры указывают номер точки):

габбро-диорит-плагиогранитной формации:

24, 25 — тэлминский, тохтогеншильский, дзурунтайский комплексы,

26 — хангайский комплекс,

27 — тарбагатайский комплекс,

28 — эгиндабинский комплекс.

Гранитной — щелочногранитоидной формации:

29 — граниты огнитского и бреньского комплексов,

30 — нефелиновые сиениты ботогольского и сангиленского комплексов,

31 — граниты нумургинского и шараусгольского комплексов,

32 — нефелиновые сиениты уджигинского комплекса,

33 — граниты хархиринского комплекса,

34 — граниты Южно-Монгольской герцинской зоны,

35 — нефелиновые сиениты Южно-Монгольской герцинской зоны;

Батолитовых формаций:

36 — интрузивные породы Южно-Монгольской герцинской зоны и Орхон-Селенгинского прогиба;

Гранитоидов формации этапа ревивации:

37 — Северо-Восточной Монголии;

38 — массивы щелочных гранитоидов Хан-Богдо,

39 — комплексные знаки, обозначающие породы двойной формационной принадлежности

Заказ № 147

ОЧЕРК МЕТАЛЛОГЕНИИ МОНГОЛИИ

Эндогенная металлогения, т. е. размещение эндогенных (магматических) месторождений, определяется в первую очередь геохимическими особенностями магматических формаций и фаций и их пространственным распределением. Для большинства рудных элементов эндогенная металлогения Монголии может быть рассмотрена только с этих очень общих позиций. Более крупномасштабные рудоконтролирующие факторы — литологические, структурные, физико-химические (температура, глубинность состава рудоносных растворов) — пока для всей территории МНР выявить нельзя, хотя они и учитываются при анализе отдельных рудных типов и провинций, в основном в Восточной Монголии, где проводились целенаправленные металлогенические исследования.

В связи с разным уровнем изученности Восточной, Центральной и Западной Монголии настоящий очерк разделен на две части: в первой рассматриваются общие вопросы металлогении МНР, во второй — дается схема мезозойской металлогении ее восточной части и детализируются геохимические сведения по вольфрамовым месторождениям.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ МОНГОЛИИ

Вопросы эндогенной металлогении МНР рассматриваются с общих тектоно-магматических позиций, заложенных в трудах С. С. Смирнова, Ю. А. Билибина, Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова, А. В. Пейве, В. И. Смирнова, Ю. А. Кузнецова.

На основе комплексного анализа петрологии и геохимии гранитоидных формаций Монголии сделана попытка связать наиболее важные, а также некоторые новые и перспективные типы эндогенной минерализации с магматическими формациями, фациями и геохимическими типами магматических пород. Карты размещения формаций и геохимических типов гранитоидных (плутонических) пород и их абсолютного возраста могут рассматриваться одновременно и как металлогенические прогнозные карты.

Ниже, в качестве примера будут рассмотрены некоторые вопросы металлогении гранодиоритовой, банатитовой, гранитной-щелочногранитоидной формаций и гранитоидов этапа мезозойской ревивации Восточной Монголии.

Металлоносность и металлогения гранодиоритовой формации, представляющей второе поколение палингенных гранитоидов, возникших при образовании регенерированных геосинклиналей, связана, в первую очередь, с геохимическими особенностями исходного субстрата. Это сланцево-граувакковые породы горно-алтайской серии, флишоидно-аркозовые толщи хангайской серии, в разной степени гранитизированные толщи каледонского складчатого основания, гранитоиды габбро-диорит-плагиогранитной формации. Геохимический стиль этих пород существенно различен. Так, аркозы хангайской серии значительно беднее редкими элементами по сравнению со сланцами и граувакками алтайской. Обогащенные редкими элементми (Li, Rb, Be, TR, Nb, W, Mo) породы

торноалтайской серии являются значительно более благоприятной матрицей для их мобилизации и накопления редких элементов по сравнению с хангайской, чем и объясняется повышенная металлоносность (редкометальные пегматитовые пояса) алтайского комплекса по сравнению с хангайским.

В аркозовых обедненных редкими элементами толщах хангайской серии генетически однотипные проявления (пегматиты, грейзены) имеют малые масштабы и убогие содержания рудных элементов. Металлоносность формации усиливается в толщах, подвергшихся более ранней гранитизации. Примером может служить хусуингольский комплекс литиеносных гранитов Южного Сангилена, с которым связаны редкометально-литиевые пегматиты.

Банатитовые формации являются одним из наиболее важных металлогенических объектов (Цаган-Субурга, Эрдэнитуин-Обо), содержащих широкий набор полезных компонентов как глубинного (Mo, Cu, Co, Ni, Pb, Hg, V), так и корового (TR, Ba) происхождения. О первых свидетельствует, в частности, анализ изотопных отношений серы. Повышенные концентрации в габбровых членах серий олова сближают банатиты с трахиандезитовыми сериями Приморья и позволяют ожидать проявления с ними также сульфидно-касситеритового и золотого оруденения.

Редкометальное оруденение в связи с гранитной-щелочногранитоидной формацией имеет следующий парагенезис ведущих редких элементов: Y—TR, Zr, Hf, Nb, Ta, Th, с которыми ассоциируют в качестве второстепенных Mo, U, Li, Be, Cs, Ba, Sr. Подавляющее большинство проявлений, связанных с интрузиями гранитов и щелочных пород, принадлежит к гидротермально-метасоматическому и в меньшей степени пегматитовому типам, отличающимся исключительным разнообразием редкометальных минералов, появление которых регулируется фациями магматических и метасоматических пород (Павленко, Быховер, 1971).

СХЕМА МЕЗОЗОЙСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ ВОСТОЧНОЙ МОНГОЛИИ

В основу предлагаемой металлогенической схемы[1] положены особенности мезозойского магматизма, определяемые главными закономерностями тектонического развития Монголо-Охотского пояса. Сочетание тектонических и геохимических (в широком смысле) факторов позволило установить основные закономерности временной и пространственной эволюции мезозойского магматизма и место его в мезозойской истории Монголо-Охотского пояса. Ранее предлагавшиеся металлогенические схемы (Каленов, 1947, 1966; Борзаковский и др., 1971) основывались на выделении металлогенических провинций, соответствующих складчатым системам определенного возраста, а также ареалов позднепалеозойской и мезозойской автономной активизации. Однако наиболее общие закономерности размещения эндогенных рудных (редкометальных, главным образом) месторождений определяются, в первую очередь, не этими структурно-металлогеническими провинциями, а вытекают, на наш взгляд, из зональной структуры ареалов мезозойского магматизма. Размещение же конкретных интрузивных тел, их совокупностей и сопутствующих им рудных зон, узлов, полей и отдельных месторождений в пределах зон распространения ассоциаций гранитоидов определенных геохимических типов и рудных поясов, несомненно, управляется системой глубинных разломов и других разрывных нарушений, которые выступают как ме-

[1] Схема разработана В. И. Коваленко, М. И. Кузьминым, П. В. Ковалем, Ю. П. Цыпуковым, В. С. Антипиным с участием Л. П. Зоненшайна.

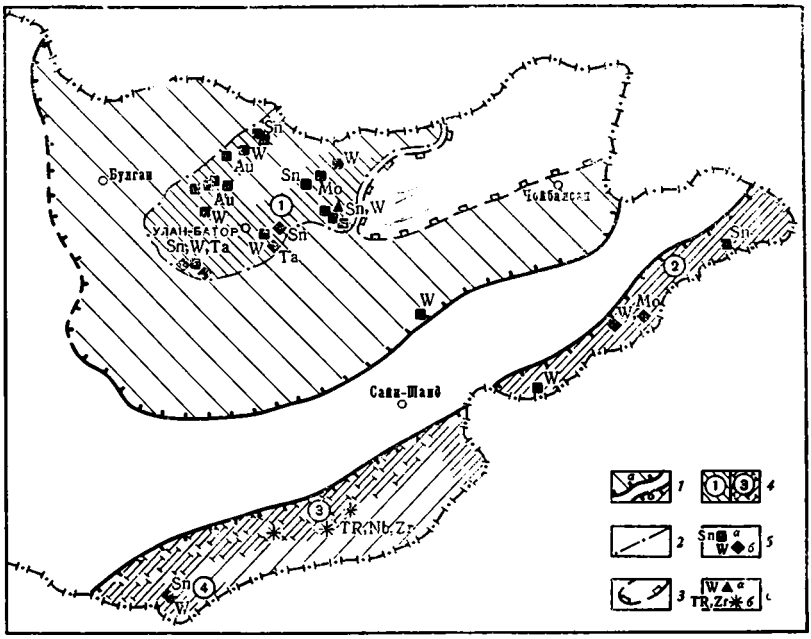


Рис. 60. Схема металлогении раннемезозойского цикла. Составили В. И. Коваленко и М. И. Кузьмин

1 — границы металлогенических провинций (*а* — Северо-Восточной, *б* — Южно-Монгольской); *2* — граница между внутренней и внешней зонами Северо-Восточной металлогенической провинции; *3* — граница амагматической области; *4* — рудные пояса и районы (цифрами в кружках *1—4* обозначены: *1* — Хэнтэйский, *2*, *3* — Нукутдабано-Халхингольский, *4* — Южногобийский); *5* — месторождения и рудопроявления, связанные с гранитоидами стандартного (*а*) и литий-фтористого (*б*) геохимических типов; *6* — то же, но связанные с гранитоидами гранодиорит-гранитного типа (*а*) и щелочных пород (*б*)

таллогенические факторы второго и более высоких порядков. Мезозойская металлогения Монголии определяется в первую очередь следующими принципиальными особенностями области распространения мезозойского магматизма.

1. Существованием двух ареалов магматизма северо-восточного, охватывающего юго-западную часть Монголо-Охотского пояса и Южно-Монгольской полосы щелочных интрузий [1].

2. Зональностью распределения массивов гранитоидов различных геохимических типов и вулканитов в пределах северо-восточного ареала по отношению к Тихоокеанской геосинклинальной зоне, Монголо-Охотскому линеаменту и мезозойским прогибам (рис. 60, 61). Для каждой эпохи структурно-магматическая зональность в пределах Монголо-Охотского пояса имеет следующий вид (следуя с востока на запад, от Тихого океана во внутренние части Азии; Зоненшайн и др., 1973):

а) эвгеосинклинальная зона со спилит-базальтовым вулканизмом и гипербазитами (располагалась соответственно по эпохам: триас — ранняя и средняя юра — Сихотэ-Алинь, поздняя юра — ранний мел — Восточный Сахалин и Хоккайдо, поздний мел — палеоген — зона Симанто);

б) тыловой прогиб с терригенной,часто турбидитной седиментацией и с ограниченным известково-щелочным магматизмом (соответственно по тем же эпохам: Монголо-Охотский прогиб, Западный Сихотэ-Алинь, Западносахалинский прогиб);

[1] В гл. IX Южно-Монгольский пояс щелочных интрузий рассматривается в составе орогенной формации герцинского этапа.

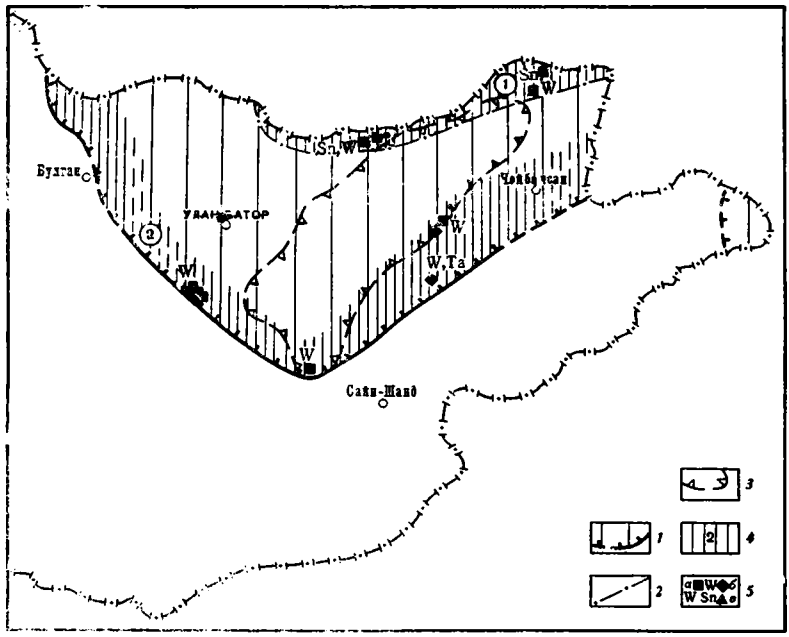


Рис. 61. Схема металлогении позднемезозойского цикла. Составили В. И. Коваленко и М. И. Кузьмин

1 — границы металлогенических провинций; *2* — граница между внутренней и внешней зонами металлогенической провинции; *3* — граница амагматической области; *4* — рудные пояса (цифрами в кружках 1—2 обозначены: *1* — Внутренний оловянно-вольфрамовый, *2* — Замыкающий вольфрамовый); *5* — месторождения и рудопроявления, связанные с гранитоидами стандартного (*а*), литий-фтористого (*б*) и гранодиорит-гранитного (*в*) геохимических типов

в) зона интенсивного наземного известково-щелочного вулканизма и гранитного магматизма (соответственно по тем же эпохам: вулканические пояса обрамления Хэнтэйско-Даурского нагорья; вулканические пояса Восточного Забайкалья и Восточной Монголии; Сихотэ-Алиньский и Катазиатский вулканические пояса); для гранитного магматизма ранне- и позднемезозойской эпох на территории Восточной Монголии, Забайкалья и Станового хребта выявляется более внутреннее «ядро» гранитных (гранодиорит-гранитных) батолитов и периферическая область «распыленного» магматизма с резким преобладанием мелких гипабиссальных тел гранитов стандартного и литий-фтористого геохимического типов; эти тела распределены равномерно на обширных территориях;

г) зона щелочного магматизма, эффузивного и интрузивного (соответственно по эпохам: Селенгинский вулкано-плутонический пояс и внешнее, западное обрамление Хэнтэя; юг Алданского щита; отдельные поля вулканитов Северо-Восточного Китая).

3. Закономерной связью определенных типов рудных месторождений с фациями интрузий конкретных геохимических типов. Так, со стандартными гранитами связано наиболее распространенное в пределах северо-восточного ареала оловянное, вольфрамовое и молибденовое оруденение кварцево-жильной и грейзеновой формаций; с литий-фтористыми гранитами связана танталовая, литиевая, а также оловянная и вольфрамовая минерализация; с агпаитовыми гранитоидами и другими щелочными породами — редкоземельно-цирконий-ниобиевая и фенакит-флюорит-бертрандитовая минерализация. Установлена пространственная ассоциация коренного золотого оруденения кварцево-жильной формации с многофазными интрузиями, ранние фазы которых представлены габбро-диоритами.

4. Сменой мезоабиссальных интрузивных фаций гипабиссальными и приповерхностными по мере приближения от внутренней части северо-восточного ареала к периферической.

5. Проявлением раннемезозойского и позднемезозойского циклов магматизма, различающихся по структуре своих ареалов и фациальному облику интрузий. Ареал магматизма позднемезозойского цикла заметно смещен к востоку по отношению к ареалу раннемезозойского цикла. Он охватывает значительно большую площадь и характеризуется более широким распространением гипабиссальных, приповерхностных и эффузивных образований, составляющих зону «рассеянного магматизма». Это, видимо, свидетельствует о его меньшем эрозионном срезе по сравнению с раннемезозойским и обусловливает относительно более высокую рудную продуктивность позднемезозойского магматизма юго-восточной части Монголо-Охотского пояса.

6. Замыканием на территории Монголии ареалов магматизма обоих возрастных циклов. В связи с этим общая поясовая картина металлогении, установленная для Восточного Забайкалья С. С. Смирновым (1944), в пределах Монголии существенно изменяется. Это выражается прежде всего в том, что оловянно-вольфрамовый пояс испытывает замыкание, а золото-молибденовый и полиметаллический пояса приобретают вольфрамовую специфику. В связи с этим во внешней части северо-восточного ареала мезозойского магматизма намечается «замыкающий» его вольфрамовый пояс, который протягивается от Их-Наротин-Хидского массива в направлении Их-Хайрханского «ствола» интрузий и далее на север до Джидинского района. В соответствии со сказанным металлогенические схемы Восточной Монголии ниже рассмотрены раздельно для ранне- и позднемезозойских циклов.

Раннемезозойский цикл (см. рис. 60). Здесь выделены две металлогенические провинции: Северо-Восточная (или Монголо-Забайкальская) и Южно-Монгольская, которые совпадают с северо-восточным ареалом и Южно-Монгольским поясом распространения нижнемезозойских массивов.

В соответствии со структурой ареала раннемезозойского интрузивного магматизма Северо-Восточная провинция разделена на три зоны. Во внутренней зоне, охватывающей область распространения мезоабиссальных плутонов «батолитообразного» облика, промышленных проявлений эндогенной рудной минерализации неизвестно. В примыкающей к ней с внешней стороны зоне, называемой нами Хэнтэйским рудным поясом, распространены месторождения золота, ассоциирующие с полифазными габбро-диорит-гранитными массивами; месторождения и проявления вольфрама и олова, а также тантала и ниобия, генетически связанные с гипабиссальными массивами гранитов стандартного и литий-фтористого геохимических типов. Здесь же достаточно широко распространены россыпи золота, касситерита (часто с вольфрамитом) и тантало-ниобатов. Во внешней зоне Северо-Восточной металлогенической провинции, для которой характерна ассоциация гипабиссальных и приповерхностных интрузий стандартного, литий-фтористого (часто моношпатовые аляскиты) и агпаитового геохимических типов, встречаются отдельные месторождения и рудопроявления вольфрама, олова, тантала и ниобия. Эта зона весьма перспективна в отношении бериллиевой минерализации фенакит-бертрандитового типа, которая пока еще не установлена в пределах МНР. В этой же зоне сконцентрировано большинство флюоритовых месторождений. В целом же, эта зона по многим признакам весьма схожа с известной провинцией штата Юта (США), для которой характерна уран-бериллий-флогопитовая минерализация. Восточную часть провинций занимает обширная «безрудная» область, охватывающая значительную часть Ононского прогиба, в пределах которой не известны проявления раннемезозойского магматизма.

В пределах Южно-Монгольской провинции выделены Нукутдабано-Халхингольский оловянно-вольфрамовый рудный пояс и расположенный к юго-западу от него Южногобийский редкоземельно-цирконий-ниобиевый пояс. На юго-западном фланге провинции находится Хараморитинский оловянно-вольфрамовый рудный район.

Позднемезозойский цикл (см. рис. 61). В соответствии с общим смещением ареала магматизма к востоку в это время происходит заметное сокращение площади металлогенических провинций. Северо-Восточная провинция остается единственной крупной металлогенической единицей позднемезозойского цикла. На территории Монголии она представлена двумя зонами. Внутренняя зона охватывает узкую приграничную между МНР и СССР полосу в пределах Хэнтэйского нагорья и Прионо́нья, уходя основной своей частью на территорию Забайкалья. В этой зоне широко представлено оловянно-вольфрамовое оруденение, генетически связанное с гипабиссальными интрузиями гранитов стандартного геохимического типа. В ней же на территории СССР известно золотое оруденение кварцево-жильного типа. По всей вероятности эта внутренняя зона представляет собой область замыкания позднемезозойского оловянно-вольфрамового рудного пояса Восточного Забайкалья.

Внешняя зона позднемезозойской Северо-Восточной провинции характеризуется ассоциацией гипабиссальных и приповерхностных массивов гранитов стандартного геохимического типа (реже литий-фтористого типа) с проявлениями кислых и основных вулканитов. В соответствии с этим ее основная металлогеническая окраска определяется месторождениями и проявлениями вольфрама, олова, молибдена и реже — тантала. Зона весьма перспективна также в отношении флюоритовой и бериллиевой минерализации фенакит-флюорит-бертрандитовой формации.

В целом следует отметить не только сходство зональности ранне- и позднемезозойских металлогенических провинций, но и сходство металлогенической эволюции обеих провинций в направлении от внутренних к внешним зонам, что проявляется в закономерной смене рудных поясов с оловянно-вольфрамовой и золотой минерализацией (Хэнтэйский — в раннем мезозое, Внутренний — в позднем мезозое) поясами и зонами с преобладающим вольфрамовым и молибденовым оруденением (Внешняя зона раннемезозойской провинции, Замыкающий вольфрамовый пояс — позднемезозойской).

В отношении промышленных типов месторождений особенно интересными являются: для золота — Хэнтэйский пояс (ранний мезозой) для вольфрама — Замыкающий пояс (поздний мезозой), Внутренний оловянно-вольфрамовый (поздний мезозой), Хэнтэйский (ранний мезозой) и Нукутдабано-Халхингольский (ранний мезозой) пояса; для олова — Внутренний оловянно-вольфрамовый пояс (поздний мезозой) и Хараморитинский рудный район (ранний мезозой); для тантала — Хэнтэйский и Внутренний оловянно-вольфрамовый; для ниобия, редких земель, циркония — Южногобийский пояс.

В общем перспективность позднемезозойской металлогенической провинции в отношении промышленного вольфрамового, молибденового и оловянного эндогенного оруденения может быть оценена выше, чем раннемезозойской провинции.

Наконец, следует обратить специальное внимание на комплексность оруденения большинства вольфрамовых и оловянных месторождений Монголии, особенно связанных с литий-фтористыми гранитами. В них, как правило, отмечаются высокие концентрации тантала, бериллия, иногда лития, цезия, редкоземельных элементов (Коваленко и др., 1971).

Размещение интрузий и оруденения в пределах намеченных металлогенических провинций, зон, рудных поясов и районов, которое рассматривалось многими исследователями, контролируется разнообразными разломами, системами трещиноватости, составом вмещающих пород, мор-

фологией, геохимическим типом и глубиной дифференцированности гранитоидных массивов.

Рассмотрим некоторые особенности распределения месторождений и проявлений олова, вольфрама, бериллия, золота, а также некоторых новых для Монголии редких элементов.

О л о в о. Оловянная минерализация распространена практически на всей территории развития мезозойских гранитоидов Восточной Монголии. Рудные же концентрации олова сосредоточены, главным образом, в пределах раннемезозойских Внутреннего оловянно-вольфрамового, Хэнтэйского, Нукутдабано-Халхингольского рудных поясов и Хараморитинского рудного района. Оловянное оруденение Восточной Монголии связано с гранитами стандартного и литий-фтористого геохимических типов. Оно представлено кварцево-жильными, грейзеновыми и сульфидно-касситеритовыми проявлениями, а в связи с литий-фтористыми гранитами — также цвиттеровыми оловянно-вольфрамовыми проявлениями (Коваленко и др., 1970, 1971а).

Во внутреннем оловянно-вольфрамовом поясе широко распространены кварцево-жильные и грейзеновые проявления олова (Верхний Кумыр, Хуху-Ула, многочисленные месторождения Забайкалья на территории СССР). Здесь находятся также сульфидно-касситеритовые месторождения Забайкалья (Хапчеранга, Шерловая Гора) и рудопроявление Хуху-Ула (Каленов, 1967).

В Хэнтэйском поясе распространены проявления кварцево-жильного, грейзенового (район Модото) и цвиттерового (Жанчивлан, Багагазрыйн) типов. В Южно-Монгольской провинции наиболее перспективен Хараморитинский район, где кроме грейзеновых и цвиттеровых оловянных проявлений имеются сульфидные месторождения и весьма вероятно нахождение сульфидно-касситеритовых оловянных месторождений.

В Нукутдабано-Халхингольском поясе оловянное оруденение пока представляет интерес лишь в комплексе с вольфрамовым.

Оловянные кварцево-жильные, грейзеновые и часто цвиттеровые месторождения — обычно небольшие, но они могут быть поставщиками крупных россыпных месторождений олова.

В о л ь ф р а м. Вольфрамовая минерализация, как и оловянная, распространена практически на всей площади Северо-Восточной и Южно-Монгольской металлогенических провинций. Она сконцентрирована в пределах позднемезозойского Внутреннего оловянно-вольфрамового, раннемезозойского Хэнтэйского, позднемезозойского Замыкающего вольфрамового, раннемезозойского Нукутдабано-Халхингольского рудных поясов и Хараморитинского рудного района. Все известные проявления вольфрама Восточной Монголии связаны со стандартными и литий-фтористыми гранитоидами гипабиссальной и приповерхностной фаций. Большинство из этих рудопроявлений относится к кварцево-жильным, кварцево-жильным с сульфидами и грейзеновым. Встречаются также вольфрамоносные скарны и цвиттеры. В Забайкалье известны эпитермальные киноварь-антимонит-ферберитовые месторождения. Кроме того, в последнее время в Западном Забайкалье (в пределах Северо-Восточного ареала) обнаружены вольфрамоносные эффузивы (данные М. Д. Скурского и др.).

Во Внутреннем оловянно-вольфрамовом поясе распространены главным образом кварцево-жильные и грейзеновые проявления вольфрамового оруденения (Чулун-Хуритэ, Верхний Кумыр). Перспективными здесь на вольфрам являются районы от р. Верхний Кумыр до горы Хайрхан и крайний северо-восток МНР.

В Хэнтэйском рудном поясе также преобладают вольфрамовые рудопроявления кварцево-жильного, нередко с сульфидами, и грейзенового типов (Модото, Цаган-Даба, Жанчивлан). В его пределах перспективными являются районы верховьев р. Бугунтай, к югу от сомона Абдар-Баян, Модотинского и Юдугыинского гранитных массивов.

Весьма перспективным в отношении собственно вольфрамового (без оловянного) оруденения ярляется позднемезозойский Замыкающий вольфрамовый пояс (Их-Хайрхан, Ихэ-Наротин-Хид и др.). С вольфрамом в его пределах ассоциирует молибденовая минерализация, особенно на флангах пояса (Тумэн-Цогто, Барун-Цогто, Джидинская зона), а также — бериллиевая. Здесь перспективными следует считать район северо-западного продолжения Иххайрханского ствола массивов, западная часть Джидинского и Орхон-Селенгинского районов в области их пересечения Замыкающим вольфрамовым поясом.

В Южно-Монгольской раннемезозойской провинции перспективными являются Югодзырьский и Халхингольский районы.

З о л о т о. Золотоносные территории восточной части Монголии охватывают внутреннюю часть нижнемезозойской Северо-Восточной металлогенической провинции (Хэнтэйский рудный пояс) и верхнепалеозойскую Хангайскую область. Все наиболее важные в практическом отношении золотоносные объекты Монголии представлены россыпными месторождениями, а известные коренные месторождения и многочисленные рудопроявления принадлежат к единой золото-кварцевой малосульфидной формации.

Хэнтэйский рудный пояс наиболее насыщен россыпными и коренными месторождениями и проявлениями золота. Здесь все наиболее крупные россыпные и коренные месторождения золота приурочены к стратиграфическому интервалу, охватывающему две нижние толщи нижнепалеозойской осадочно-метаморфической серии, вмещающие подавляющее большинство раннемезозойских гранитоидных массивов.

Исследования последних лет (Ю. П. Цыпуков, Г. И. Хубльдиков, Д. Ломбо и др.) показывают, что в пределах северной ветви Хэнтейского рудного пояса практически все известные россыпи, коренные месторождения и проявления образуют две субширотные полосы, приуроченные к скрытым глубинным разломам основания. При этом продольные и поперечные разломы, для которых ранее признавалось решающее значение в локализации золотого оруденения, играют роль своеобразных тектонических барьеров, за пределами которых золотоносность резко затухает (например, Иурогольский, Бэрхинский, Широкинско-Бальджиканские разломы).

В северной субширотной полосе этого района сконцентрированы практически все месторождения и проявления золота бассейна р. Иуро, а в южной — месторождения Боро, Дзун-Мод, Нарин-Тологой, Судзухтэ, Хара-Ямату. По мнению Ю. П. Цыпукова (1970), в золотых месторождениях большой (до 3 *км*) глубинности (бассейн р. Бугунтай) отмечено крайне низкое отношение Ag/Au (меньше единицы). Проявления же в бассейне р. Бухулейн (гипабиссальная ассоциация) относятся к типично золото-серебряным (отношение Ag/Au равно 10).

В последнее время (1970—1972 гг.) Ю. П. Цыпуковым и Д. Ломбо в Хэнтейском рудном поясе (Боротский рудный узел) выявлен новый для Монголии структурно-формационный тип коренного золотого оруденения в зонах гидротермального изменения (березитизация, окварцевание). В целом по уровню содержаний золота они не отличаются от рудоносных кварцевых жил (содержание золота — 4—5 *г/т*), но их размеры значительно превышают последние.

НОВЫЕ ТИПЫ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ВОСТОЧНОЙ МОНГОЛИИ

В последние годы в пределах Монголии открыт преимущественно работами экспедиции ряд новых типов редкометальной минерализации. Это, в первую очередь, тантало- и литиевоносные альбит-лепидолитовые граниты, установленные впервые в Жанчивланском массиве Г. Богуслав-

ским и В. Ушаковым (Каленов, 1966), редкоземельно-цирконий-ниобиевые проявления в связи со щелочными породами Южногобийского пояса (Коваленко, Кузьмин, 1969; Коваленко и др., 1971 а, в, г; 1972), цезиевоносные кислые стекла (Коваленко и др., 1971д), субвулканические редкометальные онгониты (Коваленко и др., 1970, 1971б, 1972), цвиттеровый тип олово-вольфрамового с танталом оруденения и редкоземельные калишпат-плагиоклазовые метасоматиты (Коваленко и др., 1971а). Все это расширяет перспективы Восточно-Монгольской редкометальной провинции, в которой, кроме традиционного для Монголии вольфрама и олова, можно ожидать открытия крупных месторождений и других редких металлов.

Тантал, ниобий, литий. Большинство известных сейчас проявлений тантала (с соотношением ниобия к танталу в породах меньше пяти) и лития в Восточной Монголии связано с двушпатовыми литий-фтористыми гранитами и, реже, с пегматитами с турмалинсодержащими гранитами в связи с гранитами стандартного типа (тантал). Ниобиевая минерализация главным образом связана со щелочными породами и с некоторыми разновидностями литий-фтористых гранитов, аналогов «колумбитоносных» гранитов.

Цезий. В пределах Монголии пока неизвестны поллуцитсодержащие пегматиты, которые считаются наиболее важным сырьем на цезий. Повышенные содержания этого элемента (до 100 *г/т*) установлены в литий-фтористых гранитах, грейзенах и пегматитах, а также в приконтактовых роговиках вокруг некоторых массивов литий-фтористых гранитов (Югодзырь, Онгон-Хайрхан). Главным носителем цезия в этих породах являются слюды, в меньшей степени (в пегматитах) — цезиевые бериллы.

В результате геохимических исследований на севере МНР (Юдугыинский массив) удалось обнаружить дайки кислых стекол, которые содержат резко повышенные концентрации цезия (до 880 *г/т*) такого же порядка, что и липариты Сибири и туфы риолитов в штате Юта (США).

Редкоземельные элементы, цирконий, ниобий. Проявления концентрированной эндогенной редкоземельной, циркониевой и ниобиевой (с соотношением Nb/Ta больше пяти) минерализации в пределах Монголии связаны с агпаитовыми гранитами, псевдолейцитовыми сиенитами и, в меньшей степени, с калишпат-плагиоклазовыми метасоматитами в массивах литий-фтористых гранитов. Эти проявления (кроме калишпат-плагиоклазовых метасоматитов) образуют Южногобийский редкоземельно-цирконий-ниобиевый пояс, совпадающий с одноименным поясом щелочных пород (Ханбогдинский, Хархадский, Лугингольский массивы).

* * *

Подводя итог краткому рассмотрению общей схемы мезозойской металлогении Монголии, еще раз подчеркнем, что она акцентирует внимание на структуре ареалов магматизма, геохимических и фациальных особенностях изверженных пород, которые, в свою очередь, обусловлены режимом тектонического развития Монголо-Охотского пояса в целом. Такой подход позволяет более четко отразить зависимость металлогении отдельных регионов от общего плана развития крупных тектоно-магматических единиц. В предлагаемой схеме металлогеническая зональность впервые увязана с тектоно-магматической зональностью. Установлен «замыкающий» характер ареала магматизма и металлогенических зон, отражены основные этапы проявления магматизма и рудогенеза — ранне- и позднемезозойский, показаны принципиальные черты сходства и различия металлогении ранне- и позднемезозойской эпох в пределах Монголии.

Схема может быть основой для составления металлогенических и прогнозных карт более крупных масштабов.

Редкометальный щелочногранитоидный тип в палеозое МНР представлен разнообразными, преимущественно метасоматическими проявлениями, наибольшее число которых известно в Северной Монголии, где они образуют естественное продолжение Тувинской редкометальной провинции. К наиболее важным относятся фергюсонитовые и пирохлороносные щелочные граниты Урынгыма и Шарги. Перспективным следует считать пояс щелочногранитоидных интрузий в пределах Южного Прихубсугулья, Болная, Хан-Хухэя, а также массивы Хархиринского нагорья.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ ВОЛЬФРАМОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ МОНГОЛИИ

Сравнительное изучение геолого-структурных, минералогических и геохимических особенностей вольфрамовых месторождений Монголии позволило выделить типы вольфрамового оруденения и рассмотреть причины их геохимической специфики. Среди вольфрамовых месторождений, характеризующихся вольфрамитовой минерализацией и относящихся к грейзеново-кварцевой формации, нами выделены грейзеновые типы месторождений: циннвальдит-топазовый (цвиттеровый), Багагазрыйн, Хара-Мориту), кварц-мусковитовый (Тумэн-Цогто, Югодзыр), а также жильные: бессульфидный (Буянты, Салаа, Их-Наратин-Хид) и сульфидсодержащий (Борун-Цогто, Чулун-Хуриэтэ, Модото, Их-Хайрхан, Онгон-Хайрхан).

До последнего времени в качестве решающей причины разнообразия вольфрамовой минерализации считали температурный фактор. При этом признавалось, что изменение температуры рудообразующих растворов обусловливает появление различных вольфрамовых парагенезисов. Так, в частности, А. Д. Каленов (1966), основываясь на минералогических особенностях рудных тел, разделил вольфрамовые месторождения МНР на высоко-, средне- и низкотемпературные.

Поскольку систематические исследования физико-химических параметров образования вольфрамитовых месторождений Монголии отсутствуют, нами проведено изучение температуры, давления и химического состава гидротермальных вольфрамоносных растворов, формирующих месторождения различных типов. Согласно полученным данным (Наумов, Иванова, 1971) независимо от парагенетических ассоциаций температурный интервал образования вольфрамита соответствует в большинстве случаев 280—350° С, а величины давления, типичные для вольфрамитовых месторождений МНР, отвечают 725—1400 *атм.* Вольфрамоносные растворы, формирующие разнообразные вольфрамовые парагенезисы, обычно характеризуются слабой минерализацией, неравномерным, иногда высоким содержанием углекислоты. Исключение составляет месторождение цвиттерового типа Бага-Газрыйн, образовавшееся из высокоминерализованных растворов (растворов-электролитов), обогащенных фтором и литием, в условиях более высоких температур и давлений.

Баротермометрическая характеристика месторождений Монголии во многом аналогична вольфрамовым месторождениям Восточного Забайкалья, также характеризующимся высокими давлениями (550—1650 *атм*) и температурным интервалом образования вольфрамита, соответствующим 280—350° С (Наумов, Иванова, 1971; Иванова, 1972). Таким образом, изучение большой группы вольфрамовых месторождений различного типа показывает, что типы вольфрамовых парагенезисов практически не зависят от температуры (Иванова, Максимюк, 1971; Наумов, Иванова, 1971).

На примере вольфрамовых месторождений Монголии нами рассмотрена роль ряда геолого-структурных факторов в образовании различных типов вольфрамового оруденения. Показано, что типы вольфрамового ору-

денения не зависят от возраста гранитов и их структурно-тектонического положения, от химического состава рудовмещающих пород (Иванова, Максимюк, 1971), а также от ряда структурных факторов.

Решающая роль в геохимической специфике вольфрамовых месторождений принадлежит геохимическому типу гранитов.

Проведенные нами комплексные минералого-геохимические исследования рудных тел и сопровождающих их метасоматитов, развитых в пределах вольфрамовых месторождений различных типов, позволили наметить ряд индикаторов связи вольфрамового оруденения с определенными геохимическими типами гранитов. В качестве наиболее надежных индикаторных элементов нами рассматриваются литий, фтор, тантал. Изучение особенностей концентрации указанных элементов в ряду: граниты—метасоматиты—минералы рудных тел — растворы газово-жидких включений в этих минералах — свидетельствуют о том, что геохимическая специфика магматического этапа может унаследоваться более поздними образованиями метасоматически-гидротермального процесса. И, наоборот, знание геохимической специфики рудных тел позволяет предсказать геохимические особенности гранитов, с которыми они связаны.

Так, в качестве признака танталоносности гранитов и метасоматитов может рассматриваться уровень концентрации тантала в наиболее ранних продуктах кристаллизации вольфрамитов из грейзенов и рудных тел. Другим индикатором связи вольфрамового оруденения с геохимическими типами гранитов является уровень концентрации лития в слюдах рудных тел.

Установлено, что для вольфрамовых месторождений, связанных с литий-фтористыми гранитами, свойственны повышенные содержания в грейзенах фтора (до 4,5%), тантала (до 56 *г/т*), в большинстве случаев лития (до 1180 *г/т*). Относительно высоким уровнем концентрации лития и фтора (до 1420 *г/т* и 2,5% соответственно) характеризуются слюды из вольфраморудных тел. Резко повышенные концентрации тантала и ниобия (до 3000 и 12600 *г/т* соответственно) типичны для ранних генераций вольфрамитов этих месторождений.

Типичными геохимическими особенностями вольфрамовых месторождений, связанных со стандартным типом гранитов, являются относительно низкие содержания в биотитовых гранитах фтора (от 0,033 до 0,17%), лития (от 11 до 60 *г/т*), тантала (от 0,9 до 2,7 *г/т*); существенно более низкий уровень концентрации указанных элементов в метасоматитах; низкое содержание тантала в вольфрамитах, лития и фтора в слюдах рудных тел.

Полученные закономерности имеют не только теоретический, но и практический интерес. Поскольку уровень концентрации лития в слюдах, а также тантала в вольфрамитах может быть использован в качестве поискового признака, указывающего на геохимическую специфику гранитоидов, большие возможности открываются для шлихового анализа. Детальное минералогическое изучение шлихов с последующим анализом индикаторных редких элементов в ведущих минералах значительно расширяет возможность обнаружения рудных месторождений. Этот метод может найти широкое применение особенно для труднодоступных районов, например Хэнтэя.

ГЛАВА XI

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ТЕКТОНИКИ МОНГОЛИИ

Территория Монголии привлекает внимание тектониста прежде всего как страна широкого развития геосинклинальных складчатых сооружений разного возраста и различного типа. Их изучение позволяет подойти к решению целого ряда общетеоретических проблем, связанных с учением о геосинклиналях. Этому благоприятствует и «выгодное» структурное положение складчатых сооружений Монголии в пределах обширного палеозойского складчатого пояса, расположенного в центре Азиатского континента. Однако недостаточная геологическая изученность Монголии не позволяет пока провести исчерпывающий анализ этих проблем, многие из которых по существу могут быть лишь поставлены. Тем не менее некоторые эмпирические обобщения уже сейчас выглядят в достаточной мере бесспорными, хотя их интерпретация не всегда является однозначной даже у авторов данной работы. Ниже, по возможности очень коротко, обсуждаются некоторые такие проблемы.

I

В домезозойском развитии Монголии выделяются несколько тектонических эпох, каждая из которых отмечена складчатостью, гранитообразованием и метаморфизмом. Из докембрийских эпох ярко проявлена позднедокембрийская — примерно на уровне 800—900 млн. лет, отвечающая несогласию и перерыву в основании верхнерифейско-кембрийских толщ на севере Монголии. По-видимому, в ряде мест могут присутствовать реликты и более древних сооружений, сформированных на рубеже раннего и среднего протерозоя (т. е. примерно на уровне карельской складчатости). На это, например, указывают данные единичных K/Ar (по флогопиту) определений абсолютного возраста 1900 млн. лет, полученные немецкими исследователями для протерозойских пород к югу от Баянхонгорской зоны разломов (р. Байдарагин-Гол). Древние, докембрийские структуры развиты в основном на севере и востоке страны; в ряде случаев они слагают тот цоколь, на котором закладывались более молодые геосинклинальные прогибы различных типов. Наибольшее значение для Монголии имели палеозойские тектонические эпохи. Наиболее древняя из них — раннекаледонская — относится ко второй половине кембрия. Она хорошо известна на смежных территориях Советского Союза — в Алтае-Саянской области и зафиксирована несогласием в подошве средне-верхнекембрийских, местами нижнеордовикских толщ. Объем геосинклинального комплекса, подвергшегося деформации в эту эпоху, охватывает верхний рифей и нижний — средний кембрий. Сооружения, отвечающие этой эпохе, развиты главным образом в северной половине территории Монголии.

В Монгольском Алтае можно говорить о проявлении собственно каледонской эпохи во второй половине силура, но в остальной части Монголии эта эпоха не получила широкого развития. Очень ярко была проявлена среднепалеозойская герцинская тектоническая эпоха, выявляемая по четкому несогласию между средним и верхним палеозоем: либо в осно-

вании карбона (бретонская фаза), либо в середине и конце карбона (судетская и астурийская фазы). Герцинский геосинклинальный комплекс заведомо охватывает в Монголии отложения силура, девона и в ряде зон карбона, а местами возможно он включает и верхний ордовик. К герцинским сооружениям относится обширная Южно-Монгольская зона, но изолированные герцинские геосинклинальные зоны присутствуют в Центральной и Западной Монголии (Хангай-Хэнтэйская, Керуленская, Делюно-Юстыдская и др.). Наконец, на крайнем юге Монголии — в Солонкерской (Внутренне-Монгольской) зоне известны проявления позднепалеозойской тектонической эпохи на рубеже палеозоя и мезозоя, т. е. относящейся либо к поздним герцинидам, либо уже к ранним мезозоидам. Геосинклинальный комплекс включает здесь отложения карбона и перми в полном объеме.

Пространственно докембрийские и каледонские структуры занимают большую северную часть территории Монголии, тогда как герцинские располагаются, в основном, на юге страны, тем самым четко противопоставляются Северо-Монгольская, существенно каледонская, и Южно-Монгольская герцинская складчатые области.

Для всех палеозойских тектонических эпох устанавливается существование двух типов геосинклинальных зон.

1. Примерами геосинклинальных зон первого типа служат раннекаледонская Озерная зона, герцинская Южно-Монгольская зона, позднегерцинская Солонкерская зона. Для всех них характерно широкое развитие подводного вулканизма основного и среднего состава, относительно глубоководных граувакковых и кремнистых толщ, присутствие многочисленных тел ультраосновных и основных пород. Во многих местах в них установлена типичная офиолитовая ассоциация. Эти зоны, несомненно, принадлежат к той категории структур, которая обычно обозначается в качестве эвгеосинклиналей. В Монголии хорошо видны обычные для эвгеосинклиналей особенности строения этих зон.

Нигде в их пределах не обнажается более древнее сиалическое основание, хотя при тех интенсивных деформациях, которые свойственны эвгеосинклинальным зонам, можно было бы, казалось, ожидать, что оно окажется где-нибудь выведенным на поверхность. Это позволяет утверждать, что подобное континентальное основание под эвгеосинклинальными зонами Монголии отсутствует. С полным правом на Монголию можно распространить общий вывод, сделанный в отношении эвгеосинклиналей А. В. Пейве (1969) и другими исследователями о том, что в них на поверхность выходят образования океанической коры геологического прошлого и что само формирование эвгеосинклинальных комплексов происходило в океанических условиях.

В разрезе всех эвгеосинклинальных зон Монголии (вне зависимости от их возраста) четко обосабливаются два комплекса отложений. Нижний из них образован офиолитовой ассоциацией — зеленокаменными спилит-диабазовыми толщами, кремнистыми сланцами и яшмами, вмещающими тела гипербазитов и габбро, а верхний состоит из граувакково-флишевых накоплений (местами с рифовыми известняками), насыщенных лавами и пирокластами преимущественно среднего (андезитового) состава. При описании конкретных эвгеосинклинальных зон уже подчеркивалась эта характерная особенность их стратиграфического разреза. В Озерной зоне к нижнему (офиолитовому) комплексу принадлежат вендские и, частично, нижнекембрийские отложения Хан-Тайшири-Нуру и Хан-Хухэя, а к верхнему (андезит-граувакковому) комплексу — нижне-среднекембрийские отложения этих районов, а также восточного склона Монгольского Алтая. В Южно-Монгольской зоне подобное двухчленное строение эвгеосинклинального разреза проявлено почти повсеместно. Обычно нижний комплекс с офиолитами принадлежит здесь силуру и низам девона, верхний комплекс охватывает верхнюю половину девона и нижний

карбон. В Солонкерской зоне объем нижнего комплекса ограничен, по-видимому, нижним карбоном, а верхний комплекс охватывает средний—верхний карбон и пермь. В большинстве случаев оба комплекса пластуются между собой совершенно согласно, хотя иногда, как, например, в Южно-Монгольской зоне в основании карбона, между ними обнаруживаются местные несогласия.

Повсеместное обязательное появление этих двух комплексов позволяет выделить в развитии эвгеосинклинальных зон две стадии. Такого ряда стадии намечались и ранее (например, дофлишевая и флишевая стадии Обуэна), обычно они обозначаются в качестве начальной и зрелой (Муратов, 1969; Зоненшайн, 1971). В последние годы А. В. Пейве со своими сотрудниками (Пейве и др., 1971, 1972) дали новую интерпретацию этих стадий, назвав их соответственно океанической и переходной (противопоставив их следующей стадии — континентальной, когда на месте прежнего океанического субстрата формируется континентальная кора).

Комплекс отложений первой стадии, характеризующийся прежде всего присутствием в нем офиолитовой ассоциации, отвечает жизни самих океанических бассейнов с их безгранитной симатической корой. Природа этих бассейнов, об этом речь будет идти и ниже, не поддается пока однозначной интерпретации. В равной степени возможны две точки зрения — либо они являются реликтами какого-то крупного океанического пространства, существовавшего задолго до заложения на его ложе геосинклинальных прогибов (в этом случае отдельные элементы офиолитовой ассоциации могут выступать в качестве отторженцев древнего меланократового океанического фундамента эвгеосинклинальных зон), либо они в значительной мере являются новообразованными в процессе геосинклинального развития, примерно так, как рисуется образование океанической коры в современных океанах в соответствии с новой глобальной тектоникой.

Комплекс второй стадии с присущим ему андезитовым вулканизмом и граувакково-флишевыми толщами (формировавшимися в турбидитной обстановке) может быть сопоставлен с образованиями современных островных дуг и окраинных морей. В соответствии с тем, как это можно считать установленным для островных дуг (Taylor, 1967; Марков, 1970 и др.), этот комплекс отмечает начало формирования «гранитно-метаморфического» слоя земной коры на месте прежнего океанического ложа (и именно в этом смысле он является переходным).

На материалах Южно-Монгольской эвгеосинклинальной зоны хорошо видно, что временная граница между двумя стадиями не проходит на одном уровне, а является скользящей, постепенно омолаживаясь от северного края Южно-Монгольской зоны к ее осевой части. Так, на севере (на севере Баянлэгской подзоны) эта граница относится к рубежу между ранним и поздним силуром, южнее она проходит между силуром и девоном, а еще далее к югу (в Заалтайской подзоне) — в Гобийском Тянь-Шане, данный рубеж, как полагают Л. П. Зоненшайн и Н. Г. Маркова, вновь становится последовательно все более древним, т. е. что строение Южно-Монгольской зоны в какой-то мере симметричное. Другие исследователи (А. С. Перфильев, А. А. Моссаковский, А. Б. Дергунов) не усматривают подобной симметрии. Эти разногласия естественно проистекают из-за недостаточной изученности монгольских герцинид. Они в то же время никак не отражаются на выводе о скользящей границе между двумя стадиями. Следовательно, в какой-то интервал времени (в Южно-Монгольской зоне, по крайней мере, поздний силур — ранний девон) одновременно в непосредственной близости существовали островные вулканические дуги и океаническое ложе, так что аналогия с современными системами островных дуг и океанических бассейнов выглядит весьма убедительной. К интерпретации скользящей границы между комплексами двух стадий можно подойти двояко. С одной стороны (Дергунов и др.,

1971), в этом явлении усматривается закономерное, мигрирующее с севера на юг преобразование все новых порций океанической коры в континентальную, а с другой (Зоненшайн, 1971, 1972) — оно может свидетельствовать о последовательном разрастании самого океанического ложа от оси Южно-Монгольской зоны к ее краям в процессе древнего спрединга, аналогичного современному спредингу срединно-океанических хребтов.

2. Геосинклинальные зоны второго типа весьма разнообразны. К ним относятся раннекаледонские Идэрская, Джидинская, Дзабхан-Хубсугульская и другие, герцинские Хангай-Хэнтэйская, Делюно-Юстыдская, Керуленская моногеосинклинали и регенерированные прогибы, позднепалеозойские Даланульско-Лугингольский, Дзамынхурэнский прогибы и др. Большинство этих структурных элементов сложено мощными терригенными-грауваккoвыми и черносланцевыми толщами с подчиненными кислыми и средними вулканитами. Но в их число включены и такие зоны, как Идэрская, в сложении которой главное место занимают вулканические накопления кислого и среднего состава, а также Хубсугульская, где широко развиты карбонатные толщи. Объединить их в одну категорию позволяет несколько общих черт: все они являются новообразованными и закладывались на ранее консолидированном основании континентального типа. Офиолитовая ассоциация в них почти полностью отсутствует, зато развиты и местами очень широко вулканические образования кислого и среднего состава. Подобные геосинклинальные зоны иногда располагаются по периферии одновозрастных с ними эвгеосинклиналей и всегда тесно связаны с ними в своем развитии. Их формационное выполнение ближе всего напоминает комплекс второй стадии эвгеосинклинальных зон, от которых они принципиально отличались прежде всего наличием континентального подложья. Эти зоны можно интерпретировать как прежние континентальные окраины, вовлеченные в геосинклинальный процесс. Большое их разнообразие является очевидным следствием сочетания многих местных условий — степени раздробленности древнего основания и его проницаемости, удаленности от эвгеосинклинальной зоны, наличия древних ослабленных зон и т. п.

Применительно к Монголии для обозначения структур этой категории предлагались различные наименования — внешних, или регенерированных прогибов, терригенных геосинклинальных прогибов, моногеосинклиналей, но ни один из этих терминов не может, пожалуй, отразить все многообразие структур данной группы [1].

Отыскивая аналоги такого рода структур в современной обстановке, лучше всего, по-видимому, их отождествлять с теми частями окраинных морей, которые имеют континентальное подложье, например, с шельфом и континентальным склоном Японского моря и банкой Ямато.

Существование двух категорий геосинклинальных зон — первой эвгеосинклинальной, включающей остатки прежней океанической коры, и второй, отличающейся присутствием древнего континентального основания — отражает разные формы геосинклинального процесса. Из этих двух категорий только первая остается более или менее неизменной во все тектонические эпохи. Эвгеосинклинальные зоны являются общей принадлежностью всех геосинклинальных складчатых сооружений и, очевидно, именно в них сосредоточены главные проявления геосинклинального процесса. Поскольку они возникли на месте прошлых океанических бассейнов, сам этот геосинклинальный процесс так или иначе должен связываться с жизнью океанических бассейнов и созданием на их месте складчатых зон, т. е. участков с континентальной корой. Геосинклинальные зоны второго типа отражают по существу те же явления, но ведущие к наращиванию более ранней континентальной коры.

[1] Для территории Центрального Казахстана А. А. Богданов (1965) распространил на некоторые из подобных зон термин Г. Штилле миогеосинклиналь.

II

Территория Монголии является классической областью развития континентальных структур и континентального магматизма, среди которых большую роль играют орогенные структуры палеозойского возраста. Их изучение позволяет установить некоторые общие закономерности орогенного развития палеозойских складчатых сооружений, свойственные не только Монголии, но и другим областям палеозоид Евразии и, следовательно, судить о последовательности процесса формирования в их пределах континентальной земной коры.

Изучение палеозойских орогенных структур Монголии показывает, что среди них обосабливаются две различные группы (или типа), отражающие разные периоды орогенного развития каледонских и герцинских складчатых сооружений.

Первая группа объединяет орогенные впадины и прогибы, заполненные молассовыми (морскими и континентальными) и реже вулканогенно-молассовыми комплексами позднекембрийского и ордовикского возраста в раннекаледонских складчатых сооружениях Северной и Центральной Монголии и ранне-среднекаменноугольного возраста — в герцинских сооружениях Южной и Центральной Монголии. Важной особенностью этих структур и заполнявших их формационных комплексов является то, что в своем распространении они были строго ограничены площадью соответствующих каледонских и герцинских геосинклинальных зон, структурному плану которых они полностью подчинялись. Формирование орогенных комплексов и орогенных структур первого типа происходило в раннеорогенный период развития каледонских и герцинских геосинклинальных областей Монголии, во время которого осуществлялось их превращение в складчатые области.

Вторая группа включает девонские и верхнепалеозойско-нижнемезозойские орогенные прогибы и впадины, в формационном заполнении которых очень большую роль играли, помимо континентальных моласс, продукты наземного вулканизма. Эти структуры, в отличие от первой группы, возникали и развивались на самом разном фундаменте не только на площади формирующихся каледонских или герцинских складчатых зон, но и в прилежащих частях более древних складчатых областей. Особенно ярко эта тенденция проявилась при образовании верхнепалеозойско-нижнемезозойских орогенных структур, среди которых такие крупные орогенные впадины, как Северо-Гобийская и Ульдзинская, заложились полностью, а Орхон-Селенгинский прогиб частично, на раннекаледонском фундаменте Центральной и Северной Монголии. Основная масса орогенных впадин и прогибов второй группы характеризуется резко несогласными взаимоотношениями с подстилающим субстратом и относится к наложенному типу. Возникновение орогенных структур этого типа отражало эпохи мощного горообразования, континентального вулканизма и общей структурной перестройки, охвативших в девоне всю Северную и значительную часть Центральной Монголии, а в позднем палеозое — практически всю территорию Монголии, за исключением лишь ее самой южной Солонкерской позднепалеозойской геосинклинальной зоны. Эти эпохи горообразования и вулканизма являлись главным содержанием позднеорогенного периода развития соответственно в девоне каледонских, а в позднем палеозое и начале мезозоя герцинских складчатых областей Монголии, который сопровождался перестройкой ранее существовавшего структурного плана и возникновением новой системы сводово-глыбовых поднятий и наложенных орогенных впадин и прогибов.

Можно полагать, что именно этот позднеорогенный период развития каледонских и герцинских геосинклинальных складчатых областей со всеми особенностями его палеогеоморфологии, структур и магматизма знаменует собой время полного завершения процесса формирования континен-

тальной земной коры и окончательное оформление крупных материковых блоков. Примерами таких материковых блоков могут служить каледониды Алтае-Саянской области и Монголии в девоне и Северо-Евразийский материк (включавший каледонские и герцинские складчатые зоны Монголии) в позднем палеозое.

III

В формировании структур Монголии на всех этапах их развития, начиная с конца докембрия и до времени неотектонической активизации включительно, существенную роль играли разломы, что отмечалось уже многими исследователями (Иванов, 1959; Синицын, 1959; Амантов и Матросов, 1961; Зайцев, 1963, 1964; Тектоника Евразии, 1966 и др.). Особенно большое значение они приобрели при образовании орогенных континентальных структур в конце палеозоя, мезозое и кайнозое. Домезозойские складчатые структуры разрывными движениями последних этапов настолько были раздроблены, что вся современная структура Монголии представляется в виде очень сложной мозаичной блоково-складчатой.

Однако, совершенно несомненно, что и на более ранних, например, рифейско-кембрийском, этапах развития геосинклинальных структур, в том числе и типичных эвгеосинклиналей, разрывные дислокации имели существенное значение. Можно утверждать на основании имеющихся геологических фактов, что главнейшие разломы Монголии относятся к категории глубинных. С ними очевидно связаны основные направления простираний складчатых структур, размещение многих вулканических и интрузивных формаций, а также разделение всей территории Монголии на крупные блоки, с различной историей геологического развития. Главнейшими из этих блоков являются три: раннекаледонский блок Северной Монголии, охватывающий большую часть страны; каледонский блок Западной Монголии, пространственно совпадающий с Монгольским Алтаем, и герцинский субширотный блок Южной Монголии. Первые два блока, в пределах которых в основном развиты каледонские геосинклинальные структуры, отделены от Южно-Монгольского герцинского важнейшей структурной зоной, получившей название Главного монгольского линеамента (Амантов и др., 1968).

Глубинные разломы не только разделяют Монголию на три названные выше блока, но в ряде случаев и проходят внутри последних. Они фиксируются здесь по разным признакам и в том числе по появлению различной величины ультрабазитовых массивов, например, в Джидинской зоне северного блока, где ультрабазиты залегают среди пород, обычно не входящих в единый ряд офиолитовой формации. Очевидно можно считать, что ультрабазиты могут характеризовать в различных складчатых областях различные условия их формирования.

Крупнейшие зоны глубинных разломов, разбивающие территорию Монголии на три указанных блока, можно интерпретировать в качестве границ прежних литосферных плит, находившихся в каком-то, пока еще невыясненном взаимодействии между собой. Очевидно эти границы принадлежали к разным типам, некоторые из них, видимо, можно сопоставить с трансформными разломами, но эта проблема еще нуждается в постановке специальных исследований.

В складчатой структуре Монголии много и других категорий разрывных дислокаций. Однако надлежащим образом они еще не классифицированы. Ко многим из них приурочены разновозрастные гранитоидные интрузии, особенно, по-видимому, мезозойские, с которыми связаны главнейшие рудные богатства Монголии.

Следует подчеркнуть, что для Монголии вообще чрезвычайно характерно широкое развитие и весьма длительное проявление гранитоидного магматизма. Последний охватывает здесь, с определенными интервалами, промежуток времени начиная с рифея и кончая ранним мелом. Такого длительного развития гранитоидов, в значительной степени в континентальных условиях, сосредоточенных в основном в северо-западных частях Монголии, примыкающих к Южно-Сибирскому гранитоидному поясу (Зоненшайн, 1967), и в северо-восточных частях, прилегающих к Забайкалью,— неизвестно ни в какой другой складчатой области земного шара. Это обстоятельство весьма важно в теоретическом и практическом отношении. Однако, удовлетворительного объяснения этому уникальному явлению пока не дано. Можно сделать лишь заключение, что очевидно значительная часть территории Монголии, вместе со смежными областями Советского Союза, принадлежит к особой зоне повышенной тектонической активности и магматической проницаемости.

Вполне вероятно, что эта зона длительное время располагалась на активной континентальной окраине и именно этим было обусловлено постоянное проявление на ней гранитоидного магматизма.

IV

Материалы по тектонике Монголии позволяют произвести в крайне предварительном виде актуалистические реконструкции обстановок, существовавших в различные эпохи палеозоя. В этих реконструкциях главным является представление об эвгеосинклиналях как показателях океанических бассейнов прошлого. Некоторые касающиеся Монголии реконструкции, основанные на этом представлении, уже были опубликованы (Дергунов и др., 1971; Зоненшайн, 1972, 1973). Поэтому ниже мы ограничимся самым общим их обсуждением.

К позднерифейско-палеозойскому времени относится формирование на территории Монголии трех эвгеосинклинальных комплексов (включающих офиолитовые ассоциации): верхнерифейско-кембрийского, среднепалеозойского и верхнепалеозойского. Поля распространения каждого из них отмечают собой положение прежних океанических бассейнов.

Позднерифейско-кембрийский океанический бассейн охватывал западную часть современной территории Монголии на месте Озерной зоны и, вероятно, Монгольского Алтая (рис. 62). По имеющимся данным он прослеживается на север и северо-запад в пределы Алтае-Саянской области, и можно предполагать, что он имел размеры, вполне соизмеримые с океаническими (размеры площадей с современными выходами офиолитов этого времени измеряются первыми тысячами километров). С северо-востока океанический бассейн был ограничен континентальной областью, реконструируемой на месте многочисленных выступов протерозойского основания в юго-восточной Туве и Северной Монголии, в Хангайском нагорье и Центрально-Монгольской зоне. Существенно карбонатные отложения Хубсугульской и Дзабханской зон являются, вероятно, осадками более стабильного шельфа, погружающегося в сторону глубоководного бассейна. В то же время кислые и средние вулканиты Идэрской зоны маркируют, по всей видимости, вулканическую дугу на континентальном основании (может быть андийского типа).

Среднепалеозойский океанический бассейн примерно соответствует Южно-Монгольской эвгеосинклинальной зоне (рис. 63). Как и эта зона, он имел, очевидно, субширотную ориентировку, уходя, с одной стороны, на запад в Джунгарию и далее в том же широтном направлении в Южный Тянь-Шань, а с другой — на северо-запад в Обь-Зайсанскую зону и под Западно-Сибирскую низменность (см. Пейве и др., 1972; Моссаковский, 1972; Зоненшайн, 1972). Северная граница этого бассейна

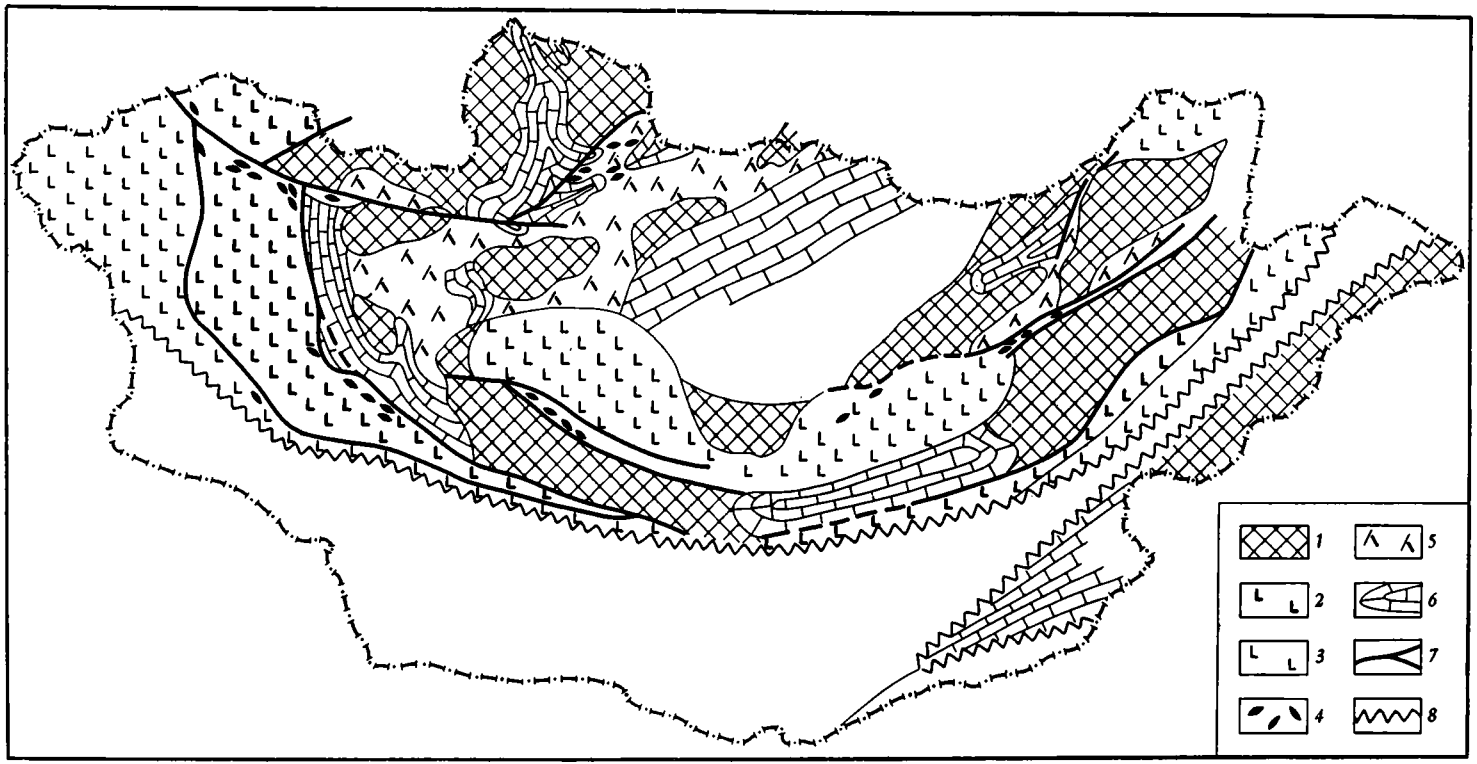


Рис. 62. Палеотектоническая схема рифейско-раннепалеозойского этапа развития

1 — допозднерифейские комплексы (раннекаледонские поднятия; *2* — геосинклинальные зоны I типа (эвгеосинклинали), развивавшиеся на океанической коре; *3* — то же, под позднекаледонскими и герцинскими геосинклинальными комплексами; *4* — гипербазиты (вне масштаба); *5*, *6* — геосинклинальные зоны II типа, развивавшиеся на континентальной коре: *5* — преимущественно с вулканизмом среднего и кислого состава, *6* — преимущественно с карбонатной седиментацией; *7* — глубинные разломы; *8* — граница между каледонским континентальным блоком и среднепалеозойским океаническим бассейном

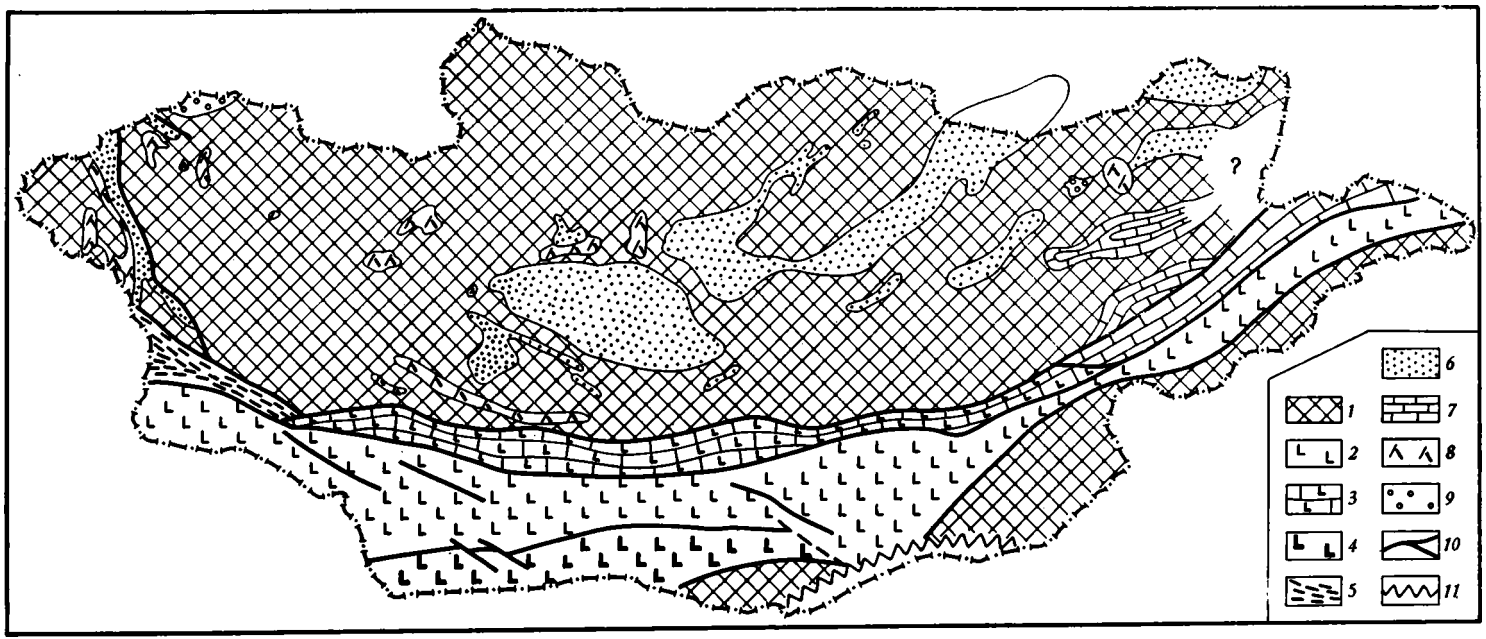


Рис. 63. Палеотектоническая схема средне-позднепалеозойского этапа развития

1 — досреднепалеозойские комплексы (герцинские поднятия); *2—5* — геосинклинальные зоны I типа (эвгеосинклинали, развивавшиеся на океанической коре): *2* — осевые части, сложенные спилит-диабазовым комплексом верхнего силура — девона, *3* — краевые части, сложенные спилит-диабазовым комплексом силура и перекрытые карбонатно-терригенным комплексом девона, *4* — краевые части, сложенные предположительно теми же комплексами, *5* — песчано-сланцевый комплекс силуро-девона в краевых частях эвгеосинклинальных зон; *6—7* — геосинклинальные зоны II типа, развивавшиеся на континентальной коре; *6* — сложенные терригенными комплексами среднего палеозоя, *7* — сложенные карбонатными и терригенно-карбонатными комплексами силура и девона; *8* — девонские наземные вулканиты кислого и среднего состава; *9* — девонская моласса; *10* — глубинные разломы; *11* — граница между герцинским континентальным блоком и позднепалеозойским океаническим бассейном

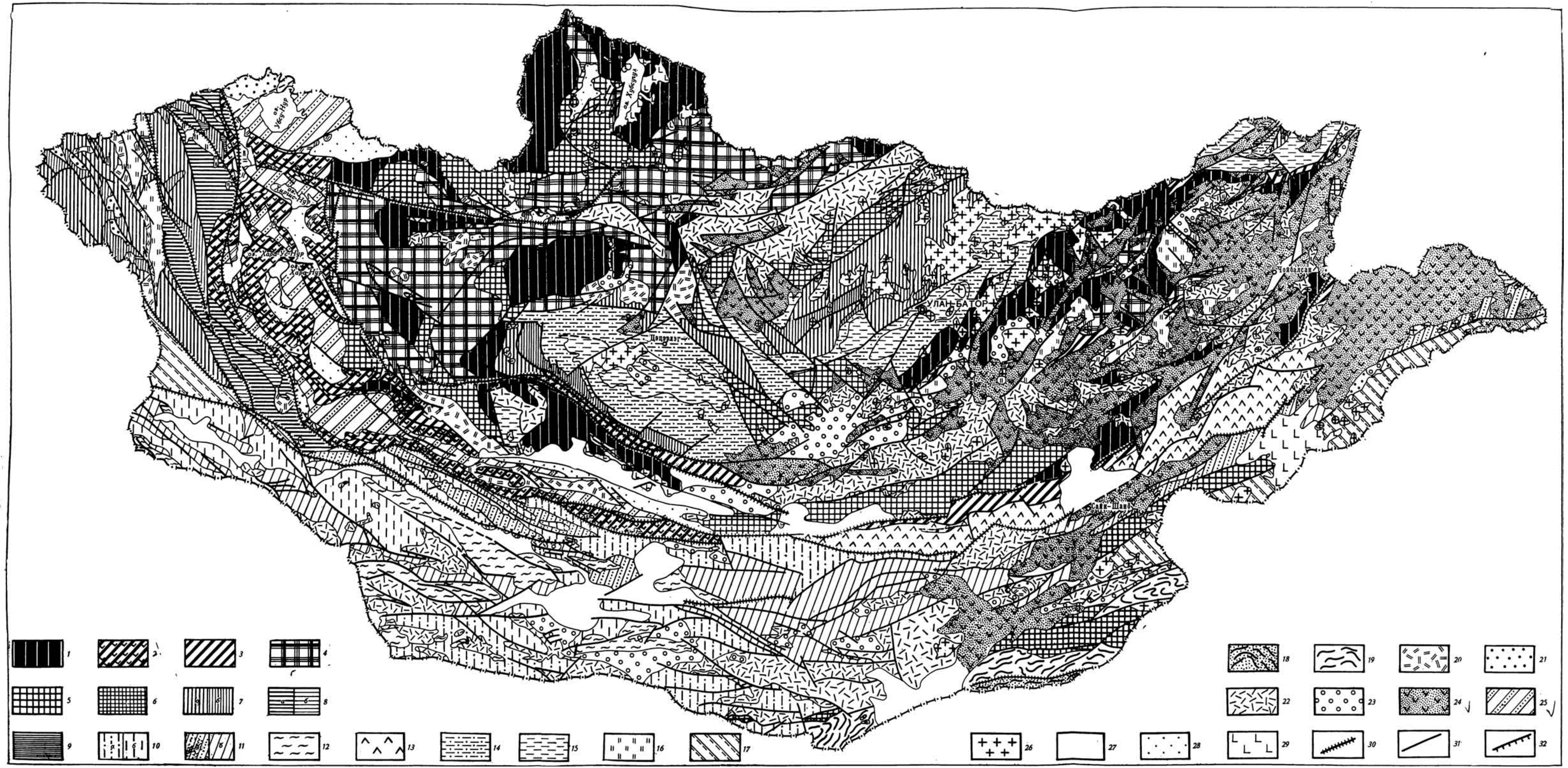


Рис. 64. Тектоническая карта Монгольской Народной Республики. Составили А. Б. Дегунов, Н. С. Зайцев, Л. П. Зоненшайн, Н. Г. Маркова, А. А. Моссаковский, М. С. Нагибина, И. П. Палей, А. С. Перфильев, О. Д. Суетенко при участии В. А. Благонравова, Е. В. Девяткина, А. В. Ильина, Б. Лувсанданзана и О. Томуртогоо

Структуры и формационные комплексы геосинклинального этапа развития:

1 — протерозойские:

2—5 — верхнерифейско-кембрийские:

2, 3 — геосинклинальные зоны I типа —

2 — комплекс преимущественно основных и средних подводных эффузивов, включая офиолиты Rf_3—Cm_1),

3 — граувакково-кремнисто-карбонатный комплекс, включающий средние эффузивы (Cm_{1-2});

4—6 — геосинклинальные зоны II типа —

4 — комплекс кислых и средних эффузивов, местами совместно с терригенным комплексом (Rf_3—Cm_1),

5 — преимущественно карбонатный комплекс (Rf_3—Cm_{1-2}),

6 — комплекс нижней молассы (Cm_{2-3} ?);

7—9 — нижнепалеозойские:

7 — терригенный комплекс (*а* — поднятые, *б* — опущенные участки),

8 — карбонатно-терригенный и флишоидно-кремнисто-сланцевый комплексы (O_2—S_1), включающие средние эффузивы (*а* — поднятые, *б* — опущенные участки),

9 — комплекс нижней молассы (S_1, местами O_3);

10—17 — среднепалеозойские:

10—12 — **геосинклинальные зоны I типа —**

10 — комплекс основных подводных эффузивов, включая офиолиты (*а* — O—S, *б* — S_2—D_{1-2});

11 — граувакковый, черносланцевый и карбонатный комплексы, включающие средние эффузивы (*а* — D_{1-2}, *б* — D_{2-3}, местами D_2—C),

12 — комплекс нижней молассы (C_1—C_2);

13—16 — геосинклинальные зоны II типа —

13 — карбонатный и черносланцевый комплексы (S—D_1, местами до C_1),

14 — кремнисто-терригенный комплекс (D—C),

15 — нижняя моласса (C_1—C_2);

16 — черносланцевый флишоидный и карбонатно-терригенный комплексы (S, D, C_1) регенерированных геосинклинальных прогибов;

17 — геосинклинальные зоны неясного возраста, песчано-сланцевый и карбонатный комплексы, включающие средние эффузивы (на западе — S—D_1, на юго-востоке — O ?);

18, 19 — позднепалеозойские:

18 — геосинклинальные зоны I типа, сложенные комплексом основных и средних эффузивов (C_1) и кремнисто-граувакковым комплексом, включающим средние эффузивы (C_2—P),

19 — геосинклинальные зоны II типа, сложенные флишоидным комплексом с массивами рифовых известняков (C—P);

структуры и формационные комплексы орогенного этапа развития:

20, 21 — среднепалеозойские:

20 — вулканогенно-молассовый комплекс,

21 — комплекс верхней молассы;

22, 23 — позднепалеозойские:

22 — вулканогенно-молассовый комплекс,

23 — комплекс верхней молассы;

структуры и формационные комплексы мезозойского этапа развития:

24 — мезозойские структуры ревивации, сложенные континентальными молассоидными и угленосными отложениями, включающими эффузивы разного состава (T—Cr_1),

25 — мезозойские структуры активизации, сложенные континентальными молассоидными и угленосными отложениями (T—Cr_1),

26 — гранитоидные формации мезозойского этапа развития;

структуры и формационные комплексы платформенного чехла:

27 — сложенные красноцветными песчано-глинистыми отложениями с покровами базальтов (Cr_2—Pg);

структуры и формационные комплексы эпиплатформенной кайнозойской активизации (N_2—Q ∼):

28 — сложенные молассоидными, грубообломочными отложениями,

29 — сложенные базальтами;

30 — глубинные разломы;

31 — прочие разломы;

32 — установленные надвиги и взбросы

Заказ № 147

является в Монголии очень четкой. Она совпадает с границей между каледонской и герцинской складчатыми областями. Южная граница пока не поддается однозначному определению. На юге Южно-Монгольской зоны, как известно, вновь появляются раннекаледонские структуры, слагающие Уланульскую и ей подобные зоны.

Можно предполагать, как это делает Л. П. Зоненшайн (1972), что Уланульская зона представляет собой нечто вроде микроконтинента, ограничивавшего Южно-Монгольский бассейн с юга, и в этом случае сам этот бассейн может трактоваться как окраинное море типа современного Японского. В пользу этого как будто говорит то, что к Уланульской зоне приурочены девонские андезиты — возможные остатки прежней вулканической дуги. При такой трактовке к югу от Уланульской зоны следует реставрировать глубоководный желоб.

В то же время с равными основаниями должна обсуждаться и другая возможность — то, что Уланульская зона, как предполагают А. Б. Дергунов, Н. С. Зайцев, А. А. Моссаковский и А. С. Перфильев (1971), находится в аллохтонном залегании, а Южно-Монгольский бассейн в данном случае представляет собой окраину более обширного океанического пространства — Палеотетиса, простиравшегося в широтном направлении через всю Евразию. Надо заметить, что и первая интерпретация также требует существования этого древнего океана.

В раннем карбоне в южной части Южно-Монгольской зоны была сформирована вулканическая островная дуга, хорошо реставрируемая по полям развития андезитов и ассоциирующихся с ними туфогенно-обломочных толщ.

С севера Южно-Монгольский океанический бассейн обрамлялся континентальной областью. Ее окраина, занятая сейчас серией бывших моногеосинклиналей (или регенерированных геосинклинальных прогибов) представляла, очевидно, сильно расчлененное пространство с многочисленными кордильерами, поставлявшими обильный обломочный материал в терригенные прогибы. Выше упоминалась возможная аналогия этих структур с некоторыми частями современных окраинных морей. В силуре и девоне вдоль края континентальной области протягивался барьерный риф, отделявший ее от Южно-Монгольского глубоководного бассейна.

Еще далее к периферии, в глубь континента, располагалась в девоне область континентального магматизма и расчлененного горного рельефа, обусловившего накопление моласс. А. А. Моссаковский (1972) установил закономерную смену щелочноземельных вулканитов щелочными по направлению к периферии ареала девонского орогенного магматизма. Аналогичным образом происходит и изменение состава среднепалеозойских гранитоидных пород — на периферии ареала распространены щелочные интрузии (известны в Монголии в Прихубсугулье).

Верхнепалеозойский океанический бассейн в пределах Монголии может быть реконструирован на месте Солонкерской эвгеосинклинальной зоны, заходящей сюда лишь незначительным своим отрезком. По данным Ю. А. Борзаковского и О. Д. Суетенко (1970) эта зона протягивается непрерывной полосой во Внутренней Монголии и юге Маньчжурии. На запад она может быть прослежена до Бейшаня и далее находит, вероятно, продолжение в одновозрастных зонах Северного Памира. Вероятно, именно эта полоса маркирует прежнее положение Палеотетиса (Моссаковский, 1970; Дергунов и др., 1971). О первичных размерах этого океанического бассейна судить крайне трудно — либо это была полоса морей среднеземноморского типа, либо океан типа Атлантического или Тихого. В Монголии хорошо определяется северная континентальная окраина, обрамлявшая этот океанический бассейн. Непосредственно к Солонкерской зоне примыкает полоса развития наложенных позднепалеозойских прогибов (Даланульско-Лугингольский, Дзамынхурэзинский и др.), выполненных морскими флишеподобными толщами, отмечающими, вероят-

но, положение прежнего континентального склона. Севернее располагается область позднепалеозойского континентального орогенного вулканизма, входящая составной частью в широтный позднепалеозойский вулканический пояс Евразии, выделенный А. А. Моссаковским (1970). Внутри этой области орогенного магматизма выявляется то же закономерное появление щелочных вулканитов и щелочных интрузий ближе к ее северной периферии. В целом, позднепалеозойскую континентальную окраину Монголии можно, видимо, отнести к андийскому типу.

Из этого краткого обзора палеотектонических обстановок вытекают следующие выводы.

1. На протяжении всей позднедокембрийско-палеозойской геосинклинальной истории Монголии происходило последовательное разрастание континентальной области (рис. 64), приведшее в конечном счете к созданию на месте Монголии типичной коры континентального типа.

2. Этот процесс созидания континентальной коры осуществлялся в зонах перехода от континента к океаническим бассейнам (включая континентальные окраины и смежные части океанических бассейнов, которые реконструируются для каждой конкретной тектонической эпохи).

3. В каждую эпоху выявляется одновременное развитие весьма разнообразного магматизма — от спилит-базальтового магматизма в океанических бассейнах и андезитового вулканизма в островных дугах до гранитообразования и наземного вулканизма на прилежащих континентальных окраинах. Эта закономерная латеральная взаимосвязь разнотипного магматизма позволяет считать его проявлением разных форм единого геосинклинального процесса, ведущего к формированию континентальной оболочки Земли.

4. Латеральная магматическая зональность, отражающая положение границ океанических и континентальных блоков земной коры, обуславливает аналогичную зональность и эндогенной металлогении; поэтому металлогенический анализ должен в значительной мере основываться на палеотектонических реконструкциях.

ЛИТЕРАТУРА

Агентов А. Б., Владимирский Г. М., Кудрявцев Г. А. 1966. Кембрийская система.— В кн.: Геология СССР, т. XXIX, ч. 1. М., «Недра».

Алтае-Саянская горная область. 1968.— В кн.: История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. М., «Наука».

Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д. 1966. Главнейшие структуры рифеид юга Сибири.— Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 1.

Алтухов Е. Н., Смирнов А. Д. 1970. Основные доюрские элементы Забайкалья.— Докл. АН СССР, т. 191, № 2.

Амантов В. А. 1961. Краткий очерк стратиграфии силурийских отложений Долины Больших Озер в сопоставлении с силуром Тувинского прогиба.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 58.

Амантов В. А. 1963а. Основные черты стратиграфии и условия образования кембрийских отложений Северо-Западной Монголии.— В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., Госгеолиздат.

Амантов В. А. 1963б. Геология и проблемы структурного районирования каледонид территории Северо-Западной Монголии (Котловина Больших Озер и Западный Хангай).— Автореф. канд. дисс. ЛГУ.

Амантов В. А. 1963в. Стратиграфия и история развития Агинской структурной зоны Забайкалья.— Материалы по геологии Дальнего Востока и Забайкалья.— Труды ВСЕГЕИ, т. 81.

Амантов В. А. 1966а. Первая находка отложений нижнего кембрия в Восточной Монголии.— В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., «Недра».

Амантов В. А. 1966б. Тектоническое районирование Забайкалья и сопредельных территорий в свете новых данных.— В кн.: Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья. Чита, Изд-во Забайкальского филиала геогр. об-ва СССР, № 1 (3).

Амантов В. А. 1972. Тектоника и формации докайнозоя Забайкалья и Северной Монголии.— Автореф. докт. дисс. Л. ВСЕГЕИ.

Амантов В. А., Благонравов В. А., Борзаковский Ю. А., Зоненшайн Л. П. и др. 1970. Основные черты стратиграфии и тектоника палеозоя Монгольской Народной Республики.— В кн.: Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики. М., «Наука».

Амантов В. А., Борзаковский Ю. А., Волчок И. И., Лувсанданзан Б., Маринов Н. А., Матросов П. С., Михайлов Э. В., Суетенко О. Д., Хасин Р. А. 1967а. Современное представление о геологическом строении и некоторых закономерностях размещения полезных ископаемых.— В кн.: Геологические исследования Монгольской Народной Республики. М., «Недра».

Амантов В. А., Борзаковский Ю. А., Лувсанданзан Б., Зоненшайн Л. П. и др. 1968. Основные черты тектоники Монгольской Народной Республики.— В кн.: Международный геологический конгресс. XXII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 3. Орогенические пояса. М., «Наука».

Амантов В. А., Буточиданзан, Матросов П. С. 1962. О развитии геологических структур Западной Монголии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 8.

Амантов В. А., Котляр Г. В., Попеко Л. И. 1966а. Стратиграфия и палеография верхнего палеозоя Забайкалья и Монголии.— Изв. Забайкальского филиала Географ. об-ва СССР, т. II, вып. 4.

Амантов В. А., Лувсанданзан Б., Матросов П. С., Хасин Р. А. 1966б. Основные черты интрузивного магматизма каледонской складчатой области Северо-Западной Монголии.— В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., «Недра».

Амантов В. А., Матросов П. С. 1961. Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 58.

Амантов В. А., Михайлов Э. В., Старченко В. В. 1967б. Системы разломов западной части Монголо-Охотской складчатой области и ее обрамления.— Геол. и геоф., № 6.

Апродов В. А. 1960. О неотектонике и сейсмичности территории Монгольской Народной Республики.— Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР, вып. 10.

Архангельский А. Д. 1941. Геологическое строение и геологическая история СССР. М.— Л., Гостопиздат.

Барсболд Р. 1969. Стратиграфия и пресноводные моллюски верхнего мела Гобийской части Монгольской Народной Республики.— Автореф. канд. дисс. М., ГИН АН СССР.

Башарина Н. П. 1968. Тектоника Каргинской впадины (Юго-Западная Тува).— Геол. и геоф., № 5.

Беззубцев В. В. 1963. О стратиграфии докембрия и кембрия бассейна р. Дзабхан.— В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., Гостопиздат.

Беззубцев В. В., Волчок И. И. 1963. Структурное положение гипербазитов Западной Монголии.— В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., Гостопиздат.

Беззубцев В. В., Лувсанданзан Б., Федоровский В. А. 1963. Структурно-тектоническое районирование и основные этапы развития тектонических структур Западной Монголии.— В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., Гостопиздат.

Белостоцкий И. И. 1960. Структура и история геологического развития Алтая в девонское время.— В кн.: Международный геологический конгресс. XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 19. Каледонская орогения. М., Изд-во АН СССР.

Белостоцкий И. И., Зоненшайн Л. П., Красильников Б. Н., Кудрявцев Г. А., Моссаковский А. А., Пожарисский И. Ф., Херасков Н. Н. 1959. Тектоническое строение и закономерности формирования Алтае-Саянской складчатой области.— Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 6.

Благонравов В. А. 1959. Об аласугской и систигхемской свитах бассейнов рек Сисбич-Хема, Узы, Чаваша, Ала-Суга.— Труды ВАГТ, вып. 5.

Благонравов В. А. 1964. Ордовикские и силурийские отложения Тувы и условия их формирования.— Автореф. канд. дисс. МГРИ.

Благонравов В. А. 1970. О среднедевонских отложениях южного склона хребта Болнай (Северо-Западный Хангай).— В кн.: Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики. М., «Наука».

Благонравов В. А. 1971. Главный геосинклинальный этап развития ранних каледонид Северной Монголии (тезисы докладов).— II конференция «Геология и полезные ископаемые зарубежных стран». М., НИЛзарубежгеология.

Благонравов В. А., Зайцев Н. С., Коробов М. Н., Покровская Н. В. 1971. Первые нижнекембрийские трилобиты Монголии.— Докл. АН СССР, т. 199, № 6.

Благонравов В. А., Зайцев Н. С. 1972. Джидинская зона ранних каледонид Монголии.— Геотектоника, № 6.

Благонравов В. А., Федоров Е. Е. 1970. Гранитоидные интрузии ранних каледонид Центральной Монголии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.

Бобров В. А. 1965. Особенности металлогенического развития Восточной Монголии.— В кн.: Вопросы металлогении. Международный геологический конгресс, XXII сессия. Доклады советских геологов. М., «Недра».

Бобров В. А., Котляр Г. В. 1963. Отложения Казанского яруса Восточного Забайкалья и Северо-Восточной Монголии.— Докл. АН СССР, т. 149, № 5.

Бобров В. А., Логинов Ю. М. 1966. Центрально-Монгольское пермское поле.— Докл. АН СССР, т. 167, № 4.

Бобров В. А., Нейбург М. Ф. 1957. О верхнепермских угленосных отложениях Южной Монголии.— Докл. АН СССР, т. 114, № 3.

Бобров В. А., Полевая Н. И., Спринцсон В. Д., Тихомиров Н. И. 1963. Возрастные группы интрузивных пород Забайкалья и Восточной Монголии по результатам определения абсолютного возраста и геологическим данным.— Сов. геол., № 3.

Богданов А. А. 1963. О термине «структурный этаж».— Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 1.

Богданов А. А. 1965. Тектоническое районирование палеозоид Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня.— Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 5, 6.

Боголепов К. В. 1967. Мезозойская тектоника Сибири. М., «Наука».

Богуславский И. С., Рассказчиков А. Н. 1966. К геологии кристаллического комплекса восточной окраины хр. Хучжингеин-Нуру в Северной Монголии.— В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., «Недра».

Борзаковский Ю. А., Хасин Р. А. 1966. Структурные и металлогенические особенности Центральной и Восточной Монголии.— Сов. геол., № 12.

Борзаковский Ю. А., Выдрин В. Н., Маринов Н. А., Хасин Р. А., Яковлев Б. А. 1971. Очерк металлогении Монгольской Народной Республики.— В кн.: Магматизм и металлогения Монгольской Народной Республики. М., «Наука».

Борзаковский Ю. А., Суетенко О. Д., Храпов А. А. 1968. Новые данные о докембрийских и нижнепалеозойских отложениях Восточной Гоби (МНР).— Докл. АН СССР, т. 183, № 3.

Борзаковский Ю. А., Суетенко О. Д. 1970. О некоторых позднепалеозойских геосинклинальных прогибах Центральной и Восточной Азии.— Геотектоника, № 5.

Брандт С. Б., Зоненшайн Л. П., Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Нагибина М. С. 1970. О мезозойской щелочно-гранитной вулкано-плутонической формации Восточной Монголии на примере Дашибалбарского массива.— Изв. АН СССР, серия геол., № 11.

Брандт С. Б., Смирнов В. Н., Коваленко В. И., Кузьмин М. И. 1969. Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста.— Тезисы докладов XVI сессии Комиссии по определению абсолютного возраста формаций. М.

Васильев В. Г., Волхонин В. С., Гришин Г. Л., Иванов А. Х. и др. 1959. Геологическое строение Монгольской Народной Республики (стратиграфия и тектоника). Л., Гостоптехиздат.

Винклер Г. 1969. Генезис метаморфических пород. М., «Мир».

Виноградов А. П. 1962. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, № 7.

Владимирский Г. М., Волков В. В., Журавлева И. Т. 1966. О находке остатков археоциат в «протерозое» юго-восточной Тувы.— Докл. АН СССР, т. 171, № 6.

Владимирский Г. М., Волков В. В. 1967. Новые данные о кембрии нагорья Сангилен (Тува).— В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск, Книжное изд-во.

Вознесенский А. В. 1906. О результатах поездки по Монголии для исследования землетрясения.— ТКОПО ИРГО, т. IX, вып. 1.

Вознесенский А. В. 1908. Землетрясение 26 июня (9 июля) 1905 г. на Танну-Ола.— Изв. Вост.-Сиб. отд. ИРГО, т. XXXV, № 2.

Волочкович К. А. 1961. Стратиграфия и тектоника крайнего северо-запада Монголии.— Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 1.

Волочкович К. А., Леонтьев А. Н. 1964. Талицко-Монгольско-Алтайская металлогеническая зона. М., «Наука».

Волхонин В. С., Степанов П. П. 1969. Современная структура и глубинное строение земной коры Монголии по геофизическим данным.— Сов. геол., № 5.

Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. 1968. Л., «Наука».

Гоби-Алтайское землетрясение. 1963. М., Изд-во АН СССР.

Горжевский Д. И., Шабаловский А. Е. 1971. Новые данные о Монголо-Охотском разломе.— Изв. ВУЗов, геол. и разв., № 5.

Грецкая Т. А., Моссаковский А. А. 1969. Некоторые вопросы стратиграфии и структурных соотношений карбона и триаса на севере Центральной Монголии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.

Гросвальд М. Г. 1965. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. М., «Наука».

Девяткин Е. В. 1965. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая.— Труды ГИН АН СССР, вып. 126.

Девяткин Е. В. 1967. Мезо-кайнозойская тектоника Западной Монголии.— Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 3.

Девяткин Е. В. 1970а. Деформации поверхности выравнивания Западной Монголии за новейший этап тектонического развития.— В сб.: Поверхности выравнивания, вып. 2. Иркутск.

Девяткин Е. В. 1970б. Геология кайнозоя Западной Монголии.— В сб.: Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М., «Наука»,

Девяткин Е. В., Черняховский А. Г., Лискун И. Г. 1970а. Коры выветривания в разрезе мезозоя и кайнозоя и синхронные им поверхности выравнивания в рельефе Монголии.— В сб.: Поверхности выравнивания, вып. 2, 3. Иркутск.

Девяткин Е. В., Черняховский А. Г., Хосбаяр. 1970б. О коре выветривания в Бэгэрнурской впадине (Западная Монголия).— В сб.: Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М., «Наука».

Дергунов А. Б. 1967. Структуры зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна.— Труды ГИН АН СССР, вып. 172.

Дергунов А. Б., Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С. 1971. Герциниды Монголии и проблема Палеотетиса.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука».

Дергунов А. Б., Лувсанданзан Б. 1970. Наложенные структуры Северо-Запада Монголии.— В кн.: «Материалы научной конференции, посвященной XXX-летию Геологической службы МНР. Уланбатор, Госиздат.

Дергунов А. Б., Лувсанданзан Б. 1971. Стратиграфия отложений, выполняющих наложенные структуры Сев.-Западной Монголии.— Труды ГИН МНР, вып. 1. Уланбатор, Изд-во АН МНР.

Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С., Соболев Н. В., Хлестов В. В. 1970. Фации метаморфизма. М., «Недра».

Докембрий Восточного Саяна. 1964. М.— Л., «Наука».

Донов Н. А., Едемский Е. В., Ельянов А. А., Ильин А. В., Музалевский М. М. 1967. Кембрийские фосфориты Монгольской Народной Республики.— Сов. геол., № 3.

Дук Г. Г. 1966. Повторная гранитизация архейских образований пос. Кировского Амурской области.— В кн.: Ультраметаморфизм и метасоматоз докембрийских формаций СССР. М.— Л., «Наука».

Дуранте М. В. 1971. Палеоботаническое обоснование стратиграфии верхнего палеозоя Монголии.— Автореф. канд. дисс. М., ГИН АН СССР.

Ефремов И. А. 1956. Палеонтологические исследования в Монгольской Народной Республике (предварительные результаты экспедиций 1946, 1948, 1949 гг.).— Труды Монгольской комиссии АН СССР, вып. 59. М., Изд-во АН СССР.

Жалсабан Д., Лямкина Н. А., Максимова Э. А., Скрипкина В. В., Перинова Э. П., Язмир М. М., Кузьмин И. Я. 1967. Магматические формации Западного Забайкалья.— В кн.: Материалы к геологической конференции, посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию Бурятского геологического управления. Улан-Удэ.

Жданов В. В. 1966. Метаморфизм и глубинное строение норит-диоритовой (гранулитовой) серии Русской Лапландии.— В кн.: Результаты исследований по международным геофизическим проектам. М., «Наука».

Зайцев Н. С. 1957. Основные черты тектоники Тувинского прогиба.— Докл. АН СССР, т. 117, № 4.

Зайцев Н. С. 1963. О глыбовой структуре Саяно-Алтайской области.— В кн.: Идеи академика В. А. Обручева о геологическом строении Северной и Центральной Азии. М., «Наука».

Зайцев Н. С. 1964. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области.— В кн.: Складчатые области Евразии. М., «Наука».

Зайцев Н. С. 1970. Хубсугульский фосфоритовый бассейн Монгольской Народной Республики.— Докл. АН СССР, т. 192, № 2.

Зайцев Н. С., Ильин А. В. 1970. Тектоника Прихубсугульского прогиба.— Геотектоника, № 5.

Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Томуртогоо О., Лхасурэн Б. 1969. О времени замыкания Хангайского прогиба в варисцидах Центральной Монголии.— Геотектоника, № 5.

Зоненшайн Л. П. 1967. Тектоника складчатых поясов Центральной Азии (к закономерностям строения геосинклинальных областей).— Геотектоника, № 6.

Зоненшайн Л. П. 1970. Тектоническая история Центрально-Азиатского складчатого пояса.— Автореф. докт. дисс. МГУ.

Зоненшайн Л. П. 1971. Геосинклинальный процесс и новейшая глобальная тектоника.— Геотектоника, № 6.

Зоненшайн Л. П. 1972. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., «Недра».

Зоненшайн Л. П., Дуранте М. В., Маркова Н. Г., Филиппова И. Б., Чехович М. В. 1970. Основные черты геологического строения и развития сопредельных частей Монгольского и Гобийского Алтая.— В кн.: «Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики. М., «Наука».

Зоненшайн Л. П., Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Нагибина М. С., Салтыковский А. Я., Антипин В. С., Коваль П. В., Цыпуков Ю. П. 1973. Связь мезозойской металлогении, магматизма и тектоники в пределах Восточной окраины Азии.— Материалы совещания «Металлогения активизированных областей». Иркутск.

Зоненшайн Л. П., Кудрявцев Г. А. 1960. Место главнейших гранитоидных интрузий в тектонической структуре Саяно-Тувинской горной области.— В кн.: Международный геологический конгресс. XXI сессия. Доклады советских геологов. Проблема 19. Каледонская орогения. М., Изд-во АН СССР.

Зоненшайн Л. П., Маркова Н. Г., Нагибина М. С. 1971. О соотношении палеозойских и мезозойских структур Монголии.— Геотектоника, № 4.

Зорин Ю. А. 1964. Структура Агинского палеозойского поля.— Сов. геол., № 6.

Зыков С. И., Ступникова Н. И., Павленко А. С., Тугаринов А. И., Орлова Л. П. 1961. Абсолютный возраст интрузий Восточно-Тувинского региона и Енисейского кряжа.— Геохимия, № 7.

Иванов А. Х. 1953а. Восточное Прикосоголье. Монгольская Народная Республика. Географическое и геологическое описание.— Труды Монгольской комиссии АН СССР, вып. 3.

Иванов А. Х. 1953б. Геология и полезные ископаемые Кобдоского р-на Монгольского Алтая.— Труды Монгольской комиссии АН СССР, вып. 2.

Иванов А. Х. 1959. Герцинская складчатая зона (герциниды).— В кн.: Геологическое строение Монгольской Народной Республики (стратиграфия и тектоника). Л., Гостехиздат.

Иванов А. Х. 1961. Тектоника и основные черты геологического развития северо-востока Монголии.— Сов. геол., № 5.

Иванова Г. Ф. 1972. Геохимические условия образования вольфрамитовых месторождений. М., «Наука».

Иванова Г. Ф., Максимюк И. Е. 1971. Зависимость состава вольфрамитов от ряда геолого-минералогических и физико-химических факторов.— Геохимия, № 9.

Ильина Н. С. 1961. Геология и генезис боксонских бокситов в Восточных Саянах.— В кн.: Бокситы, их минералогия и генезис. М., Изд-во АН СССР.

Ильин А. В., Журавлева И. Т. 1968. О границе кембрия и докембрия в Прикосоголье.— Докл. АН СССР, т. 182, № 5.

Йодер Т. С., Тилли К. Э. 1965. Происхождение базальтовых магм. М., «Мир».
Каленов А. Д. 1947. О продолжении рудных поясов Восточного Забайкалья на территории Монгольской Народной Республики.— Докл. АН СССР, т. 58, № 2.
Каленов А. Д. 1966. Геологические закономерности размещения и основные типы оловянной, вольфрамовой и молибденовой минерализации в Центральной и Восточной Монголии.— В кн.: Современные методы поисков месторождений олова, вольфрама и молибдена. М., Изд-ие СЭВ.
Каленов А. Д. 1967. О возрасте рудоносных интрузий, оловянных и вольфрамовых месторождений Центральной и Восточной Монголии.— Докл. АН СССР, т. 176, № 6.
Кепежинскас В. В. 1971. Ареольный тип континентального вулканизма.— Геол. и геоф., № 3.
Кепежинскас В. В., Лучицкий И. В. 1973. Пермские и триасовые вулканические ассоциации Северной и Центральной Монголии.— В кн.: Ассоциации вулканогенных пород МНР, их состав и стратиграфическое положение. М., «Наука».
Кепежинскас В. В., Моссаковский А. А., Салтыковский А. Я. 1970. О верхнепалеозойских вулканических породах Предхэнтейского прогиба (МНР).— Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 5.
Кинг Б. К. 1967. Природа и происхождение мигматитов; метасоматоз или анатексис.— В кн.: Природа метаморфизма. М., «Мир».
Коваленко В. И., Владыкин Н. В., Горегляд А. В., Смирнов В. Н. 1972. Первая находка псевдолейцитовых щелочных пород в Монгольской Народной Республике и их ассоциация с редкометальными щелочными гранитами.— Ежегодник — 1971. Иркутск, Сибгеохи.
Коваленко В. И., Кузьмин М. И. 1969. О новой провинции редкометальных щелочных гранитов Восточной Монголии.— Ежегодник — 1968. Иркутск, Сибгеохи.
Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Антипин В. С., Петров Л. Л. 1971. Топазсодержащий кварцевый кератофир (онгонит) — новая разновидность субвулканических жильных магматических пород.— Докл. АН СССР, т. 199, № 2.
Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Горегляд А. В. 1971. Южно-Гобийский пояс щелочных пород с редкометальной минерализацией в Монгольской Народной Республике.— Ежегодник — 1970. Иркутск, СибГЕОХИ.
Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Гундсамбу Ц. и др. 1970. Геохимическая характеристика цвиттеров — нового типа оловорудных метасоматитов Монголии (состав, зональность, парагенезисы).— Докл. АН СССР, т. 190, № 3.
Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Зоненшайн Л. П., Нагибина М. С., Павленко А. С., Горегляд А. В., Владыкин Н. В., Цэдэн Ц., Гунсамбу П. 1971. Редкометальные граниты Монголии (петрология, распределение редких элементов и генезис). М., «Наука».
Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Павленко А. С., Перфильев А. С. 1973. Южно-Гобийский пояс редкометальных щелочных пород Монгольской Народной Республики и его структурное положение.— Докл. АН СССР, т. 210, № 1.
Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Черная Л. И. 1971. О повышенных концентрациях цезия в кислых стеклах из Монгольской Народной Республики.— Ежегодник — 1970. Иркутск, СибГЕОХИ.
Коваленко В. И., Окладникова Л. В., Павленко А. С., Пополитов Э. М., Филиппов Л. В. 1965. Петрология среднепалеозойского комплекса гранитоидов и щелочных пород восточной Тувы.— В кн.: Геохимия и петрология магматических и метасоматических образований. М., «Наука».
Коваленко В. И., Пополитов Э. И. 1970. Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитоидных пород северо-восточной Тувы. М., «Наука».
Коваленко В. И., Финько В. И., Летников Ф. А., Кузьмин М. И. 1971. О некоторых эффузивных и субвулканических породах с повышенными концентрациями редких элементов.— Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
Коваль П. В., Коваленко В. И., Писарская В. А., Юрченко С. А. 1972. Минеральные парагенезисы, состав и номенклатура слюд редкометальных альбитсодержащих гранитоидов.— Докл. АН СССР, т. 202, № 5.
Кожевников А. В., Дембэрэлдерж С., Болд П. 1973. Новейшая тектоника Хангай-Хэнтэйской страны.— В сб.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М., изд-во МГЦ.
Кожевников А. В., Савин В. Б., Уфлянд А. К. 1970. История развития Хангайского нагорья в мезозое и кайнозое.— В сб.: Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М., «Наука».
Коржинский Д. С. 1957. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР.
Коржинский Д. С. 1959. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в силикатных расплавах и направление котектических линий.— Докл. АН СССР, т. 128, № 2.
Коржинский Д. С. 1960. Кислотность — щелочность как главнейший фактор магматических процессов.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. Труды II Всесоюзного петрографического совещания. М., Изд-во АН СССР.

Косыгин Ю. А. 1968. Принципы тектонического районирования.— В кн.: Принципы и методы тектонического районирования, тектоническая терминология. Новосибирск.

Кренк И. Г., Ойя Р. В. 1960. Экспериментальное изучение анатексиса.— Труды XXI сессии Международного геологического конгресса. Вып. 11. М., ИЛ.

Крылова М. Д., Борисова К. Д. 1970. Процессы ультраметаморфизма в мигматитовых комплексах амфиболитовой и гранулитовой фаций (на примере Зейского района).— В сб.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., «Наука».

Крылов И. Н. 1970. Структурный контроль процессов гранитообразования в архейском комплексе юго-западного Прибайкалья.— Там же.

Кузнецов Ю. А. 1964. Главные типы магматических формаций. М., «Недра».

Кузьмин М. И. 1971. Геохимические типы мезозойских гранитоидов западной части Монголо-Охотского пояса.— Труды Международного геохимического конгресса, т. II. М., «Наука».

Левашев Г. Б. 1972. Геохимия олова и вольфрама в позднемезозойских гранитоидных сериях Приморья. Автореф. канд. дисс. М.

Лопатин Б. Г. 1969. Происхождение биотит-роговообманковых гранитоидов Анабарского щита.— Уч. зап. НИИ геол. Арктики. Серия «Региональная геология», вып. 14.

Лувсанданзан Б. 1966. Комплекс малых трещинных интрузий зоны Булганского глубинного разлома.— В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., «Недра».

Лувсанданзан Б. 1970а. Стратиграфия палеозоя Монгольского Алтая.— В кн.: Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики. М., «Наука».

Лувсанданзан Б. 1970б. Нижнекаменноугольные отложения Юго-Западной Монголии.— В кн.: Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики. М., «Наука».

Лувсанданзан Б., Хасин Р. А. 1966. Новые данные о щелочных породах Западного Прихубсугулья.— В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., «Недра».

Макаренко Ф. А., Поляк Б. Г. 1970. Тепловой режим недр СССР.— Труды ГИН АН СССР, вып. 218.

Маринов Н. А. 1955. О структурном значении разлома, обновленного землетрясением 1905 года в Западной Монголии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.

Маринов Н. А. 1957. Стратиграфия Монгольской Народной Республики. М., Изд-во АН СССР.

Маринов Н. А. 1967. Геологические исследования Монгольской Народной Республики. М., «Недра».

Маринов Н. А., Петрович Ю. Я. 1964. К стратиграфии мезозойских континентальных отложений Северной Монголии.— Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 6.

Маринов Н. А., Хасин Р. А. 1947. Новые данные о пермских отложениях восточной части Монгольской Народной Республики.— Докл. АН СССР, т. 38, № 2.

Марков М. С. 1970. Метаформические комплексы и их место в истории развития островных дуг.— Геотектоника, № 2.

Маркова Н. Г., Коробов М. И., Журавлева З. А. 1972. К вопросу о венд-кембрийских отложениях юго-западной Монголии.— Бюлл. МОИП, отд. геол, вып. 1.

Маркова Н. Г., Павленко А. С. 1972. Вулкано-плутоническая ассоциация орогенного этапа развития Монголо-Алтайской тектонической зоны.— Докл. АН СССР, т. 206, № 1.

Маркова Н. Г., Федорова М. Е. 1971. О связи метаморфизма с тектонической структурой на примере юго-западной Монголии.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука».

Маркова Н. Г., Шаркова Т. Т. 1974. Девонские отложения южной части Монгольского Алтая.— Изв. АН СССР, серия геол., № 3.

Мартинсон Г. Г. 1966. О сопоставлении мезозойских континентальных отложений Монголии с другими районами Азии.— В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., «Недра».

Матросов П. С. 1960. Основные черты стратиграфии девонских отложений Барунхурайской котловины.— Сов. геол., № 4.

Матросов П. С. 1966. К тектонике Барунхурайской котловины.— В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., «Недра».

Матросов П. С. 1969. Домезозойская история геологического развития Западной Монголии. Автореф. докт. дисс. ЛГУ.

Махин Ю. В., Павленко А. С. 1966. Сангиленский комплекс.— В кн.: Геология СССР. Т. XXIX. Тувинская АССР, часть 1. М., «Недра».

Мелещенко В. С., Янов Э. Н., Казаков И. Н. 1960. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области.— В кн.: Материалы по геологии Восточной Сибири. Труды ВСЕГЕИ, вып. 32.

Меннерт К. 1963. Новое в проблеме гранитов. М., ИЛ.

Михайлов Э. В. 1971. Интрузивные комплексы Северо-Восточной Монголии.— В сб.: Магматизм и металлогения Монгольской Народной Республики. М., «Наука».

Моссаковский А. А. 1965. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей.— Геотектоника, № 2.
Моссаковский А. А. 1970. О верхнепалеозойском вулканическом поясе Европы и Азии.— Геотектоника, № 4.
Моссаковский А. А. 1972. Палеозойский орогенный вулканизм Евразии.— Геотектоника, № 1.
Моссаковский А. А. 1973. Орогенные структуры и вулканизм палеозоид Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры.— Автореф. докт. дисс. М., ГИН АН СССР.
Моссаковский А. А., Томуртогоо О. 1972. Схема стратиграфии пермских и раннемезозойских вулканогенно-осадочных образований Орхон-Селенгинского прогиба (МНР).— Докл. АН СССР, т. 206, № 5.
Муратов М. В. 1969. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса.— Геотектоника, № 2.
Нагибина М. С. 1963. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР.
Нагибина М. С. 1967. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревизацией.— Геотектоника, № 4.
Нагибина М. С. 1969. Стратиграфия и формации Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во ВИНИТИ.
Нагибина М. С. 1970. Типы мезозойских и кайнозойских структур Монголии и закономерности их развития.— Геотектоника, № 6.
Нагибина М. С. 1971. Поле доломитовых даек в разломах Гурбан-Сайхан (Южная Монголия).— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука».
Налетов П. И. 1961. Стратиграфия центральной части Бурятской АССР. М., Госгеолтехиздат.
Наумов В. Б., Иванова Г. Ф. 1971. Баротермометрическая характеристика условий образования вольфрамитовых месторождений.— Геохимия, № 6.
Нейбург М. Ф. 1926. Предварительный отчет о командировке в Северо-Западную Монголию в 1924 г.— Труды Геологического и минералогического музея АН СССР, т. V, вып. 6.
Нейбург М. Ф. 1929. Геологические исследования в районе хр. Батыр-Хайрхан (Северо-Западная Монголия) в 1926 г.— В кн.: Материалы Комиссии по исследованию Монгольской и Танну-Тувинской Народных Республик и Бурят-Монгольской АССР», вып. 7. Л., Изд-во АН СССР.
Никитина Л. П., Сумин И. В. 1957. Докембрий западной части хребта Хамар-Дабан.— В кн.: Материалы по изучению производительных сил Бурят-Монгольской АССР, вып. 3. Улан-Удэ.
Николаева Т. В. 1971. Геоморфологическое строение Центральной Монголии. Изд-во ЛГУ.
Николаева Т. В., Шувалов В. Ф. 1966. Юрские отложения юго-восточного Хангая и прилегающих к нему районов Северной Гоби.— В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., «Недра».
Николаева Т. В., Шувалов В. Ф. 1969. Основные этапы осадконакопления и развития рельефа Центральной Монголии в мезозое и кайнозое.— Вест. ЛГУ, № 18.
Обручев В. А. 1954. Восточная Монголия. Географическое и геологическое описание, ч. 3. Геологическое описание. М., Изд-во АН СССР.
Павленко А. С., Быховер В. Н. 1971. Монголо-Тувинская провинция щелочногранитоидных пород и некоторые черты их происхождения и геохимии.— В кн.: Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. М., «Наука».
Павленко А. С., Ильин А. В., Стрижов В. П., Быховер В. Н. 1969. Абсолютный возраст интрузий Восточной Тувы и Северной Монголии.— Геотектоника, № 4.
Павленко А. С., Лувсанданзан Б., Павленко В. С., Филиппов Л. В., Гарам Д., Болд Д. 1971. Петролого-тектонические формации гранитоидов Монголии в связи с проблемой металлогенического прогнозирования.— В кн.: 30 лет АН МНР. Улан-Батор.
Павленко А. С., Лувсанданзан Б., Филиппов Л. В. 1970. Петролого-тектонические формации гранитоидов Монгольской Народной Республики в связи с проблемой металлогенического прогнозирования.— В кн.: Материалы научной конференции, посвященной XXX-летию Геологической службы МНР. Улан-Батор, Госиздат.
Павленко А. С., Орлова Л. П., Филиппов Л. В. 1972. Геохимия палингенных формаций складчатых областей.— Труды Международного геохимического конгресса, т. III, полутом 2. М., Изд-во ВИНИТИ.
Павленко А. С., Филиппов Л. В. 1970а. Формации палингенных гранитоидов и факторы их рудоносности (на примере Центрально-Азиатского складчатого пояса).— Труды II сессии СГПМ. Иркутск.
Павленко А. С., Филиппов Л. В. 1970б. Связь гранитоидного магматизма с глубинными структурами.— В кн.: Связь поверхностных структур с глубинными зонами земной коры. Киев.

Павленко А. С., Филиппов Л. В., Орлова Л. П. 1974. Гранитоидные формации центрально-азиатского складчатого пояса, их петрология, геохимия, металлоносность. М., «Наука».
Пейве А. В. 1969. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, № 4.
Пейве А. В., Синицын В. М. 1950. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л., Марков М. С., Богданов Н. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В. 1971. Океаны и геосинклинальный процесс.— Докл. АН СССР, т. 196, № 3.
Пейве А. В., Штрейс Н. А., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Руженцев С. В., Богданов Н. А., Буртман В. С., Книппер А. Л., Макарычев Г. И., Марков М. С., Суворов А. И. 1972. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— Сов. геол., № 12.
Перчук Л. Л. 1970. Термодинамические условия гранитизации метапелитовых толщ.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии, т. II. М., «Наука».
Петрович Ю. Я. 1963. Нижнекарбоновые отложения бассейна р. Селенга.— В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., Госгеолтехиздат.
Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. 1955. Гипербазиты Тувы.— Труды Тувинской комплексной экспедиции, вып. 2.
Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. 1958. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Изд-во АН СССР.
Пучков Е. П., Бороздин Ю. Г. 1969. Морфология некоторых гранитоидных массивов Казахстана и Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Земная кора складчатых областей Юга Сибири. Новосибирск, «Наука».
Пущаровский Ю. М. 1969. Резонансно-тектонические структуры.— Геотектоника, № 1.
Пущаровский Ю. М. 1971. Тектонические карты; обобщение опыта составления.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной геологии. М., «Наука».
Рачковский И. П. 1932. Краткий отчет о результатах работ геологического отряда экспедиции АН СССР и научно-исследовательской комиссии МНР в 1931 г.— Труды Монгольской комиссии АН СССР, вып. 6.
Рогов Н. В., Копылова Л. В. 1969. О нижнем кембрии Сангилена.— В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР, вып. 1. Кызыл, Тувинское книжное изд-во.
Рябчиков И. Д. 1965. Термодинамический анализ поведения малых элементов при кристаллизации силикатных расплавов. М., «Наука».
Седова И. С., Белявин О. В., Алейников А. Л. 1968. Определение формы гранитных массивов по гравиметрическим данным (на примере изучения Конево-Карасьевского массива, Средний Урал).— Сов. геол., № 2.
Семихатов М. А., Серебряков С. Н. 1967. Венд и нижний кембрий юго-восточной части Восточного Саяна.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
Серых В. И., Розен О. М. 1969. О миграции химических элементов в земной коре при гранитообразовании (на примере Северного Казахстана).— Геохимия, № 9.
Синицын В. М. 1954. Восточный Тянь-Шань и Бей-Шань.— Труды Монгольской комиссии АН СССР, вып. 4.
Синицын В. М. 1956. Заалтайская Гоби. Геологические рекогносцировки летом 1951 г. М., Изд-во АН СССР.
Синицын В. М. 1957. Северо-западная часть Таримского бассейна. М., Изд-во АН СССР.
Смирнов С. С. 1944. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. М., Госгеолтехиздат.
Смирнов А. Д., Алтухов Е. Н., Булдаков В. В., Леонтьев Л. Н., Недумов И. Б., Волочкович К. Л. 1967. Рифеиды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов. М., «Наука».
Смирнов А. Д., Недумов И. Б., Булдаков В. В. 1963. Рифейские структуры Восточного Саяна и положение в них пегматитовых полей. М., Изд-во АН СССР.
Солоненко В. П. 1959. О сейсмическом районировании территории МНР.— Докл. АН СССР, т. 127, № 2.
Старченко В. В. 1968. Геология юрских вулкано-плутонических формаций юго-восточной части Центрального Забайкалья и основные черты их металлогении. Автореф. канд. дисс. Чита.
Судовиков Н. Г., Глебовицкий В. А., Сергеев А. С., Петров В. П., Харитонов А. Л. 1970. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье). Л., «Наука».
Суетенко О. Д. 1970. Основные черты стратиграфии докембрийских и палеозойских отложений юго-восточной Монголии.— В кн.: Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики. М., «Наука».
Суетенко О. Д. 1971. Тектоника палеозоид юго-восточной Монголии.— Автореф. канд. дисс. М., ГИН АН СССР.
Таусон Л. В., Дубов Р. И., Козлов В. Д., Кузьмин М. И. 1965. Геохимическое значение дисперсии концентраций редких элементов в гранитоидах.— В кн.: Вопросы геохимии изверженных горных пород и рудных месторождений Восточной Сибири. М., «Наука».

Таусон Л. В., Кузьмин М. И., Легейдо В. А. 1966. Сравнительное поведение олова в оловоносных и неоловоносных гранитах Восточного Забайкалья.— Геохимия, № 2.

Тектоника Евразии. 1966. М., «Наука».

Томуртогоо О. 1970. Некоторые вопросы стратиграфии каменноугольных отложений бассейна р. Орхон в свете новейших данных.— Труды Н.-и. геол. ин-та АН МНР. Улан-Батор.

Томуртогоо О. 1972. Тектоника и история развития Орхонской впадины (север Центральной Монголии).— Геотектоника, № 3.

Тугаринов А. И., Павленко А. С., Коваленко В. И. 1969. Происхождение апогранитов по геохимическим данным.— Геохимия, № 12.

Уфлянд А. К., Ильин А. В., Спиркин А. Н. 1969. Впадины байкальского типа Северной Монголии.— Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 6.

Федорова М. Е. 1971. Основные петрохимические особенности интрузивных пород Хангайского синклинория.— В сб.: Петрографические доклады. Материалы конференции, посвященные 50-летию кафедры петрографии МГУ. М., Изд-во МГУ.

Федорова М. Е. 1972. Некоторые особенности интрузивного магматизма терригенных геосинклиналей (на примере Хангайского синклинория Центральной Монголии).— Изв. ВУЗов, геол. и разв., № 5.

Федорова М. Е., Чехович М. В. 1969. Нижнеюрский эгиндабинский интрузивный комплекс Центральной Монголии.— Изв. ВУЗов, геол. и разв., № 11.

Филиппов Л. В. 1963. Роль реакционного принципа в процессе образования палингенных магм.— Геохимия, № 8.

Филиппов Л. В., Савинова Е. Н., Капитонова Т. А., Андреева Т. П. 1973. Фтор в железо-магнезиальных слюдах гранитоидных формаций Центрально-Азиатского региона.— Геохимия, № 2.

Филиппова И. Б. 1969а. Хангайский синклинорий, основные черты строения и развития.— Геотектоника, № 5.

Филиппова И. Б. 1969б. История развития Хангайского синклинория в среднем и верхнем палеозое (Центральная Монголия).— Сов. геол., № 6.

Филиппова И. Б. 1970. Строение и тектоническое развитие варисцид Центральной Монголии. Автореф. канд. дисс. МГУ.

Флоренсов Н. А. 1965. К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии.— Геотектоника, № 4.

Флоренсов Н. А. 1968. Некоторые особенности котловин крупных озер Южной Сибири и Монголии.— В кн.: Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М., «Наука».

Флоренсов Н. А., Солоненко В. П. 1963. Гоби-Алтайское землетрясение. М., Изд-во АН СССР.

Хасин Р. А. 1971. Основные черты эволюции магматизма Монголии.— В кн.: Магматизм и металлогения Монгольской Народной Республики. М., «Наука».

Хасин Р. А., Борзаковский Ю. А. 1966. Структурные и металлогенические особенности Центральной и Восточной Монголии.— Сов. геол., № 12.

Хасин Р. А., Храпов А. А. 1965. Новые гипербазитовые пояса Южной Монголии.— Докл. АН СССР, т. 165, № 4.

Херасков Н. П. 1963. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структур земной коры. М., «Наука».

Хитаров Н. И., Нагапетян Л. Б., Лебедев Е. В. 1969. Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальное исследование).— Геохимия, № 3.

Ходак Ю. А., Сунь Шу. 1963. Главнейшие структуры северо-востока Китая и сопредельной территории юга Советского Дальнего Востока.— Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 1.

Храпов А. А. 1966. Нижнекарбоновые отложения Северной Гоби.—В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., «Недра».

Цыпуков Ю. П. 1970. Новые данные о геологическом строении Иуругольского золотоносного района.— В кн.: Материалы научной конференции, посвященной XXX-летию геологической службы МНР. Уланбатор.

Шатский Н. С. 1963. Методы составления мелкомасштабных тектонических карт. Избр. труды, т. I. М., Изд-во АН СССР.

Яншин А. Л. 1965. Тектоническое строение Евразии.— Геотектоника, № 5.

Яшина Р. М., Борисевич И. В. 1966. Абсолютный возраст щелочных пород Восточной Тувы.— В сб.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов по данным 1964 г. (XIII сессия). М., «Наука».

Ященко М. Л., Варшавская Э. С. 1971. Краткий обзор применения изотопов стронция и свинца в геологии. Л., «Наука».

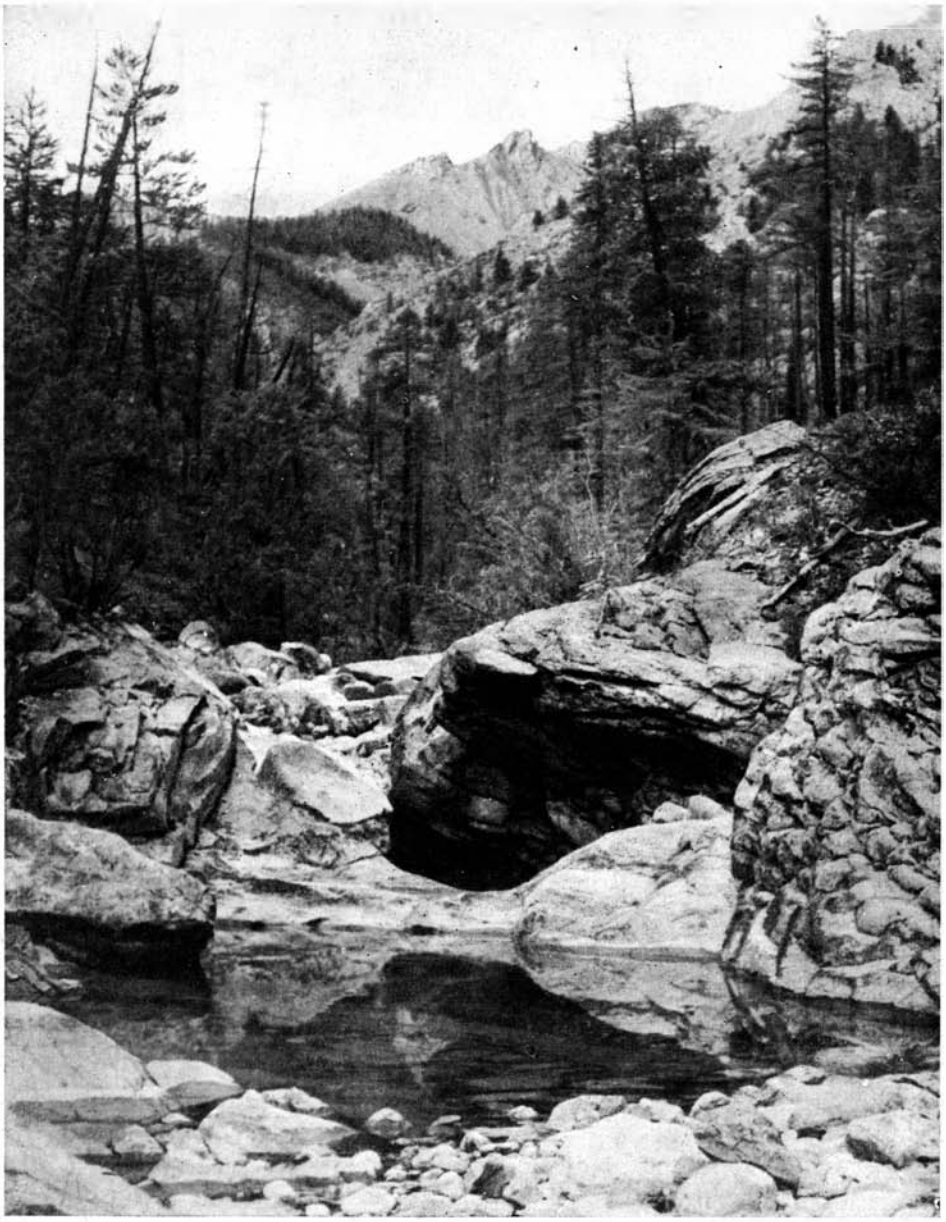
Barth T. F. W. 1968a. Petrology of continental rocks.— Bull. Geol. Soc. Finland, **40**, pp. 3—9.

Barth T. F. W. 1968б. The geochemical evolution of continental rocks. A model. Geochimical Symposium. Paris, 1967.— In: Origin and distribution of the elements». L. A. Ahrens, Pergamon Press, Oxford. New York, pp. 587—597.

Berkij Ch. P. and *Morris Fr. K.* 1927. Geology of Mongolia. Central Asiatic Expedition, vol. II, III. New York.

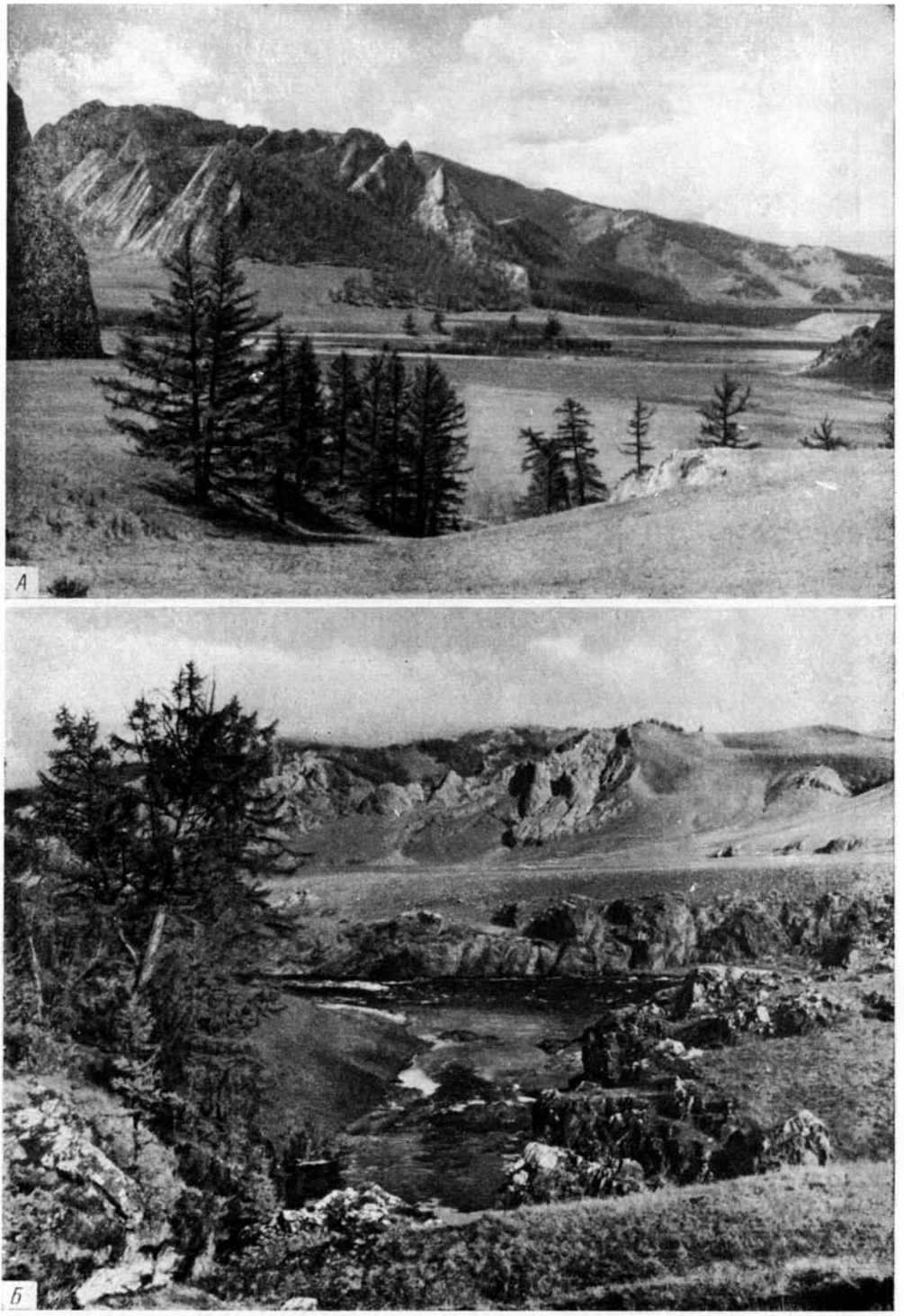
Brynni I., Bollinberg H. J., Graff P. R. 1969. Eclogites in quartzo-feldspathic gneisses of Nordfjord, West Norway.— Norsk Geologisk Tidsskrift. Oslo, vol. 49, pp. 193—225.
Don V., Dumicz M. 1964. Budowa geologiczna poludniowej cresci obszaru gorskiego Chasagtu — Chairchan-ula w Zachodniej Mongolii.— Roeczniki Pol. tow., Geol., t. XXXIV. Krakow.
Don V. and *Dumicz M.* 1968. On the bondary of the Palaeozoic in West Mongolia.— Bull. de l'Academie Polonaise des Sciences, v. XVI, N 2, Varsovie.
Don V., Dumicz M. 1969. Morfologia polnocnej cresci kotliny, Wielkich jezior (Mongoliy Zachodnia).— Acta universitatis Wratislaviensis, N 85.
Engel A. E. J., Engel C. G. 1958. Progressive metamorphism and granitisation of the major paragneiss, northwest Adirondack mountains, New York. Part I. Total Rock.— Bull. Geol. Soc. Amer., v. 69.
Härme Maunu. 1958. Examples of the granitization of plutonic rocks.— Bull. de la Commission Geologique de Finlande, N 180, XXX. Helsinki.
Jahus R., Burnham C. W. 1962. Experimental studies of pegmatite genesis, a model for the crystallisation of granitic pegmatites.— Geol. Soc. Amer., Spec. Papers, N 68.
King B. C. 1955. Sienitisations des granites a Semarule, pres de Molepolele protectorat du Bechualand.— Science de la terre Nhors Seric, pp. 1—16.
Koslowski, Sliwinski. 1964. Budowa geologiczna polnoenej eresci gor Chasagtu — Chairchan-ula w Zachodniej Mongolii.— Roezniki Pol. Tow. Geol., t. XXXIV, Krakow.
MacGillaury H. J. 1970. Turbidite detritus and geosyncline history.— Tectonophysics, v. 9, N 4.
Piwinskii A. J. 1968. Experimental studies of igneous rock series Central Sierra Nevada batholith, California.— Journ. of Geol., v. 76.
Piwinskii A. J., Willie P. J. 1968. Experimental studies of igneous rock series, a zoned pluton in the wallowa batholith Origon.— Journ. of Geol., v. 76.
Platen H. 1965. Kristallisation granitisher schmeltzen.— Mineralogic und petrographic Contrib. 11.
Rutkowski E., Borucki Y. 1965. Pierwsze dafowania bezwsglende (K—Ar) Granitoidow Mongolii Zachodnniej.— Kwart Geol., t. 9, N 3. Warszawa.
Slowanski. 1970. Kenozoik polnocym obrzezeniu ger Chasagtu Chajrchan-Ula (Mongolia Zachodnia).— Bull. Inst. Geol., Warszawa, 220.
Steiner Lothar. 1969. Kalifeldspatisierung in den Palitgesteinen des Pfahlgebietes.— Geol. bavarica, N 60.
Taylor S. R. 1967. The origin and growth of continents.— Tectonophysics, v. 4, N 1.
Willie P. J., Tuttle O. T. 1961. Experimental investigation of silicate system containing two volatile components. II. The effects of NH and HF in addition to H_2O on the melting temperatures of albite and granite.— Amer. J. Sci., N 1, p. 259.
Willie P. J., Tuttle O. T. 1964. Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. III. The effect of SO_3, P_2O_5. HCl and Li_2O in addition to water, on the melting temperatures of albite and granite.— Amer. J. Sci., N 7.
Winkler H. J. F., von Platen H. 1961. Experimentalle Gesteinmetamorphose (experimentalle anatektische Schmelzen und ihre petrogenesische Bedeutung). IV. Beldung anotektischer Schmelzen aus metamorphisierten Grauwacken.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 24, pp. 48—69.

ФОТОГРАФИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР И ФОРМАЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ В РАЗЛИЧНЫХ ЗОНАХ МОНГОЛИИ



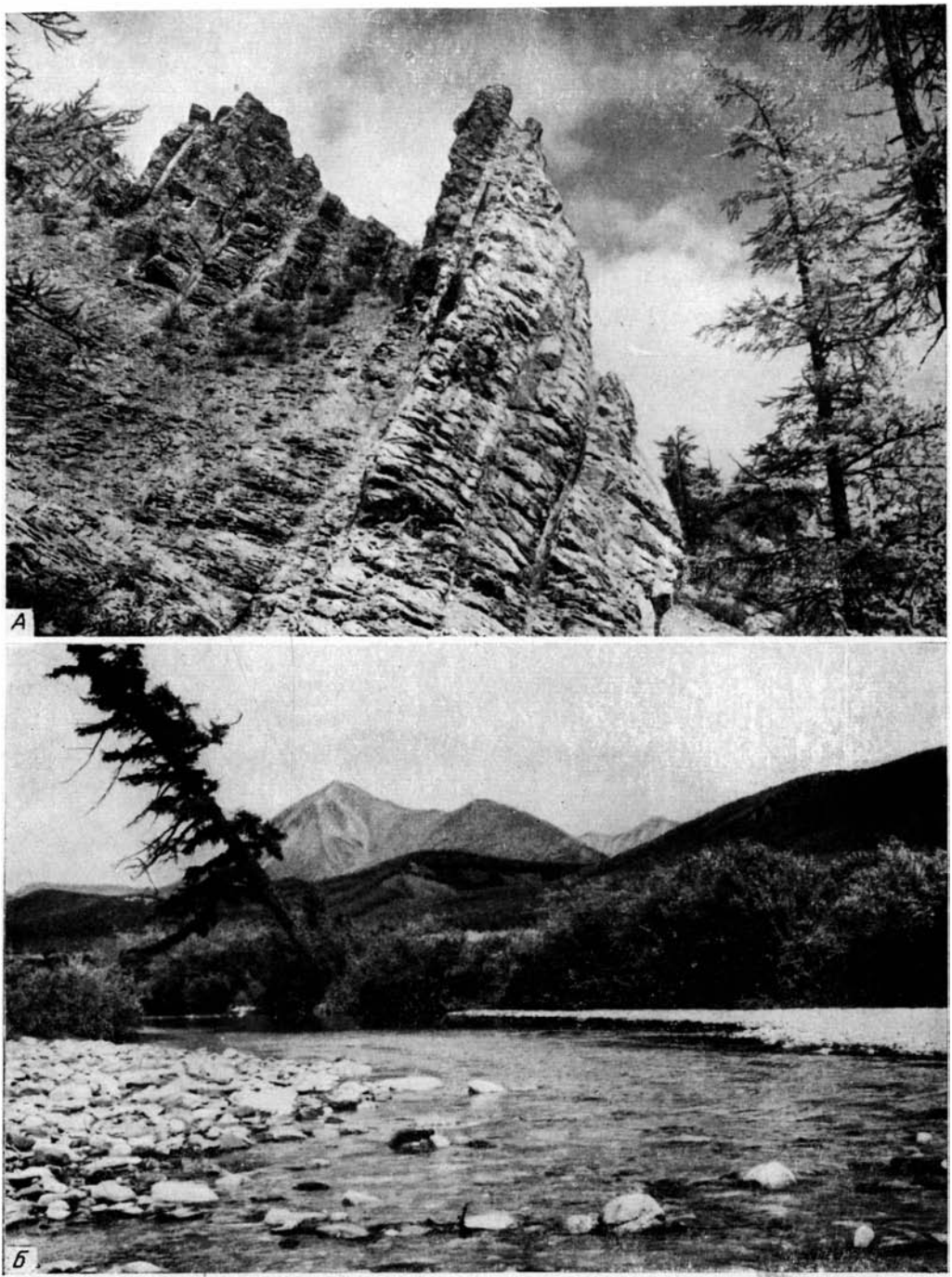
Карбонатные породы венда на левобережье р. Арасан-Гол (против устья ключа Сайхон-Гол; Западное Прихубсугулье, Северная Монголия).

Фото. Н. С. Зайцева



А — крутостоящие мраморизованные известняки муренской свиты (рифей) на правобережье р. Дэлгэр-Мурен около устья р. Бэлтэсиин-Гол. Северная Монголия. *Б* — вертикально стоящие битуминозные известняки рифея — венда в зоне разлома на р. Бэлтэсиин-Гол (в 12 *км* выше устья). Северная Монголия.

Фото Н. С. Зайцева



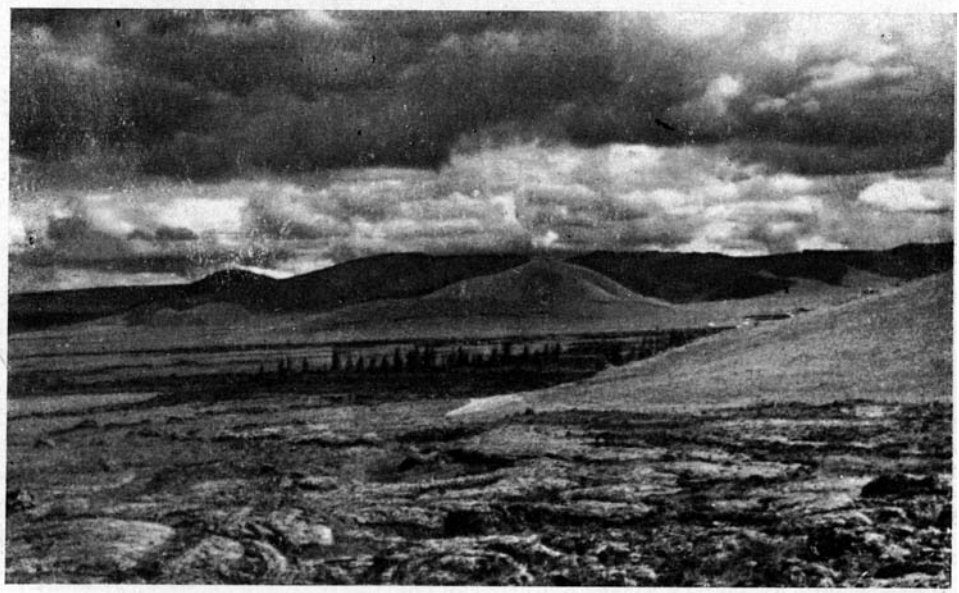
А — надфосфоритоносные известняки и доломиты рифея — венда в среднем течении р. Арасан-Гол (Западное Прихубсугулье). Северная Монголия. *Б* — река Арасан-Гол (Западное Прихубсугулье). Северная Монголия. На заднем плане массив среднепалеозойских (?) гранитоидов.

Фото Н. С. Зайцева

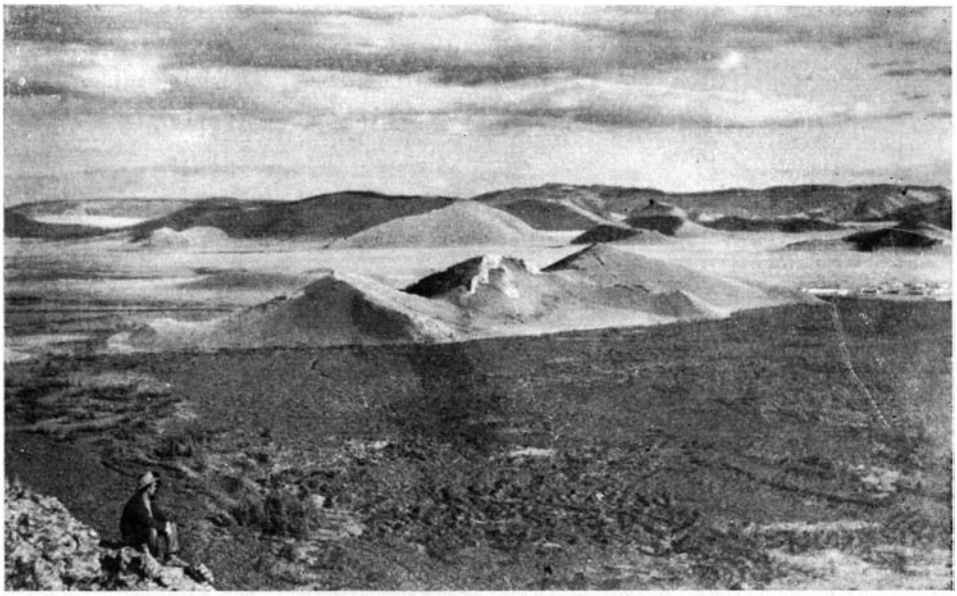
В Дархатской впадине. На горизонте хр. Хардыл-Сардык. Северная Монголия.
Фото Н. С. Зайцева

Пермские андезитовые порфириты. На переднем плане паромная переправа через р. Селенгу.
Район сомона Хутаг. Северная Монголия.
Фото Н. С. Зайцева

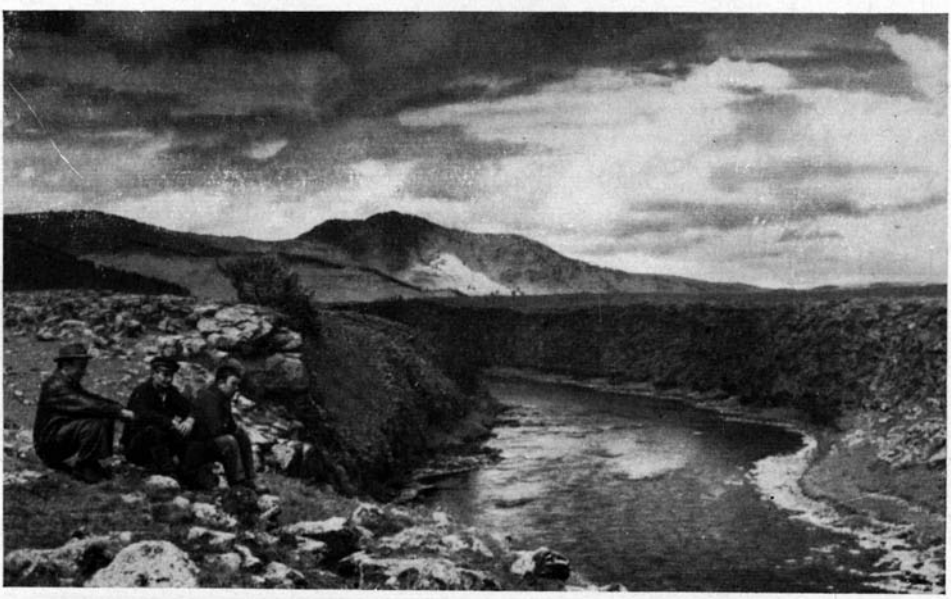
Сланцевые толщи рифея в Северном Прихубсугулье (район Ухагольского месторождения фосфоритов). Северная Монголия.
Фото Н. С. Зайцева



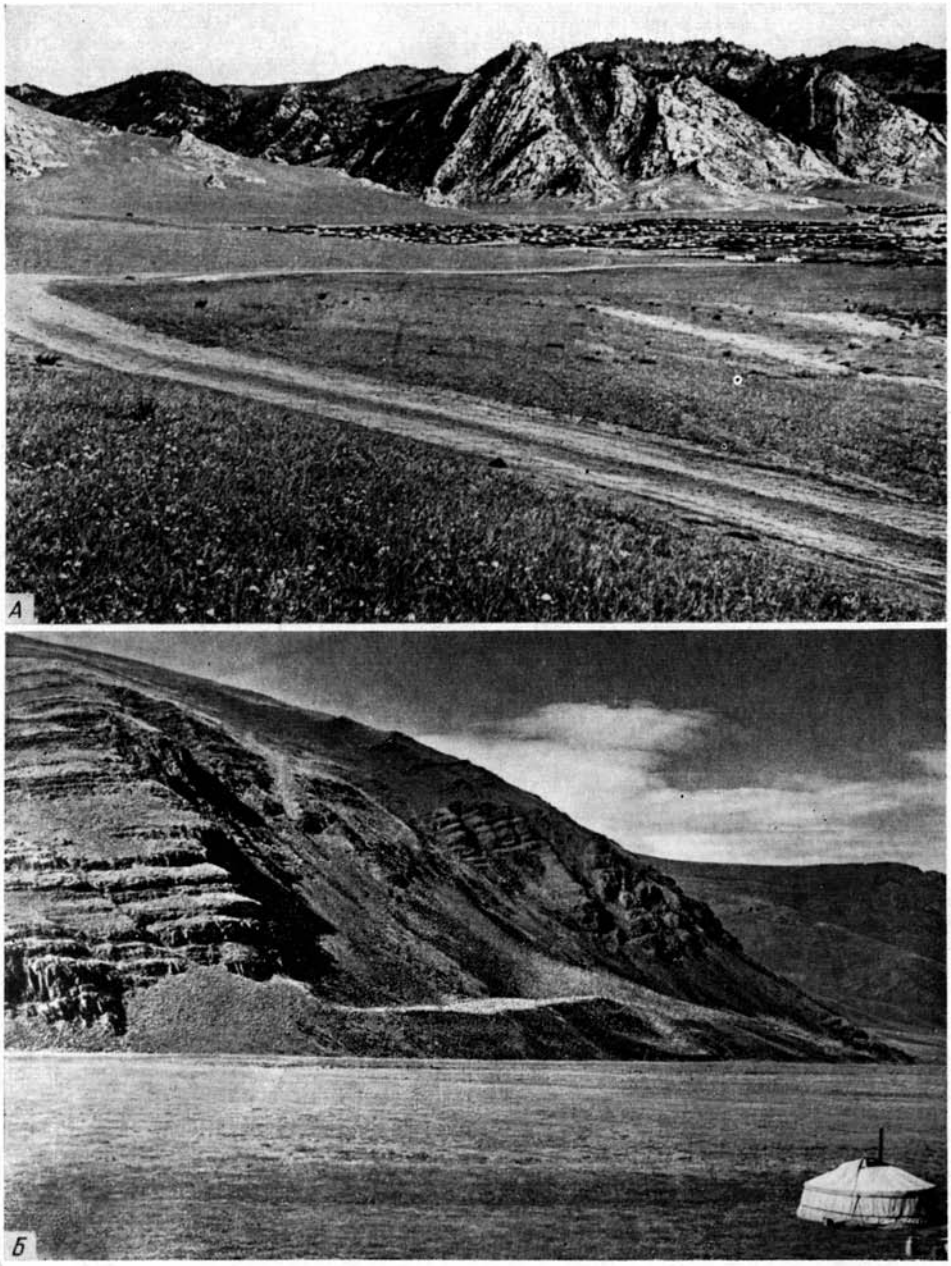
Голоценовые базальты и вулканы в районе оз. Тэрхин-Цаган-Нур. Центральная Монголия.
Фото Н. С. Зайцева



Лавовое поле четвертичных базальтов около оз. Тэрхин-Цаган-Нур. Центральная Монголия.
Фото Н. С. Зайцева

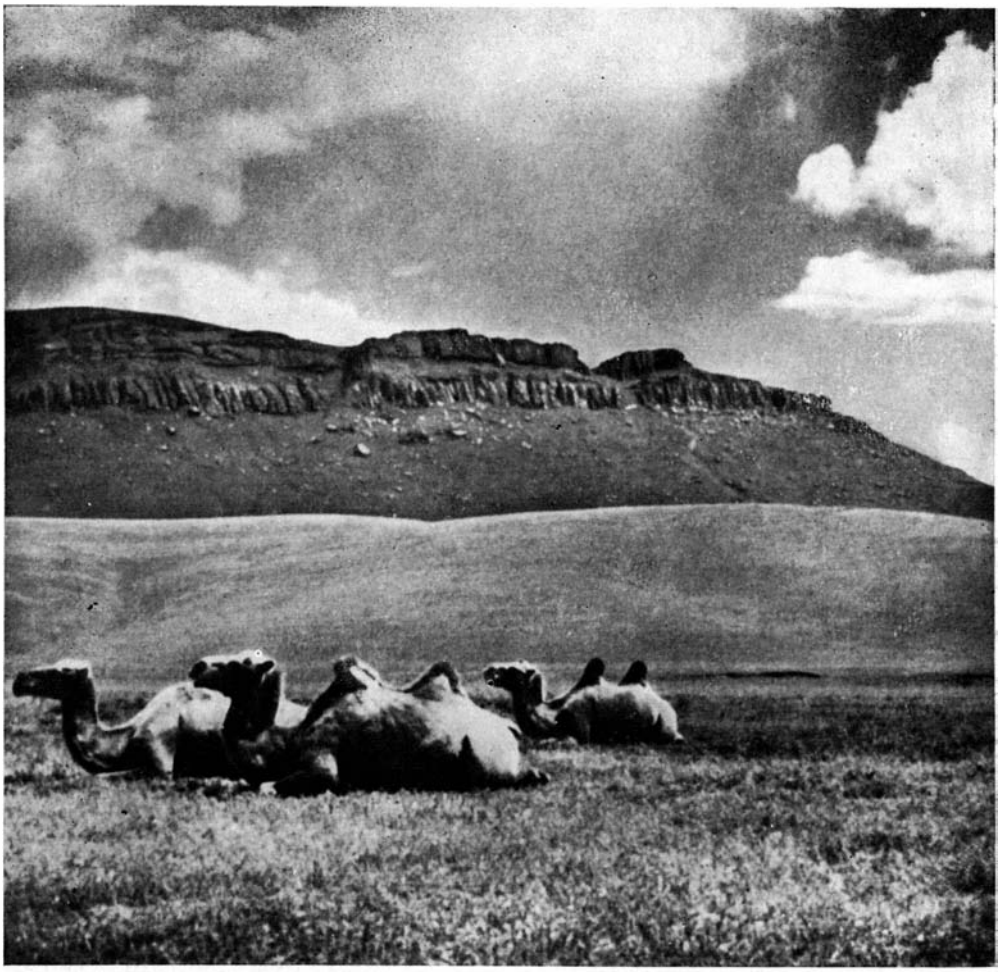


Четвертичные базальты в долине р. Чулутуин-Гол. Центральная Монголия.
Фото Н. С. Зайцева

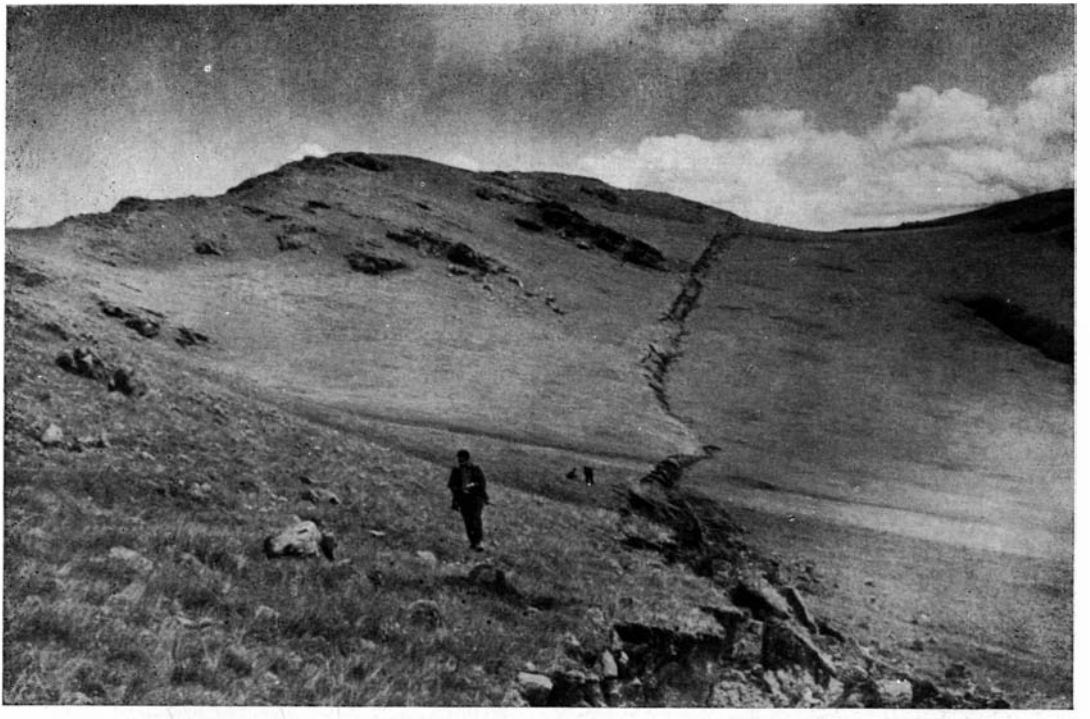


А — массив верхнепалеозойских порфировидных гранитов около горы Цэцэрлэг-Ула. Центральная Монголия. *Б* — пермские алевролиты и песчаники с флорой в бассейне р. Тамир-Гол. Центральная Монголия.

Фото Н. С. Зайцева

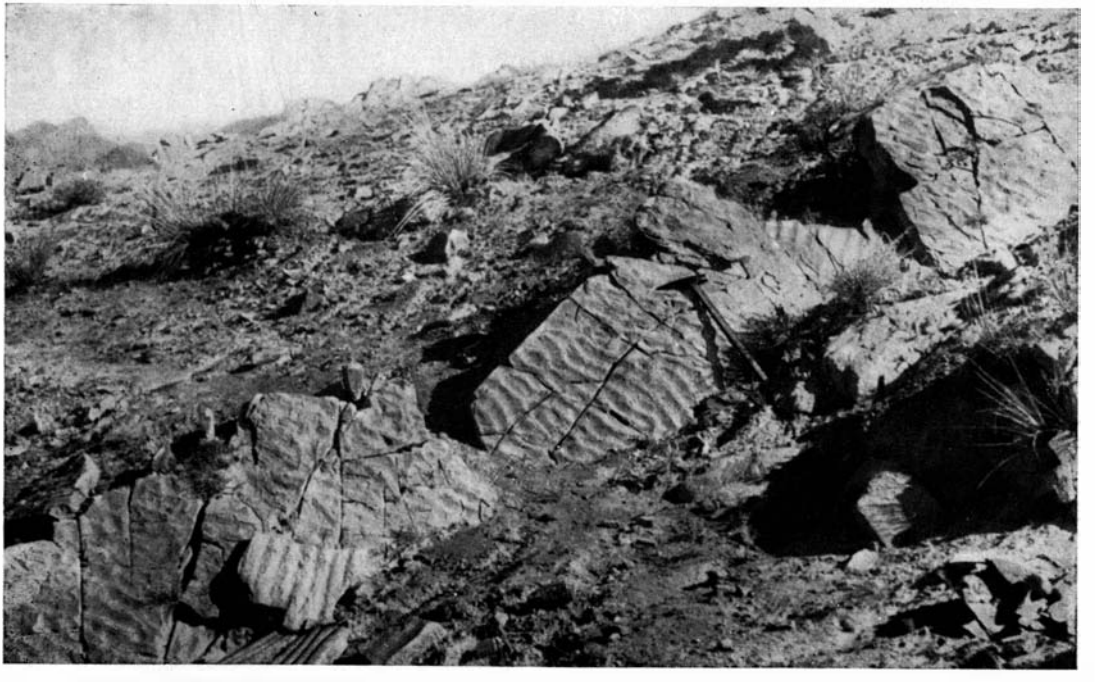


Триасовые базальты в Центральном Хангае. Центральная Монголия.
Фото Н. С. Зайцева



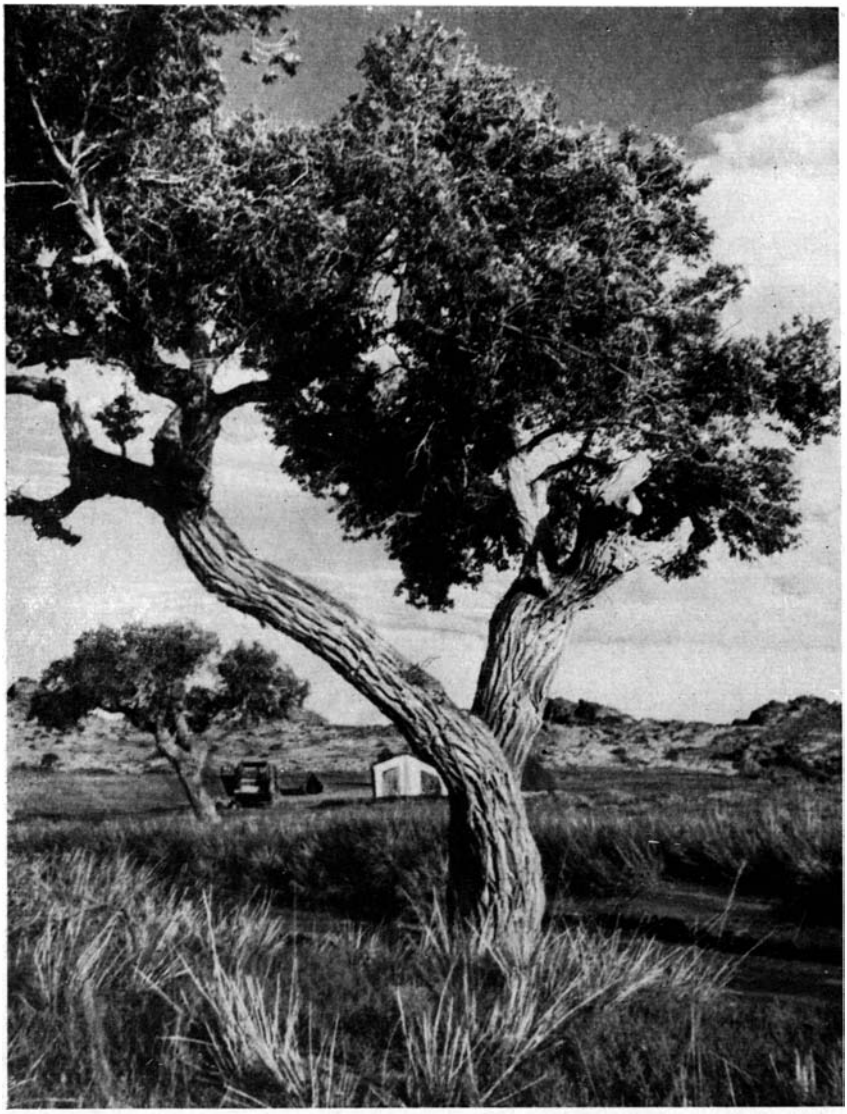
Верхнетриасовые трахиандезитовые порфириты и вулканичсские брекчии, смещенные по тектоническому уступу в результате землетрясения 1967 г. Район сомона Могод. Центральая Монголия.

Фото А. А. Моссаковского



Верхний докембрий и кембрий в долине р. Онон. Район сомона Биндэр. Восточная Монголия.

Фото Н. С. Зайцева



Юго-восточная часть массива щелочных гранитов Хан-Богдо. Южная Монголия. *Фото Н. С. Зайцева*

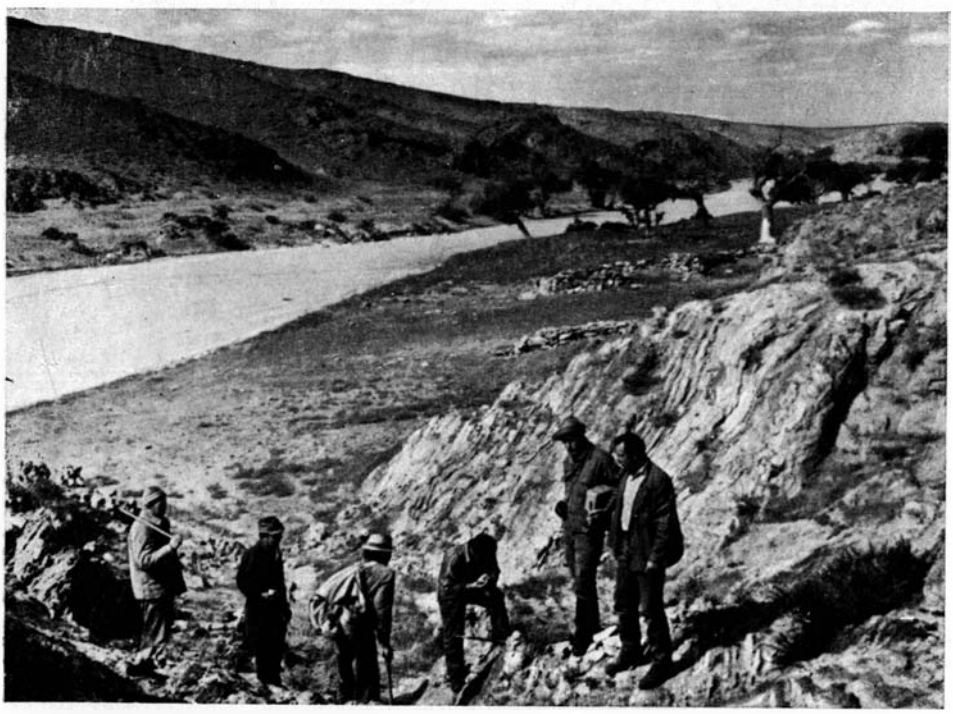
А — породы офиолитового комплекса и меланж в хр. Дзолен (в районе колодца Убру-Худук), Южная Монголия.
Фото *Н. С. Зайцева.*

Б – красноцветные осадки платформенного чехла. Верхний мел в районе Хэрмин-Цава. Южная Монголия.
Фото Е. В. Девяткина

А – барханные пески Заалтайской Гоби. Южная Монголия. *Б* – пески в дельте р. Кобдо.
Фото Е. В. Девяткина

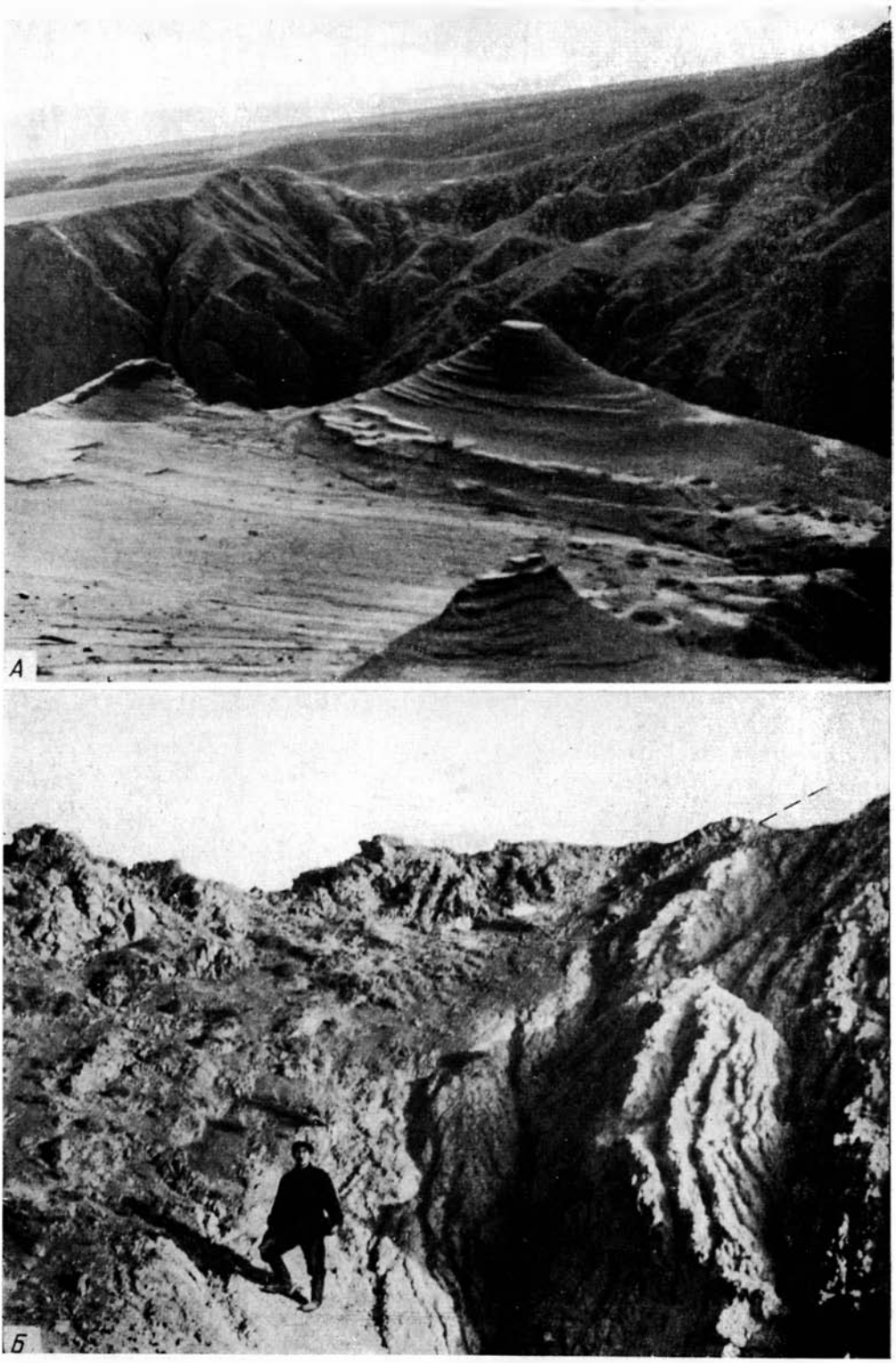
«Такырные корки» в озерных отложениях нижнего мела. Дзергенская впадина. Западная Монголия.

Фото Е. В. Девяткина



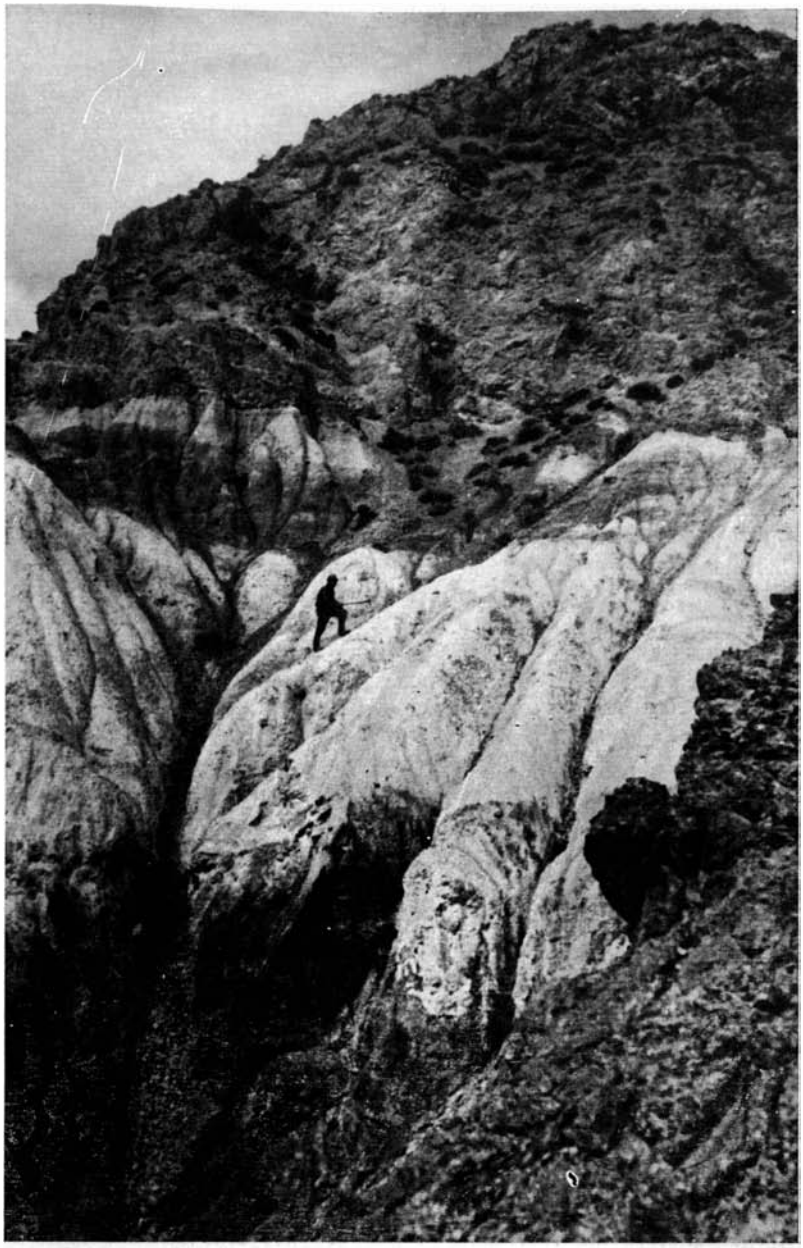
Оруденелая зона на северной окраине массива щелочных гранитов Хан-Богдо. Южная Монголия.

Фото Н. С. Зайцева



А – красноцветные отложения средне-верхнего олигоцена. Южный борт Бэгэрской впадины. Монгольский Алтай. *Б* — надвиг юрских пород (слева) на плиоценовые озерные осадки. Северный берег оз. Хиргис-Нур. Западная Монголия.

Фото Е. В. Девяткина



Зона надвига ордовикских эффузивов на юрские угленосные отложения у подножия хр. Цаган-Шибету. Западная Монголия.
Фото Е. В. Девяткина

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (*Н. С. Зайцев*) 5

Глава I

Принципы составления карты (*Л. П. Зоненшайн*) 9

Глава II

Тектоническое районирование Монголии (*Н. С. Зайцев, Л. П. Зоненшайн*) 12

Глава III

Структуры и формационные комплексы геосинклинального этапа развития 19

Протерозойские геосинклинальные структуры и формационные комплексы (*И. П. Палей, В. А. Благонравов*) 19

Верхнерифейско-кембрийские геосинклинальные структуры и формационные комплексы 33

Геосинклинальные зоны I типа 34

Озерная зона (*Н. Г. Маркова*) 34

Баянхонгорская зона (*Л. П. Зоненшайн*) 38

Керуленская зона (*Л. П. Зоненшайн*) 39

Геосинклинальные зоны II типа 40

Хубсугульский прогиб (*Н. С. Зайцев, А. В. Ильин*) 40

Дзабханская зона (*Н. Г. Маркова*) 45

Идэрская зона (*В. А. Благонравов, Н. С. Зайцев*) 47

Джидинская зона (*В. А. Благонравов, Н. С. Зайцев*) 51

Центрально-Монгольская зона (*Л. П. Зоненшайн*) 54

Уланульская и Тотошаньская зоны (*О. Д. Суетенко*) 56

Выводы 58

Нижнепалеозойские геосинклинальные структуры и формационные комплексы 59

Зоны Монгольского Алтая (*А. Б. Дергунов, Н. Г. Маркова*) 59

Алтайская зона 62

Хархиринская зона 63

Цаганшибетинская зона 67

Зоны Хангайского и Хэнтэйского нагорий (*И. Б. Филиппова*) 69

Выводы 73

Среднепалеозойские геосинклинальные структуры и формационные комплексы 74

Геосинклинальные зоны I типа 75

Западный сектор Южно-Монгольской зоны (*Л. П. Зоненшайн, Н. Г. Маркова*) 76

Восточный сектор Южно-Монгольской зоны (*О. Д. Суетенко, А. С. Перфильев*) 91

Геосинклинальные зоны II типа 98

Хангай-Хэнтэйская зона (*Л. П. Зоненшайн, И. Б. Филиппова*) 98

Делюно-Юстыдский прогиб (*А. Б. Дергунов*) 107

Регенерированные структуры Центрально-Монгольской зоны (*Л. П. Зоненшайн*) 110

Верхнепалеозойские геосинклинальные структуры и формационные комплексы (*О. Д. Суетенко, А. С. Перфильев*) 115
Даланульско-Лугингольский прогиб 116
Солонкерский прогиб 117

Глава IV

Структуры и формационные комплексы орогенного этапа развития 119
Среднепалеозойские орогенные структуры и формационные комплексы . . . 119
Среднепалеозойские орогенные структуры Монгольского Алтая (*А. Б. Дергунов, Н. Г. Маркова*) 120
Среднепалеозойские орогенные структуры Северной Монголии (*В. А. Благонравов*) 126
Среднепалеозойские орогенные структуры северного обрамления Хангай-Хэнтэйской зоны (*И. Б. Филиппова*) 129
Среднепалеозойские орогенные структуры Центральной Монголии (*Л. П. Зоненшайн*) 130
Верхнепалеозойские—нижнемезозойские орогенные структуры и формационные комплексы (*А. А. Моссаковский*) 133
Верхнепалеозойские—нижнемезозойские орогенные структуры Южной Монголии 133
Ноянсомонская впадина 133
Джинсэтские грабены, Дусинообинская и Ноенхудукская грабен-синклинали 138
Верхнепалеозойские—нижнемезозойские орогенные структуры Центральной Монголии 139
Северо-Гобийская впадина 140
Ценхиргольская и Тамиргольская мульды, Ульдзинская впадина . . . 147
Верхнепалеозойские—нижнемезозойские орогенные структуры Северной Монголии 151
Орхон-Селенгинский прогиб 151
Выводы 162

Глава V

Структуры и формационные комплексы мезозойской ревивации и активизации (*М. С. Нагибина*) 165
Нижнемезозойские формационные комплексы структур ревивации 166
Нижнемезозойские формационные комплексы структур активизации 170
Верхнемезозойские формационные комплексы структур ревивации 171
Верхнемезозойские формационные комплексы структур активизации . . . 176
Выводы 178

Глава VI

Структуры и формационные комплексы платформенного этапа развития (*М. С. Нагибина*) 180

Глава VII

Структуры и формационные комплексы этапа кайнозойской активизации (*Е. В. Девяткин*) 182

Глава VIII

Разломы (*В. И. Тихонов*) 196
Принципы классификации и основные закономерности размещения разломов Монголии 197
Разломы северо-западной системы 199
Разломы северо-восточной системы 202
Разломы субширотной системы 203
Разломы субмеридиональной системы 208
Выводы 208

1/20 Заказ № 147

Глава IX

Гранитоидные формации (*А. С. Павленко, М. Е. Федорова, В. И. Коваленко, М. И. Кузьмин, Б. Лувсанданзан, Л. П. Орлова, В. С. Павленко, Л. В. Филиппов*) 210

Палеозойские гранитоидные формации 211
Габбро-диорит-плагиогранитная формация 211
Гранодиоритовая формация 220
Габбро-монцонит-банатитовая и адамеллит-плагиосиенит-порфировая формации 223
Гранитная-щелочногранитоидная формация 226
Мезозойские гранитоидные формации 229
Гранодиоритовая формация 231
Габбро-диоритовый геохимический тип 231
Гранодиорит-гранитный геохимический тип 231
Гранитная-щелочногранитоидная формация 232
Граниты стандартного геохимического типа 232
Граниты литий-фтористого геохимического типа 232
Тип агпаитовых гранитов и других щелочных пород 233
Генезис гранитоидов 234
Пространственно-временна́я эволюция гранитоидных формаций по данным абсолютного возраста 234

Глава X

Очерк металлогении Монголии (*А. С. Павленко, Г. И. Иванова, В. И. Коваленко, М. И. Кузьмин, Б. Лувсанданзан, Л. П. Орлова, В. С. Павленко, Л. В. Филиппов*) 243

Общие вопросы металлогении Монголии 243
Схема мезозойской металлогении Восточной Монголии 244
Новые типы редкометального оруденения Восточной Монголии 250
Геохимические черты вольфрамового оруденения Монголии 252

Глава XI

Некоторые общие вопросы тектоники Монголии (*Н. С. Зайцев, Л. П. Зоненшайн, А. А. Моссаковский*) 254

Литература 265

Фотографии тектонических структур и формационных комплексов в различных зонах Монголии 275

ГАРЧИГ

Оршил (*Н. С. Зайцев*) 5

I бүлэг

Зураг зохох үндсэн зарчмууд (*Л. П. Зоненшайн*) 9

II булэг

Монголын тектоникийн мужлалт (*Н. С. Зайцев, Л. П. Зоненшайн*) 12

III булэг

Хөгжлийн геосинклинал үе шатанд бүрэлдэн тогтсон структур ба формацийн комплекс 19

Протерозойн геосинклинал структур ба формацийн комплекс (*И. П. Палей, В. А. Благонравов*) 19
Дээд рифей — кембрийн геосинклинал структур ба формацийн комплекс . 33
I төрлийн геосинклинал бусууд 34
Нууруудын бүс (*Н. Г. Маркова*) 34
Баянхонгорын бүс (*Л. П. Зоненшайн*) 38
Хэрлэнгийн бүс (*Л. П. Зоненшайн*) 39
II төрлийн геосинклинал бүс 40
Ховсгөлийн хотгор (*Н. С. Зайцев, А. В. Ильин*) 40
Завханы бүс (*Н. Г. Маркова*) 45
Идэрийн бүс (*В. А. Благонравов, Н. С. Зайцев*) 47
Жидийн бүс (*В. А. Благонравов, Н. С. Зайцев*) 51
Тов Монголын бүс (*Л. П. Зоненшайн*) 54
Улаан уул-Тотошааны бүс (*О. Д. Суетенко*) 56
Дүнгэлт 58
Доод палеозойн геосинклинал структур ба формацийн комплекс Монгол 59
Алтайн бүс (*А. Б. Дергунов, Н. Г. Маркова*) 59
Алтайн бүс 62
Хархыраагийн бүс 63
Цагаан шивээтийн бүс 67
Хангай ба Хэнтийн уулсын бүс (*И. Б. Филиппова*) 69
Дугнэлт 73
Дунд палеозойн геосинклинал структур ба формацийн комплекс 74
I төрлийн Геосинклинал бүс 75
Өмнөт Монголын бүсийн баруун хэсэг (*Л. П. Зоненшайн, Н. Г. Маркова*) 76
Өмнөт Монголын бүсийн зүүн хэсэг (*О. Д. Суетенко, А. С. Перфильев*) 91
II төрлийн геосинклиналийн бүс 98
Хангай-Хэнтийн бүс (*Л. П. Зоненшайн, И. Б. Филиппова*) 98
Дэлюн-Юстыдийн хотгор (*А. Б. Дергунов*) 107
Төв Монголын бүсийн дахиж тогтсон структур (*Л. П. Зоненшайн*) . . . 110
Дээд палеозойн геосинклинал структур ба формацийн комплекс (*О. Д. Суетенко, А. С. Перфильев*) 115
Далан уул-Луугийн голын хотгор 116
Суланхээрийн хотгор 117

IV бүлэг

Хогжлийн ороген үе шатанд бүрэлдэн тогтсон стрүктүр ба формацийн комплексууд 119
Дунд палеозойн ороген стрүктүр ба формацийн комплекс 119
Монгол Алтайн дунд палеозойн ороген стрүктүр (*А. Б. Дергунов, Н. Г. Маркова*) 120
Умарт Монголын дунд палеозойн ороген стрүктүр (*В. А. Благонравов*) . . . 126
Хангай-Хэнтийн бүсийн хойт хүрээнд байршлагдсан дунд палеозойн ороген стрүктүр (*И. Б. Филиппова*) 129
Тов Монголын дунд палеозойн ороген стрүктүр (*Л. П. Зоненшайн*) 130
Дээд палеозой — доод мезозойн ороген стрүктүр ба формацийн комплекс (*А. А. Моссаковский*) 133
Өмнөт Монголын дээд палеозойдоод мезозойн ороген стрүктүр 133
Ноён сумын хотос 133
Жинсэтийн грабенууд, Дош Овооны ба Ноён Худгийн грабен-синклиналууд 138
Төв Монголын дээд палеозой — доод мезозойн ороген стрүктүр 139
Хойт Говийн хотос 140
Цэнхэрийн гол ба Тамирын голын Мульд, Улзын хотос 147
Умарт Монголын дээд палеозой-доод мезозойн ороген стрүктүр 151
Орхон-Сэлэнгийн хотгор 151
Дүгнэлт 162

V бүлэг

Мезозойн ревивацийн ба идэвхжилтийн стрүктүр, формацийн комплекс (*М. С. Нагибина*) 165
Доод мезозойн ревивацийн стрүктүр формацийн комплекс 166
Доод мезозойн идэвхжилтйн стрүктүр формацийн комплекс 170
Дээд мезозойн ревивацийн стрүктүр формацийн комплекс 171
Дээд мезозойн идэвхжилтйн стрүктүр формацийн комплекс 176
Дүгнэлт 178

VI бүлэг

Монголын платформын хогжлийн үе шатанд бүрэлдэн тогтсон стрүктүр ба формацийн комплекс (*М. С. Нагибина*) 180

VII бүлэг

Шинэ идэвхжилтийн үе шатанд бүрэлдэн тогтсон стрүктүр ба формацийн комплекс (*Е. В. Девяткин*) 182

VIII бүлэг

Хагарлууд (*В. И. Тихонов*) 196
Монгол орны хагарлуудын байршлалтын үндсэн зүй тогтоол ба тэдгээрийн ангилах зарчмууд 197
Баруун хойт системын хагарлууд 199
Зүүн хойт системын хагарлууд 202
Өргөргийн системын хагарлууд 203
Уртаргийн системын хагарлууд 203
Дүгнэлт 208

IX бүлэг

Боржингийн формациуд (*А. С. Павленко, М. Е. Федорова, В. И. Коваленко, М. И. Кузьмин, Б. Лувсанданзан, Л. П. Орлова, В. С. Павленко, Л. В. Филиппов*) 210
Палеозойн боржингийн формациуд 211
Габбро-диорит-плагиоборжингийн формаци 211
Боржиндиоритын формаци 220
Габбро-монцонит-банатитын формаци 223
Боржин-шүлтлэг боржингийн формаци 226

Мезозойн боржингийн формациуд 229
Боржиндиоритын формаци 231
Габбро-диоритын геохимийн төрөл 231
Боржиндиорит-боржингийн геохимийн төрөл 231
Боржин-шүлтлэг боржингийн формаци 232
ёрдийн (стандарт) геохимийн торлийн боржин 232
Лити-фторт геохимийн торлийн боржин 232
Агпаит боржин ба бусад шүлтлэг чулуулгийн торол 233
Боржингуудын гарал үүсэл 234
Боржингийн формациудын орон зай-цаг үеийн хувьсалыг (эволюцийг) унэмлэхүй насны тодорхойлолт дээр үндэслэн авч үзсэн нь 234

X бүлэг

Монгол орны металлогены тухай (*А. С. Павленко, Г. И. Иванова, В. И. Коваленко, М. И. Кузьмин, Б. Лувсанданзан, Л. П. Орлова, В. С. Павленко, Л. В. Филиппов*) 243
Монгол орны металлогены тухай ерөнхий асуудал 243
Дорнод Монгол орны мезозойн металлогены тойм 244
Дорнод Монголын дахь ховор металлын хүдэржилтийн шинэ торлүүд . . . 250
Монгол орны вольфрамын хүдэржилтийн геохимийн шинж тэмдэг 252

XI бүлэг

Монгол орны тектоникийн тухай ерөнхий зарим асуудал (*Н. С. Зайцев, Л. П. Зоненшайн, А. А. Моссаковский*) 254

Холбогдох зохиолууд 265

Монгол орны янз бүрийн бүсийн тектоник стрүктүр ба формациты комплексын гэрэл зураг 275

CONTENTS

Introduction (*N. S. Zaytsev*) 5

Chapter I

Compilation principles of the map (*L. P. Zonenshyan*) 9

Chapter II

Tectonic zonation of Mongolian (*N. S. Zaytsev, L. P. Zonenshayn*) 12

Chapter III

Structures and formation complexes of the geosynclinal stage of development 19

Proterozoic geosynclinal structures and formation complexes (*I. P. Paley, V. A. Blagonravov*) 19

Upper Riphean to Cambrian geosynclinial structures and formation complexes 33

Geosynclinal zones of the 1st type 34

Lake zone (*N. G. Markova*) 38

Bayankhongor zone (*L. P. Zonenshayn*) 31

Kerulen zone (*L. P. Zonenshayn*) 34

Geosynclinal zones of the 2nd type 40

Khubsugul depression (*N. S. Zaytsev, A. V. Ilyin*) 40

Dzabkhan zone (*N. G. Markova*) 45

Ider zone (*V. A. Blagonravov, N. S. Zaytsev*) 47

Dzhida zone (*V. A. Blagonravov, N. S. Zaytsev*) 56

Central Mongolian zone (*L. P. Zonenshayn*) 54

Ulanul and Totoshan zones (*O. D. Suetenko*) 56

Conclusions 58

Lower Paleozoic geosynclinal structures and formation complexes 59

Zones of the Mongolian Altai (*A. B. Dergunov, N. G. Markova*) 59

Altai zone 62

Kharkharin zone 63

Tsaganshibetin zone 67

Zones of the Khangay and Khentey highlands (*I. B. Philippova*) 69

Conclusions 73

Middle Paleozoic geosynclinal structures and formation complexes 74

Geosynclinal zones of the 1st type 75

Western sector of the South Mongolian zone (*L. P. Zonenshayn, N. G. Markova*) 76

Eastern sector of the South Mongolian zone (*O. D. Suetenko, A. S. Perfilyev*) 91

Geosynclinal zones of the 2nd type 98

Khangay-Khentey zone (*L. P. Zonenshayn, I. B. Philippova*) 98

Deliun-Yustyd trough (*A. B. Dergunov*) 107

Regenerated structures of the Central Mongolian zone (*L. P. Zonenshayn*) 110

Upper Paleozoic geosynclinal structures and formation complexes (*O. D. Suetenko, A. S. Perfiliyev*) 115

Dalanul-Lugingol trough 116

Solonker trough 117

Chapter IV

Structures and formation complexes of the orogenic stage of development . . . 119
Middle Paleozoic orogenic structures and formation complexes 119
Middle Paleozoic orogenic structures of the Mongolian Altai (*A. B. Dergunov, N. G. Markova*) 120
Middle Paleozoic orogenic structures of North Mongolia (*V. A. Blagonravov*) 126
Middle Paleozoic orogenic structures of the northern framing of the Khangay-Khentey zone (*I. B. Philippova*) 129
Middle Paleozoic orogenic structures of Central Mongolia (*L. P. Zonenshayn*) 130
Upper Paleozoic and Lower Mesozoic orogenic structures and formation complexes (*A. A. Mossakovsky*) 133
Upper Paleozoic to Lower Mesozoic orogenic structures of South Mongolia . . 133
Noyansomon basin 133
Dzhinset grabens, Dusin-Obo and Noyankhuduk graben-synclines 138
Upper Paleozoic to Lower Mesozoic orogenic structures of Central Mongolia 139
North Gobi basin 140
Tsenkhirgol, Tamirgol and Uldza basins 147
Upper Paleozoic to Lower Mesozoic orogenic structures of North Mongolia . . 151
Orkhon-Selenga basin 151
Conclusions 162

Chapter V

Structural and formation complexes of Mesozoic revivation and activation (*M. S. Nagibina*) 165
Lower Mesozoic formation complexes of revivation structures 166
Lower Mesozoic formation complexes of activation structures 170
Upper Mesozoic formation complexes of revivation structures 171
Upper Mesozoic formation complexes of activation structures 176
Conclusions 178

Chapter VI

Structures and formation complexes of the platform stage of development (*M. S. Nagibina*) 180

Chapter VII

Structures and formation complexes of Kenosoic activation stage (*E. V. Deviatkin*) 182

Chapter VIII

Faults (*V. I. Tikhonov*) 19
Classification principles and main regularities of distribution of Mongolian faults 197
Faults of the north-western system 199
Faults of the north-eastern system 202
Faults of the sublatitudinal system 203
Faults of the submeridional system 208
Conclusions 208

Chapter IX

Granitic formations (*A. S. Pavlenko, M. E. Fedorova, V. I. Kovalenko, M. I. Kuzmin, B. Luvsangansan, L. P. Orlova, V. S. Pavlenko, L. V. Philippov*) 210
Paleozoic granitic formations 211
Gabbro-diorit-plagiogranitic formation 211
Granodioritic formation 220
Gabbro-monzonit-banatitic formation 223
Granite-alkalic-granitic formation 226

Mesozoic granitic formations 229
Granodioritic formation 231
Gabbro-dioritic geochemical type 231
Granodiorit-granitic geochemical type 231
Granite-alkalic-granitic formation 232
Granite of the standard geochemical type 232
Granite of the lithium-fluoric geochemical type 232
Type of agpaitic granites and other alkalic rocks 233
Genesis of granitoids 234
Spatial-chronological evolution of granitic formations according to the data of the absolute age determination 234

Chapter X

Outline of Mongolian metallogeny (*A. S. Pavlenko, G. I. Ivanova, V. I. Kovalenko, M. I. Kuzmin, B. Luvsandanzan, L. P. Orlowa, V. S. Pavlenko, L. V. Philippov*) 243
General aspects of Mongolian metallogeny 243
Scheme of Mesozoic Mongolian metallogeny 244
New types of the rare-metallic mineralization in East Mongolia 250
Geochemical features of the tungsten mineralization in Mongolia 252

Chapter XI

Some general aspects of the Mongolian tectonics *(N. S. Zaytsev, L. P. Zonenshayn, A. A. Mossakovsky)* 254

Blibiography 265

Photographs of tectonic structures and formational complexes in varions zones of Mongolia 275

Тектоника Монгольской Народной Республики

Труды Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции, выпуск 9

Утверждено к печати
Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедицией

Редактор *А. А. Моссаковский*. Редактор издательства *Л. В. Миракова*
Художник *В. А. Назаров*
Художественный редактор *В. Н. Тикунов*
Технический редактор *Н. П. Кузнецова*

Сдано в набор 5/II 1974 г. Подписано к печати 15/IV 1974 г. Формат 70×108¹/₁₆.
Бумага № 1. Усл. печ. л. 28,7. Уч.-изд. л. 30,8. Тираж 1000. Т-08109. Тип. зак. 147.
Цена 3 р. 41 к.

Издательство «Наука». 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10