МЕЗОЗОЙСКАЯ И КАЙНОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИКА И МАГМАТИЗМ МОНГОЛИИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА
ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ

ИНСТИТУТ ОЗЕРОВЕДЕНИЯ

АКАДЕМИЯ НАУК МНР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ

ЗСБНХУ-ын ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ

ХӨДӨЛМОРИЙН ГАВЪЯАНЫ
УЛААН ТУГИЙН ОДОНТ
ГЕОЛОГИЙН ХҮРЭЭЛЭН

СИБИРИЙН САЛБАРЫН
ГЕОХИМИЙН ХҮРЭЭЛЭН

НУУР СУДЛАЛЫН ХҮРЭЭЛЭН

БНМАУ-ын ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ

ГЕОЛОГИЙН ХҮРЭЭЛЭН

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE USSR

ORDER
OF THE RED BANNER OF LABOUR
GEOLOGICAL INSTITUTE

GEOCHEMISTRY INSTITUTE
OF THE SIBERIAN BRANCH

INSTITUTE OF LAKE STUDIES

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE MPR

GEOLOGICAL INSTITUTE

МОНГОЛ ОРНЫ МЕЗОЗОЙ, КАЙНОЗОЙН ТЕКТОНИК БА МАГМАТИЗМ

ХАМТАРСАН МОНГОЛ-ЗӨВЛӨЛТИЙН ГЕОЛОГИЙН ЭРДЭМ ШИНЖИЛГЭЭНИЙ ЭКСПЕДИЦИИ

Бүтээл, цуврал 11

ЭРХЛЭХ ЗӨВЛӨЛ:

Н. С. Зайцев, БНМАУ-ын ШУА-ийн сурвалжлагч 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*

1975

«НАУКА» ХЭВЛЭЛИЙН ГАЗАР

МОСКВА

МЕЗОЗОЙСКАЯ И КАЙНОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИКА И МАГМАТИЗМ МОНГОЛИИ

СОВМЕСТНАЯ СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКАЯ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

Труды, выпуск 11

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР
академик *А. Л. Яншин*

1975
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА

УДК 551.76 + 551.77/551.7 + 552.3 (517.3)

MESOZOIC AND CENOZOIC TECTONICS AND THE MAGMATISM OF MONGOLIA

JOINED
SOVIET-MONGOLIAN
SCIENTIFIC-RESEARCH
GEOLOGICAL EXPEDITION

Transactions, vol. 11

Editorial board:

N. S. Zaitsev, corresponding member *B. Luvsandanzan*, academician *V. V. Menner*, *V. G. Gerbova*, academician *A. V. Peive*, *P. P. Timofeev*, *O. Tomurtogoo*

Responsible editor
academician *A. L. Yanshin*

Первое монографическое описание тектоники и магматизма мезозоя и кайнозоя. Рассматриваются пространственные и временные связи мезозойского магматизма и тектоники; проводится металлогеническое районирование страны. Впервые разработана классификация мезозойских структур: выделяются структуры ревивации (на востоке Монголии) и активизации (на западе Монголии). Выделяются кайнозойские структуры новейшего этапа активизации, развитие которых сопровождалось базальтоидным магматизмом. Высказано предположение о происхождении гранитов и закономерностях их развития. Табл. 13. Илл. 82. Библ. 189 назв.

М $\frac{20801-253}{055\,(02)-74}$ 595-74

© Издательство «Наука», 1975 г.

Посвящается
50-летию
провозглашения

Монгольской
Народной Республики

ВВЕДЕНИЕ

Изучение стратиграфии, состава и тектоники мезозойских отложений, а также мезозойского магматизма Монголии представляет большой интерес. С мезозойскими гранитоидами и вулканитами Монголии связаны главнейшие рудные и нерудные полезные ископаемые: месторождения золота, олова, вольфрама и других редких элементов, полиметаллов, флюорита, пьезооптического сырья. В мезозойских осадочных отложениях, слагающих в Монголии многочисленные разнотипные межгорные впадины, отмечены проявления нефти, месторождения угля, горючих сланцев, гипса и другие полезные ископаемые. Вдоль разломов, ограничивающих эти впадины, располагаются минеральные источники; во внутренних частях впадин аккумулируются огромные запасы пресных подземных вод. С верхнемеловыми отложениями, залегающими резко несогласно на дислоцированных и прорванных гранитоидами мезозойских отложениях триаса, юры и нижнего мела и пока еще очень слабо литологически изученными, могут быть связаны россыпи золота, оловянных и вольфрамовых руд и других минералов.

Для выяснения условий локализации перечисленных месторождений и пространственных закономерностей размещения мезозойских магматических образований первостепенное значение имело специальное изучение мезозойской тектоники Монголии.

Большое значение имеет также изучение стратиграфии, литолого-фациальных особенностей, закономерностей накопления кайнозойских отложений, а также тектоники новейшего этапа развития территории Монголии. С кайнозойскими отложениями связаны россыпные полезные ископаемые (золото, олово, вольфрам), каолиновое и стекольное сырье, а также строительные материалы. Проводятся интенсивные гидрогеологические исследования. Знание закономерностей формирования кайнозойских образований определяет направление работ на воду в такой достаточно аридной территории, как Монгольская Народная Республика.

Изучение тектоники кайнозойского времени, выяснение связи новейших структур со структурами предшествующих геологических этапов развития этой территории позволяет подойти к оценке сейсмичности, определению наиболее сейсмоактивных районов и выявить закономерности развития сейсмоопасных структур, что, учитывая перспективы строительства, имеет огромное значение для развивающегося народного хозяйства Монголии.

Исходя из указанных положений, в составе Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции с 1967 по 1974 г. под общим руководством М.С. Нагибиной были проведены комплексные исследования мезозойского и кайнозойского этапов геологического развития Монгольской Народной Республики. Составной частью этих работ были стратиграфо-палеонтологические исследования, которыми занимались Г.Г. Мартинсон, В.Ф. Шувалов, Р. Барсболд, П. Хосбаяр и А.В. Сочава; их материалы дали очень много нового для возрастного расчленения мезозойских отложений. Интересные стратиграфические и тектонические исследования раннемезозойских отложений выполнили Л.П. Зоненшайн и Л. Жамьяндамба. Результаты этих исследований составят отдельный том трудов Советско-Монгольской геологической экспедиции.

Исследование кайнозойских отложений и новейшей тектоники Монголии проводилось рядом сотрудников экспедиции (Е.В. Девяткин, М.Г. Лискун, В.С. Зажигин, Д. Бадамгарав, Д. Дашзэвэг, В.П. Чичагов, Н.А. Корина). Материалы по этой тематике (в основном стратиграфического направления) были частично опубликованы во 2, 3 и 6 выпусках Трудов Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции.

В связи с тем, что в планах работ экспедиции в дальнейшем предусматривается издание карты новейшей тектоники МНР и специальной монографии на эту тему, в настоящей работе тектоника новейшего этапа развития всей территории Монголии рассматривается в общем виде. Более подробная характеристика приводится лишь для наиболее типичных структур Западной и Центральной Монголии.

Геохимические исследования мезозойских гранитоидов были проведены сотрудниками Института геохимии Сибирского отделения АН СССР В.И. Коваленко, М.И. Кузьминым,

В.С. Антипиным, П.В. Ковалем, Ю.П. Цыпуковым, Н.В. Владыкиным, А.В. Гореглядом, а также сотрудниками Геологического института АН МНР, Ц. Цэдэном и Ц. Гундсамбуу. Результаты этих исследований частично были опубликованы в 1971 г. в 5 выпуске трудов Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции.

В настоящей монографии результатам геохимических исследований посвящен большой раздел "Мезозойский магматизм Монголии". Геохимические исследования понимаются здесь в самом широком смысле. Они включают необходимые работы по изучению геологического положения массивов, их формы, соотношений с вмещающими породами, петрографической характеристики и взаимоотношений петрографических разновидностей пород, а также их химического состава. Кроме того, выполнен большой объем работ по детальному изучению минералогии гранитоидов (в том числе, акцессорных минералов), распределению редких элементов, а также по радиометрическим определениям возраста. Материалы, полученные при изучении отдельных массивов мезозойских гранитоидов, послужили основой для выработки классификации, которая была распространена на всю территорию МНР и представлена в данной работе серией карт геохимических типов гранитоидов. Таким образом, была выполнена одна из главных задач геохимических исследований – расчленение мезозойских гранитоидов на основе их геохимической специфики. Эти данные использованы при построении тектонической карты МНР масштаба 1:1 500 000.

При составлении металлогенических и прогнозных схем использовались карты полезных ископаемых Монголии в масштабе 1:1 500 000, а также привлечены материалы по общей металлогении Забайкалья. Для составления этих карт потребовался значительный объем аналитических работ по определению химического состава пород и минералов и распределения в них редких элементов. Эти работы были выполнены большим коллективом сотрудников химической лаборатории Института геохимии СО АН СССР под руководством В.М. Новикова, лаборатории физических методов исследования под руководством профессора Я.Д. Райхбаума и в лаборатории геохимии редких элементов этого же института. Непосредственное участие в этих работах принимали С.Р. Абрамова, С.Н. Арбатская, Г.Г. Афонина, В.К. Бондаренко, А.Д. Глазунова, Г.С. Гормашева, А.А. Иванова, Л.П. Коваль, В.В. Конусова, Г.А. Кузнецов, А.И. Кузнецова, Е.С. Костюкова, В.А. Легейдо, Л.Д. Макагон, Е.П. Наумова, Д.Х. Николаева, Г.В. Павлинский, Л.Л. Петров, В.А. Писарская, А.В. Сагулин, Г.И. Селиванова, Ю.Я. Харгаев, В.Д. Цыханский и Л.И. Черная. Определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом проводились в лаборатории геохимии изотопов В.Н. Смирновым, Р.С. Гехтом, Г.П. Годвинским и под руководством С.Б. Брандта В.Е. Макеевым. С участием С.Б. Брандта и В.Н. Смирнова написан раздел о возрастных циклах мезозойских гранитоидов Монголии.

При составлении карты геохимических типов мезозойских гранитоидов учтены материалы по интрузивным породам, переданные нам осенью 1970 г Р.А. Хасиным, Ю.А. Борзаковским, Э.В. Михайловым, которые составляли первую геологическую карту МНР масштаба 1:1 500 000. Р.А. Хасин любезно ознакомил нас с последним вариантом этой геологической карты.

В процессе работы над картой геохимических типов мезозойских гранитоидов Монголии были привлечены геохимические данные по гранитоидам Забайкалья, с которыми нас любезно ознакомили сотрудники лаборатории магматических процессов В.Д. Козлов и Е.М. Шеремет.

Необходимо заметить, что данные по распределению редких элементов в гранитоидах Монголии рассмотрены в соответствующем разделе только в плане геохимической классификации гранитоидов. Специальные вопросы геохимии элементов здесь не обсуждаются.

Для целей геохимической классификации гранитоидов был использован метод составления усредненных проб из гранитов отдельных фаз и фаций исследованных массивов. Это дало возможность уменьшить количество анализированных проб (однако даже в этом случае их количество превышало тысячу)[1].

Изучение мезозойских вулканогенных образований проводилось, начиная с 1970 г., в составе Советско-Монгольской геологической экспедиции Д.И. Фрих-Харом (ИГЕМ), Ж. Бадамгарвом, а также А.Я. Салтыковским (Институт физики земли им. О.Ю. Шмидта), Оролмаа

---

[1] Усредненные пробы готовились следующим образом. Из каждой единичной пробы, участвующей в усреднении, брались равные навески с таким расчетом, чтобы вес усредненной пробы составлял 100–120 гр. Далее усредненные пробы перемешивались в стаканах виброистирателя в течение 20 минут. Была сделана проверка правильности усреднения и устойчивости результатов, т.е. характера однородности проб, изготовленных таким методом. Результаты ее показали удовлетворительность данного метода для получения усредненных значений концентраций элементов в горных породах.

(Геологический институт АН МНР), хотя последние в основном уделяли внимание поздне-палеозойским вулканитам.

Мезозойская тектоника изучалась М.С. Нагибиной, Л.П. Зоненшайном, В.Ф. Шуваловым, Е.В. Девяткиным, О. Томуртогоо, Ж. Бадамгаравом, Л. Жамьяндамбом. В результате этих исследований была разработана легенда и составлена первая карта мезозойской и кайнозойской тектоники Монголии масштаба 1:1 500 000[1]. Кроме новейших материалов, полученных указанными сотрудниками, при составлении тектонической карты были использованы все ранее имевшиеся геологические материалы и геологическая карта МНР издания 1966 г., составленная под редакцией А.Н. Маринова и Р.А. Хасина.

Настоящая работа, представляющая собою объяснительную записку к этой карте, является первым обобщающим трудом по мезозойской и кайнозойской тектонике Монголии. Здесь изложены принципы составления тектонической карты, выделены различные типы мезозойских и кайнозойских структур Монголии и проведено структурное районирование, рассмотрены закономерности пространственного размещения и развития различных типов мезозойских и кайнозойских структур и их соотношения с магматическими проявлениями.

При проведении перечисленного комплекса исследований мы пользовались поддержкой и советами со стороны научного руководителя экспедиции академика А.Л. Яншина, начальников экспедиции – чл.-корр. АН МНР Б. Лувсанданзана и Н.С. Зайцева, а также директора Института геохимии СО АН СССР чл.-корр. АН СССР Л.В. Таусона и сотрудника этого института В.С. Самойлова.

Пользуемся случаем принести нашу самую теплую благодарность всем перечисленным выше товарищам.

---

[1] Геологический институт АН СССР готовит к изданию цветной вариант карты, уменьшенная черно-белая копия этой карты представлена в своем разделе (рис. 1).

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ВЗГЛЯДОВ НА МЕЗОЗОЙСКУЮ ТЕКТОНИКУ МОНГОЛИИ

Изучением мезозойских структур Монголии занимались В.А. Обручев, А.Х. Иванов, В.А. Благонравов, В.Г. Васильев, В.С. Волхонин, Л.П. Зоненшайн, С.М. Калимулин, З.А. Лебедева, Н.А. Маринов, К.Б. Мокшанцев, Р.А. Хасин, Ф.К. Шипулин и мн.др.

Первое обобщение по мезозойской тектонике Монголии, выполненное А.Х. Ивановым, было опубликовано в коллективной монографии по геологии Монголии (Васильев и др., 1959).

А.Х. Иванов составил первую схематическую карту мезозойских и кайнозойских структур Монголии масштаба 1:5 000 000, на которой были выделены "наложенные впадины и прогибы, выполненные мезозойскими и кайнозойскими отложениями, без расчленения". Для многих впадин было приведено хорошее описание морфологии структур. Прогибы, сложенные отложениями от триаса до верхнего мела включительно, А.Х. Иванов рассматривал как "остаточные геосинклинальные прогибы", по терминологии А.В. Пейве и В.М. Синицына (1950), завершающие герцинский этап геотектонического развития. Отложения третичного и четвертичного возраста охарактеризованы как платформенные образования. Мезозойские интрузии гранитоидов А.Х. Иванов подразделял по возрасту на предверхнеюрские, преднижнемеловые и нижнемеловые.

В последних своих работах, опубликованных в 1961 г., А.Х. Иванов провел сравнительно-тектонический анализ палеозойских и мезозойских структур Монголии со структурами соседних районов Советского Союза и Северо-Восточного Китая. В результате такого сравнения был сделан вывод о том, что формирование мезозойских континентальных структур Монголии связано с самостоятельным мезозойским (тихоокеанским) этапом тектонического развития, который наложился на складчатые системы герцинского возраста. Такая же картина характерна для соседних территорий Советского Забайкалья и Северо-Восточного Китая (Нагибина, 1959, 1960). На тектонической карте Евразии, составленной под общей редакцией А.Л. Яншина и опубликованной в 1966 г., мезозойские структуры восточной части Монголии были отнесены М.С. Нагибиной к особому типу прогибов и поднятий восточноазиатского, или тихоокеанского типа (Тектоника Евразии, 1966).

В 1967 г. большой группой геологов Научно-исследовательской лаборатории геологии зарубежных стран были подведены итоги многолетних исследований, проводившихся под общим руководством Н.А. Маринова и Р.А. Хасина. В ряде статей и монографии "Геологическое строение Монголии" (1974) В.А. Амантов, Ю.А. Борзаковский, И.И. Волчек, Б. Лувсанданзан, Н.А. Маринов, П.С. Матросов, Э.В. Михайлов, О.Д. Суетенко, Р.А. Хасин и другие дали всестороннюю характеристику геологического строения и полезных ископаемых Монголии, в том числе и мезозойских континентальных отложений. Мезозойское тектоническое развитие упомянутыми авторами рассматривалось в качестве инверсионного этапа, завершающего геосинклинальное развитие ранних и поздних герцинид (или ранних мезозоид).

Платформенный этап развития восточной территории Монголии, по мнению указанных геологов, начался с нижнего мела, а западной – с юры. Такие же

выводы о природе мезозойских структур были опубликованы и в монографии Н.А. Маринова (1967).

В.С. Волхонин и П.П. Степанов (1969) провели интересные геолого-геофизические исследования, позволившие выявить морфологию мезозойских структур, скрытых под покровом мезозойско-кайнозойского платформенного чехла в ряде крупных депрессий Южной и Восточной Монголии.

Большое значение для выяснения истории мезозойского тектонического развития имели геологосъемочные работы экспедиции № 15 Научно-исследовательской лаборатории геологии зарубежных стран, проводившиеся на северо-востоке Монголии в 1962-1967 гг. Съемки выполнены С.М. Калимулиным, В.А. Благонравовым, М.В. Дуранте и другими под общим руководством Л.П. Зоненшайна. Выводы этих авторов о месте раннемезозойских структур в схеме тектонического развития Монголии и начале формирования платформенного этапа совпадают с изложенными выше.

Позднее Л.П. Зоненшайн (1972) рассматривает мезозойские структуры Восточной Монголии частью как регенерированные геосинклинали, частью как орогенные структуры, завершившие развитие позднепалеозойской Солонкерской геосинклинальной зоны.

В 1970 г. М.С. Нагибина впервые обосновала выделение двух типов мезозойских структур Монголии (ревивации и активизации), развитие которых связано с самостоятельным мезозойским геотектоническим этапом. Принципы выделения и характеристика этих структур будут изложены ниже.

Л.П. Зоненшайн, Н.Г. Маркова и М.С. Нагибина (1971), рассматривая соотношение мезозойских и палеозойских структур Монголии, пришли к согласованному выводу о самостоятельном значении мезозойского геотектонического этапа Монголии.

ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ МЕЗОЗОЙСКИХ СТРУКТУР

Особенностью геологического развития Монголии в мезозойское время является господство континентальных условий осадконакопления, удивительная пестрота фаций и интенсивный, но неравномерно распределенный по площади гранитоидный магматизм и проявление наземного вулканизма. Активная вулканическая деятельность и гранитообразование имели в мезозое повторный характер. Они развивались на разновозрастном палеозойском и более древнем складчатом основании, в пределах которого в результате более ранних процессов гранитообразования, происходивших в течение геосинклинальной и орогенной стадий развития, уже была сформирована кора гранитного типа.

В основу классификации континентальных мезозойских структур, широко распространенных на востоке Азии (Нагибина, 1963, 1963а, 1967), были положены следующие признаки: состав слагающих их терригенных и вулканогенных формаций, проявление интрузивного магматизма и морфология структур. Эти же принципы были применены при разработке классификации мезозойских структур Монголии. В процессе изучения мезозойских структур Монголии особое внимание нами уделялось изучению состава отложений, их фациальных особенностей и магматизма.

В предыдущем разделе мы рассмотрели историю развития взглядов на мезозойскую тектонику Монголии. Из этого краткого обзора видно, что на современном этапе изученности имеются три варианта классификации мезозойских структур: 1) мезозойские структуры Монголии, сложенные молассоидными осадками и вулканогенными образованиями, и синхронные им гранитоиды тесно связаны с развитием палеозойских структур; они отражают завершающую орогенную стадию развития герцинид Монголии, затянувшуюся до верхнего мезозоя (верхней юры или нижнего мела); 2) мезозойские структуры Монголии – это регенерированные геосинклинали и орогенные структуры, развитие которых связано с завершением позднепалеозойской Солонкерской геосинклинали; 3) мезозойские структуры Монголии, представляющие результат самостоятельной эпохи тектогенеза.

Сравнение одномасштабных тектонических карт, составленных для районов развития палеозойских и мезозойских структур Монголии, показывает полное несовпадение плана развития верхнепалеозойских и мезозойских структур на территории страны. Так, для Южно-Монгольской складчатой системы герцинид, протягивающейся в широтном направлении через южную часть всей Монголии, характерно повсеместное развитие орогенных верхнепалеозойских (каменноугольные и пермские) структур и прорывающих их гранитоидов. В то же время, мезозойские структуры, сложенные молассоидными формациями, вулканитами и гранитоидами, развиты только на востоке Монголии. В других структурных зонах – Центрально-Монгольской и Хангай-Хэнтэйской – наблюдается такое же пространственное несовпадение верхнепалеозойских орогенных структур и мезозойских вулканогенно-осадочных молассоидных комплексов и гранитоидов. Такое пространственное сочетание мезозойских и верхнепалеозойских орогенных структур вряд ли может быть объяснено с точки зрения их однотипного развития и формирования в результате единого орогенного этапа развития гер-

цинид. Если все же придерживаться этой точки зрения, то восточномонгольские герциниды пришлось бы рассматривать как особые структуры, орогенное развитие которых продолжалось, начиная с верхнего палеозоя (пермо-карбона) до раннего мела включительно. Аналогов таких герцинид в других частях света не известно.

Рассмотрим вторую точку зрения, которая трактует интересующие нас структуры как регенерированные мезозоиды, развитие которых продолжалось с поздней перми до раннего мела. В качестве примеров структур обычно приводятся два прогиба: Джаргалантуинский на северо-востоке и Солонкерский на юге Монголии. Анализ имеющихся геологических данных показывает, что оба прогиба в верхней перми были сложены терригенными молассоидными формациями и кислыми вулканитами, а северный из них в позднем триасе (рэт-лейасе) также был сложен молассоидными морскими и терригенными формациями в сочетании с базальтами, диабазами, кислыми субвулканическими образованиями и гранитоидами (гранодиориты и аляскиты), т.е. осадочными и магматическими формациями, характерными либо для структур орогенной стадии развития, либо для структур ревивации. Если эти прогибы все же считать регенерированными геосинклиналями, то придется отметить, что они от начала и до конца своего развития находились только в завершающей орогенной стадии.

Авторы придерживаются третьей точки зрения, аргументированное обоснование которой будет изложено ниже, в разделе "Мезозойские структуры".

Анализ формационного состава отложений, морфологии структур и магматизма позволили выделить на территории Монголии разнотипные мезозойские и кайнозойские тектонические структуры:

1) структуры мезозойской ревивации - новообразованные сводовые поднятия и прогибы, сложенные молассоидными терригенными и угленосными отложениями и вулканитами различного (от основного до кислого) состава. Мощность этих отложений изменчива от 2-3 до 5 км. Развитие этих прогибов и поднятий сопровождалось внедрением гранитоидов (от габбро-диоритов и гранодиоритов до аляскитов) вулкано-плутонической формации.

2) структуры мезозойской активизации - сводовые поднятия и прогибы, сложенные терригенными молассоидными отложениями (без вулканитов), мощностью от 2 до 4 км. Эти структуры также наложены на разновозрастное складчатое основание.

3) структуры платформенного чехла - синеклизы и антеклизы, сложенные удивительно однообразными красноцветными, преимущественно тонкозернистыми озерно-аллювиальными отложениями верхнего мела - палеогена (пески, глины с редкими прослоями гравелитов, гипсов и карбонатных пород). Общая мощность этих отложений измеряется сотнями метров и лишь местами достигает 1 км. Как правило, это - рыхлые или слабосцементированные отложения, местами переслаивающиеся с редкими покровами базальтов трапповой формации. Палеогеографические реконструкции показывают, что площади былого распространения осадков позднего мела и палеогена были значительно шире их современных контуров. Анализ распределения их мощностей и фаций позволяет выделить на юго-востоке и юге Монголии обширные плоские синеклизы (Тамцагская, Восточно-Гобийская, Нэмэгэтинская и др.). Горные хребты Гобийского Алтая, разделяющие современные выходы красноцветных отложений синеклизы Нэмэгэту и других, возникли уже в кайнозое, после накопления платформенных осадков верхнего мела и палеогена.

4) структуры новейшего кайнозойского этапа активизации, образовавшиеся в неоген-четвертичное время.

На базе приведенной классификации и была составлена карта мезозойской и кайнозойской тектоники Монголии. При ее составлении использовались все известные ранее и главным образом новейшие материалы по стратиграфии, составу и условиям залегания мезозойских отложений, времени проявления гранитоидного магматизма и вулканитов, полученные при полевых исследованиях (1968-1972 гг.) сотрудниками Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции. Главнейшие из них следующие:

1. По северо-востоку Монголии составлены новые опорные стратиграфические разрезы континентального триаса, юры и раннего мела и получены новые данные о составе и возрасте вулканогенных пород, переслаивающихся с терригенными отложениями.

2. В бассейне р. Джаргалантуин-Гол (левый приток р. Онон) были установлены прибрежно-морские фации триасовых отложений, охарактеризованные морской фауной аммонитов и пелеципод.

3. Новые данные по стратиграфии и составу позднемезозойских отложений, а также палеовулканологические исследования позволили пересмотреть последовательность основных и кислых вулканических излияний. Выделен единый комплекс согласно залегающих осадочных и вулканогенных пород (чойбалсанская серия), формирование которого происходило, начиная с конца средней юры и до нижнего мела включительно. В основании этого разреза располагаются грубообломочные и частично угленосные отложения и вулканиты основного и среднего состава, верхние его части сложены кислыми и субщелочными вулканитами и комагматичными интрузивными и субвулканическими образованиями.

4. Верхняя часть разреза позднемезозойских отложений выделена под названием дзунбаинской серии раннего мела, сложенной существенно терригенными, частично угленосными породами, со сравнительно небольшим участием вулканогенных образований (базальты и трахибазальты). Изучение парагенетических взаимоотношений тонкозернистых и грубообломочных пород внутри этого полифациального комплекса позволило отнести отложения дзунбаинской серии, как и более ранние отложения юрского и триасового возраста, к молассоидной формации межгорных прогибов.

5. Новые стратиграфические и тектонические исследования мезозойских отложений западной Монголии позволили отнести их к амагматичным структурам мезозойской активизации, а не к платформенным образованиям, как это было принято ранее. Внутри мезозойского комплекса молассоидных отложений удалось выделить и четко обосновать два этапа их формирования: ранний (нижняя - средняя юра) и поздний (верхняя юра - нижний мел). Ранее образование глыбово-складчатых деформаций мезозойских отложений по времени относилось к единому неотектоническому этапу.

6. Петролого-геохимические исследования, а также многочисленные определения абсолютного возраста позволили выделить в пределах Монголии два комплекса интрузивных пород вулкано-плутонической формации гранитоидного состава (ранне- и позднемезозойские) и расчленить их на ряд геохимических типов. В результате этих исследований была составлена карта мезозойских гранитоидов, на которой выявилась пространственная закономерность в размещении различных геохимических типов пород и связанного с ними оруденения. Выявлены новые типы редкометального оруденения. Карта геохимических типов мезозойских гранитоидов была целиком использована при составлении тектонических карт Монголии, что позволило наметить определенные связи в развитии мезозойского магматизма, тектоники и металлогении.

СТРУКТУРЫ ПАЛЕОЗОЙСКОГО И БОЛЕЕ ДРЕВНЕГО ОСНОВАНИЯ

Прежде чем перейти к характеристике мезозойских структур Монголии, необходимо коротко остановиться на характеристике домезозойских складчатых сооружений, т.е. того основания, на котором развивались мезозойские прогибы и поднятия и формировались мезозойские граниты. По данным В.А. Амантова, П.С. Матросова (1961), Р.А. Хасина, Ю.А. Борзаковского (1966), Л.П. Зоненшайна (1967, 1970, 1972), И.Б. Филиповой (1970), А.Б. Дергунова, Н.С. Зайцева, А.А. Моссаковского и А.С. Перфильева (1971), в Монголии прослеживается ряд параллельных складчатых зон, которые, дугообразно изгибаясь, протягиваются через всю страну, имея на западе широтное и северо-западное, а на востоке – северо-восточное направление. Конфигурация зон приспособлена к южному клиновидному выступу Сибирской платформы, который они огибают. В строении всех зон главную роль играют палеозойские геосинклинальные образования, хотя в некоторых из них немаловажное значение принадлежит и более древним, протерозойским, образованиям. Складчатый фундамент территории был сформирован в течение двух главных геотектонических эпох: байкальской, или раннекаледонской, и герцинской. История формирования этих структур рассматривалась по-разному. Л.П. Зоненшайн (1970, 1972), А.Б. Дергунов, Н.С. Зайцев, А.А. Моссаковский и А.С. Перфильев (1971) развивают гипотезу о формировании Южно-Монгольской герцинской эвгеосинклинальной системы на океаническом базальтовом основании, а герцинских миогеосинклинальных или регенерированных геосинклиналей Центральной и Западной Монголии (Хангайская, Хэнтэйская и др.) – на консолидированном гранитном основании, сформированном в течение протерозоя и в вендско-кембрийское время.

На северо-западе Монголии выделяется древняя Северо-Монгольская складчатая система, сложенная дислоцированными и метаморфизованными протерозойскими и вендско-кембрийскими геосинклинальными комплексами, пронизанными огромными массами гранитоидов раннепалеозойского возраста. Последние слагают обширные поля, среди которых можно наблюдать лишь фрагменты протерозойских и палеозойских структур.

На байкальское (или раннекаледонское) основание резко несогласно наложены силурийские и девонские межгорные прогибы, сложенные терригенными молассоидными отложениями и субаэральными вулканитами различного состава, также прорванными гранитоидами. Древнее протерозойское и вендско-кембрийское складчатое основание прослеживается и далее на восток от Северо-Монгольской зоны через всю Монголию, слагая остов крупнейшего Центрально-Монгольского поднятия или мегаантиклинория.

Центрально-Монгольский мегаантиклинорий располагается между крупными герцинскими структурами: Хангайским и Хэнтэйским синклинориями на севере и Южно-Монгольской эвгеосинклинальной системой на юге. Протерозойское основание в пределах Центрально-Монгольского мегаантиклинория сохранилось в виде выступов в ядрах геоантиклинальных поднятий, сложенных либо терригенно-карбонатными толщами, либо субаэральными вулканитами вендско-кембрийского возраста. Между этими поднятиями, ограниченными разломами,

располагаются узкие троги, сложенные кремнисто-вулканогенными формациями вендско-кембрийского возраста. Дислоцированные нижнепалеозойские образования прорваны гранитоидами.

Резко несогласно на нижнепалеозойских структурах залегают силурийские (венлокские), девонские и нижнекаменноугольные отложения, представленные морскими черносланцевыми и флишоидными отложениями и более грубозернистыми геоантиклинальными формациями, континентальными и морскими молассами и наземными вулканитами различного состава. Отложения силура, девона и нижнего карбона дислоцированы и прорваны многочисленными гранитными интрузивами.

Отложения верхнего палеозоя (от среднего карбона до перми) образуют разобщенные выходы, представленные континентальными, частью морскими, орогенными формациями - кислыми наземными вулканитами, грубообломочной молассой и реже терригенно-карбонатными отложениями. Верхняя часть разреза этого комплекса включает грубообломочную молассу верхней перми. Верхнепермские грубообломочные терригенные, местами угленосные отложения, формировались в северо-восточной части Центрально-Монгольского мегаантиклинория в морских условиях, а на западе - в континентальных. Морские отложения верхней перми слагают Предхэнтэйский и Ульдзинский орогенные прогибы. В верхней части разрезов этих прогибов местами заключены раннетриасовые отложения.

Орогенные отложения верхнего палеозоя дислоцированы значительно проще нижне- и среднепалеозойских комплексов и прорваны гранитоидами верхнекарбонового и пермского возраста.

Хангайский и Хэнтэйский синклинории в пределах территории Монголии прослеживаются в центральных частях Хангайского нагорья и Хэнтэйского хребта. Оба синклинория сложены мощными, преимущественно терригенными, метаморфизованными толщами нижнего палеозоя и песчано-алевролитовыми отложениями среднего палеозоя (силур, девон и нижний карбон), среди которых всегда присутствуют горизонты яшм, яшмокварцитов и в меньшем количестве рассланцованных диабазов. Складчатые среднепалеозойские отложения прорваны гранитными интрузивами Хангайского комплекса (аналоги гранитоидов Большой Чикойской интрузии в СССР). В Хэнтэйском синклинории на размытой поверхности складчатых среднепалеозойских и более древних образований залегают морские и прибрежные молассоидные отложения - конгломераты, гравелиты, седиментационные брекчии, песчаники и алевролиты, переслаивающиеся с вулканитами верхнего палеозоя (средний-верхний карбон и пермь); они слагают орогенный Орхон-Селенгинский и другие прогибы. В восточной части Хэнтэйского синклинория, на территории Забайкалья (в районе Хапчерангского прогиба), верхняя часть разреза отличается присутствием морских отложений раннего (местами среднего) триаса, близких к пермским по формационному составу. Эти отложения смяты в простые брахиформные складки и прорваны гранитоидами.

Южно-Монгольская эвгеосинклинальная система располагается к югу от Центрально-Монгольского мегаантиклинория и Северо-Монгольской зоны; она образует самую протяженную в пределах Монголии зону и прослеживается от западных до восточных границ страны. На западе эта зона продолжается в пределы советского Алтая, а на востоке ее продолжением является Гиринская зона в Китае.

В пределах Южно-Монгольской геосинклинальной системы выделяются крупные структуры: Южно-Монгольский и Солонкерский геосинклинальные прогибы и разделяющие их узкие геоантиклинальные поднятия или антиклинории (Южно-Гобийский и др.). Геосинклинальные прогибы сложены силурийскими, девонскими и нижнекаменноугольными эвгеосинклинальными отложениями - граувакками и кремнистыми породами, переслаивающимися с пластами карбонатных пород и покровами основных эффузивов - продуктами подводных излияний. Породы смяты в складки и пронизаны синскладчатыми интрузиями габбро-пла-

гиогранитов, расчленены многочисленными разломами, вдоль которых проникли тела гипербазитов. Верхнепалеозойские отложения (средний-верхний карбон и нижняя пермь) в пределах Южно-Монгольского геосинклинального прогиба и геоантиклинальных поднятий представлены мощными толщами орогенных формаций - кислыми и основными вулканитами.

В пределах Солонкерского прогиба, по данным О.Д. Суетенко, наиболее широким распространением пользуются отложения каменноугольного - пермского возраста. В монгольской части прогиба в основании этого комплекса залегает пестроцветная молассоидная толща (несколько сотен метров) аркозовых и кварцевых песчаников, гравелитов и конгломератов с подчиненными горизонтами известняков и реже кислых эффузивов. Соотношение их с отложениями силура и девона неясны; они залегают на донижнекаменноугольных гранитоидах.

Пестроцветная молассоидная толща в центральной части Солонкерского прогиба согласно сменяется мощной (свыше 3000 м) каменноугольной-нижнепермской солонкерской серией, представляющей ассоциацию граувакковых песчаников, гравелитов со спилитами и кремнистыми породами. Это отложения с размывом перекрываются фациально изменчивой верхнепермской вулканогенно-осадочной толщей, содержащей в основании базальные конгломераты. В верхней части разреза этой толщи, состоящей из туфопесчаников, туфов, средних и кислых эффузивов с линзами известняков, появляются пачки кремнистых сланцев и алевролитов. Мощность этой толщи, содержащей фауну низов поздней перми, превышает 1500 м. Позднепалеозойский комплекс Солонкерского прогиба венчается песчано-сланцевой толщей, возраст которой предположительно определен как конец поздней перми или начало раннего триаса.

Таким образом, почти весь разрез позднепалеозойских отложений Солонкерского прогиба характеризуется пестрым чередованием разнофациальных, контрастных по своему составу отложений. Общий план складчатых дислокаций позднепалеозойского комплекса унаследован от ранне- и среднепалеозойских структур, но уже в отложениях верхней перми и пермо-триаса наблюдается заметное упрощение дислокаций и появление брахиформных структур. Описанные структуры расчленены многочисленными разломами, вдоль которых местами проникли протрузии гипербазитов и габбро. Весь комплекс пород прорван гранитоидами от умеренно кислых до щелочных разновидностей. Верхняя возрастная граница гранитоидов, прорывающих отложения поздней перми, определяется как дотриасово-юрская на том основании, что гранитоиды перекрываются толщей вулканитов с абсолютным возрастом 185-150 млн.лет (Борзаковский, Суетенко, 1970).

В пределах Южно-Гобийского антиклинория обнажаются выступы докембрийских (довендские) метаморфических пород и вендских отложений. Сравнительно широким распространением пользуются песчано-сланцевые и эффузивно-кремнистые толщи, возраст которых условно определяется как ордовик-силур.

Отчетливо фиксируются предверхнесилурийские или преддевонские складчатые дислокации. Нижнекаменноугольные отложения представлены геоантиклинальными молассоидными морскими и континентальными фациями. Выше располагается мощная серия вулканитов кислого, среднего и основного состава среднего-верхнего карбона и нижней перми. Антиклинории Южно-Гобийской зоны насыщены многочисленными телами палеозойских гранитоидов. Среди них преобладают позднепалеозойские (каменноугольные) гранитоиды, комагматичные позднепалеозойским субаэральным вулканитам.

Заканчивая характеристику геосинклинальных структур палеозойского складчатого основания Монголии, следует подчеркнуть некоторые характерные общие черты их развития. В процессе формирования герцинских складчатых структур отчетливо проявились крупные структурно-формационные зоны - геосинклинальные прогибы (синклинории) и геоантиклинальные поднятия (антиклинории), ограниченные длительноразвивавшимися глубинными разломами или системами разломов. Геосинклинальные прогибы различались по своим формационным особенностям. В Южно-Монгольской системе преимущественно

развиты среднепалеозойские эвгеосинклинальные формации. В Хангай-Хэнтэйской зоне преимущественное развитие получили терригенные толщи с подчиненными прослоями кремнистых сланцев и спилитов. К зонам антиклинориев приурочено многократное внедрение гранитных интрузий ранне- и среднепалеозойского возраста, а к зонам разломов в пределах синклинориев - ультраосновных и основных интрузий и протрузий.

В верхнепалеозойское время почти на всей территории Монголии, за исключением крайнего северо-запада, происходило формирование орогенных структур с контрастным тектоническим рельефом. Отложения этого возраста (от верхнего карбона до верхней перми включительно) накапливались в межгорных и остаточно-геосинклинальных прогибах, разделенных поднятиями. Они представлены формациями орогенного класса - морскими и континентальными терригенными и угленосными молассами, наземными вулканитами преимущественно среднего и кислого состава.

Тематические стратиграфические исследования, проведенные М.В.Дуранте (1971), позволили установить, что в течение всего верхнего палеозоя одновременно в различных структурно-формационных зонах существовали терригенные и вулканогенные молассоидные комплексы. Вверх по разрезу от карбона к верхней перми в виде общей тенденции намечается смена вулканогенных молосс терригенными.

По отношению к структурам геосинклинального основания одни из верхнепалеозойских орогенных прогибов являлись унаследованными, другие - резко наложенными. С верхнепалеозойским орогенным этапом связано внедрение огромных масс гранитоидов, обычно комагматичных наземным вулканитам. Интрузии гранитоидов при этом формировались не только в пределах антиклинориев, но и в синклинориях.

МЕЗОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ

В мезозое на территории Монголии происходили интенсивные тектонические движения, в значительной мере переработавшие охарактеризованное выше палеозойское и более древнее основание. Выяснению соотношений палеозойских и мезозойских структур Монголии посвящена статья Л.П. Зоненшайна, Н.Г. Марковой и М.С. Нагибиной (1971).

Сравнение структурных планов развития мезозойских и палеозойских структур позволяет отметить как черты сходства, так и резкие различия. Прежде всего следует отметить полное несовпадение планов развития верхнепалеозойских орогенных структур и близких к ним по формационному составу 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, к востоку от меридианов 100 и 105° в.д. Для крупных палеозойских геосинклинальных структур характерно субширотное простирание главнейших структурно-формационных комплексов и соответственно субширотное простирание разнотипных геосинклинальных систем.

Среди мезозойских образований наиболее четко выражена меридиональная зональность в размещении главных структурно-формационных комплексов. Такие резкие различия в соотношении планов развития палеозойских и, в частности, верхнепалеозойских и мезозойских тектонических форм позволяют отметить самостоятельность мезозойского этапа геотектонического развития Монголии. Об этом также свидетельствует резкая наложенность мезозойских структур на разновозрастные палеозойские и докембрийские геосинклинальные системы, а за пределами Монголии и на чехол древних платформ. Разрыв во времени между мезозойскими структурами и структурами основания измеряется не только периодами, но даже эрами (например, протерозой-мезозой в Селенгинском районе). Но несмотря на такой разрыв во времени, морфологический анализ соотношений мезозойских и палеозойских структур Монголии обнаруживает четкую унаследованность простирания крупных мезозойских структур от длительноживущих палеозойских и даже рифейских глубинных разломов. Именно этим можно объяснить то, что при общей резкой наложенности мезозойских структур на разновозрастное основание наблюдается все же четкое совпадение направлений главных мезозойских глыбово-складчатых структур с простиранием крупных тектонических форм палеозойского и байкальского основания, ограниченных разломами. Привлекая материалы по соседним территориям, здесь небезынтересно отметить, что в случае наложения однотипных мезозойских структур на еще более древнее - архейское - основание (например, Алданский щит Сибирской платформы) какого-либо наследования простираний мезозойскими структурами древнего основания не наблюдается.

Вопрос о начале мезозойской геотектонической эпохи в Монголии решается также на основании соотношений палеозойских (в частности, верхнепалео-

зойских) и мезозойских структур. Развитие верхнепалеозойских остаточных геосинклинальных прогибов в отдельных участках прилегающей территории Восточного Забайкалья (например, Даурско-Ононский прогиб) затягивается до нижнего триаса включительно. Новообразованные мезозойские структуры обычно сложены верхнетриасовыми и нижнеюрскими отложениями.

В пределах Джаргалантуинского прогиба северо-восточной Монголии начало мезозойской геотектонической эпохи Л.П. Зоненшайн относит к поздней перми. Однако несогласные соотношения меридионального пермского и раннетриасового прогиба с субширотным рэт-лейасовым прогибом (Нагибина, Бадамгарав, 1974) позволяют утверждать, что начало мезозойского тектонического развития в пределах Джаргалантуинской структурной зоны следует считать с верхнего триаса (или рэт-лейаса) так же, как это установлено на соседней территории Восточного Забайкалья.

В Восточном Забайкалье и Северной Монголии в верхнем триасе на разновозрастном, палеозойском и докембрийском, основании формировались прогибы (Ингодино-Шилкинский, Джаргалантуинский, Орхонский, Северочойбалсанский и Дашибалбарский), для которых было характерно накопление терригенных молассоидных отложений морского, прибрежно-морского и континентального происхождения, сочетающихся с магматическими образованиями (покровами и силлами диабазов, диабазовых и базальтовых порфиритов, андезитов и их туфов и более поздними субвулканическими образованиями кислого состава). Таким образом, начиная с триаса (поздний триас) и до нижнего мела включительно на территории Монголии четко проявились мезозойские глыбово-складчатые тектонические движения, в значительной мере переработавшие палеозойское и более древнее гранитизированное основание. В этот период на территории Монголии сформировались тектонические структуры, различающиеся между собой прежде всего по формационному составу и связанной с их развитием магматической деятельности. На востоке Монголии в это время происходило образование структур ревивации - крупных сводово-глыбовых поднятий, разделенных прогибами, проявление активной вулканической деятельности дифференцированного состава и внедрение гранитоидов. На западе формировались амагматичные мезозойские структуры активизации, по терминологии М.С. Нагибиной (1968).

Изучение стратиграфии мезозойских отложений и специальные тектонические исследования позволили выявить отдельные стадии или этапы в развитии структур ревивации и активизации: раннемезозойскую, охватившую период времени от триаса (поздний триас) до ранней и средней юры и позднемезозойскую, охватившую период времени от верхов средней юры до нижнего мела включительно. По направлению с запада на восток возрастная граница между этими этапами несколько смещается.

МЕЗОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ РЕВИВАЦИИ МОНГОЛИИ

В образовании мезозойских структур ревивации на востоке Монголии отчетливо выделяются два этапа их развития: раннемезозойский и позднемезозойский.

Раннемезозойский этап развития структур

В результате тектонических движений в позднетриасовое и нижне-среднеюрское время происходило формирование крупных линейных сводовых поднятий, разделенных системами параллельных им прогибов, обычно осложненных продольными и поперечными разломами. В восточной части Монголии по направлению с северо-запада на юго-восток выделяются следующие структуры: Северо-Селенгинская и Орхон-Селенгинская системы прогибов, разделенные Бутэлеинским поднятием, Хэнтэйское поднятие, Монголо-Охотская система про-

гибов, Модотино-Эрэн-Дабанское поднятие, Дашибалбаро-Северочойбалсанская система прогибов, Прикеруленское поднятие, Сайханобинско-Южнокеруленская система прогибов, Южно-Монгольская система прогибов и поднятий. Последние структуры на юге Монголии выявляются значительно менее четко, так как они на большом протяжении погребены под рыхлыми верхнемеловыми отложениями платформенного чехла. Эти структуры выявлены на основании находок отдельных выходов мезозойских отложений на поверхность; они прослеживаются по геофизическим данным и данным бурения под отложениями платформенного чехла (рис.1).

РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ МОНГОЛИИ И ПРЕДХЭНТЭЙСКОЙ ЗОНЫ

Раннемезозойские структуры северо-восточной Монголии располагаются на обширной территории от бассейна р.Селенги до Южнокеруленской зоны.

Орхон-Селенгинская система прогибов прослеживается к югу от долины р.Селенги, в междуречье Орхона и Толы и далее в северо-восточном направлении на протяжении около 450 км (в пределах Монголии), при ширине от 30 до 120 км. Эти прогибы в последние годы были изучены А.А.Моссаковским, О. Томуртогоо, В.В.Кепежинскас и А.Я.Салтыковским. По их данным в пределах рассматриваемой системы прогибов выделяются Тамиринский, Орхонский и Южно-Селенгинский прогибы. Далее к северо-востоку располагается Чикойский прогиб, находящийся уже за пределами Монголии, в Советском Забайкалье. Эти прогибы, сопряженные с крупными краевыми глубинными разломами Монголо-Охотской системы - Селенгинским и Чикойским, - сложены верхнетриасовыми и юрскими континентальными грубообломочными терригенными отложениями, переслаивающимися с вулканогенными образованиями.

Раннемезозойские прогибы Орхон-Селенгинской системы являются четко выраженными конседиментационными приразломными синклинальными структурами. Одни из них имеют унаследованный характер и как бы вложены после длительного перерыва в осадконакоплении, но без видимого несогласия, в более крупные верхнепалеозойские синклинальные структуры, другие наложены непосредственно на более древнее рифейско-кембрийское основание. Мощность молассоидных и вулканогенных отложений верхнего триаса-юры в пределах этих прогибов колеблется, по данным упомянутых выше авторов, от 2 до 7 км. В наиболее хорошо изученных прогибах удается проследить, что мощность мезозойских отложений от периферии к центру этих структур изменяется в 5-6 раз. 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 (туфоконгломератов, андезитовых порфиритов, дацитов и трахибазальтов).

По данным А.А.Моссаковского, главные особенности дислокаций верхнетриасово-юрских вулканогенно-осадочных отложений характеризуются крупными (20-30 км в поперечнике), изометричными или угловатыми мульдами коробчатого типа или односторонними грабенами (моноклиналями), образующими ступенчатую структуру. В каждом отдельном элементе этой структуры 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 простирание. 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. По простиранию Орхон-Селенгинской системы прогибов субширотные полосы описанных ступенчатых структур разделены протяженными продольными глыбовыми надвигами, плоскости которых круто наклонены на юг.

Вдоль закономерно сочетающихся субширотных надвигов, северо-западных и меридиональных поперечных сбросов, сбросо-сдвигов и взбросов как в прогибах, так и в пределах поперечных поднятий палеозойского основания локализованы многочисленные, преимущественно небольшие тела мезозойских гранитоидов. Наиболее крупные из них располагаются в узлах пересечения разломов.

По простиранию отдельные прогибы Орхон-Селенгинской системы разделены, как уже указывалось, крупными поперечными поднятиями палеозойского и более древнего основания. Внутреннее строение прогибов характеризуется глубово-складчатыми дислокациями, приразломной складчатостью и разрывными нарушениями. Наиболее крупный из этих прогибов - Орхонский - изучен А.А. Моссаковским и О. Томуртогоо. Детальное его описание сделано О. Томуртогоо.

Орхонский прогиб[1] - наиболее крупный в Орхон-Селенгинской системе прогибов. Он расположен в междуречье Орхона и Толы, незначительно заходя северным крылом на левобережье р. Орхон. В плане прогиб имеет удлиненную треугольную форму при ширине, изменяющейся от 80 км на западе до 10-15 км на востоке и вытянут в северо-восточном направлении более чем на 150 км.

На существование в междуречье Орхона и Толы самостоятельной впадины впервые обратили внимание Ю.Я. Петрович и В.А. Ботезату. Однако мезозойский возраст отложений Орхонского прогиба был впервые установлен в 1963-1966 гг. исследованиями В.А. Амантова, Э.В. Михайлова, Т.А. Грецкой, А.А. Моссаковского и Л.П. Зоненшайна.

Орхонский прогиб подстилается нижне- и среднекаменноугольными терригенными и пермскими вулканогенными толщами, принадлежащими Орхон-Селенгинскому герцинскому орогенному прогибу, сформировавшемуся на раннекаледонском фундаменте. При этом выполняющие Орхонский прогиб нижнемезозойские отложения залегают на разных горизонтах подстилающих пород структурно совершенно согласно, что указывает на отсутствие складчатых деформаций в период между формированием этих разновозрастных отложений (Грецкая, Моссаковский, 1969).

Раннемезозойские образования Орхонского прогиба представлены терригенной абзогской и согласно надстраивающей ее вулканогенной могодской свитами, возраст которых на основании находок большого количества ископаемых растительных остатков, приуроченных к породам нижней свиты, достаточно уверенно устанавливается как средне-верхнетриасовый, возможно с элементами нижней юры (рис. 2, 3).

Абзогская свита имеет отчетливо выраженное груборитмичное строение, обусловленное двукратной перемежаемостью в ней конгломерато-песчаниковых и песчанико-алевролитовых толщ, несущих все признаки аллювиально-пролювиально-озерного происхождения. Характерно резкое уменьшение мощности абзогской свиты при движении по Орхонскому прогибу с юго-запада на север и северо-восток. Так, мощность этой свиты, составляющая к северу от оз. Угей-Нур 4000 м, при приближении к горе Сул-Ундур и к бассейну р. Аратэли-Гол, расположенным в северной и северо-восточной частях междуречья Орхона и Толы, уменьшается до 270-290 м, а несколько севернее свита полностью выклинивается, в связи с чем на пермских породах непосредственно залегает уже могодская свита. Тем самым отчетливо устанавливается ложное моноклинальное залегание абзогской свиты.

Могодская свита начинается также с базальной конгломератово-песчаниковой толщи (150-400 м), однако остальная, большая часть ее разреза сло-

[1] Л.П. Зоненшайн (1967) называет его Абзогской впадиной, что представляется неточным, так как рассматриваемая впадина занимает все междуречье Орхона и Толы, а не ограничивается районом горы Абзог или Сомона того же названия.

жена андезитовыми, трахиандезитовыми, реже базальтовыми и трахибазальтовыми лавами и пирокластами. Неполная, видимая мощность свиты изменяется от 1000 до 1800 м.

Нижнемезозойские отложения Орхонского прогиба нередко прорваны мелкими штоками гранитов с радиологическим возрастом (по биотиту) 180 млн.лет, а также многочисленными субвулканическими телами липаритов и дацитов.

Первичная конседиментационная структура Орхонского прогиба формировалась, как это показано О. Томуртогоо (1972), в тесной связи с прогибанием его ложа. Характер прогибания ложа прогиба не был равномерным. Озерно-пролювиально-аллювиальный седиментационный бассейн, в котором накапливались триасовые осадки, постепенно смещался в направлении с юго-запада на север и северо-восток. Это было обусловлено активным влиянием со стороны Хангай-Хэнтэйского варисцийского складчатого сооружения, постепенно разраставшегося и наступавшего на север, что находит подтверждение в присутствии в составе обломочного материала триасовых отложений Орхонского прогиба обилия обломков характерных красных яшмо-кварцитов и кремнистых алевролитов среднепалеозойской хангайской серии.

В отличие от простой синклинальной конседиментационной первичной структуры Орхонского прогиба его современная структура имеет типичный германотипный характер. Ведущая роль при этом отводится различноориентированным разрывным нарушениям. Последние расположены упорядоченно и в целом могут быть сгруппированы в три системы, отличающиеся различной ориентировкой.

Первую систему образуют наиболее многочисленные поперечные разрывы северо-западного простирания. Это преимущественно слегка изогнутые в плане сбросы (Орхонский, Хишиг-Ундэрский и др.) и взбросы (Могодский, Тахилантугольский), а также взбросо- и сбросо-сдвиги. У всех разрывов данной системы плоскости сместителей круто, под углом 70-80°, наклонены в восточных румбах. Обычно вдоль этих разрывов слои резко оборваны, образуя крутые (до 60° и более) углы падения, местами поставлены почти на голову. Как правило, зоны приразрывных дислокаций не превышают в ширину первых сотен метров. Однако вдоль отдельных разрывов эти зоны могут достигать в ширину первых десятков километров. Три из описываемых разрывов - Орхонский сброс, Могодский и Тахилантугольский взбросы - пересекают Орхонскую впадину на всю ее ширину и разбивают ее на три неравные блока: западный, центральный и восточный. Другая часть этих разрывов, развитая главным образом в пределах центрального и восточного блоков, разбивает эти блоки на целый ряд отдельных глыбовых ступеней.

Вторая система представлена продольными разрывами северо-восточной ориентировки. В отличие от поперечных разрывов первой системы они более прямолинейны и большей частью непротяженные. Плоскости сместителей большинства разрывов данной системы почти вертикальные или наклонены под углом около 75-80° на юго-восток. Наиболее протяженные сбросы ограничивают западный, центральный и восточный блоки Орхонского прогиба, придавая им почти прямоугольные очертания.

Третья система разрывов характеризуется широтным простиранием. Это несколько изогнутые или прямолинейные в плане структуры с крутыми сместителями. Наиболее крупный надвиг в этой системе - Бурэг-Хангайский, прослеживающийся приблизительно на 80 км к югу от сомонных центров Хишиг-Ундэр и Бурэг-Хангай. Примечательная особенность этого разрывного нарушения та, что оно сопровождается зоной сложного мелкого смятия слоев триасово-юрских отложений, достигающей ширины от первых сотен метров до 2-4 км. Сместитель Бурэг-Хангайского надвига наклонен на юг, угол его падения достигает 40°. Этот надвиг разделяет центральный блок Орхонской впадины на две неравные части: северную и южную.

Роль разрывных нарушений трех вышеперечисленных систем в создании современного структурного плана Орхонской впадины определяется тем, что

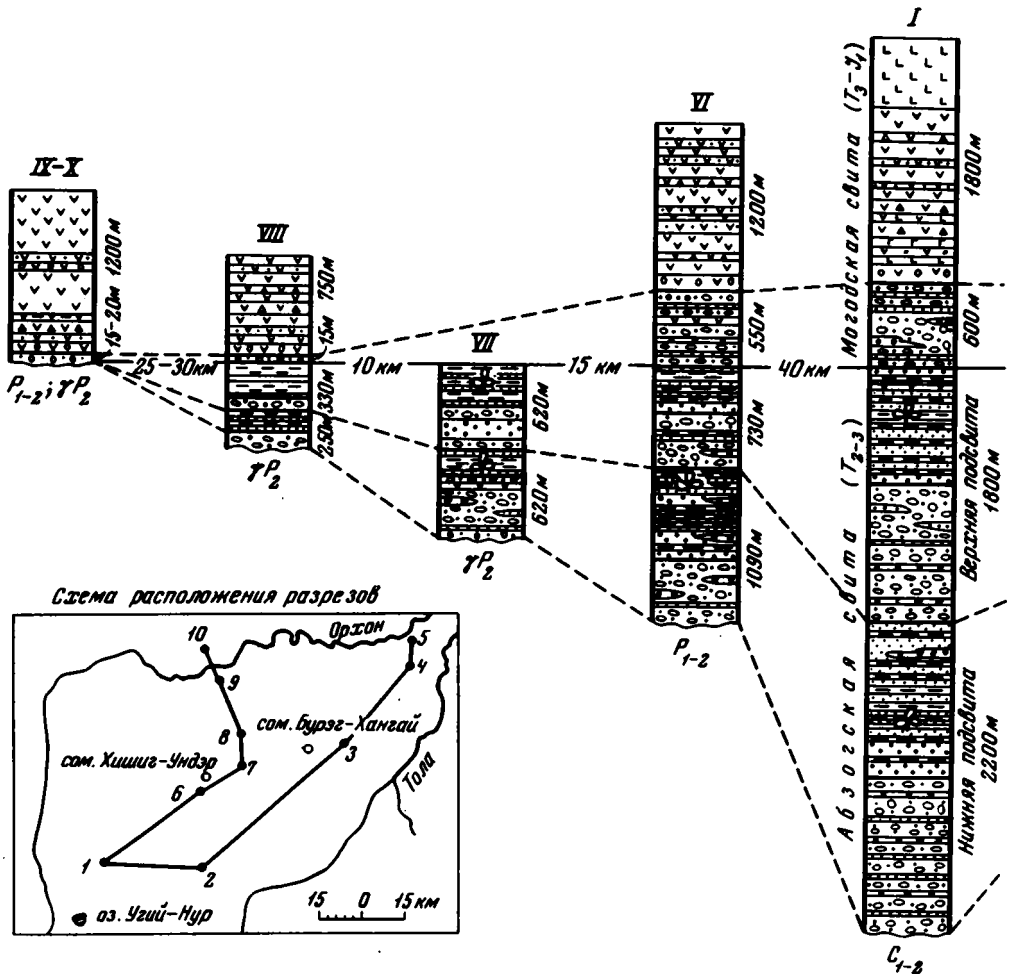
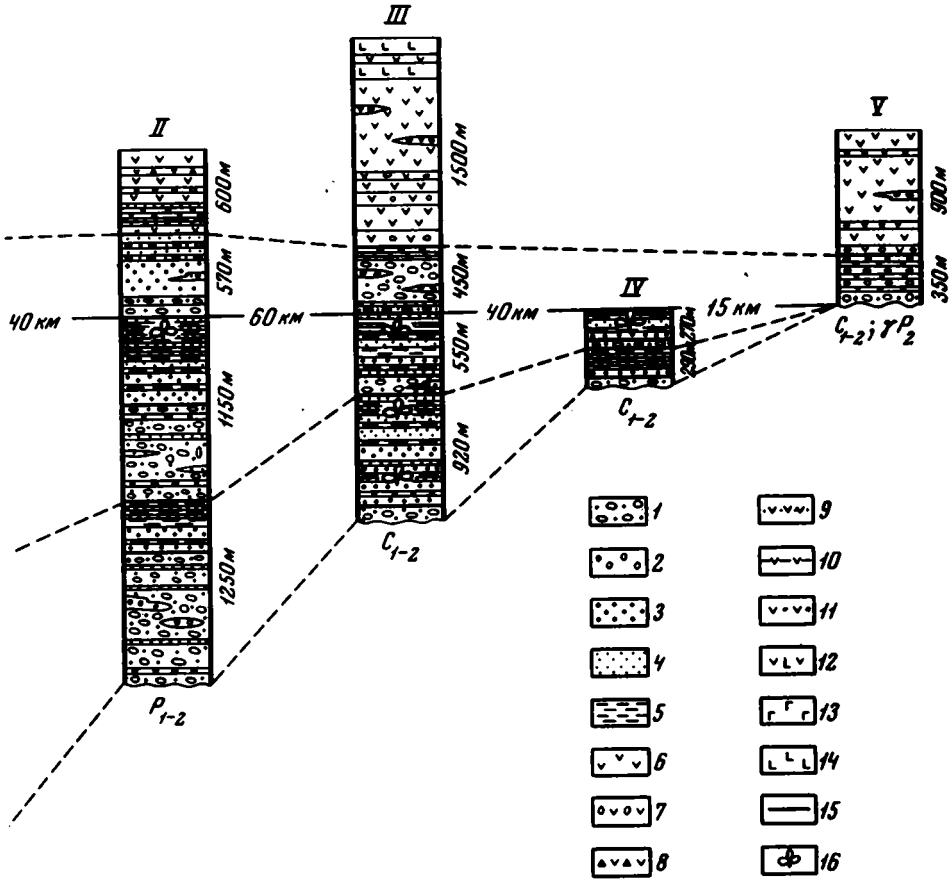


Рис. 2. Схема сопоставления стратиграфических разрезов верхнетриасовых - нижнеюрских отложений Орхонского прогиба. Составил О. Томуртогоо. (На врезке - схема расположения разрезов): I - к северу от оз. Угей-Нур; II - гора Абзог; III - к востоку от сомона Бурэг-Хангай; IV - верховья р. Аратэли-Гол; V - низовье р. Аратэли-Гол; VI - гора Цзала-Ула; VII - гора Хишиг-Ундэр; VIII-гора Сул-Ундэр; IX-X - гора Дэлгэр-Обо и гора Ульдзит-Ула

1 - конгломераты от среднегалечных до валунных; 2 - конгломераты мелко-

эти разрывы в сочетании друг с другом формируют многочисленные грабены и горсты, из которых только лишь в пределах первых в настоящее время локализованы триасово-юрские терригенные и вулканогенные образования. Характерно, что большинство этих грабенов непосредственно примыкает друг к другу по взбросовым нарушениям и лишь в пределах северной части центрального блока прогиба отделены соразмерными горстами, сложенными с поверхности пермскими эффузивами. При этом, как впервые было установлено Т.А.Грецкой и А.А.Моссаковским (1969), западные и юго-западные борта этих грабенов обычно приподняты, в связи с чем здесь часто на поверхность выходят выступы палеозойского основания, тогда как противоположные их борта значительно опущены.

По характеру дислокаций триасово-юрских отложений все три отмеченные блока Орхонского прогиба отличаются друг от друга.



галечные и гравелиты; 3 - песчаники крупно- и грубозернистые; 4 - песчаники средне- и мелкозернистые; 5 - алевролиты; 6 - лавы андезитов и трахиандезитов; 7 - туфо- и лавоконгломераты андезитов; 8 - туфо- и лавобрекчии андезитов; 9 - туфы андезитов; 10 - пепловые туфы, туфогенные песчаники; 11 - лавы андезито-дацитов; 12 - лавы андезито-базальтов; 13 - лавы базальтов; 14 - лавы трахибазальтов; 15 - границы толщ; 16 - местоположение сборов растительных остатков

В западном блоке, ограниченном Орхонским, Ульдзитским, Могодским и Харабухайнгольским разрывами, триасово-юрские отложения образуют крупную могодскую грабен-синклиналь, которая вытянута в субмеридиональном направлении. Ее длина достигает 100 км, а ширина изменяется от 10-15 до 40-45 км.

В поперечном разрезе Могодская грабен-синклиналь обладает асимметричным строением: юго-западное крыло ее пологое (углы наклона слоев в 20-30° на северо-восток), а северо-восточное - крутое (слои наклонены на юго-запад под углом 45-50°) и оборванное сбросом. Ось синклинали смещена на северо-восток и в современной структуре сохранилась только в южной и средней, наиболее широких частях структуры. В остальных местах северо-восточное крыло не сохранилось и рассматриваемая структура представлена только одним юго-западным крылом, выступающим в виде широкой моноклин-

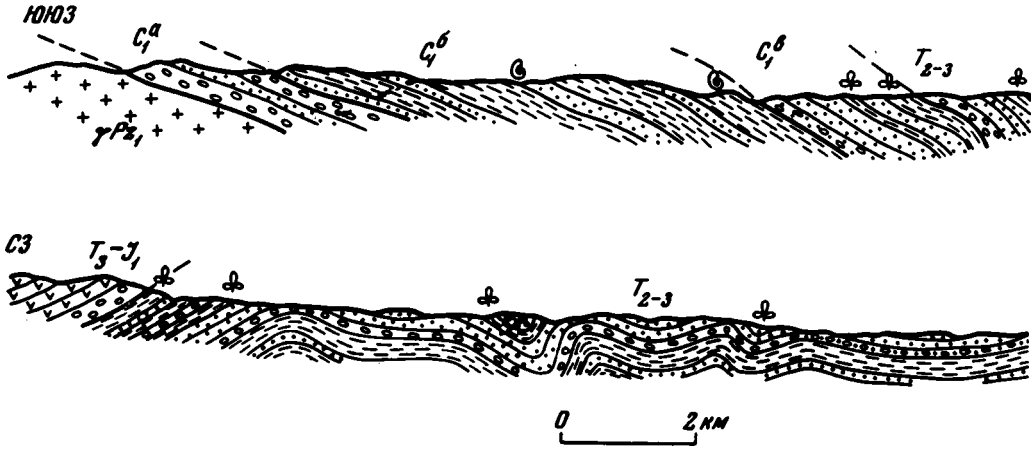


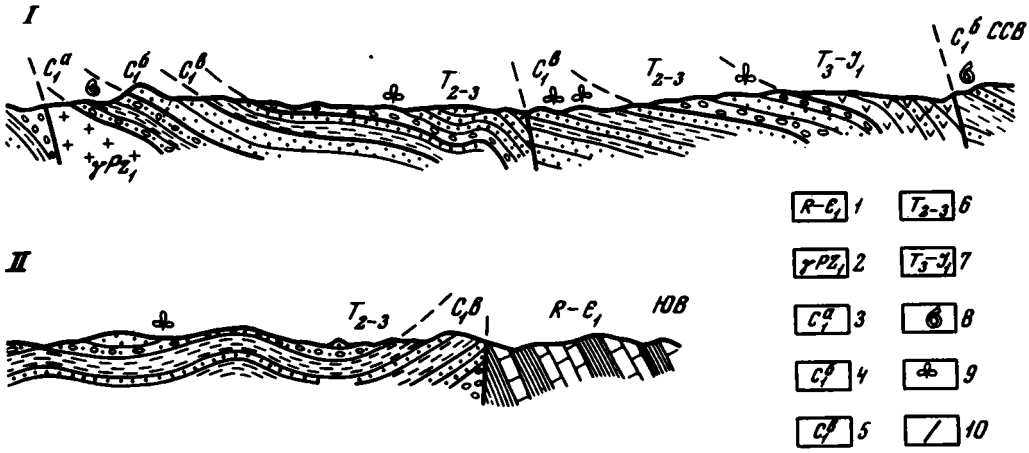
Рис. 3. Геологические соотношения каменноугольных и триасовых отложений

1 - разрез по долине р. Аратэли-Гол; II - разрез по сопкам юго-западнее сомона Бурэг-Хангай; 1 - метаморфическая толща рифея-нижнего кембрия; 2 - нижнепалеозойские гранитоиды; 3 - нижнекаменноугольная конгломерато-пес-

нали, в которой с юго-запада на северо-восток последовательно вскрываются отложения нижнего и среднего карбона, нижней и верхней подсвит абзогской свиты позднего триаса и могодской свиты верхнего триаса - нижней юры. Эта моноклиналь, которая может рассматриваться и как односторонний грабен, местами осложнена продольными, относительно крутыми флексурообразными изгибами, а также рассечена рядом мелких разрывов северо-западного и широтного простираний.

Аналогичные, но более простые и меньшие по размерам асимметричные грабен-синклинали и односторонние грабены развиты в восточном блоке Орхонского прогиба. Здесь выделяются три очень сходных, вытянутых в субмеридиональном или северо-западном направлении структуры, у которых приподнят юго-западный край и опущен по разлому северо-восточный. Протяженность этих односторонних грабенов и грабен-синклиналей - 15-25 км, их ширина изменяется от 6 до 16 км. Так же, как в Могодской грабен-синклинали, для односторонних грабенов и грабен-синклиналей восточного блока характерно пологое моноклинальное залегание слоев, падающих на северо-восток под углом 10-30° и последовательно изменяющих свой возраст от нижнего и среднего карбона на юго-западе до верхнего триаса - нижней юры на северо-востоке. Вблизи краевых взбросов и сбросов наклон слоев увеличивается до 50-60°. В целом, односторонние грабены и грабен-синклинали восточного блока демонстрируют, как это отметили Т.А. Грецкая и А.А. Моссаковский (1969), прекрасно выраженную ступенчатую структуру.

Центральный тектонический блок Орхонского прогиба построен более сложно. Широтным Бурэг-Хангайским надвигом он разделяется на две половины - северную и южную; их внутренняя структура различна. Северная половина Центрального блока имеет довольно простое ступенчатое строение и в этом отношении похожа на западный и восточный блоки. Она состоит из двух крупных ступеней (западной и восточной), разделенных Восточным Хишиг-Ундэрским взбросом, у каждой ступени приподнята западная и опущена восточная части. Приподнятые части сложены пермскими вулканогенными толщами, которые восточнее перекрыты верхнетриасовыми и нижнеюрскими терригенными и вулканогенными образованиями. Вместе с тем, сами ступени, в свою очередь осложнены продольными и поперечными горстами (в поднятых



чаниковая толща; 4 - нижнекаменноугольная алевролитовая толща; 5 - нижнекаменноугольная песчаниковая толща; 6 - средне- верхнетриасовая терригенная абзогская свита; 7 - верхнетриасово-нижнеюрская вулканогенная могодская свита; 8 - фауна; 9 - флора; 10 - разрывные нарушения

частях) и крупными почти изометричными мульдами размером до 15-20 км в поперечнике (в опущенных частях). Две такие мульды, крылья которых, сложенные породами абзогской свиты, наклонены под углом 10-20° по направлению к центру структур, а ядерные части образованы очень полого залегающими вулканическими породами могодской свиты, расположены к северу и северо-востоку от сомона Бурэг-Хангай. Другой особенностью ступеней северной половины центрального блока является то, что они испытывают наклон не только в восточном, но и в южном направлении, т.е. в сторону Бурэг-Хангайского надвига, вблизи которого в позднетриасовых породах абзогской свиты появляется зона мелких (с размахом крыльев 1-1,5 км), иногда дисгармоничных широтных складок с наклоном крыльев 40-60°.

Южная половина центрального блока, находящаяся к югу от Бурэг-Хангайского надвига, построена иначе. Здесь развиты правильные симметричные грабен-синклинали - Цэцэгту-Ундурская, Абзогская, Хушу-Мандалская, лишенные сопряженных антиклиналей и разделенные северо-западными разрывами взбросо-сдвигового или сбросо-сдвигового характера. Все грабен-синклинали близки по размерам. Их длина достигает 25-30 км, ширина - 10-15 км. По своей форме в плане они похожи на брахисинклинали, однако поперечный профиль рассматриваемых структур обнаруживает отчетливое коробчатое строение. Крылья грабен-синклиналей во всех случаях сложены породами нижней подсвиты абзогской свиты и наклонены под углом 45-60° (причем здесь часто развиваются мелкие дисгармоничные складки, приуроченные к песчано-алевролитовым толщам), тогда как в ядрах, образованных верхней подсвитой абзогской свиты слои залегают под углом всего 10-30°. Грабен-синклинали сочетаются совершенно незакономерно, образуя структуру типа "битой тарелки". Некоторые из грабен-синклиналей (например, Хушу-Мандалская) в свою очередь разбиты поперечными взбросо-сдвигами и сбросо-сдвигами на отдельные части, смещенные относительно друг друга в вертикальном и горизонтальном направлениях.

Таким образом, общий характер современной тектонической структуры Орхонского прогиба и особенности морфологии его складчатых форм указывают на ведущую роль разломов в формировании этого прогиба. Характерное ступенчатое расположение односторонних грабенов и горстов в асимметрич-

ных грабен-синклиналях западной, северной и восточной краевых частей Орхонского прогиба, т.е. там, где раннекаледонский фундамент залегает неглубоко и в ряде мест даже выходит на поверхность, а также сложное незакономерное сочетание симметричных коробчатых грабен-синклиналей в южной и центральной, наиболее погруженных частях прогиба, - все это свидетельствует о глыбовом характере тектонических структур, возникших под влиянием вертикальных и латеральных перемещений по разломам отдельных блоков древнего палеозойского фундамента.

Сопряженная система разрывов, состоящая из широтного Бурэг-Хангайского надвига и субмеридиональных северо-западных взбросо- и сбросо-сдвигов (левосторонних, с амплитудой горизонтального перемещения порядка 2-4 км), позволяет считать, что эти глыбовые перемещения происходили в условиях горизонтального стресса, направленного с юга на север.

Сравнение сложных складчато-глыбовых дислокаций Орхонского прогиба с его исключительно простой конседиментационной формой, установленной в результате анализа фаций и мощностей позднетриасовых отложений, позволяет говорить о наложенной постседиментационной природе современной тектонической структуры этого прогиба.

Возраст складчато-глыбовых дислокаций Орхонского прогиба скорее всего, как отмечали Т.А. Грецкая и А.А. Моссаковский (1969), - среднеюрский. На это, в частности, указывает тот факт, что в районе оз. Угей-Нур на каменноугольных отложениях, смятых в складки совместно с триасово-нижнеюрскими образованиями, несогласно залегает терригенная толща второй половины юры.

Таким образом, особенности конседиментационного развития раннемезозойского Орхонского прогиба показывают, что он наложился на первичную конседиментационную структуру южного крыла верхнепалеозойского прогиба, последовательно перекрывая разные горизонты слагающей его толщи. Заложение прогиба произошло после длительного перерыва в осадконакоплении (конец перми - первая половина триаса), во время которого внедрились крупные массивы орогенных гранитоидов. Это указывает на то, что Орхонский прогиб не может рассматриваться как внутренняя частная структура Орхон-Селенгинского варисцийского орогенного прогиба, несмотря на их совместную постседиментационную глыбовую складчатость. Орхонский раннемезозойский прогиб представляет собой вполне самостоятельное тектоническое образование, связанное с особым мезозойским этапом развития территории Монголии и смежных областей, который Е.В. Павловский (1948) называл мезокайнозойским аркогенезом, а М.С. Нагибина (1963б, 1967, 1970) - мезозойской ревивацией.

Бутэлеинское поднятие, сложенное протерозойскими метаморфическими толщами, располагается к северо-западу от описанной выше Орхон-Селенгинской системы прогибов и имеет северо-восточное простирание. Это поднятие протяженностью более 400 км и шириной 60-70 км с северо-запада и юго-востока ограничено разломами и отделяет Орхон-Селенгинскую систему прогибов от сравнительно крупного Северо-Селенгинского прогиба. Северо-Селенгинский прогиб (еще слабо изученный) также сложен терригенно-вулканогенными отложениями нижнемезозойского возраста; они пересечены многочисленными продольными и поперечными разломами, по которым местами проникли гранитоиды, прорывающие эти отложения.

Хэнтэйское поднятие - одно из самых крупных - располагается к юго-востоку от описанной Орхон-Селенгинской системы прогибов. Оно сложено складчатыми нижне- и среднепалеозойскими отложениями и прорывающими их верхнепалеозойскими и раннемезозойскими гранитоидами гранодиорит-гранитного состава. По простиранию Хэнтэйское поднятие переходит на территорию Советского Союза, где оно известно как мезозойское Даурское поднятие.

Хэнтэйское поднятие также, как и Бутэлеинское, имеет северо-восточное простирание; оно протягивается более чем на 600 км (в пределах Монголии)

при ширине 200–225 км; ограничено продольными разломами и расчленено, кроме того, поперечными сбросами и взбросами северо-западного и меридионального простирания на ряд ступенчатых блоков. Разломы имеют те же простирания, что и описанные выше разрывы, пересекающие Орхон-Селенгинскую систему прогибов. Отдельные из них непосредственно продолжаются, пересекая структуру Хэнтэйского поднятия.

Вдоль поперечных разломов, в зонах пересечения их с продольными разломами располагаются цепочки крупных и мелких мезозойских гранитных массивов, преимущественно аляскитового состава, имеющих неправильные угловатые очертания и ориентированные параллельно разломам. Эти массивы и штоки обычно пересекают более крупные тела гранодиорит-гранитного состава и реже - габбро-диоритов ранне-мезозойского возраста. Размеры массивов в большинстве случаев значительно превышают размеры гранитных тел, приуроченных к охарактеризованной выше зоне Орхон-Селенгинской системы прогибов и разделяющих их поперечных поднятий.

Монголо-Охотская система прогибов. К юго-востоку от Хэнтэйского поднятия, вдоль долин рек Онон и Джаргалантуин-Гол, на территории Монголии располагается один из небольших мезозойских прогибов, в пределах которого в 1969 г. Л.П. Зоненшайн впервые обнаружил морскую фауну триаса (Зоненшайн и др., 1971). Этот прогиб, названный Джаргалантуинским, является крайней юго-западной структурой протяженной Монголо-Охотской системы прогибов, расположенной главным образом на территории Советского Союза. Основание разреза этого прогиба, по мнению Л.П. Зоненшайна, слагают верхнепермские отложения. Другие геологи (Амантов и др., 1966) рассматривают эту структуру как "краевой" прогиб, расположенный вдоль южной границы Восточно-забайкальских герцинид и уходящий далее на юго-запад, в Центральную Монголию.

В результате исследований Л.П. Зоненшайна в бассейне р. Джаргалантуин-Гол (левого притока р. Онон) стал известен значительно более полный стратиграфический разрез морских и прибрежно-континентальных отложений, охарактеризованных остатками морской фауны и флоры поздней перми, раннего и среднего триаса, а также континентальных осадочных отложений с флорой рэт-лейаса и наземных вулканогенных образований. Отложения верхней перми несогласно перекрывают нижнепермские эффузивы и различные палеозойские гранитоиды. Отложения верхней перми и нижнего триаса залегают между собой согласно, как это имеет место и в соседних районах Восточного Забайкалья, в частности, в Хапчерангском и Ингодино-Шилкинском районах.

Отложения рэт-лейаса с грубообломочными базальными конгломератами в основании залегают в южной части Джаргалантуинского прогиба с размывом и несогласно на различных горизонтах нижне- и среднетриасовых отложений (рис.4), палеозойских гранитоидах и карбонатных породах верхнего докембрия. Верхняя часть разреза представлена песчано-алевролитовой толщей, содержащей прослои углистых алевролитов с многочисленными обломками растений и маломощные прослои конгломератов и грубозернистых песчаников. Максимальная мощность отложений достигает 1000 - 1200 м.

Рассмотренная толща выполняет узкий приразломный прогиб, который имеет широтное простирание и асимметричное строение. Северное, полого залегающее крыло прогиба наложено на раннепермский орогенный прогиб, а южное и восточное крылья сопряжены с системой новообразованных в мезозое Ононских разломов. Последние сопряжены с более древними длительно развивавшимися разломами, ограничивающими с севера описанную выше зону Центрально-Монгольского антиклинория.

Северная часть прогиба сложена согласнозалегающими терригенными толщами верхней перми и нижнего триаса и имеет меридиональное простирание, Северное крыло здесь имеет простое строение с пологим (20–30°) залеганием слоев, тогда как восточное крыло более сложное.

Южный прогиб, сопряженный с Ононским и оперяющим его разломами, имеет более сложное строение. Здесь наблюдается более крутое падение слоев (60–70

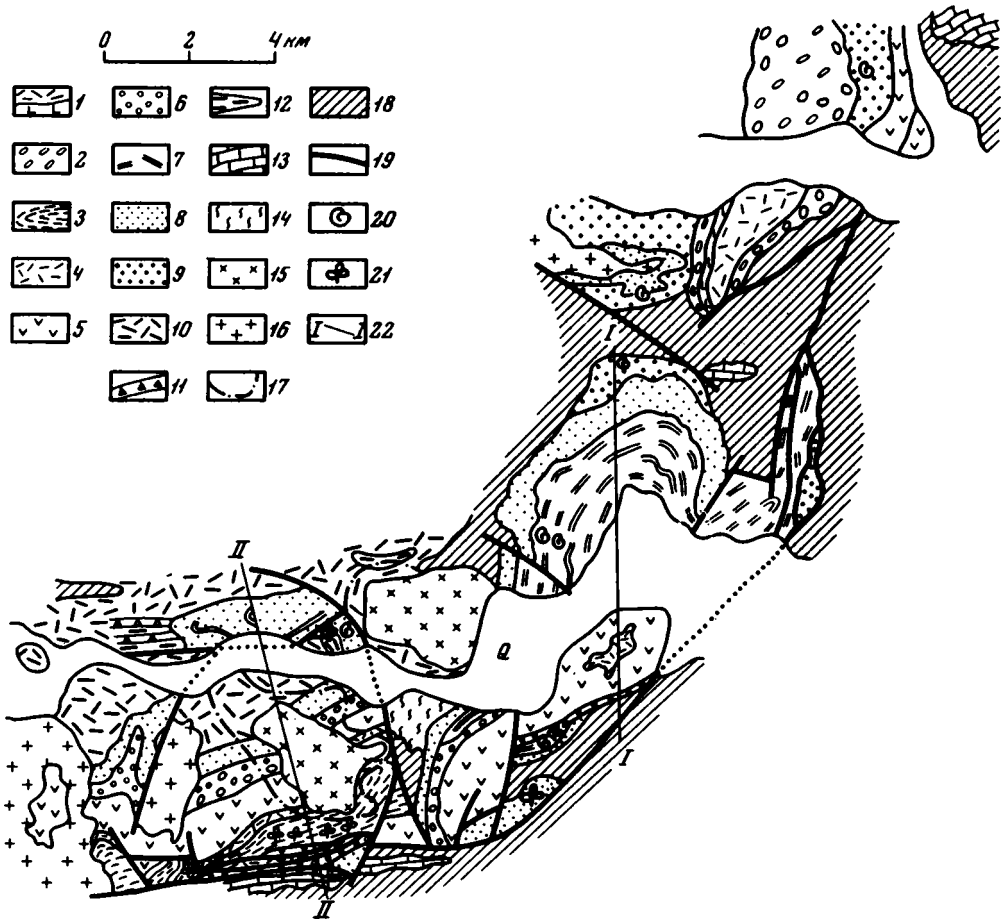


Рис. 4. Геологическая карта Джаргалантуинской грабен-синклинали (по Л.П.Зоненшайну и Л.Жамьяндамбе, 1969 г.)

1-2 - средняя юра: 1 - липариты и диабазы, 2 - конгломераты; 3-6 - нижняя юра: 3 - алевролиты, песчаники, 4 - липаритовые порфиры, 5 - диабазовые и андезитовые порфириты, 6 - конгломераты; 7-8 - триас: 7 - глинистые сланцы, 8 - песчаники; 9 - верхняя пермь, песчаники; 10-12 - нижняя пермь: 10 - кварцевые порфиры, фельзиты, 11 - туфоконгломераты, 12 - черные углистые сланцы; 13-14 - рифей: 13 - известняки, 14 - метаморфические сланцы; 15-16 - мезозойские гранитоиды: 15 - диориты, гранодиориты, 16 - граниты; 17 - ореол гранитизации; 18 - палеозойские гранитоиды; 19 - разломы; 20 - местонахождение фауны; 21 - местонахождение флоры; 22 - линии разрезов (см. рис. 5)

до 80°), узкие приразломные складки, крутые сбросы и взбросы, вдоль которых среди рэт-лейасовых пород зажаты узкие клинья палеозойских гранитоидов. Вдоль восточного борта прогиба развита система наклонных сбросов и более пологих (30-35°) надвигов, среди которых в виде тектонических клиньев также зажаты палеозойские гранитоиды.

Южная часть Джаргалантуинского прогиба, кроме того, расчленена системой поперечных разломов север - северо-западного и север - северо-восточного простираний на серию изометричных блоков, имеющих общее ступенчатое строение. Каждый восточный блок сильно приподнят и несколько надвинут на смежный западный.

В центре широтной части прогиба на юго-западных отрогах горы Ихэ-Халиусчин песчано-алевролитовые отложения рэт-лейаса, по данным Д.И. Фрих-Хара, прорваны довольно крупными телами (мощностью до 30 м) базальтовых порфиритов, от которых отходят многочисленные мелкие апофизы, послойно проникающие во вмещающие отложения. В крупных телах прекрасно выражены зоны закалки мощностью до 0,5 м. Простирание тел базальтовых порфиритов совпадает с общим субширотным простиранием вмещающей толщи. Они имеют либо пологое залегание (20 - 30°), совпадающее с общим напластованием вмещающих пород, либо крутые резко секущие контакты, наклоненные под углом 70° на север.

На восточном и западном флангах прогиба основные вулканиты переходят в излившиеся фации, залегающие в виде серии переслаивающихся лавовых потоков. Породы различно раскристаллизованы, обладают флюидальной и миндалекаменной текстурами. На восточном фланге прогиба на северо-восточном и восточном склонах горы Сумбур можно наблюдать до 40 последовательно залегающих потоков мощностью 4-6 м каждый. Здесь представлены афировые миндалекаменные, пузырчатые, шлаковые и с бобовидной текстурой разновидности авгитовых базальтов.

На вершине горы Сумбур на размытой поверхности потоков базальтовых порфиритов залегает толща туфо-конгломератов, переслаивающихся с пирокластами кислого состава и лавобрекчиями липаритов. На западном склоне горы жерловые фации липаритов имеют интрузивные контакты с толщей основных эффузивов. Общая мощность вулканогенно-осадочной толщи кислого состава здесь составляет около 50 м. Субвулканические породы кислого состава чрезвычайно широко развиты и в других частях прогиба, преимущественно вдоль зоны южного Ононского разлома. Они представлены туфолавами и лавобрекчиями липаритов и залегают в виде штоков, силлов, а также экструзий диаметром до 100-200 м. В отдельных телах в современном срезе наблюдаются переходы от экструзивных конических форм залегания к собственно интрузивным штокам.

Вблизи зоны контакта с гранитоидами, прорывающими толщи верхнетриасовых и юрских терригенных и вулканогенных пород, тела липаритовых лавобрекчий располагаются в ассоциации с гранит-порфирами, образующими многочисленные пластовые тела, а также секущие дайки и штоки. В южной, широтной части прогиба дислоцированные рэт-лейасовые отложения прорваны небольшим массивом диоритов, имеющим около 3 км в длину и 1,5 км в ширину и более мелкими телами габбро-диоритов, очень близкими по составу описанным выше базальтовым порфиритам.

В западной части прогиба раннемезозойские осадочные и субвулканические образования прорваны биотит-роговообманковыми и аляскитовыми гранитами, образующими довольно крупные массивы. Массив биотит-роговообманковых гранитов имеет сложную форму. Южная его часть вытянута в широтном направлении вдоль зоны Ононского разлома. Массив имеет здесь протяженный интрузивный контакт с мезозойскими отложениями. Северная его часть имеет разветвленные очертания, которые объясняются внедрением гранитов по системе поперечных разломов в палеозойские и докембрийские кристалличеокие породы, слагающие краевую часть Хэнтэйского поднятия.

Верхнетриасовые и юрские отложения, а также порфириты и экструзивные образования липаритов в зоне контакта с гранитоидами в различной степени ороговикованы. Зона ороговикования пород прослеживается вдоль южного приразломного борта прогиба на протяжении нескольких километров от контакта с гранитами.

Последнее обстоятельство позволяет предполагать пластинообразную форму гранитного массива, внедрившегося по межформационной поверхности вдоль границы кристаллического основания и мезозойских осадочных отложений Джаргалантуинского прогиба.

Близость состава диоритов, габбро-диабазов и базальтовых порфиров, а также аляскитовых гранитов и липаритовых экструзий, пронизывающих южную „широтную часть Джаргалантуинского прогиба, позволяет рассматривать их как последовательно внедрявшиеся комагматические образования. Аляскитовые граниты прорывают упомянутые выше диориты, а многочисленные дайки и штоки липаритов и их вулканических брекчий прорывают базальтовые порфириты.

Сравнение условий верхнетриасовых и залегания рэт-лейасовых отложений Джаргалантуинского прогиба и описанного выше Орхонского прогиба, а также состава магматических проявлений позволяет сделать вывод о весьма близкой их структуре. В пределах Джаргалантуинского прогиба однотипный характер глыбово-складчатых деформаций лишь несколько усиливается в восточном направлении. Чрезвычайно близкими по составу являются и магматические комплексы.

Из приведенного описания видно, что северная и южная части прогиба резко различаются между собой и являются, по мнению М.С. Нагибиной, разновозрастными. К раннемезозойскому этапу развития структур следует относить лишь южную часть.

Ниже мы приводим описание (по Л.П. Зоненшайну) структуры и стратиграфии отложений, слагающих Джаргалантуинский прогиб, так как оно несколько отличается от вышеизложенного, особенно в отношении структурного положения и условий залегания магматических образований мезозоя. Сравнительно недавно В.А. Бобровым и В.А. Варламовым были описаны флористически охарактеризованные отложения нижней-средней юры, прорванные раннемезозойскими гранитоидами. Их исследования показали, что стратиграфический разрез здесь значительно полнее, а сам этот район может считаться в определенной мере опорным для понимания стратиграфии и структуры раннего мезозоя северо-восточной Монголии. Исследование Джаргалантуинской грабенсинклинали совместно с Л.П. Зоненшайном и Л. Жамьяндамбой проводили М.С. Нагибина, Ж. Бадамгарав, Д.И. Фрих-Хар, уделившие основное внимание изучению магматических образований, А.Я. Салтыковский, описавший эффузивные толщи верхней части разреза, и В.И. Коваленко, М.И. Кузьмин, В.С. Антипин, Ю.А. Борзаковский, исследовавшие геохимические особенности раннемезозойских интрузий.

Джаргалантуинский прогиб представлен грабен-синклиналью (рис. 4), имеющей в плане коленообразную форму и изменяющей свое простирание с субширотного в западной части на субмеридиональное в восточной. Длина прогиба составляет около 30 км при ширине 5-10 км. Внешние (южный и восточный) его края ограничены разломами, а внутренний (северный и западный) борт спокойно моноклинально наклонен на юг.

В сложении грабен-синклинали принимают участие верхнепермские триасовые и рэт-лейасовые отложения. Они резко несогласно перекрывают либо нижнепермские эффузивы (возраст которых доказан находками кордаитов), либо позднерифейские толщи, либо граниты палеозойского возраста.

Хотя отложения, выполняющие Джаргалантуинскую грабен-синклиналь, пластуются структурно согласно, они разделены поверхностями размыва, причем, поля развития каждого из разновозрастных комплексов смещены друг относительно друга к югу. Таким образом, верхнепермские отложения срезаются нижне- и среднетриасовыми, а те, в свою очередь, рэт-лейасовыми. В результате, в вертикальном разрезе наблюдаются три клина осадочных пород, смещенных на юг.

Отложения верхней перми обнажены только по северному борту грабен-синклинали. На крайнем севере изученной территории, на левом берегу р. Чандман-Гол, они с размывом и несогласием залегают на более древней пермской вулканогенной толще. В составе верхнепермских отложений преобладают однообразные темно-серые и светло-розовые песчаники, мелко- и крупнозернистые, массивные, разделенные тонкими пропластками темно-серых алевропесчаников. Видимая мощность толщи около 700 м.

Несколько южнее, в междуречье Джаргалантуин-Гол и Чандман-Гол, в разрезе верхней перми преобладают розовые грубозернистые и гравийные аркозовые песчаники, залегающие на размытой поверхности палеозойских гранитоидов. Среди обломочных пород располагаются единичные линзовидные пластовые залежи светлых липаритовых порфиров. Видимая мощность верхней перми здесь не более 300 м. Наконец, в самых южных разрезах (по обоим берегам р. Джаргалантуин-Гол) к верхней перми относится лишь 20-40-метровая грубообломочная песчано-гравелитовая пачка. Во всех перечисленных отложениях содержатся остатки морской верхнепермской фауны (мшанки, брахиоподы, криноидеи и др.), среди которой Е.Е. Павлова установила присутствие *Neospirifer* ex gr. *fasciger* Keys, *Canerinella* sp. и др. Местами появляются флороносные горизонты. По своему строению и составу отложения верхней перми данного района весьма близки к стратотипическим разрезам морских верхнепермских отложений бассейнов рек Ульдза и Цэнхир-Гол северо-восточной Монголии.

Триасовые отложения обнажаются на обоих бортах Джаргалантуинской грабен-синклинали. Проведение точной границы между нижним триасом и верхней пермью сильно затруднено и возможно лишь в тех случаях, когда в единых разрезах обнаруживаются органические остатки как верхней перми, так и триаса. В таких разрезах хорошо видно, что отложения верхней перми и нижнего триаса пластуются между собой совершенно согласно, однако можно ожидать, что в ряде мест триасовые отложения, срезая верхнюю пермь, залегают непосредственно на размытой поверхности более древних пород.

Наблюдаются два типа разреза триасовых отложений - северный и южный, - примерно отвечающие соответствующим бортам Джаргалантуинской грабен-синклинали.

Триасовые отложения северного типа разреза характеризуются господством морских фаций. Они обнажаются в виде широкой полосы на левом берегу р. Джаргалантуин-Гол, лишь местами переходя на ее правый берег. Повсеместно триас представлен обломочными песчаниковыми и песчано-сланцевыми образованиями.

Наиболее полный разрез вскрывается в районе горы Сайхан-Ундурин-Обо, расположенной непосредственно к северу от бывшего центра Хэнтэй-сомона. Триасовые отложения слагают пологую мульду, погружающуюся на юг; снизу-вверх здесь обнажены:

	Мощность, м
1. Базальные (?) конгломераты	20
2. Серые и розовато-серые косослоистые полимиктовые крупнозернистые и гравийные полимиктовые песчаники	30
3. Черные алевролиты, находящиеся в тонком переслаивании с темно-серыми мелкозернистыми песчаниками	20
4. Серые средне- и крупнозернистые полимиктовые песчаники с редкими прослоями черных алевролитов; характерна косая слоистость	300
5. Черные и темно-серые хлоритизированные глинистые сланцы и мелкозернистые песчаники	40
6. Серые грубозернистые массивные песчаники	20
7. Черные пиритизированные алевролиты с редкими, плохо сохранившимися остатками двустворчатых моллюсков	30
8. Серые тонкослоистые окремнелые песчаники с прослоями светлых среднезернистых песчаников и черных плитчатых глинистых сланцев; в низах пачки обнаружен остаток цератита, ближе не определенный	100

9. Темно-серый известково-глинистый рассланцованный ракушник, состоящий из раковин двустворчатых моллюсков и цератитов. Среди двустворчатых моллюсков Л.Д. Кипарисовой определены: *Eomorphites* (?) sp., *Bakewellia* (*neobakewellia*) *reticularis* Popov, *B.* (*Neob.*) aff. *goldfussi* (Stromb.), *Bakewellia* sp., *Posidonia sossunovi* Bytsch. et Efim., *P.* ex gr. *mimer* Oeberg., *Myalina* sp. Цератиты, по заключению Т.М. Окуневой, представлены *Eoflemingites romunderi* Tozer, *Anasibirites* cf. *echimensis* Bando, *Anasibirites* sp., *Prosphingites* aff. *ovalis* Kipar., *Anakashmirites* sp.

Мощность, м

10. Черные филлитизированные глинистые сланцы (с гидрослюдами) и окремнелые алевролиты с прослоями мелкозернистых песчаников 250

11. Частое переслаивание темно-серых песчаников с черными глинистыми сланцами и тонкослоистыми алевролитами 50

12. Темно-серые, на выветрелой поверхности светлые, сильно окремнелые туффиты, или пепловые туфы 10

13. Тонкослоистая пачка, состоящая из чередования пластов мощностью от нескольких сантиметров до 1-2 м черных плитчатых глинистых сланцев, комковатых алевролитов и темно-серых тонкослоистых мелкозернистых песчаников; присутствуют также пласты светло-серых и розово-серых средне- и крупнозернистых песчаников с отпечатками неопределенной флоры. В кровле алевролитовых пластов отмечаются многочисленные следы ползания илоедов 250

14. Розово-серые песчаники, средне- крупнозернистые, массивные, распадающиеся на пласты мощностью до 0,5 м, разделенные тонкими пропластками черных алевролитов; видимая мощность 150

Общая мощность - около 1300 м.

Триасовые отложения южного типа разреза выходят в нескольких разобщенных участках на правом берегу р. Джаргалантуин-Гол; им свойственны в основном континентальные фации. Лучше всего отложения этого типа изучены на пологом увале, расположенном в 4 км к юго-западу от горы Сумбур. Здесь, в глубокой седловине примерно посередине увала обнажаются палеозойские граниты. Севернее на них с размывом налегает обломочная толща, моноклинально, под углами 40-50° наклоненная на север. Внизу она образована светлорозовыми аркозовыми песчаниками и мелкогалечными конгломератами мощностью 200 м. В средней части преобладают зеленые и серые ленточно-слоистые мелкозернистые песчаники и алевролиты, содержащие прослой ракушника с двустворчатыми моллюсками и цератитами. Среди первых Л.Д. Кипарисова определила *Bakewellia (neobakewellia) reticularis* Popov, *Bakewellia* sp., *Posidonia tenuisima* Böhm., *P.* ex gr. *mimer* Oeberg., *Anadontophora* sp. Из цератитов Т.М. Окуневой удалось определить лишь отпечатки со скульптурой *Eoflemingites* (?) sp. и часть ядра *Anasibirites* (?) sp. В верхах вновь доминируют песчаники и мелкогалечные конгломераты, венчающиеся черными алевролитами и глинисто-углистыми сланцами с флорой *"Thinnfeldia" nordenscioldii* Nath. и *Pelourdea* sp. (определение И.А. Добрускиной). Мощность - 80 м.

Второй разрез отстоит всего на 600 м южнее первого, к югу от выходов в седловине палеозойских гранитов. На южном краю увала на этих гранитах залегают одни грубообломочные породы (видимая мощность 300 м), содержащие тонкие флороносные горизонты с *Cladophlebis janschinii* Pryn., *Phoenicopsis angustifolia* Heer., *Pityophyllum latifolium* Tur. - Ket., *Pelourdea* sp., *Podozamites* sp. (определение И.А. Добрускиной).

Комплекс цератитов и пелециподд, по заключению Т.М. Окуневой и Л.Д. Кипарисовой, свидетельствует о принадлежности отложений к оленекскому ярусу нижнего триаса. Триасовая флора встречается только в южных разрезах. По мнению изучавшей ее И.А. Добрускиной, она определяет кейперский и, вероятно, нижнекейперский возраст (верхи среднего триаса) отложений.

Соотношения континентальных горизонтов, содержащих флору, с фаунистически охарактеризованными морскими отложениями остаются не до конца ясными. Опираясь на заключения палеонтологов, можно как будто бы считать, что присутствуют два самостоятельных стратиграфических горизонта: нижнетриасовый и среднетриасовый (нижнекейперский). При такой трактовке приходится предполагать между ними перерыв в осадконакоплении. Эта точка зрения принимается нами и отражена на всех графических приложениях. В то же время непосредственно при полевых наблюдениях мы не видели никакого перерыва и следов размыва между этими двумя горизонтами (возможно, это объясняется лишь недостаточной обнаженностью). Поэтому нельзя исключить

того, что флороносный горизонт может быть примерно одновозрастен фаунистическому горизонту и принадлежит также нижнему триасу; как известно, триасовая флора Монголии еще почти не изучена и полностью опираться на нее при определении возраста пока преждевременно.

На рис. 5 и 6 показаны варианты сопоставления триасовых отложений. В целом, в пределах Джаргалантуинской грабен-синклинали наблюдаются две полосы различных фаций триасовых отложений: северная характеризуется более мощным разрезом и преобладанием морских тонкообломочных фаций, южная представлена грубообломочными толщами прибрежных и континентальных фаций. Отсюда следует, что современная южная граница Джаргалантуинской грабен-синклинали почти совпадает с береговой линией триасового морского бассейна. Следует сказать, что никаких признаков такой же береговой линии на севере грабен-синклинали не устанавливается, т.е. морской бассейн открывался на север, в сторону осевых частей современного хр. Хэнтэй.

Рэт-лейасовые отложения выполняют южную субширотную часть Джаргалантуинского прогиба. Разрез этих отложений (горы Ихэ-Халиусчин и Сумбур) имеет отчетливое трехчленное строение, распадаясь на: 1) базальную толщу конгломератов; 2) среднюю, вулканогенную, существенно порфиритовую толщу[1]; 3) верхнюю, песчано-алевролитовую флороносную толщу.

Базальная толща конгломератов залегает либо непосредственно на позднедокембрийских известняках, либо на триасовой песчано-алевролитовой толще. Она состоит из серых и розово-серых разногалечных плохо сортированных конгломератов, в составе гальки которых резко преобладают эффузивы и подстилающие триасовые обломочные породы. Пласты конгломератов мощностью 5-10 м разделены полуметровыми слоями темносерых гравийных полимиктовых песчаников. На южном склоне горы Ихэ-Халиусчин конгломераты венчаются 30-метровым слоем темно-серых песчаников с растительными остатками *Podozamites lanceolatus* (Lindl. et Hutt.), Brann, *P. reinii* Geyler, *Carpolithes* sp. (определение И.А. Добрускиной). Мощность конгломератовой толщи меняется от 50 до 250 м.

Средняя вулканогенная толща состоит в основном из базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов. По данным А.Я. Салтыковского, они принадлежат к производным дифференцированной известково-щелочной оливин-базальтовой магмы с высоким содержанием глинозема. Мощность порфиритов - 200 - 500 м. Местами (гора Ихэ-Халиусчин и гора Сумбур) выше порфиритов появляется выдержанный горизонт светлых липаритовых порфиров и их туфов и туфобрекчий мощностью от 20 до 50 м.

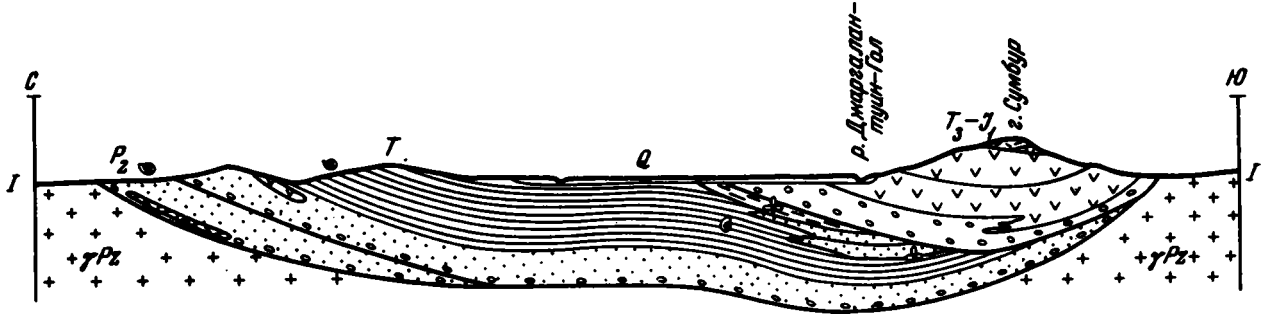
Наблюдения Д.И. Фрих-Хара показывают, что значительная часть вулканических пород имеет интрузивные контакты с вмещающими толщами, залегая в них в виде послойных и секущих тел. По его же данным, абсолютный возраст липаритовых порфиров из верхних покровов равен 206 млн. лет.

Верхняя песчано-алевролитовая толща развита только в районе горы Ихэ-Халиусчин, где она выполняет наиболее внутренние части Джаргалантуинской грабен-синклинали. Ее подошва фиксируется очень четко по смене вулканогенных пород обломочными. В ряде мест на северном борту грабен-синклинали в основании песчано-алевролитовой толщи прослеживаются мелко- и среднегалечные полимиктовые конгломераты, содержащие гальку подстилающих вулканогенных пород. Эти конгломераты позволяют документировать размыв, который предшествовал накоплению верхней толщи; значение этого размыва однако не вполне ясно.

Песчано-алевролитовая толща состоит из серых мелкозернистых песчаников, плотных, видимо туфогенных, чередующихся с черными кремнистыми

---

[1] По данным Д.И. Фрих-Хара порфириты горы Ихэ-Халиусчин и горы Сумбур имеют интрузивные контакты с палеонтологически охарактеризованной осадочной толщей.



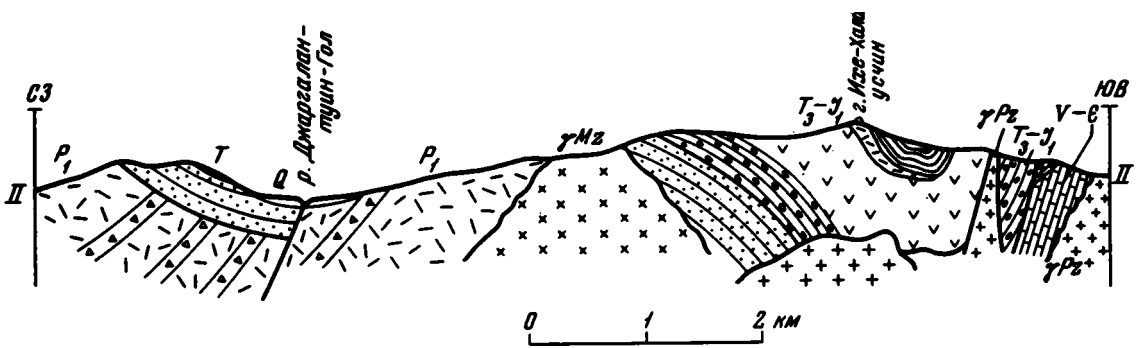


Рис. 5. Геологические разрезы через Джаргалантуинский прогиб

1 – карбонатные породы верхнего докембрия; 2 – фельзиты и лавобрекчии нижней перми; 3 – палеозойские гранитоиды; 4 – конгломераты; 5 – песчаники; 6 – алевролиты и аргилиты; 7 – углистые алевролиты; 8 – липариты и их туфы; 9 – мезозойские гранитоиды; 10 – разломы

алевролитами. В алевролитах почти повсеместно содержится флора. Из местонахождения флоры на южном отроге горы Ихэ-Халиусчин И.А. Добрускина определила *Cladophlebis* cf. *roessertii* (Presl.) Zeiller, *Cladophlebis* sp., *Podozamites lanceolatus* (Lindl. et Hutt.) Braun, *P. reinii* Geyler, *Ginkgoites taeniata* (Braun) Harris, *Ginkgoites* sp.

Ранее В.А. Бобров из этого же местонахождения также собрал флору, определенную В.А. Вахрамеевым как *Pityophyllum nordenskioldii* Nath., *Czekanowskia setacea* Heer., *Sphenobaiera* cf. *pulchella* Heer., *Phoenicopsis* sp.

Флора, по мнению И.А. Добрускиной, характеризует нижнюю юру, хотя нельзя полностью исключить возможность присутствия и самых верхов триаса. На это указывает, в частности, абсолютный возраст эффузивов, равный 206 млн. лет. Верхний возрастной предел определяется налеганием эффузивов с возрастом 175 млн. лет и прорыванием гранитами с возрастом 180-190 млн. лет (см. ниже).

Позднемезозойские отложения распространены лишь на ограниченной площади в северной части Джаргалантуинской грабен-синклинали по обоим берегам р. Чандман-Гол. Они залегают на размытой поверхности всех более древних пород и слагают небольшую наложенную плоскую мульду, вытянутую в меридиональном направлении. В составе позднемезозойской вулканогенно-обломочной толщи можно выделить три литологических горизонта.

Нижний горизонт (50-100 м) представлен валунными конгломератами с галькой розовых гранитов мезозойского возраста, прорывающих охарактеризованную выше толщу рэт-лейаса. Средний горизонт (5 м) образован покровом черных долеритов. Верхний горизонт представлен покровом санидиновых липаритов мощностью 40 м. Из образцов санидиновых липаритов, отобранных А.Я. Салтыковским, Л.В. Фирсов сделал четыре определения абсолютного возраста, оказавшихся равными 175 млн. лет, что отвечает границе нижней и средней юры.

Мезозойские интрузии представлены различными гранитоидами. Они подробно изучались М.И. Кузьминым, В.М. Коваленко и Ю.А. Борзаковским. На западе территории мезозойские гранитоиды слагают крупный массив и ряд более мелких штокообразных тел размером 2-3 км. По вещественному составу среди них обособляются две группы пород: биотит-роговообманковые граниты и кварцевые диориты и гранодиориты.

Биотит-роговообманковые граниты развиты только на западе территории. Они представляют собой розовые крупнозернистые слабо порфировидные породы. По данным М.И. Кузьмина, для всех них характерно присутствие в том или ином количестве роговой обманки, что отличает их от всех других типов мезозойских гранитов. Местами обнаруживаются переходы в гранодиориты. Кварцевые диориты и гранодиориты слагают два небольших (1-3 км в поперечнике) штокообразных массива на северном борту Джаргалантуинской грабен-синклинали. Они резко дискордантно пересекают структуру вмещающих пород. Для них характерно интенсивное экзоконтактовое воздействие на вмещающие породы, проявляющиеся в сильном ороговиковании пород на расстояние 1-1,5 км от контакта. Это свидетельствует о том, что эрозией вскрыты лишь апикальные части интрузивных тел, кровля которых сравнительно полого погружается под вмещающие породы.

В соответствии с наблюдениями М.И. Кузьмина, кварцевые диориты представляют собой более глубинную фацию по сравнению с биотит-роговообманковыми гранитами. И те и другие являются частями единой гранитоидной формации, которую можно обозначить в качестве роговообманковой гранит-гранодиоритовой. Большей глубинностью и соответственно более высокой температурой образования кварцевых диоритов объясняется и интенсивное контактовое воздействие их на вмещающие породы.

В.И. Коваленко и М.И. Кузьмин сообщают следующие определения абсолютного возраста гранитоидов: граниты вблизи контакта с эффузивами - 180 млн. лет, диориты из массива на правом берегу р. Джаргалантуин-Гол -

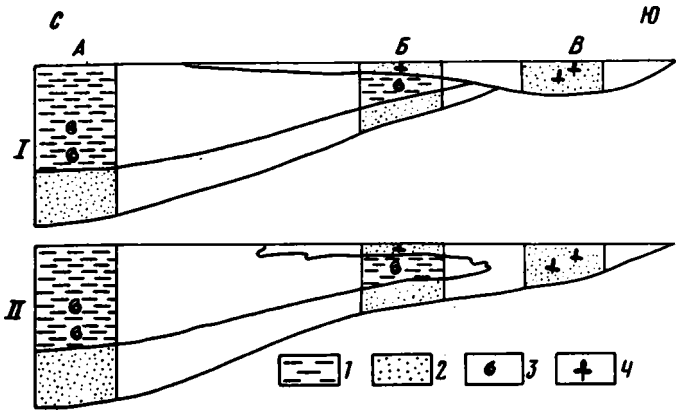


Рис. 6. Два варианта сопоставления разрезов триасовых отложений Джаргалантуинского прогиба

А – гора Сайхан-Ундурин-Обо; Б – западный край горы Сумбур, В – юго-западный край горы Сумбур

1 – морские отложения; 2 – континентальные отложения; 3, 4 – места находок органических остатков: 3 – морской фауны, 4 – флоры

192 млн. лет (два определения), гранодиориты – 198 млн. лет. Таким образом, по абсолютному возрасту гранитоиды отвечают самым низам юры. Все три группы цифр абсолютного возраста – 206 из раннемезозойских эффузивов, 180–190 – из гранитов и 175 – из верхних эффузивов – хорошо отражают общую последовательность магматизма.

Основные структурные особенности Джаргалантуинского прогиба достаточно хорошо видны на прилагаемой карте (см. рис. 4). В строении прогиба выделяются две части: южная и северная. Северная, большая по размерам, сложена верхнепермскими и нижнетриасовыми морскими отложениями, образующими асимметричную грабен-синклиналь субмеридионального простирания. Самый северный ее участок расположен в бассейне р. Чандман-Гол. Он отделен от главной структуры узкой перемычкой, в которой на поверхность выведены палеозойские гранитоиды. В северном отрезке заключена другая мезозойская синклинальная структура, составляющая ранее с собственно Джаргалантуинской грабен-синклиналью единое поле.

Южная часть грабен-синклинали, расположенная на правобережье р. Джаргалантуин-Гол, сложена континентальными рэт-лейасовыми отложениями, слагающими асимметричную синклиналь субширотного простирания. В целом Джаргалантуинская грабен-синклиналь имеет в плане коленообразную форму, меняя простирание с субширотного на субмеридиональное.

Почти в любом поперечном сечении грабен-синклинали обнаруживается ее асимметрия. Ось грабен-синклинали резко приближена к внешнему ее краю, ограниченному разломами. Вдоль этих разломов, слои испытали интенсивную дислокацию; они часто стоят на головах, либо смяты в узкие линейные складки. Северное и восточное крылья грабен-синклинали характеризуются моноклинальным падением слоев (15 до 40°), погружающихся к оси структуры. Здесь отмечается лишь незначительное коробление слоев.

Вместе с тем пермские и нижнетриасовые породы повсеместно, особенно в тонкообломочных некомпетентных разностях несут отчетливые следы рассланцевания и динамометаморфизма с появлением на плоскостях сланцеватости вторичных слюдистых минералов. Внутренняя деформация пород хорошо видна по сплющенности раковин вдоль плоскостей сланцеватости; местами отдельные их части смещены поверхностями кливажа. В грубообломочных, компетентных породах наблюдается трещиноватость, расположенная перпендикулярно или несколько косо к плоскостям напластования.

Отмечаются некоторые существенные различия в поперечном профиле Джаргалантуинской грабен-синклинали на широтном и меридиональном ее отрезках, проявляющиеся главным образом в строении внешнего крыла. На широтном отрезке, в районе горного массива Ихэ-Халиусчин, южное крыло образовано

узкими, почти вертикальностоящими тектоническими клиньями, то глубоко опущенными, то высоко поднятыми друг относительно друга. Ширина таких клиньев измеряется первыми десятками метров. На меридиональном отрезке на внешнем восточном крыле также прослеживается серия узких тектонических клиньев, но, как показывают наблюдения на левобережье р. Джаргалантуин-Гол, эти клинья здесь относительно полого, под углом 35-40° наклонены на восток. В результате палеозойские граниты фундамента грабен-синклинали надвинуты на отложения верхней перми и триаса.

Для Джаргалантуинской грабен-синклинали примечательны поперечные разломы, разбивающие ее на отдельные изометричные блоки, причем каждый восточный блок приподнят и несколько надвинут на прилежащий западный блок.

Рассматривая структуру Джаргалантуинской грабен-синклинали в целом, следует сказать, что в ней, как и во многих других структурах восточной Монголии, проявлены два взаимно перпендикулярных направления. Сама резко изогнутая коленообразная форма грабен-синклинали свидетельствует об этом. Более мелкие блоки, ограниченные поперечными разломами, также отражают эти два направления - субширотное и субмеридиональное. Важно подчеркнуть, что внутренняя деформация грабен-синклинали полностью согласуется с этими направлениями и, очевидно, она происходила одновременно по двум структурным направлениям. Учитывая, что субмеридиональные разломы имеют значительную надвиговую составляющую, а субширотные являются вертикальными, можно предполагать, что основное движение было направлено с востока на запад. Вдоль субширотных разломов эта главная действующая сила должна была вызвать сдвиговые перемещения, а вдоль субмеридиональных - надвиговые.

История развития Джаргалантуинской грабен-синклинали, по мнению Л.П.Зоненшайна, представляется в следующем виде. На протяжении поздней перми и раннего мезозоя (до начала юры) формировался конседиментационный прогиб, ось которого последовательно смещалась к югу. Южная граница этого прогиба примерно совпадала с системой Ононских разломов. Северная граница точно не известна, по-видимому, ею служило Хэнтэйское поднятие. Учитывая резко дискордантную форму мезозойских интрузий, можно полагать, что конседиментационный прогиб перед внедрением гранитов, (поздний триас - начало юры) был охвачен складчатостью, сформировавшей структуру, близкую к современной. После внедрения гранитов и последовавшего за этим поднятия и денудации на размытой, сильно расчлененной поверхности начался новый период вулканизма и континентальной седиментации, о чем свидетельствуют остатки позднемезозойских отложений.

В связи с находкой морских отложений нижнего триаса возникает вопрос о их продолжении на восток и возможном соединении с аналогичными толщами морских прогибов Восточного Забайкалья. Они отделены друг от друга расстоянием в 300-350 км. Сходство морской фауны перми и нижнего триаса, а также литологического состава вмещающих пород позволяет нам трассировать этот морской пролив в северо-восточном направлении, вдоль бассейна р. Онон, в район р. Хапчеранги на восток, где на территории Восточного Забайкалья также присутствуют морские раннемезозойские отложения.

Модотинско-Эрэн-Дабанское поднятие располагается к юго-востоку от описанного выше Джаргалантуинского прогиба и имеет северо-восточное простирание. Это поднятие сложено складчатыми метаморфизованными отложениями нижнего палеозоя и прорывающими их гранитоидами. Размеры поднятия составляют более 600 км в длину и 60-80 км в ширину. С севера и юга оно ограничено системой продольных разломов. Внутренняя часть поднятия расчленена поперечными разломами северо-западного простирания на отдельные блоки, образующие общую ступенчатую структуру поднятия. Вдоль юго-восточного края этого поднятия местами сохранились маломощные континентальные терригенные отложения, содержащие обломки растений плохой сохранности.

Кристаллические породы палеозойского основания, слагающие это поднятие, прорваны многочисленными телами мезозойских гранитоидов, также приуроченных к системе продольных и поперечных разломов. Наиболее крупный из них - Модотинский массив гранитов редкометальных гранитоидов, с которым связано одноименное оловянное месторождение. Кроме стандартных мезозойских гранитов, по данным В.А. Благонравова и других, здесь располагаются также и крупные массивы мезозойских диоритов.

Дашибалбаро-Северочойбалсанская система прогибов располагается к юго-востоку от Модотино-Эрэн-Дабанского поднятия. Она целиком наложена на крупный палеозойский Центрально-Монгольский мегаантиклинорий. Рассматриваемая система прогибов имеет северо-восточное простирание и прослеживается в виде прерывистой полосы современных выходов верхнетриасовых отложений от междуречья Керулена и Цэнхир-Гол на западе почти до границы Монголии на северо-востоке более чем на 650 км. Эти отложения изучали ранее В.А. Амантов, В.А. Благонравов, С.М. Калимулин, М.В. Дуранте. Тематические тектонические исследования в этих районах были проведены в 1968-1970 гг. сотрудниками Советско-Монгольской геологической экспедиции М.С. Нагибиной, Л.П. Зоненшайном и Ж. Бадамгаравом. В пределах рассматриваемой системы прогибов с юго-запада на северо-восток располагается цепочка кулисообразно сочленяющихся Дашибалбарского, Баиндалайского, Мурэнгольского, Северочойбалсанского и других прогибов, сложенных флористически охарактеризованными позднетриасовыми континентальными терригенными молассоидными отложениями, местами переслаивающимися с диабазами, диабазовыми и базальтовыми порфиритами, андезито-дацитовыми порфиритами и ортофирами. Мощность этих отложений в различных прогибах колеблется от 1,5 до 2 км. С.М. Калимулин, М.В. Дуранте и Л.П. Зоненшайн условно относят к раннему мезозою (ранняя - средняя юра) также комплекс грубообломочных вулканогенно-осадочных пород, развитых в пределах системы прогибов и представленных конгломератами, туфопесчаниками и вулканогенными породами (андезиты, андезито-дациты, базальтовые порфириты, порфириты и липариты). В юго-западной части рассматриваемой системы прогибов, на левобережье р. Керулен эти отложения залегают на дислоцированных породах верхнего триаса, а также на девонских образованиях. В большинстве выходов этот комплекс отложений с резким несогласием залегает на различных структурных комплексах палеозойского и более древнего основания. Наиболее полный разрез этого комплекса вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород располагается близ колодца Хутулыйн-Худук на левобережье р. Керулен. В районе флюоритового месторождения Бэрхэ и в Северочойбалсанском районе эти образования были изучены Д.И. Фрих-Харом, который установил, что эти породы составляют единый комплекс с позднемезозойскими вулканитами. Возраст последних устанавливается на основании находок остатков пресноводной фауны и флоры среди прослоев осадочных пород. Мощность их достигает 1-1,5 км.

Характерная черта разреза позднетриасовых отложений - многократное чередование пачек конгломератов различной мощности (от десятков до сотен метров) с пачками разнозернистых песчаников, алевролитов и углистых сланцев, переслаивающихся с вулканитами, лавами, туфами основного состава и тонкими прослоями кремнистых пород (туфогенные силициты). Насыщенность вулканитами верхнетриасовых отложений заметно возрастает с запада на восток (по простиранию системы прогибов). В Северочойбалсанском прогибе мощность прослоев базальтовых порфиритов и их туфов измеряется несколькими десятками метров (от 5-6 до 40 м). Общая мощность позднетриасовых отложений колеблется в пределах отдельных прогибов от 1 до 3 км.

Базальные конгломераты верхнетриасовых отложений, слагающих прогибы этой системы, залегают на размытых поверхностях дислоцированных отложений венда-кембрия, девона, ранней и поздней перми и палеозойских гранитоидов. По данным Л.П. Зоненшайна и С.М. Калимулина, базальные конгломераты

позднего триаса залегают на различных горизонтах верхнепермских отложений то с видимым согласием, то с размывом и несогласием.

В отдельных прогибах в составе галек верхнетриасовых конгломератов преобладают пермские кислые эффузивы, составляя до 90% от общего количества галек, а также граниты и девонские метаморфизованные терригенные породы, слагающие соседние поднятия. Для Северочойбалсанского прогиба отчетливо устанавливается погрубение обломочного материала и снос его с Модотинско-Эрэн-Дабанского поднятия, ограничивающего рассматриваемую систему прогибов с севера.

Позднетриасовые отложения в пределах описываемой системы прогибов интенсивно дислоцированы. Они образуют узкие приразломные синклинали (см. рис. 1), асимметричные грабен-синклинали с довольно крутыми (от 30-50 до 70-80°) углами падения слоев, местами осложненными мелкой приразломной складчатостью, брахиформными и коробчатыми синклиналями и горст-антиклиналями. С юга эта система прогибов ограничена изученной Л.П. Зоненшайном крупной зоной Прикеруленского разлома, вдоль которой наблюдается система чешуйчатых надвигов и сбросо-сдвигов с плоскостями сместителей, наклоненными на юг. Вдоль этой зоны разломов наблюдается чередование клиньев мезозойских отложений и кристаллических пород раннепалеозойского основания. Отдельные прогибы (Дашибалбарский, Мурэнгольский, Северочойбалсанский и др.) разобщены довольно обширными поперечными поднятиями палеозойского основания. В пределах этих поднятий наблюдается сгущение поперечных сбросов и взбросов северо-западного простирания, пересекающих как триасовые отложения, так и породы палеозойского кристаллического основания. Отдельные кулисообразно сочленяющиеся прогибы (Дашибалбарский и Баянуланский), кроме того, разделены продольными конседиментационными горст-антиклиналями палеозойского основания.

Возможным структурным продолжением описанной системы прогибов в Центральной Монголии является Их-Хайрханский прогиб. В районе горного массива Их-Хайрхан помимо вулканогенно-осадочных пород, среди которых В.В.Кепежинскас, А.А.Моссаковский и А.Я.Салтыковский (1970) обнаружили морскую фауну ранней перми, имеются также вулканогенно-осадочные отложения, в которых ранее В.А. Амантов нашел остатки позднетриасовой флоры. В составе нижнепермских вулканитов в районе Их-Хайрхана преобладают кислые разновидности, а среди позднетриасовых вулканогенных пород, слагающих крупный прогиб, расположенный севернее, преобладают порфириты и базальтовые порфириты.

В пределах описанной системы прогибов развиты многочисленные интрузивы раннемезозойских гранитоидов, образующих штоки и крупные массивы. Наиболее крупными из них являются Дашибалбарский и Баянуланский. Площадь выходов мезозойских гранитов на поверхности составляет соответственно 210 и 1025 км^2. Гранитные массивы и штоки обычно приурочены к зонам многочисленных продольных и поперечных разломов и узлам их пересечения. В пределах раннемезозойских прогибов гранитоиды проникали по межформационной поверхности на границе мезозойских молассоидных отложений и палеозойского основания. Среди мезозойских гранитоидов этой зоны, по данным В.И. Коваленко и М.И. Кузьмина (1969), различаются три геохимических типа (по составу): агпаитовый, литий-фтористый и стандартных гранитов. С литий-фтористыми гранитами связаны два крупнейших в Монголии вольфрамовых месторождения - Модотинское и Их-Хайрханское. В пределах поперечных поднятий рассматриваемой зоны, по данным В.А. Благонравова и других, располагаются также сравнительно небольшие массивы мезозойских диоритов.

Остановимся более подробно на описании структуры Дашибалбарского прогиба, расположенного на левобережье р. Керулен, в 100 км к западу от Ундур-Хана, и соотношении гранитоидов Дашибалбарского массива с вмещающими толщами.

Изучение тектоники Дашибалбарского прогиба было проведено в 1968 г. М.С. Нагибиной совместно с Л.П. Зоненшайном, а затем дополнительно, в 1969 г., совместно с Ж. Ганочиром.

Триасовые отложения, выполняющие Дашибалбарский прогиб, располагаются к северу от горного массива Дашибалбар и представлены толщей терригенных пород, в верхней части разреза которой присутствуют прослои основных вулканогенных пород.

Базальные горизонты триаса, представленные крупногалечными и валунными конгломератами, залегают резко несогласно на дислоцированных и метаморфизованных песчаниках и сланцах девона. Мощность базальных конгломератов составляет 100 - 150 м. Выше по разрезу базальные конгломераты сменяются толщей переслаивающихся серых и зеленовато-серых полимиктовых песчаников, мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Мощность пачек конгломератов, ритмично чередующихся с песчаниками, составляет от 5 до 30-40 м. Для этой толщи характерна косая слоистость дельтового типа. В верхней части разреза среди грубозернистых пород появляются прослои и пачки темносерых алевролитов. Мощность толщи - около 500-700 м.

Выше, с постепенным переходом, залегает мощная толща, представленная зеленовато-серыми и темно-серыми песчаниками, алевролитами местами косослоистыми и редкими маломощными прослоями и линзами углистых алевролитов с хорошо сохранившимися отпечатками растений позднего триаса, впервые обнаруженных В.А. Амантовым. Позднее, в 1967 г. новые сборы ископаемой флоры были произведены М.В. Дуранте, С.М. Калимулиным и Л.П. Зоненшайном и определены Г.Н. Садовниковым как *Cladophlebis* aff. *ovata* Font., *Taeniopteris spotulata* dell. T. cf. *maeclolandii* (Oldh. et Morr.) Zeiller., *T.* cf. *ambabiraensis* Erebr., *Baiera glacilis* Bund., *Glossophyllum* sp., *Squaemal* sp., *Danaeofsis* sp. Эта флора, а также сборы В.А. Амантова, по мнению Г.Н. Садовникова, не оставляют сомнения в кейперском (средне-позднетриасовом) возрасте отложений.

Среди песчаников рассматриваемой толщи заключены многочисленные покровы диабазовых порфиритов от 1 до 10 м мощностью. Последние представлены разновидностями с порфировой и миндалекаменной структурой. Миндалины выполнены кварцем и кальцитом. Вероятно, к верхней части разреза относится толща кислых и субщелочных эффузивов, распространенных вдоль юго-восточной окраины прогиба. Мощность вулканогенных пород здесь составляет несколько сотен метров. Общая мощность толщи терригенных и вулканогенных пород около 1000 - 1500 м. Общая мощность позднетриасовых отложений составляет около 2000 - 2200 м.

Существенно грубообломочный состав толщи терригенных пород, обилие косослоистых текстур, многочисленные растительные остатки не оставляют сомнения в их принадлежности к континентальной молассоидной формации, накопившейся в конседиментационном межгорном прогибе, развитие которого сопровождалось излиянием основных эффузивов. Для песчаников характерна плохая окатанность и плохая сортированность обломочного материала. В составе обломков наблюдается обилие зеленокаменноизмененных основных эффузивов, поступавших в триасовый прогиб за счет размыва вендско-кембрийских пород, расположенных к северу и югу от прогиба, а также обломков метаморфизованных песчаников, алевролитов девона и многочисленных обломков кварца и полевых шпатов, поступавших с размываемых палеозойских гранитоидов.

Кислые и субщелочные эффузивы, слагающие самые верхние части разреза, представлены в значительной мере измененными розовато-желтыми серыми и красными кварцевыми порфирами, ортофирами и реже трахилипаритами, часто обладающими флюидальной и сферолитовой текстурой.

Структура Дашибалбарского прогиба резко асимметрична. Современные его размеры - более 50 км в длину, 20-22 км в ширину. Простирание прогиба - северо-восточное. Вдоль северного крыла наблюдается нормальный

стратиграфический контакт базальных конгломератов верхнего триаса, залегающих на размытой поверхности дислоцированных и метаморфизованных песчаников девона. Контакт осложнен крутопадающими сбросами и сбросо-сдвигами.

Южный борт прогиба сопряжен с крупной зоной 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 венд-кембрийских метаморфических пород.

Внутреннее строение Дашибалбарского прогиба характеризуется преобладающим моноклинальным, довольно крутым (50-60°) падением позднетриасовых отложений на юг, осложненным более мелкой складчатостью (рис. 7) и небольшими разломами. В центральной части прогиба вдоль продольного разлома наблюдается небольшой клиновидный выступ верхнепалеозойских вулканитов.

В юго-западной части триасового прогиба располагается крупный Дашибалбарский массив агпаитовых гранитоидов, резко дискордантно пересекающий триасовые структуры (Брандт и др., 1970). Гранитоиды Дашибалбарского массива слагают крупное пластинообразное тело. Они внедрились вдоль межформационной поверхности на границе девонских отложений и триаса, вблизи перекрещивающихся разломов северо-восточного и северо-западного простирания, ограничивающих триасовый прогиб на западе и северо-западе.

В плане Дашибалбарский гранитный массив имеет форму, близкую к прямоугольной; с трех сторон он ограничен разломами и сам пересечен молодыми разломами преобладающего северо-западного простирания. В северо-восточной части массива вдоль разломов северо-западного простирания возник грабен, сложенный кайнозойскими отложениями; он разделяет массив как бы на две крупные части. Дашибалбарский массив, по данным В.И.Коваленко и М.И.Кузьмина, сложен крупнозернистыми субщелочными гранитами, которые в контакте с триасовыми и девонскими отложениями переходят в мелкозернистые разновидности.

В зоне северного контакта с триасовыми отложениями мелкозернистые разновидности гранитов прослеживаются в узкой (20 - 30 м) зоне эндоконтакта и внедряются в виде апофиз в толщу триаса. Экзоконтактовые изменения вмещающей толщи триасовых отложений отчетливо проявлены лишь в узкой зоне, измеряемой метрами и первыми десятками метров. Они выражены в ороговиковании осадочных пород с образованием кварцито-слюдяных роговиков, в которых, как правило, сохраняется реликтовая псаммитовая структура.

На юго-западе гранитоиды Дашибалбарского массива погружаются под отложения триаса, содержат многочисленные их ксенолиты и имеют более сложный состав, меняющийся от рибекитовых гранитов до монцонитов. Гранитоиды Дашибалбарского массива пересечены дайками светложелтых гранит-порфиров с характерной микросферолитовой и микропегматитовой структурой.

От северо-восточного края массива далее на северо-восток триасовые отложения, как щупальцами, пронизаны апофизами мелкозернистых щелочных рибекитовых гранитов, дайками и более крупными телами гранит-порфиров, реже сиенит-порфиров. Дайки гранит-порфиров - более поздние, они пересекают мелко- и крупнозернистые граниты Дашибалбарского массива в зоне их эндоконтакта. Местами наблюдаются отдельные штоки щелочных гранитов.

Мощность перечисленных тел колеблется от первых метров до 200-300 м. Большинство тел как щелочных гранитов, так и жильных образований гранит-порфиров и сиенит-порфиров - пластовые и точно следуют изгибам складчатой структуры в триасовых отложениях; лишь некоторые из них имеют несогласные секущие контакты (рис. 8). Многочисленные продольные и поперечные разломы имеют сдвиговый характер; они в разной степени смещают триасовые слои и малые тела гранитоидов.

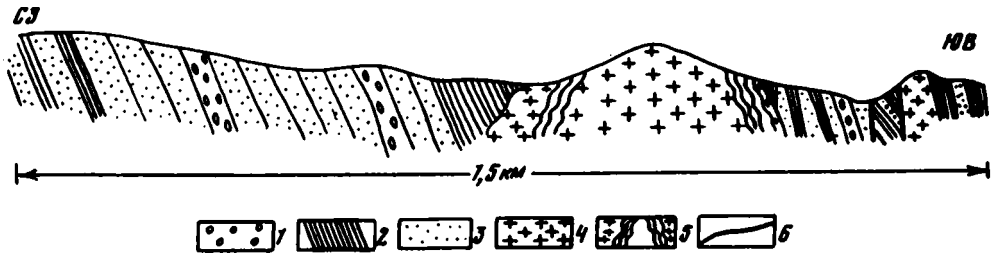


Рис. 8. Соотношение конгломерато-песчаниковой толщи верхнего триаса Дашибалбарского прогиба с прорывающими ее гранит-порфирами

1 - конгломераты; 2 - алевролиты; 3 - песчаники; 4 - гранит-порфиры; 5 - мелкокристаллические гранит-порфиры с реликтовой флюидальной и сферолитовой текстурой; 6 - разломы

Более детальное изучение отдельных тел гранитоидов, проведенное нами, показало, что они имеют различный состав: рибекитовые микрограниты и гранит-порфиры, граносиенит-порфиры, субщелочные экструзивные образования и аляскитовые гранит-порфиры. Для всех них характерны резко выраженные эндоконтактовые изменения. Преобладают гранит-порфиры. Внутренние части штоков и крупных даек имеют полнокристаллическую порфировидную структуру с гранулитовой, микропегматитовой и сферолитовой структурой основной массы. Вкрапленники представлены кварцем и кислым плагиоклазом. В приконтактовых частях породы имеют стекловидную флюидальную структуру. Наблюдается последующая раскристаллизация стекла в виде микросферолитовых образований кварца и калиевого полевого шпата. В краевых частях штоков наблюдаются многочисленные мелкие ксенолиты ороговикованных алевролитов и песчаников триаса. Осадочные породы триаса в контакте с малыми телами гранит-порфиров слабо перекристаллизованы, наблюдаются ороговикование и местами слабая грейзенизация с образованием микрокристаллического кварца и мелких листочков мусковита в цементе песчаников и алевролитов. Вторичные изменения проявлены слабо и выражаются в ничтожной эпидотизации и хлоритизации пород.

Вдоль разломов милонитизированные гранит-порфиры содержат включения флюорита, цементирующего брекчию последних (гора Хурэ). Эпидот в штоках и дайках гранит-порфира, по мнению Д.С. Коржинского, просмотревшего наши шлифы, свидетельствует о формировании этих тел на глубине не менее 0,5 км от поверхности кровли. Несмотря на многочисленные пластовые и секущие тела гранитоидов, терригенные породы верхнего триаса в пределах прогиба очень слабо метаморфизованы. Глинистый цемент песчаников почти не перекристаллизован. Наблюдаются лишь отдельные новообразования чешуек хлорита и серицита.

Субщелочные эффузивы, расположенные непосредственно к северо-востоку от выходов толщи позднетриасовых отложений и, вероятно, слагающие верхнюю часть их разреза, а также многочисленные субвулканические тела, пересекающие терригенные триасовые отложения, близки по составу к интрузивным образованиям Дашибалбарского массива и описанным выше пластовым жильным телам. Близкий состав эффузивных и интрузивных образований, а также их тесные структурные соотношения позволяют считать эти образования комагматичными (Брандт и др., 1970). Следует сказать, что ранее часть этих тел относилась (Л.П. Зоненшайн, М.В. Дуранте и др.) к излившимся эффузивным фациям. Работами 1968 г. твердо установлено, что все тела имеют интрузивную природу.

Сложное сочетание эффузивных, экструзивных и интрузивных образований со складчатыми структурами триасового прогиба заставляет нас выдвигать

район Дашибалбара в качестве интересного объекта для дальнейшего изучения вопросов связей мезозойского магматизма с вмещающими структурами.

Прикеруленское поднятие располагается к югу от Дашибалбарско-Северочойбалсанской системы прогибов; оно разделяет две крупные системы мезозойских прогибов наложенных на Центрально-Монгольский мегантиклинорий: описанную выше Дашибалбарско-Северочойбалсанскую и расположенную к югу Южнокеруленскую. Это поднятие, пока еще слабо изученное, прослеживается в виде отдельных выступов палеозойского основания в северо-восточном направлении вдоль правобережья р. Керулен на протяжении более 500 км. С юго-востока и с северо-запада это поднятие ограничено продольными разломами и расчленено на отдельные блоки многочисленными поперечными разломами северо-западного и меридионального простирания. Один из наиболее протяженных поперечных разломов северо-западного простирания (Чойренско-Хэнтэйский) пересекает вкрест простирания не только рассматриваемое поднятие, но и описанные выше системы прогибов и поднятий, включая крупнейшее Хэнтэйское поднятие палеозойского основания. В пределах рассматриваемого Прикеруленского поднятия к Чойренско-Хэнтэйскому разлому приурочена довольно крупная поперечная структура Чойренского прогиба, сложенная верхнемезозойскими вулканогенно-осадочными отложениями.

Вдоль продольных и поперечных разломов, пересекающих Прикеруленское поднятие, проникли многочисленные тела мезозойских гранитоидов, прорывающие как породы палеозойского основания, так и мезозойские отложения. Среди этих гранитоидов В.И. Коваленко и М.И. Кузьмин выделяют следующие геохимические типы: лейкократовые граниты (массивы Ихэ-Наратин-Хидский и сомона Буянты), литий-фтористые граниты (массивы Барун-Цогдо, Ихэ-Хидский) и агпаитовые (Чойренский массив). Последние гранитоиды прорывают вулканогенно-осадочные отложения условно раннемезозойского возраста. Внедрение их приурочено к поперечному Чойренскому разлому северо-западного простирания. К отдельным из перечисленных массивов тяготеют месторождения и рудопроявления олова, вольфрама, молибдена и тантала (массивы Барун-Цогто, Бага-Газрын, Ихэ-Наратин-Хид).

Сайханобинско-Южнокеруленская система прогибов располагается к югу от долины р. Керулен и Прикеруленского поднятия и прослеживается далее на юго-запад в район сомона Сайхан-Обо, где располагается один из самых крупных мезозойских прогибов - Сайханобинский. К югу от р. Керулен прослеживаются небольшие локальные выходы вулканогенно-осадочных пород триасового возраста, обнажающиеся из-под покрова широко развитых здесь позднемезозойских вулканогенных образований. Прогибы этой системы наложены на Центрально-Монгольский палеозойский мегаантиклинорий и протягиваются вдоль его южного края.

В пределах рассматриваемой системы прогибов выделяются с запада на восток крупные Сайханобинский, Южнокеруленский, Бурэнцогтинский и другие более мелкие прогибы, разделенные поперечными поднятиями палеозойского основания. Стратиграфия и тектоника мезозойских отложений в пределах этих прогибов изучены еще недостаточно и весьма неравномерно.

В районе пос. Бурэн-Цогт Л.П. Зоненшайн и Л. Жамьяндамба изучили грубообломочную флористически охарактеризованную толщу триасовых отложений, слагающую Бурэнцогтинский прогиб. По их данным, этот разрез имеет двухчленное строение. Нижняя толща мощностью около 1000 м сложена преимущественно конгломератами с прослоями грубозернистых песчаников, верхняя толща мощностью около 500 м - преимущественно песчано-алевролитовая. Все породы обладают четкой косой слоистостью дельтового типа. Наклон косонаслоенных серий указывает на привнос материала на северном борту прогиба с северо-запада, а на южном - с юго-запада. Об этом же свидетельствует и резкое изменение состава обломков. В составе галек и обломков на северном борту прогиба преобладают кислые пермские эффузивы, которые выходят на северном обрамлении прогиба. На юге преобладает гранитный материал, поступав-

ший в межгорный конседиментационный прогиб за счет размыва палеозойских гранитов, слагающих расположенные к югу выступы палеозойского основания.

Осадочные породы Бурэнцогтинского прогиба пронизаны согласно залегающими телами порфиритов, а также дайками последних.

По всему разрезу осадочных пород встречаются обломки окаменелых стволов деревьев. В верхней толще в двух пунктах Л.П. Зоненшайн и Л. Жамьяндамба нашли отпечатки флоры, определенные И.А. Добрускиной. В узком овраге на северной окраине пос. Бурэн-Цогто найдены *Sphenobaiera* sp., во втором пункте, расположенном в 5 км к северу от этого поселка, - *Czekanowskia* sp.; *Pitiophyllum latifolium?* Tur.-Kef.; *Podozamites* sp. и чешуи хвойных. По мнению И.А. Добрускиной, эти отпечатки позволяют определить триасовый возраст отложений.

Современная структура Бурэнцогтинского прогиба представляет собой асимметричную грабен-синклиналь северо-восточного, близкого к широтному, простирания, осложненную более мелкими складками - относительно пологими синклиналями, имеющими, по данным Л.П. Зоненшайна и Л. Жамьяндамбы, углы падения крыльев 15-25° и более крутыми гребневидными антиклиналями с углами падения слоев на крыльях 60-80°. С севера и юга грабен-синклиналь ограничена разломами. Южное крыло синклинали сложено верхней толщей песчаников и алевролитов, имеющих преобладающее крутое (до 70°) падение на юг; оно срезано надвигом и прорвано крупными массивами гранитоидов, а также многочисленными дайками мелкозернистых гранитов и гранит-порфиров (рис. 9).

К югу от долины р. Керулен в окрестностях сомона Мунку-Ханый венгерский геолог Золтан Балла в 1968 г. выделил толщу условно триасовых осадочно-вулканогенных пород. Возраст толщи он определяет на основании взаимоотношений с позднемезозойскими образованиями и сопоставления состава пород с флористически охарактеризованными триасовыми отложениями соседних районов. Вулканогенно-осадочные отложения представлены здесь толщей серых конгломератов, песчаников и алевролитов, переслаивающихся с красновато-фиолетовыми трахитами и их туфами, пронизанными пластовыми телами фиолетово-серых ортофиров и гранит-порфиров, совершенно аналогичных породам, прорывающим толщу флористически охарактеризованных верхнетриасовых отложений описанного выше Дашибалбарского прогиба. Эти отложения в окрестностях Мунку-Ханый-сомона слагают небольшой Южнокеруленский прогиб субширотного простирания, на значительном протяжении перекрытый толщей верхнемезозойских вулканитов.

На западе рассматриваемой системы прогибов, к югу и юго-востоку от пос. Цаган-Обо, на основании стратиграфических взаимоотношений с флористически охарактеризованными нижне-среднеюрскими угленосными отложениями и верхнепалеозойскими вулканитами четко устанавливается доюрский и послеверхнепалеозойский возраст вулканогенно-осадочной толщи. По данным М.С. Нагибиной, Д.И. Фрих-Хара и Ж. Бадамгарава, эти отложения на основании их сопоставления с отложениями позднего триаса Дашибалбарского прогиба условно определены как триасовые.

В окрестностях сомона Цаган-Обо в восточной части крупного Сайханобинского прогиба рассматриваемые вулканогенно-осадочные образования выходят из-под толщи дислоцированных нижне-, среднеюрских отложений. Они представлены довольно мощной (около 1 км) толщей, нижняя часть которой сложена порфиритами и диабазовыми порфиритами, переслаивающимися с зеленовато-серыми туфопесчаниками, туфоалевролитами и гравелитами. Верхняя часть разреза (150-200 м) сложена покровами красновато-бурых трахитов и трахидацитов. Мощность отдельных покровов составляет около 5-10 м. В подчиненном количестве среди них заключены трахилипариты. Вулканогенно-осадочные отложения триаса сохранились здесь в виде фрагментов крупной приразломной синклинальной структуры. Они смяты в складки субширотного простирания с довольно крутыми (45-50°) углами падения пластов на крыль-

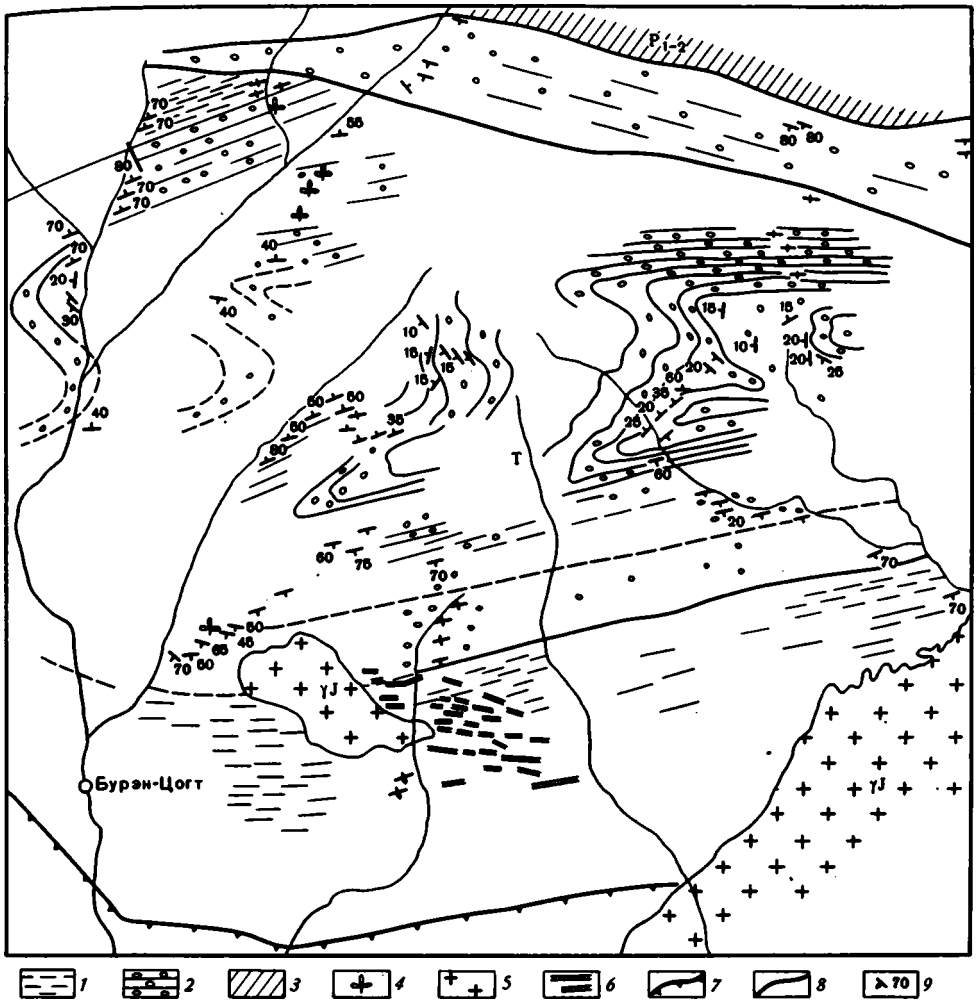


Рис. 9. Геологическая карта Бурэнцогтинского прогиба. Составили Л. П. Зоненшайн и Жамьяндамба (1971 г.)

1,2 – триас: 1 – алевролиты, 2 – конгломераты и песчаники; 3 – пермские отложения; 4 – пункты сборов ископаемой флоры; 5 – юрские амазонитовые граниты; 6 – дайки гранитов; 7 – надвиги; 8 – разломы; 9 – элементы залегания

ях. К югу от сомона Цаган-Обо эти отложения прорваны различными по величине массивами гранитоидов, среди которых выделяются разновидности от розовато-желтых гранитов и граносиенитов до монцонитов. Последние близки к монцонитам, слагающим южную часть Дашибалбарского массива.

Вдоль зоны контактов с гранитоидами вулканогенно-осадочные породы пронизаны большим количеством пластовых интрузий микросиенитов, граносиенит-порфиров и кварцевых порфиров, представляющих либо апофизы этого массива, либо дополнительные мелкие интрузивные тела и жильные образования. В той же ассоциации здесь широко развиты субвулканические тела трахилипаритов и их вулканических и автомагматических брекчий. По характеру раскристаллизации трахилипариты варьируют от фельзитовых до полнокристаллических разновидностей. Вмещающие вулканогенные породы и описанные интрузивные и

субвулканические тела образуют близкую по составу комагматичную вулкано-плутоническую серию.

Базальные конгломераты нижне- среднеюрских отложений залегают с размывом и несогласием на описанной выше толще вулканогенно-осадочных пород и прорывающих их гранитоидов и в изобилии содержат гальки этих пород.

Наиболее хорошо изученным в рассматриваемой структурной зоне является ранне-среднеюрский Сайханобинский прогиб.

Сайханобинский прогиб располагается в районе сомона Сайхан-Обо, в юго-восточном Хангае и средней Гоби (Центральная Монголия), в зоне сочленения двух крупнейших мезозойских структурно-формационных зон. Сайханобинский прогиб протягивается от бассейна р. Онгыйн-Гол на западе до сомона Цаган-Обо на востоке. Он сложен континентальными, преимущественно грубообломочными и угленосными отложениями юры. В восточной части прогиба в его строении принимают участие и вулканогенные образования.

Впервые флористически и фаунистически охарактеризованные отложения юрского возраста в рассматриваемом районе стали известны в 1961-1962 гг. по результатам исследований Ю.М. Логинова, К.С. Дивакова, Т.В. Николаевой и В.Ф. Шувалова. Результаты работ были обобщены и опубликованы Т.В. Николаевой и В.Ф. Шуваловым (1966). Они расчленили эти отложения на две толщи. Нижняя сложена валунно-галечными конгломератами с линзами гравелитов и грубозернистых песчаников, мощность ее в разных частях прогиба колеблется от 150-200 до 1000 м. В состав нижней толщи в районе гор Дэлгэрэху-Ула и Хайрхан-Ула упомянутые авторы включили также эффузивы основного и кислого состава.

Верхняя толща, согласно залегающая на нижней, сложена песчаниками, алевролитами и реже гравелитами. В верхней ее части присутствуют аргиллиты, углистые сланцы и угли с маломощными линзами конгломератов. К югу от горы Улан-Тологой на Гэр-Обо в разрезе толщи, по мнению Т.В. Николаевой и В.Ф. Шувалова, присутствуют кислые эффузивы и их туфы. Максимальная мощность толщи к востоку от сомона Сайхан-Обо достигает 800-1000 м.

Возраст верхней толщи на основании содержащихся в ней растительных остатков и пресноводной фауны, собранных Т.В. Николаевой и В.Ф. Шуваловым, определен В.А. Вахрамеевым и Ч.М. Колесниковым как среднеюрский. Возраст всех отложений прогиба В.Ф. Шувалов считает нижне- среднеюрским.

В результате полевых исследований, проведенных М.С. Нагибиной и Ж. Бадамгаравом в 1968-1971 гг. в тех же районах, удалось более детально изучить стратиграфию мезозойских отложений и выделить два разновозрастных комплекса пород: довольно интенсивно дислоцированный юрский комплекс, упомянутый выше, и вновь выделенный раннемеловой комплекс, слагающий сравнительно небольшие наложенные мульды.

По литологическим признакам и стратиграфическим соотношениям в составе юрского комплекса отложений выделяются четыре согласно залегающие щие толщи (снизу вверх):

1. Толща базальных крупногалечных и валунных конгломератов и конглобрекчий с прослоями и линзами грубозернистых песчаников и гравелитов. Мощность ее меняется в различных частях прогиба от 600 до 1200 м.

2. Нижняя толща сероцветных грубозернистых и среднезернистых песчаников с редкими прослоями алевролитов. В средней части толщи среди песчаников заключена пачка угленосных отложений с многочисленными отпечатками флоры плохой сохранности. Мощность пачки угленосных отложений - 200-250 м. Общая мощность толщи колеблется от 1500 м на востоке до 2000 м на западе.

3. Толща конгломератов от крупно- до мелкогалечных с прослоями и линзами грубозернистых косослоистых песчаников. Мощность толщи по направлению с запада на восток по простиранию прогиба изменяется от 700 м до 150 м.

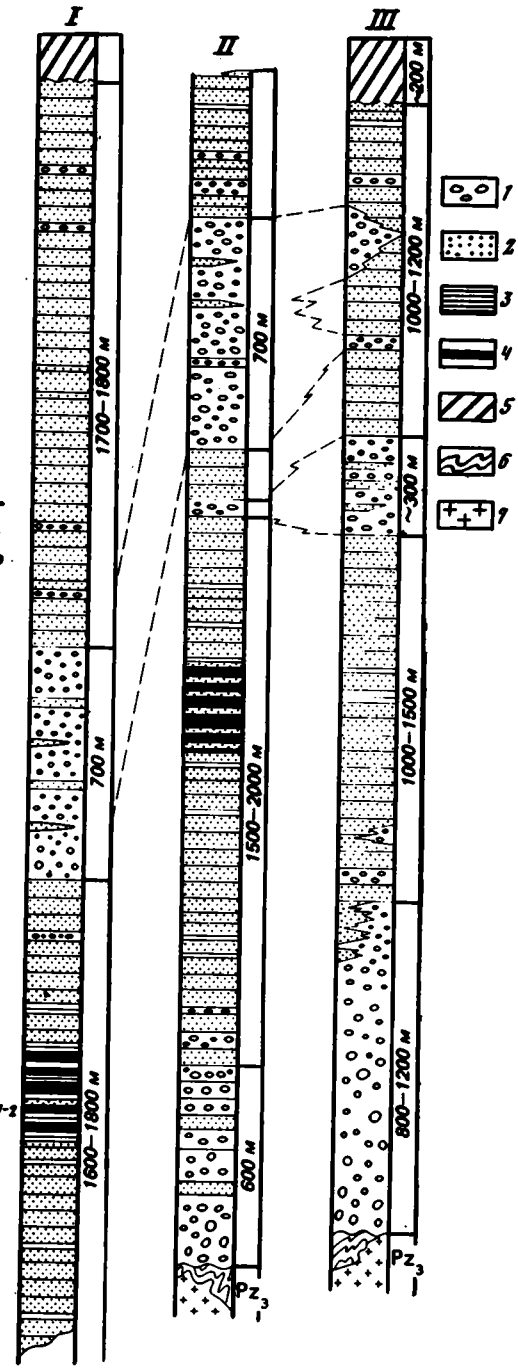


Рис. 10. Сопоставление стратиграфических разрезов нижне- среднеюрских отложений Сайханобинского прогиба

I – сомон Сайхан-Обо, II – Сухаин-Гоби, III – Хайрхан-Тугуриг-Ула; 1–4 – нижне- среднеюрские отложения: 1 – конгломераты и гравелиты, 2 – песчаники, 3 – алевролиты и аргиллиты, 4 – углистые алевролиты и угли; 5 – нижнемеловые терригенные, карбонатные и вулканогенные образования; 6 – верхнепалеозойские вулканогенно-осадочные породы; 7 – граниты

4. Верхняя толща серых песчаников от грубозернистых до мелкозернистых, местами косослоистых, содержащих прослои и линзы мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Мощность толщи до 1700 – 1800 м.

Общая мощность юрских отложений в западной части Сайханобинского прогиба значительно превышает 4 км. К востоку наблюдается общее погрубение обломочного материала и сокращение мощности отложений до 2–3 км (рис. 10).

Т.В. Николаева и В.Ф. Шувалов (1966) в составе нижней конгломератовой толщи в окрестностях горы Дэлгэрэху-Ула описывают эффузивные образования. Нами специально были изучены соотношения толщи крупногалечных базальных конгломератов юры с эффузивами, слагающими эту гору и ее окрестности. Гора Дэлгэрэху-Ула действительно сложена толщей кислых и средних эффузивов, переслаивающихся с агломератовыми туфами, туфоконгломератами и туфогравелитами. Эти породы смяты в складки меридионального простирания с углами падения на крыльях до 70° и пересечены разломами. Однако базальные крупногалечные и валунные конгломераты, как это видно в обнажениях и на аэрофотоснимках, залегают на вулканогенных породах с резким угловым азимутальным несогласием и в изобилии содержат гальки подстилающих вулканитов. Простирание юрской толщи конгломератов и грубозернистых песчаников близко к широтному (280–310°), углы падения пластов 20–30°. Наблюдающиеся соотношения толщи базальных конгломератов юры и вулканогенно-осадочных пород, слагающих гору Дэлгэрэху-Ула, не позволяют включить последние в состав нижней толщи юрских конгломератов, а свидетельствуют о более раннем доюрском возрасте вулканогенных

пород. В.Ф. Шувалов на горе Дэлгэрэху-Ула в плотных песчаниках и туфопесчаниках, переслаивающихся с алевролитами и конгломератами, собрал растительные остатки, среди которых Б.С. Рассказова определила *Pecopteris* sp., *Noeggerathiopsis* sp. ex gr., *N. latifolia* Neub., *N.* cf. *angustifolia* Neub., *Paracalamites* sp., позволяющие датировать возраст вулканогенно-осадочных пород как верхнепермский. Описанные соотношения толщи базальных конгломератов юры с вулканогенными образованиями кислого и среднего состава наблюдались нами и в других местах - в краевых частях прогиба и вблизи выступов палеозойского основания во внутренних его частях.

Базальные конгломераты прослеживаются вдоль северного и южного бортов прогиба, где они залегают непосредственно на дислоцированных и метаморфизованных отложениях палеозойского основания, прорванных крупными гранитоидными массивами.

В составе галек и валунов базальных конгломератов в большом количестве содержатся разнообразные породы, слагающие соседние поднятия палеозойского основания (различного состава вулканиты, граниты, метаморфизованные песчаники), а также песчаники и гравелиты из пермских отложений. Выходы терригенных пермских отложений главного пермского поля располагаются непосредственно к северу от юрского Сайханобинского прогиба. Окатанность обломочного материала в базальных юрских конгломератах и гравелитах различная. Наблюдаются все переходы от конглобрекчий и валунных конгломератов до гравелитов. Размеры обломков и валунов от 20-30 см, реже более до 2-5 см в диаметре. Среди валунных конгломератов заключены прослои и линзы гравелитов и грубозернистых косослоистых песчаников. Песчаники полимиктовые, состоят из угловатых или слабо окатанных зерен полевых шпатов, кварца, обломков эффузивов, различных метаморфических и других пород. Цемент глинисто-карбонатный, в отдельных участках глинисто-хлоритовый. Для песчаников и гравелитов характерна косая слоистость и линзовидное залегание среди конгломератов. Мощность толщи базальных конгломератов значительно меняется в различных частях прогиба. Наибольшая их мощность наблюдается вблизи центрального диагонального конседиментационного выступа палеозойского основания к востоку от горы Дэлгэрэху-Ула.

Нижняя терригенно-угленосная толща сложена переслаивающимися серыми и темно-серыми песчаниками от грубозернистых до тонкозернистых, алевролитами и углистыми алевролитами. В составе толщи преобладают разнозернистые песчаники аркозовые и полимиктовые с глинистым и карбонатным цементом. Реже наблюдаются прослои песчаников с железисто-карбонатным цементом. Прослои разнозернистых песчаников от 0,2 - 0,5 до 2-3 м. Мощности достаточно выдержаны по простиранию. В подчиненном количестве наблюдаются линзовидные прослои песчаников с косой слоистостью. К средней части разреза толщи приурочены пачки угленосных отложений до 200-250 м мощности, состоящие из тонкого чередования мелкозернистых песчаников, алевролитов и бурых углей до 1 - 1,5 м мощности. Среди тонкозернистых пород местами заключены редкие линзы средне- и крупнозернистых песчаников. Пачки угленосных пород в плане имеют линзовидную форму и в палеоландшафте были приурочены к системе озерно-болотных бассейнов, располагавшихся в центральной и северной частях Сайханобинского прогиба.

На крайнем западе и востоке Сайханобинского прогиба к этой пачке угленосных пород приурочены два из выявленных в настоящее время угольных месторождений. Одно из них расположено на западе, близ сомона Таргату (и горы Шагайн-Тэг), а другое, Цаганобинское, на востоке прогиба близ одноименного сомона Цаган-Обо. Цаганобинское месторождение в настоящее время интенсивно эксплуатируется открытым способом.

В песчаниках и алевролитах Цаганобинского месторождения Ж. Бадамгарав в 1971 г. собрал отпечатки растений, из которых В.А. Вахрамеев определил *Czekanowskia rigida* Heer, *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *Phaenicopsis angustifolia* Heer.

В Монголии эти формы встречаются чаще всего в нижней и средней юре, хотя в Сибири они поднимаются и выше, вплоть до нижнего мела.

К юго-западу от сомона Цаган-Обо в песчаниках, аналогичных, по мнению Т.В. Николаевой и В.Ф. Шувалова (1966), описанной выше толще содержатся многочисленные растительные остатки *Ginkgo digitata* Brongn., *Pseudotorelia* sp., *Elatocladus* sp. шишки типа *Picea, Carpolithes cinetus* (Nath) Heer, а также пелециподы *Ferganoconcha* cf. *anodontoides*, F. cf. *subcentralis* Tsch., *Ferganoconcha* sp.

В окрестностях горы Шагайн-Тэг в угленосной толще месторождения, расположенного близ сомона Таргату, Т.В. Николаева и В.Ф. Шувалов (1966) собрали *Arguniella* sp. и *Corbicula* sp.

Приведенные фаунистические и флористические остатки, определенные соответственно Ч.М. Колесниковым и В.А. Вахрамеевым, свидетельствуют, по их мнению, о среднеюрском возрасте отложений. Отдельные находки пресноводной фауны были произведены из этой же толщи в обнажениях левого берега р. Онгыйн-Гол, выше сомона Сайхан-Обо. В 1970 г. В.Ф. Шувалов, обнаружил единичные раковинки пресноводных филлопод, определенных Е.К. Трусовой как *Brachystheria* cf. *heckeri* (Tschem). Под этим видовым названием Б.И. Чернышев описал комплекс форм разного возраста (от верхнего триаса до нижних горизонтов верхней юры), известных, в частности, из слоев нижней части шадоронской серии Забайкалья (J_{2-3}). Кроме указанной формы, были обнаружены *Glyptoasmussia khinganensis* (Kob.), известная в отложениях формации Heitingshan (Япония), более древней, чем формация Iehol, а также *Lioestheria* sp. nov. и *Lynceus* sp.

Из углистых алевролитов той же толщи в палинологической лаборатории Геологического института АН СССР были выделены спорово-пыльцевые комплексы, изученные И.З. Котовой. В спорово-пыльцевом комплексе преобладает пыльца голосеменных растений (95,5%), с доминирующей ролью пыльцы Pinaceae (94%). Отмечено несколько зерен пыльцы Podocarpaceae, *Ginkgocyadophytus* sp., *Spheripollenites scabratus* Couper. Споры составляют 4,5% и представлены следующими родами и видами: *Lycopodium sporites semimuris* Danze-Corsin et Laveine, *Leptolepidites rotundus* Tralau, *Dictyophyllidites* sp., *Monolites couperi* Tralau, *Leiotriletes* sp., *Osmundacidites wellmanii* Couper., *Unaesporites argenteaeformis* (Bolch.) Schulz, *Neoraistrickia samuelssoni* Tralau. Состав комплекса указывает на юрский возраст вмещающих отложений. Наличие в составе спор *Lycopodiumsporites semimuris, Leptolepidites rotudndus, Neoraistrickia samuelssoni* позволяет датировать эти отложения средней юрой.

Приведенное определение возраста вмещающих пород по спорово-пыльцевым комплексам подтверждает сделанное ранее заключение В.А. Вахрамеева и Ч.М. Колесникова о среднеюрском возрасте нижней песчано-алевролитовой угленосной толщи.

Верхняя толща межформационных конгломератов отчетливо выделяется в западной части Сайханобинского прогиба к северу и югу от сомона Сайхан-Обо и прекрасно прослеживается на десятки километров по простиранию в обнажениях и на аэрофотоснимках. Эта толща почти целиком сложена крупно- и мелкогалечными конгломератами с маломощными прослоями и линзами грубозернистых косослоистых песчаников и гравелитов. Гальки конгломератов в различной степени окатаны, размеры их колеблются от 0,5 до 10-15 см в диаметре. Состав галек весьма разнообразный, в большом количестве содержатся вулканогенные породы основного и кислого состава (аналогичные верхнепалеозойским вулканитам), граниты, яшмы, различные кремнистые породы, метаморфизованные песчаники. Конгломераты сцементированы грубозернистым песчаным и песчано-глинистым материалом.

Мощность толщи конгломератов на западе прогиба достигает 600-700 м, по направлению на восток она сокращается. Вверх по разрезу конгломераты постепенно переходят в верхнюю толщу серых песчаников. Выходы последней прослеживаются в северо-западной части Сайханобинского прогиба (к западу

и к востоку от горы Баю-Цаган-Тологой), где они слагают ядро крупной синклинальной структуры. На значительном протяжении эта толща резко несогласно перекрыта более молодыми кайнозойскими и раннемеловыми отложениями.

Видимая мощность верхней толщи достигает 1700-1800 м.

Характерная черта верхней толщи - преобладание в разрезе грубозернистых песчаников, нередко косослоистых, линзовидно переслаивающихся с гравелитами и мелкогалечными конгломератами. По простиранию в верхней толще так же, как и в нижней, наблюдается общее погрубение обломочного материала по направлению с запада на восток. Как было отмечено, возраст сероцветных терригенных и угленосных отложений, на основании содержащихся в них остатков пресноводной фауны и флоры, определяется как среднеюрский. Нижняя, песчано-конгломератовая, толща описанного единого разреза, по аналогии с соседними районами, относится нами к нижней юре.

В восточной части рассматриваемого района Т.В. Николаева и В.Ф. Шувалов (1966) выделяют толщу эффузивно-туфогенных пород среднего, кислого и субщелочного состава, залегающую в районе горы Алтан-Хайрхан-Ула без видимого несогласия на терригенных нижне-среднеюрских отложениях, аналогичных вышеописанным.

На юго-востоке рассматриваемого района, в пределах поднятия палеозойского основания в районе сомона Дэлгэр-Хангай, по мнению упомянутых авторов, выходят вулканогенные образования юрского возраста, залегающие несогласно на верхнепалеозойских вулканитах. К ним, например, относится толща кислых вулканитов до 500 м мощности, слагающая гору Нурачи-Ула, расположенную в 60 км к востоку от сомона Дэлгэр-Хангай. Толща вулканогенных пород, по мнению В.Ф. Шувалова, имеет, вероятно, более молодой, верхнеюрский, возраст, а возможно, является фациальным аналогом толщи терригенных пород нижней-средней юры, слагающих Сайханобинский прогиб. Их стратиграфическое положение, по данным Т.В. Николаевой и В.Ф. Шувалова (1966), определяется на основании следующих данных. В долине р. Харцзатуин-Гол отложения эффузивно-туфогенной толщи несогласно залегают на осадочных отложениях верхней перми, в урочище Тэбшин-гоби, в свою очередь они несогласно перекрыты фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего мела.

Фаунистически охарактеризованные нижнемеловые отложения в пределах Сайханобинского прогиба были впервые выделены авторами в 1970 и 1971 гг. (Нагибина, Бадамгарав, 1974). Эти отложения залегают резко несогласно на размытой поверхности дислоцированных нижне- и среднеюрских песчаников и конгломератов и слагают три разобщенные плоские мульды, наложенные на различные участки Сайханобинского прогиба. Описание этих структур будет приведено при характеристике позднемезозойских структур. Сайханобинский прогиб - один из самых крупных ранне-среднеюрских прогибов Монголии. Он наложен на дислоцированные и метаморфизованные палеозойские отложения различного возраста, главным образом вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи верхнего палеозоя до верхней перми включительно, прорванные крупными массивами гранитоидов. В районе Сайханобинского прогиба происходит сочленение разнонаправленных северо-восточных и северо-западных структур палеозойского основания. Длина Сайханобинского прогиба в современном срезе составляет около 250 км при ширине от 30 до 60 км. При общем субширотном простирании прогиб испытывает изгиб от северо-западного направления на западе до северо-восточного на востоке.

Таким образом, при общей наложенности мезозойского прогиба на разновозрастные палеозойские образования, простирание структур Сайханобинского прогиба подчинено главным направлениям структурного плана палеозойского основания.

Из приведенного описания стратиграфии и состава мезозойских отложений видно, что Сайханобинский прогиб слагают континентальные, главным образом

грубообломочные и частично угленосные образования нижней-средней юры. Анализ мощностей и фаций этих отложений показывает, что прогиб имеет асимметричное строение. Максимальные мощности отложений (4-4,5 км) приурочены к его западной части, на востоке они не превышают 2-3 км. В процессе накопления осадков от нижних к верхним горизонтам седиментационный бассейн постепенно смещался по направлению к востоку. По-видимому, в средней и верхней юре в восточной части прогиба и на прилегающих к нему поднятиях возникали вулканические центры, вблизи которых, по данным В.Ф. Шувалова, накапливались вулканогенные отложения среднего и кислого состава.

Изучение обломочного материала и его распределение по площади позволяет говорить, что с севера и юга от Сайханобинского прогиба располагались параллельные ему крупные Эрдэндалейское и Дэлгэрхангайское поднятия палеозойского основания, за счет разрушения которых в межгорный Сайханобинский прогиб поступал грубообломочный материал. С севера и юга этот прогиб ограничен крупными зонами разломов. Наиболее крупная из них - Дэлгэрхангайская - прослеживается вдоль южного борта прогиба и представляет собой систему ступенчатых сбросов и сбросо-сдвигов. Северная, Эрдэндалейская, зона разлома на значительном протяжении скрыта под чехлом рыхлых отложений кайнозоя. В окрестностях сомона Эрдэндалей она выражена в рассланцевании конгломератов верхней перми. В целом Сайханобинский прогиб представляет собой крупную синклинальную структуру, внутреннее строение которой осложнено довольно интенсивными глыбово-складчатыми дислокациями.

По простиранию Сайханобинский прогиб расчленен узкими диагональными выступами доюрского основания на отдельные ячеи. Эти выступы представляют собой конседиментационные горст-антиклинали, ядра которых сложены дислоцированными верхнепалеозойскими (включая верхнюю пермь) вулканогенными и осадочными породами и прорывающими их гранитоидами, а на востоке прогиба и вулканогенно-осадочными предположительно триасовыми отложениями. На склонах выступов несогласно залегают грубообломочные юрские отложения, в большом количестве содержащие валуны и гальки палеозойских и триасовых пород, слагающих эти выступы.

Соотношение простираний верхнепалеозойских складчатых структур в ядрах горст-антиклиналей и юрских отложений резко несогласное. Дислокация последних в пределах крупных синклинальных ячей (рис. 11, 12) характеризуется брахиформными и коробчатыми складками облекания и флексурами, а также более вытянутыми, линейными складками. Простирание складчатых структур подчинено общей конфигурации диагональных и поперечных выступов палеозойского основания. Углы падения слоев на крыльях брахиструктур колеблются от 50 до 70°, а на их сводах от 10 до 15°. Вдоль границ различных литологических горизонтов внутри юрских отложений, (например, в пачках конгломератов и алевролитов) наблюдается мелкая дисгармоничная складчатость.

В восточной части прогиба дислоцированные юрские отложения, а также триасовые (?) вулканиты прорваны небольшими телами морионовых гранитов и их автомагматическими брекчиями, а также субвулканическими телами липаритов. На размытой поверхности юрских глыбово-складчатых структур и прорывающих их субвулканических образований в различных частях Сайханобинского прогиба залегают нижнемеловые отложения, слагающие различной величины наложенные мульды.

В пределах Сайханобинского прогиба складчатые юрские, а также пологозалегающие нижнемеловые отложения пересечены сбросами и сбросо-сдвигами северо-восточного и меридионального простирания. Изредка встречаются разломы северо-западного простирания.

Общий рисунок складчатых и разрывных дислокаций отчетливо свидетельствует о сдвиговых деформациях северо-восточного простирания, сопряженных

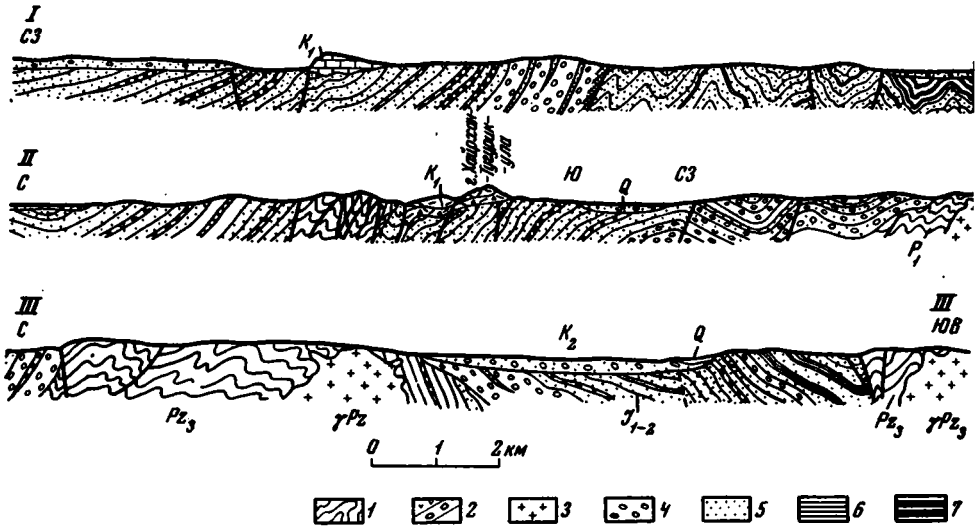


Рис. 12. Геологические профили различных частей Сайханобинского прогиба. Составила М.С. Нагибина

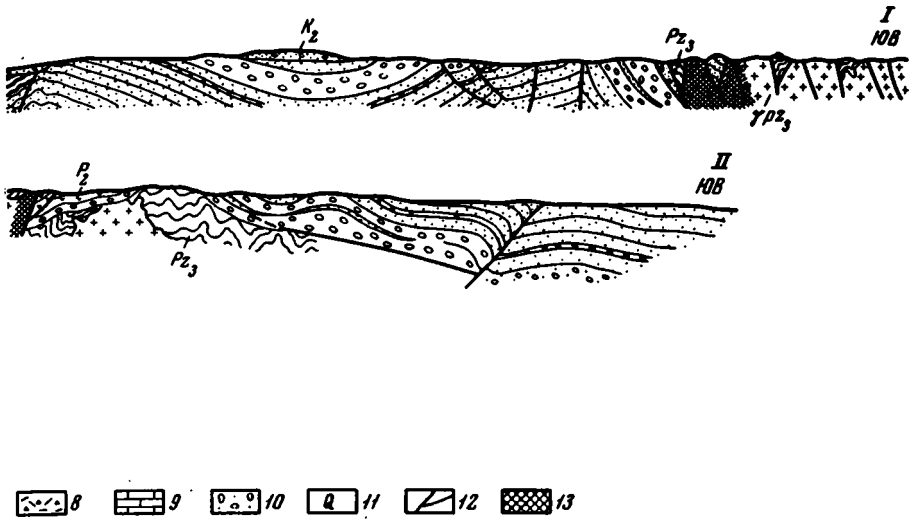
1-3 - выступы палеозойского основания, сложенные: 1 - вулканогенными породами верхнего палеозоя (карбон-пермь), 2 - вулканогенно-осадочными отложе-

с Дэлгэрхангайской зоной разлома. Эти деформации подчинены общему изгибу простираний от северо-западных на западе до северо-восточных на востоке.

Дэлгэрхангайская зона разлома, ограничивающая Сайханобинский прогиб с юга, образует восточное продолжение крупной системы палеозойских Баян-Хонгорских глубинных разломов; она протягивается на 250 км, имеет широтное простирание и довольно сложное внутреннее строение.

Строение Дэлгэрхангайской зоны разлома можно наблюдать в бассейне р. Онгыйн-Гол, в 10 км ниже по течению от сомона Сайхан-Обо и в других местах. Зона прослеживается здесь в виде полосы сильно брекчированных и развальцованных верхнепалеозойских и юрских пород. Верхнепалеозойские породы представлены мелафирами, порфиритами, фельзитами, а также кислыми туфами зеленого, красного и светлосерого цветов, а также прорывающими их розовато-красными гранитами. Граниты сильно катаклазированы и милонитизированы, местами содержат ксенолиты зеленокаменных пород и метаморфизованных габбро, также сильно раздробленных. В долине р. Онгыйн-Гол ширина зоны брекчированных пород составляет 7 - 10 км. Полосы смятия и развальцевания эффузивов и гранитов различно ориентированы. Наиболее четко выражена система сбросов и сбросо-сдвигов широтного и северо-восточного (60-70°), реже северо-западного (300-310°) простираний. Брекчии гранитов местами пронизаны кварцевыми жилами и прожилками эпидота. На поверхности прожилков видны зеркала скольжения с пологой штриховкой, свидетельствующей о неоднократно повторявшихся подвижках и сдвиговых перемещениях вдоль крутопадающих трещин разрыва. Многочисленные разрывы тех же направлений прослеживаются непосредственно вдоль южного края Сайханобинского прогиба и в слагающих его юрских конгломератах и песчаниках. Последние также брекчированы и местами зажаты в виде тектонических клиньев и небольших блоков (шириной 50-200 м) среди палеозойских вулканитов.

Более крупный клиновидный грабен, в котором заключены юрские конгломераты и песчаники, располагается в южной части Дэлгэрхангайской зоны разлома. Грабен ограничен скалистыми уступами палеозойских вулканитов,



ниями поздней перми, 3 - гранитоидами (γPz); 4-7 - нижне- среднеюрские отложения: 4 - конгломераты, 5 - песчаники, 6 - алевролиты, 7 - алевролиты с прослоями углей; 8-9 - раннемеловые отложения: 8 - вулканогенно-осадочные, 9 - карбонатные; 10 - позднемеловые пески и галечники, 11 - современные отложения; 12 - разломы; 13 - зоны брекчий

надвинутых на юрские конгломераты. Поверхность подвига неровная, полого (10-15°) наклоненная на юг. Вдоль многочисленных мелких разломов в других местах также наблюдается надвигание палеозойских вулканитов на юрские отложения. На левобережье р. Онгыйн-Гол, к юго-западу от сомона Сайхан-Обо прослеживается один из таких надвигов верхнепалеозойских порфиритов и кварцевых порфиров на юрские конгломераты и песчаники. Плоскость надвига наклонена на юг и протягивается в северо-западном направлении на расстояние 10 - 15 км. Брекчированные палеозойские и юрские породы Дэлгэрхангайской зоны разлома пересечены жилами кайнозойских базальтов с миндалекаменной структурой. С этой зоной разлома сопряжена система крупных левосторонних сдвигов и чешуйчатых надвигов северо-восточного простирания, пересекающих палеозойские, юрские и нижнемеловые отложения. Наиболее крупные из них ограничивают с юго-востока упомянутые выше диагональные выступы палеозойского основания. Более сложное строение имеет система сдвигов и надвигов, расчленяющих восточный выступ и прилегающие к нему части прогиба на отдельные пластины, надвинутые друг на друга. Строение таких надвигов удается наблюдать на крайнем юго-западе и востоке выступа.

В юго-западной части выступа в естественных обнажениях хорошо видна пластина палеозойских гранитов, надвинутая на юрские конгломераты и грубозернистые песчаники (рис. 13). Плоскость надвига полого (под углами 10-15°) падает на северо-запад. Севернее прослеживается вторая чешуя надвига юрских отложений на палеозойские граниты, амплитуда которого по направлению к юго-западу возрастает; таким образом, юрские конгломераты перекрывают пластину палеозойских гранитоидов, и далее на юго-запад надвиг прослеживается внутри юрской толщи.

Далее к северо-востоку, по направлению к горе Улан-Тологой, на аэрофотоснимках и частично в обнажениях прослеживаются две крупные пластины чешуйчатых надвигов также северо-восточного простирания, проходящих вдоль западной окраины Цахиртуин-Гоби. Один из надвигов прослеживается у подножия небольшой горной гряды с вершиной Улан-Тологой,

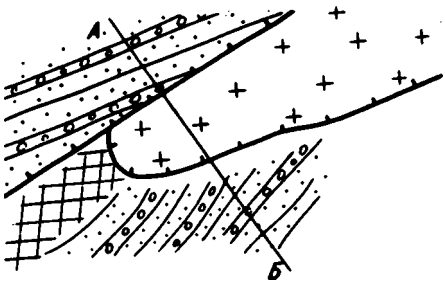
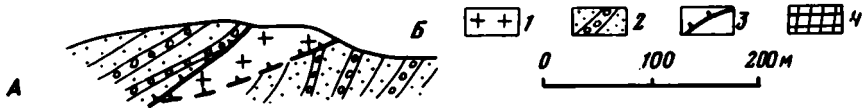


Рис. 13. Чешуйчатые надвиги в юго-западной части восточного диагонального выступа палеозойского основания Сайханобинского прогиба

1 – палеозойские гранитоиды; 2 – юрские конгломераты и песчаники; 3 – надвиги; 4 – брекчированные песчаники



другой – к западу от нее. Вдоль восточных отрогов горы Улан-Тологой искусственными выработками вскрыта плоскость надвига, полого наклоненная (под углом 10–15°) на северо-запад. Светло-серые юрские липариты, прорывающие вулканогенно-осадочную толщу триаса, надвинуты здесь на грубозернистые, слабо сцементированные отложения нижнего мела. Другой надвиг прослеживается вдоль границы палеозойских пород с вулканитами триаса (?) и юрской осадочной толщей. Обе пластины надвинуты с северо-запада на юго-восток, протяженность их от 20 до 25 км. Горизонтальное перемещение по этим надвигам относительно невелико. Точное определение его величины затруднительно.

Система северо-восточных и широтных разломов – сбросов и сбросо-сдвигов – прослеживается и далее к востоку. Они ограничивают узкий грабен с нижне-среднеюрскими угленосными отложениями месторождения Цаган-Обо. Стоящие на головах юрские угольные пласты и песчаники зажаты здесь среди гранитоидов палеозойского основания. Длина юрского грабена достигает 15 км при ширине от 2 до 4 км. Аналогичные грабены с юрскими отложениями, ограниченные северо-западными (близкими к широтным) разломами, располагаются среди палеозойских пород на крайнем западе Сайханобинского прогиба, на правобережной части бассейна р. Онгыйн-Гол. К югу от месторождения Цаган-Обо широтные и северо-восточные разломы ограничивают нижнемеловую грабен-синклиналь Цахиртуин-Гоби. С разломами этого направления сопряжены более мелкие ступенчатые сбросы северо-западного простирания, пересекающие палеозойские, юрские и нижнемеловые отложения.

Небольшие выступы палеозойского основания, ограниченные широтными разломами, наблюдаются в западной (гора Хара-Обо) и северной (к северу от горы Хайрхан-Тугуриг-Ула) частях Сайханобинского прогиба. Последний выступ протяженностью 15 км, имеет узкую клиновидную форму; он сложен кислыми верхнепалеозойскими вулканитами. Этот выступ располагается в 6–7 км и западу от улан-баторского автомобильного тракта. Вдоль южного края этого выступа протягивается асимметричная грабен-синклиналь, сложенная грубообломочными терригенными и вулканогенно-осадочными отложениями нижнего мела. Эти отложения прорваны криптовулканическими телами фельзитов и липаритов, которые слагают самую высокую в районе горную вершину Хайрхан-Тугуриг-Ула. Вдоль широтной зоны разлома, ограничивающей с юга клиновидный выступ, на протяжении 6 км прослеживается зона интенсивного окремнения, а также многочисленные мелкие прожилки и гнезда флюорита размером до 10–15 см в поперечнике. Зоны окремнения и прожилки флюорита, впервые обнаруженные авторами в 1968 г., прослеживаются в палеозойских, юрских и нижнемеловых отложениях.

Нижнемеловые вулканиты горы Хайрхан-Тугуриг-Ула и прилегающий широтный выступ палеозойского основания пересечены системой поперечных

сбросов и сбросо-сдвигов меридионального простирания. С широтными и поперечными меридиональными разломами в других частях Сайханобинского прогиба также связаны зоны интенсивного окремнения. Одна из таких зон располагается к северо-востоку от сомона Сайхан-Обо, где вдоль системы меридиональных сбросов на протяжении более 3 км прослеживается зона окварцевания и прожилки флюорита в юрских песчаниках и конгломератах. С той же зоной разломов связаны небольшие выходы кремнистых туффитов, аналогичных нижнемеловым породам горы Хайрхан-Тугуриг-Ула.

На размытой поверхности дислоцированных юрских и нижнемеловых отложений в отдельных участках описанных структур и вулканических проявлений (в бассейне р. Онгыйн-Гол, Яманый-Гоби) горизонтально залегают рыхлые красноцветные отложения верхнего мела - кайнозоя, представляющие собой остатки платформенного чехла, широко развитого в более южных районах Монголии.

В пределах Сайханобинского прогиба выделяются современные впадины, отчетливо выраженные в рельефе. Наиболее крупные из них имеют северо-восточное простирание и сопряжены с описанными выше диагональными разломами (сбросо-сдвигами и надвигами) того же простирания. Последнее совпадение свидетельствует о том, что движения вдоль описанных разломов северо-восточного простирания, вероятно, возобновлялись и в новейшие этапы развития неотектонических структур.

Описанные соотношения мезозойских и верхнепалеозойских структур отчетливо показывают, что крупная мезозойская структура Сайханобинского прогиба является новообразованной и резконаложенной на разновозрастные участки палеозойского, в том числе верхнепермского основания при общей соподчиненности простираний крупных структурных форм палеозойского основания и мезозойского прогиба. К раннему этапу относится формирование крупной асимметричной конседиментационной синклинальной структуры межгорного прогиба, расчлененного на отдельные ячеи двумя диагональными, также конседиментационными выступами. К этому же времени относится возобновление движений вдоль южной, Дэлгэрхангайской, зоны глубинных разломов, в западной своей части заложенной еще в палеозое, а на востоке развивавщейся в юрское время. Внутренее строение прогиба позволяет сделать вывод о том, что эти движения имели сдвиговый характер и были сопряжены с общим пологим изгибом простирания структур от северо-западного на западе до северо-восточного на востоке. С концом раннего этапа развития было связано формирование глыбово-складчатых структур внутри прогиба и проявление магматической деятельности в восточной его части (излияние вулканитов среднего и кислого состава и внедрение морионовых гранитов, их автомагматических брекчий и экструзий липаритов).

С формированием раннемеловых структур было связано возобновление более древних разрывных дислокаций и вулканической деятельности кислого состава.

С позднемезозойским (а возможно, и более поздним) этапом развития структур связано также возникновение многочисленных новообразованных разломов, сопряженных с крупной Дэлгэрхангайской зоной разлома и пересекающих как юрские, так и нижнемеловые отложения. К ним относится система диагональных сбросо-сдвигов, сдвигов и пластин чешуйчатых надвигов северо-восточного и северо-западного простирания, а также широтных и меридиональных разломов. Верхняя возрастная граница их не ясна.

Вдоль отдельных разломов, ограничивающих раннемеловые грабен-синклинали, вблизи молодых криптовулканических образований наблюдаются зоны интенсивного окремнения, аналогичные зонам, описанным ранее (Фогельман, 1968) в Балейском золоторудном районе и других районах Восточного Забайкалья.

Интенсивные юрские дислокации и проявления гранитоидного магматизма в пределах Сайханобинского прогиба позволяют относить этот крупный ме-

зозойский межгорный прогиб к структурам ревивации. Крайнее западное положение прогиба в зоне структур ревивации обусловило, по-видимому, относительно слабое проявление мезозойской магматической деятельности, для которой в пределах Монголии вообще характерно затухание по направлению с востока на запад.

Отдельные мезозойские прогибы рассматриваемой Сайханобинско-Южнокеруленской системы разделены между собой так же, как это имеет место и в других, уже охарактеризованных выше, системах, широкими поперечными конседиментационными поднятиями палеозойского основания. Вдоль продольных и поперечных разломов на северо-востоке Монголии внедрились многочисленные тела мезозойских гранитоидов, прорывающих как мезозойские отложения в пределах прогибов, так и метаморфизованные породы палеозойского основания на поперечных выступах.

По составу среди гранитоидов выделяются послетриасовые розовые граниты, граносиениты, рибекитовые граниты и монцониты, послеюрские аляскитовые граниты и другие разновидности.

Южно-Монгольская система прогибов и поднятий. В Южной Монголии мезозойские прогибы раннего и позднего этапов развития на значительной площади погребены под покровом рыхлых красноцветных отложений платформенного чехла верхнемелового и палеогенового возраста. Редкие выходы юрских вулканогенных отложений известны лишь в пределах новообразованных кайнозойских выступов палеозойского основания, расчленяющих площади платформенных отложений. На юго-востоке Монголии юрские вулканогенно-осадочные отложения прорваны гранитоидами, которые внедрялись вдоль разломов.

Наиболее крупный прогиб нижне- среднеюрского возраста располагается в пределах Восточной Гоби, к югу от г. Сайн-Шанд; он образован терригенными отложениями хамархубуринской свиты.

В.И. Коваленко и М.И. Кузьмин изучили мезозойские гранитоиды так называемой югодзырской группы, расположенные в пределах выступов палеозойского основания. Полученные данные позволяют выделить среди этих гранитоидов аляскитовые граниты, с которыми связано крупное вольфрам-молибденовое месторождение и ряд рудопроявлений, а также гранитоиды других типов. Более широким распространением в Южно-Монгольской зоне пользуются позднемезозойские отложения, слагающие крупные прогибы (дзунбаинский др.).

РАННЕ- СРЕДНЕЮРСКИЕ СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ

Анализ пространственного распространения и мощностей нижне- среднеюрских отложений дает возможность выделить следующие основные структурные элементы Центральной Монголии на ранне-среднеюрском этапе ее развития (с севера на юг): Восточнохангайское поднятие, Баянхонгорский прогиб, Барунбаянское поднятие, Гобиалтайский (или Предалтайский) прогиб и Южноалтайское поднятие. Все структуры имеют северо-западное простирание, контролируемое направлением Баянхонгорского и Долиноозерского глубинных разломов. Приразломный характер ранне-среднеюрских прогибов, равно как и отдельных небольших впадин в пределах поднятий, выражен очень ярко. Как правило, все прогибы и впадины характеризуются линейно вытянутой формой, большой протяженностью при незначительной ширине (5-10, реже до 15 км), с одной или двух сторон они ограничены разломами; местами в составе выполняющих их отложений присутствуют эффузивы. Амплитуда относительного опускания в зонах указанных прогибов достигала 1000 м.

Анализ мощностей и фациального состава отложений зон прогибания свидетельствует о том, что внутри Баянхонгорского и Гобиалтайского прогибов существовали отдельные поперечные и диагональные выступы домезозойского фундамента, разделявшие их на ряд впадин.

Сводово-глыбовые поднятия (Восточнохангайское, Южноалтайское и Барунбаянское), в целом, значительно превосходили по своим размерам указанные прогибы.

Восточнохангайское поднятие представляет собой юго-восточую часть крупнейшего в Монголии Хангайского поднятия. С юго-запада оно ограничено (в пределах Центральной Монголии) зоной Баянхонгорского глубинного разлома: северная граница поднятия находится далеко за пределами региона (Хангайский разлом). Протяженность поднятия (в пределах региона) до 500 км, ширина - до 150 - 200 км. В строении поднятия участвуют ранне- и среднепалеозойские складчатые образования домезозойского фундамента; на крайнем востоке его (в районе г. Арбай-Хэрэ) наблюдаются небольшие грабенообразные впадины, выполненные нижне-среднеюрскими песчано-конгломератовыми маломощными (до 300-400 м) отложениями бахарской свиты. Эти неглубокие впадины имеют незначительную ширину (до 5-6 км) и протяженность (до 30 км). Направление их контролируется разломами северо-западного простирания. Домезозойские складчатые образования в восточной части Хангайского поднятия местами прорваны юрскими гипабиссальными интрузиями, имеющими также приразломный характер.

Судя по характеру обломочного материала пород нижней-средней юры, выполняющих расположенный южнее Баянхонгорский прогиб, а также небольшие впадины внутри самого поднятия, последнее характеризовалось сильно расчлененным горным рельефом с амплитудой относительного поднятия до 2000 м.

Вполне вероятно, что разломами северо-западного направления поднятие было разбито на ряд субпараллельных блоков. Наиболее приподнятой, очевидно, была северо-западная часть поднятия. В юго-восточной части поднятие было осложнено указанными выше небольшими приразломными впадинами.

Баянхонгорский прогиб расположен южнее Восточнохангайского поднятия в зоне Баянхонгорского глубинного разлома древнего заложения. Протяженность прогиба с юго-востока (от сомона Гучин-Ус) на северо-запад (до р.Туин-Гол) свыше 100 км, ширина от 2 - 3 до 9-10 км. Поперечными выступами доюрского фундамента прогиб разделяется на ряд впадин, из которых наиболее значительны Гуннаринская, Шагайнтэгская и Туингольская. Все впадины вытянуты с юго-востока на северо-запад и расположены южнее главного разлома. Они выполнены песчано-конгломерато-аргиллитовыми угленосными отложениями бахарской свиты. Мощность нижне-среднеюрских отложений в наиболее глубокой Шагайнтэгской впадине достигает 700-800 м. Длина впадин, судя по современным выходам нижне-средней юры достигала 20-30 км, ширина не превышала 10 км, а обычно составляла 2-4 км. В основании разреза впадин обычно залегает толща конгломератов, реже конгломератобрекчий мощностью до 200-250 м, выше которой в центральных частях депрессий залегают песчано-аргиллитовые угленосные отложения мощностью до 500 м.

Внутреннее строение впадин Баянхонгорского прогиба, за исключением Шагайнтэгской впадины, изучено слабо. В пределах последней нижне-среднеюрские отложения слагают асимметричную грабен-синклинальную структуру субширотного (280°) простирания видимой протяженностью до 10 км и шириной до 2 км. Северное ее крыло относительно пологое (18-24°), южное - крутое (70-85°). Близ южного борта впадины пласты юрских пород в результате надвига на них с юга палеозойских метаморфизованных сланцев опрокинуты к северу. В центральной части впадины грабен-синклинальная структура разбита сбросом, субпараллельным общему простиранию.

Барунбаянское поднятие располагается между Гобиалтайским и Баянхонгорским прогибами и ограничено с севера зоной Баянхонгорского, а с юга Долиноозерского разломов. Протяженность поднятия с юго-востока на северо-запад превышает 150 км. Наибольшей ширины (до 80 км) оно достигает в

своей северо-западной части, где постепенно сливается с Алтайским и Хангайским поднятиями. Поднятие сложено преимущественно протерозойскими и нижнепалеозойскими складчатыми образованиями, перекрытыми на значительной площади (в Долине Озер) молодыми кайнозойскими (палеогеновые, неогеновые и четвертичные) осадками и базальтами.

В пределах южной краевой части Барунбаянского поднятия в ранне-среднеюрское время существовали единичные небольшие впадины, тяготеющие к Долиноозерскому разлому, о чем свидетельствуют выходы отложений бахарской свиты в восточной части хр. Улан-Аргалинту-Нуру.

Судя по мощности и составу осадочных и эффузивно-осадочных образований нижне-среднеюрского возраста, развитых в Баянхонгорском и Гобиалтайском прогибах, Барунбаянское поднятие характеризовалось сильно расчлененным горным рельефом, значительно приподнятым над днищами прогибов.

Гобиалтайский прогиб (Предалтайский) расположен в зоне Долиноозерского разлома, непосредственно к югу от последнего. Он вытянут, как и все остальные крупные структуры ранней-средней юры региона, с юго-востока на северо-запад, протягиваясь от хр. Арца-Богдо до хр. Баян-Цаган-Нуру более чем на 200 км. Ширина прогиба, судя по современным выходам нижне-среднеюрских отложений, не превышала 15-20 км. Внутри прогиба наблюдаются поперечные конседиментационные поднятия палеозойского складчатого основания, разделявшие его на ряд впадин (Бахарскую, Ихэбогдинскую, Цэльбулакскую, Арцабогдинскую). Конседиментационный характер этих поднятий установлен по увеличению грубообломочного материала вблизи них в составе отложений нижней-средней юры, при одновременном сокращении мощности отложений.

Бахарская впадина, расположенная в северо-западной части Гобиалтайского прогиба, имеет длину около 30 км при ширине до 10 км; она выполнена грубообломочными конгломератовыми отложениями в низах разреза и песчаниками, аргиллитами и глинистыми сланцами с прослоями угля в верхах. Максимальные видимые мощности бахарской свиты составляют здесь около 700 м и наблюдаются в северо-западной части впадины. Нижне-среднеюрские отложения, вскрывающиеся в пределах центральной части Бахарской впадины, образуют сравнительно простую антиклинальную структуру с углами падения пластов от 30-40° на северном крыле до 25-30° на южном. Как северное, так и южное крылья складки осложнены субпараллельными флексурообразными изгибами и дополнительными (второстепенными) антиклинальными и синклинальными складками с размахом крыльев от нескольких десятков метров до 150-300 м.

Оба крыла, главным образом южное, разбиты сбросами субширотного простирания с амплитудой смещения до 5 м.

Ихэбогдинская впадина расположена к югу от озера Орок-Нур в зоне северных предгорий хр. Ихэ-Богдо. С севера ее ограничивает Долиноозерский разлом. Эта узкая (не более 5-6 км) впадина протягивается вдоль Долиноозерского разлома более чем на 40 км; она выполнена, по данным Н.А. Логачева и соавторов (Гобк-Алтайское землетрясение, 1963), эффузивно-осадочными нижне-среднеюрскими отложениями видимой мощностью до 500 м. Толщи этих пород смяты в систему антиклинальных и синклинальных складок северо-западного простирания, осложненных рядом субпараллельных разломов. С юга юрские отложения ограничены разломом, имеющим характер крутого надвига.

Цэльбулакская впадина - наиболее значительная в Гобиалтайском прогибе. Она расположена в районе южных предгорий хр. Бага-Богдо. Простирание впадины северо-западное (280-285°), длина - 50 км, ширина - до 15-20 км. Она выполнена конгломератами, содержащими прослои кислых и средних эффузивов в низах разреза (до 400-450 м), и песчаниками, алевролитами и аргиллитами с прослоями угля, в верхах разреза (до 600 м).

Суммарная мощность нижне-среднеюрских образований бахарской свиты достигает в районе родника Цэль-булак (в центральной части впадины) 1000-1050 м. К востоку и западу мощность отложений сокращается до 500-400 м. В южной части впадины эффузивно-осадочные отложения бахарской свиты залегают на палеозойских складчатых образованиях; на севере они по разломам контактируют с палеозойскими образованиями и частично перекрыты толщами верхней коры и нижнего мела, залегающими на нижне-среднеюрских образованиях со значительным угловым и азимутальным несогласием.

Нижне-среднеюрские отложения дислоцированы очень сильно, особенно в приразломных участках, образуя систему узких антиклинальных и синклинальных складок с углами падения пластов на крыльях до 70-80°. Вдали от разломов углы падения пластов на крыльях обычно менее значительны и не превышают 40-50°. Простирание складок северо-западное (280-290°). В южной части впадины, в зоне развития отложений нижней-средней юры наблюдается пологий надвиг, линия простирания которого (290°) в целом совпадает с простиранием складок юры. Поверхность скольжения, по которой южное крыло надвинуто на северное, наклонена на юго-запад под углом около 20°. Этот надвиг, по мнению Н.А.Логачева, связан с дислокациями, сформировавшими нижне-среднеюрскую структуру впадины, так как более молодые дислокации (раннемеловые и кайнозойские) имеют здесь совершенно иной план.

Арцабогдинская впадина расположена в юго-восточной части Гобиалтайского прогиба в зоне сочленения хребтов Арца-Богдо и Бага-Богдо. Фрагментарные выходы нижней и средней юры и их разломные ограничения не позволяют судить о размерах этой впадины и амплитуде ее опускания. Видимые мощности отложений бахарской свиты составляют в районе восточной оконечности хр. Бага-Богдо около 450 м. Нижняя часть разреза свиты представлена главным образом конгломератами, верхняя - песчаниками и аргиллитами с линзами бурых углей. Судя по мощностям отложений, эта впадина по-видимому, по своим размерам уступала Цэльбулакской. Можно предположить также, что Цэльбулакская и Арцабогдинская впадины представляли собой единую нижне-среднеюрскую структуру, раздробленную последующими движениями и частично уничтоженную в результате новейших поднятий и эрозии.

Южноалтайское поднятие (или Заалтайское) располагается к югу от рассмотренного выше прогиба, представляя собой юго-восточную оконечность обширного Алтайского поднятия. Протяженность его с юго-востока на северо-запад в пределах Центральной части Монголии свыше 300 км, ширина (до границы с Китаем) - от 200 до 300 км. Это обширное сводово-глыбовое поднятие сложено преимущественно палеозойскими складчатыми образованиями, а на юге - как палеозойскими, так и перекрывающими их верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями платформенного чехла.

Подобно Хангайскому и другим ранне-среднеюрским поднятиям, Южноалтайское поднятие характеризовалось горным расчлененным рельефом. Внутри поднятия существовали отдельные незначительные по размерам впадины, ориентированные согласно общему простиранию структур с юго-востока на северо-запад и выполненные сравнительно маломощными песчано-конгломератовыми отложениями нижней-средней юры. Одна из таких впадин располагалась, по данным В.Г. Васильева и его соавторов (1959), в районе развалин монастыря Амор-Буянтин-Хурэ, южнее хр.Баян-Цаган. Она выполнена песчаниками, конгломератами и сланцами с прослоями углей общей мощностью до 300 м.

Ряд небольших впадин, сложенных конгломератами и угленосными песчано-аргиллитовыми отложениями мощностью до 250-300 м, располагался в зоне хр.Гурван-Сайхан. Подобно другим ранне-среднеюрским впадинам, они имеют ярко выраженный приразломный характер.

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ ВОСТОЧНОЙ МОНГОЛИИ

В позднемезозойское время продолжалась переработка палеозойского основания и усложнение мезозойских структур. При этом происходила существенная перестройка описанного выше тектонического плана раннемезозойских структур, расчленение сводовых поднятий на более дробную систему блоков, часть из которых вовлекалась в погружение. На востоке Монголии с этим этапом развития структур связана интенсивная вулканическая деятельность и формирование специфических вулкано-тектонических структур – кальдер проседания, кольцевых и горст-антиклинальных поднятий с расположенными на них грядами вулканических аппаратов, ступенчатых сбросов и других тектонических форм.

В ряде мест в прослоях осадочных пород среди вулканитов Г.Г. Мартинсон, В.Ф. Шувалов, Ж.Бадамгарав и М.С. Нагибина обнаружили пресноводную фауну, которая позволила существенно уточнить возраст вулканических и осадочных серий и сопоставить их с одновозрастными отложениями других районов Монголии, и с соседней территорией Восточного Забайкалья. Мы приводим лишь основные результаты проведенных сопоставлений и некоторые пояснения, необходимые для дальнейшего изложения истории тектонического развития территории в позднем мезозое (табл. 1, рис. 14, 15).

На востоке и северо-востоке Монголии весьма широким распространением пользуется сложнопостроенная континентальная серия вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Возраст серии на основании находок органических остатков определяется в относительно широком интервале времени – от верхов средней юры до нижнего мела включительно. Указанные образования объединены нами в чойбалсанскую серию.

Отложения чойбалсанской серии образуют структуры, наложенные на различные горизонты докембрийского и палеозойского основания и раннемезозойские прогибы. В нижней части разреза эти образования представлены преимущественно лавами базальтов, андезито-базальтов, трахибазальтов и трахиандезитов, а в верхней части – дацитами, трахилипаритами и липаритами. Широко представлены субвулканические фации, с которыми тесно связаны интрузивные образования (граниты, граносиениты и сиениты). В разрезе преобладают вулканиты основного и среднего состава. Местами вулканогенные породы переслаиваются 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. По своему стратиграфическому положению, составу и условиям залегания, а также соотношению с интрузивными комплексами гранитоидов чойбалсанская серия в целом хорошо сопоставляется с шадоронской серией Восточного Забайкалья, возраст которой определяется от средней до поздней юры включительно. Кислые вулканиты верхней части разреза этой серии (в Приаргунье) относятся к низам раннего мела (Захаров, 1972).

С вулканитами чойбалсанской серии, так же как с вулканитами шадоронской свиты в Восточном Забайкалье, сочетаются комагматичные позднемезозойские интрузивные и субвулканические образования – гранитоиды различного состава, гранит-порфиры, липариты и в меньшем количестве основные интрузивные породы.

Отложения дзунбаинской серии по своему стратиграфическому положению, особенностям литологического состава и условиям залегания также представляют полный аналог верхней части разреза позднего мезозоя Восточного Забайкалья. В составе этих отложений в Забайкалье следует выделять тургинскую серию, с подразделением на нижнюю – тургинскую (торейскую и усть-карскую) и верхнюю – кутинскую (аргунскую и мангутскую) свиты. Для отложений дзунбаинской серии Восточной Монголии характерна пестрота осадочных

Таблица 1

Схема сопоставления верхнемезозойских стратиграфических подразделений Восточного Забайкалья и Северо-Восточной Монголии

Возраст	Серия	Восточное Забайкалье	Серия	Северо-Восточная Монголия
Поздний мезозой	тургинская	Кутинская свита (аргунская, мангутская), K_1	дзунбаинская	Верхняя дзунбаинская свита, K_1^2
		Тургинская свита (торейская, усть-карская), I_3-K_1		Нижняя дзунбаинская свита, K_1^1
	шадоронская	Липариты, трахилипариты, трахибазальты, трахиандезиты с прослоями осадочных пород, I_{2-3}	чойбалсанская	Цаганцабская свита. Липариты, трахилипариты, трахибазальты, трахиандезиты с прослоями осадочных пород, I_3-K_1
		Базальты, андезиты, порфириты, трахибазальты с прослоями и пачками осадочных пород, I_{2-3}; I_3-K_1		Эффузивно-осадочная толща. Базальты, трахибазальты, андезиты, порфириты с прослоями и пачками осадочных пород, местами базальные конгломераты и песчаники, I_3-K_1, (I_{2-3})
		Несогласие		Несогласие
Отложения нижней и средней юры, позднего триаса, палеозоя				

и вулканогенно-осадочных фаций, что свидетельствует о накоплении осадков в межгорных (озерных и озерно-аллювиальных) впадинах. В Восточной Монголии, так же как и в Восточном Забайкалье можно выделить структурно-фациальные зоны, отличающиеся составом позднемезозойских отложений. В Восточном Забайкалье Приаргунская структурно-фациальная зона, впервые выделенная М.С. Нагибиной (1946 а, б), а затем многими другими исследователями – Ю.П. Писцовым (1963, 1966), С.М. Синица и другими – характеризуется кислыми вулканитами и их пирокластами, а также базальтовыми лавами (Аргунская, Урулюнгуйская и Уровская впадины и впадины Торейских озер). В нижнемеловых впадинах Центральной и Шилкинской структурно-фациальных зон вулканогенный материал либо полностью отсутствует, либо содержится в ничтожном количестве.

В Восточной Монголии непосредственным продолжением Приаргунской структурно-фациальной зоны является система Северо- и Южночойбалсанских впадин, в которых, кроме терригенных отложений, в разрезе дзунбаинской серии заключены вулканогенные образования кислого состава и базальты.

Кроме того, выделяются области, где вулканогенные отложения в составе дзунбаинской серии (при современной степени изученности их литологии) не выявлены. В ряде мест Восточной и Центральной Монголии отложения дзунбаинской серии пересечены криптовулканическими телами кислого состава (фельзиты, липариты, трахилипариты и трахидациты), а также дайками базальтов, гидротермальными жилами и штокверками (халцедон, кварц, флюо-

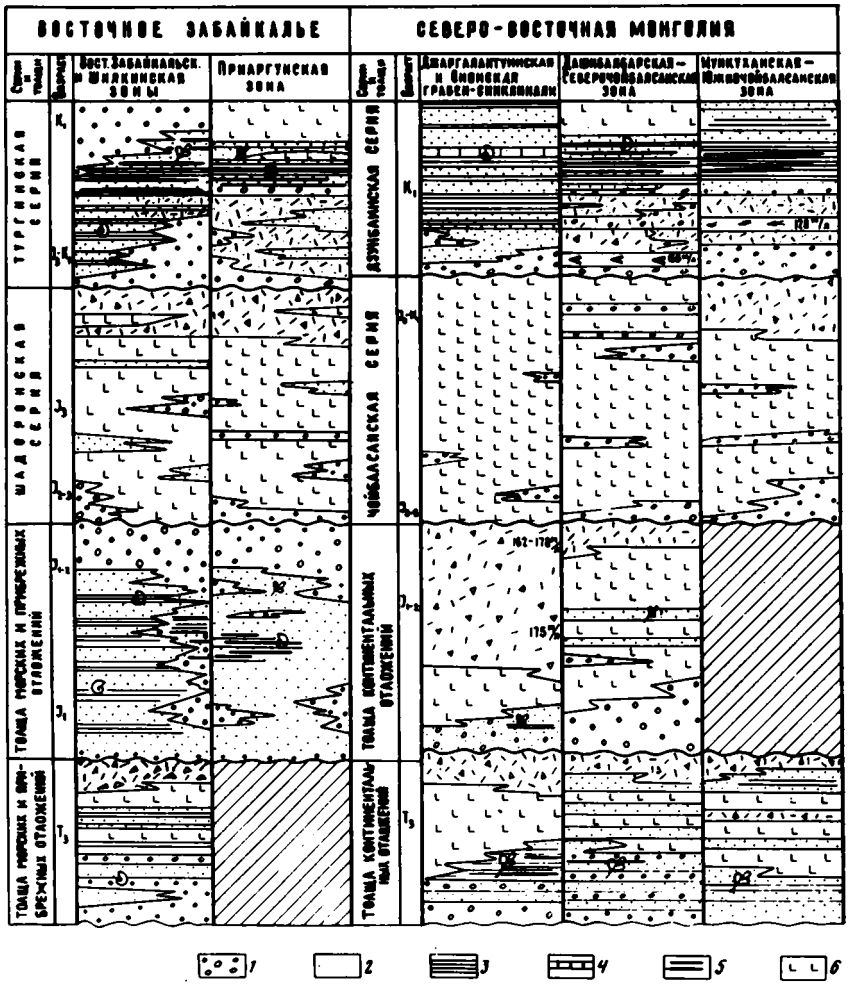


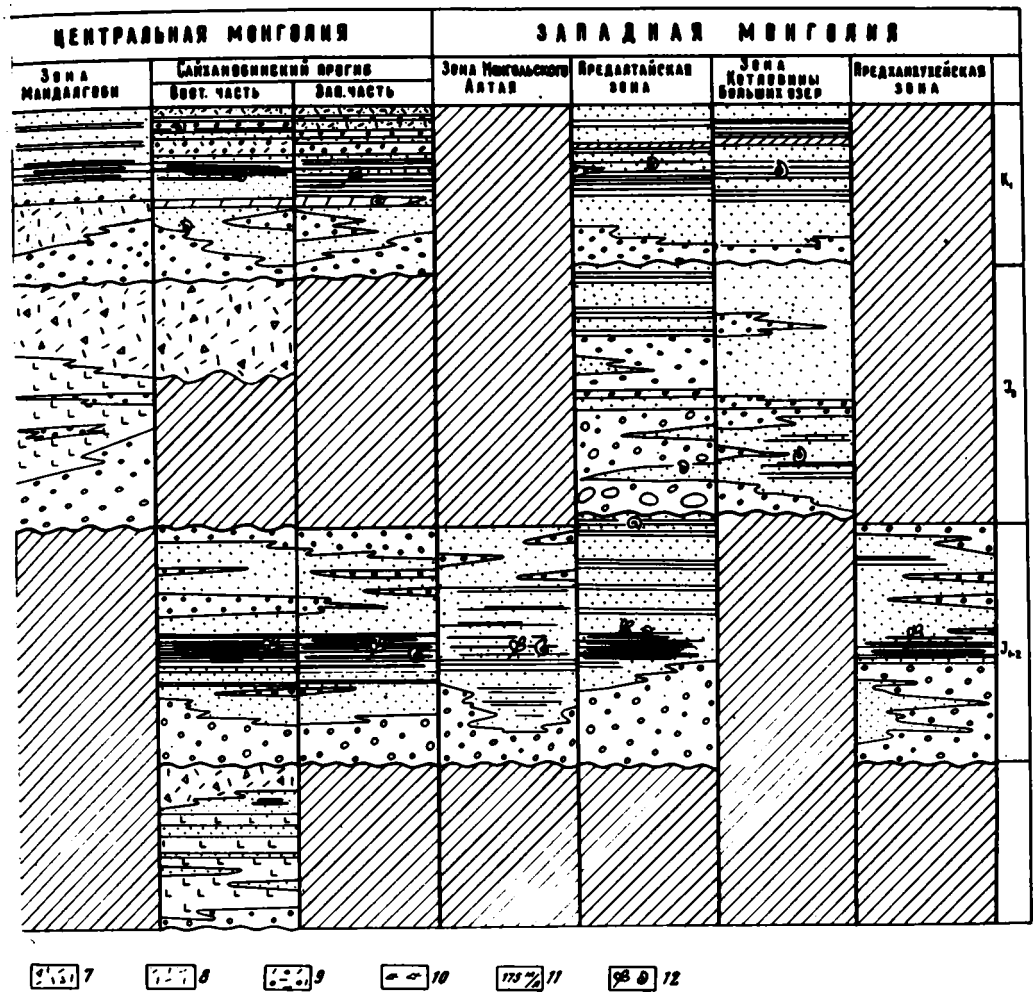
Рис. 14. Сопоставление разрезов мезозойских отложений Монголии и Восточного Забайкалья

1 – конгломераты и конглобрекчии; 2 – песчаники и слабо сцементированные пески; 3 – алевролиты, аргиллиты, битуминозные сланцы; 4 – известняки и

рит). В этих участках обычно широко проявлена цементация осадочных пород кремнистым или эффузивно-кремнистым материалом.

Аналогичные по составу кислые криптовулканические образования описаны Н.А. Фогельман (1968) в Балейском рудном районе (Даинская раннемеловая впадина) и в других местах Восточного Забайкалья, где с этими телами связано золотое оруденение, а также флюорит.

Если продолжить сопоставление раннемеловых отложений с толщами более восточных районов, в частности, Большого Хингана (Северный Китай), то можно видеть, что в составе отложений этого возраста сильно возрастает роль вулканогенного материала. В отложениях раннего мела, по нашим данным (Нагибина, 1959, 1961, 1969), вдоль северо-восточного склона Большого Хингана развиты вулканиты, представленные лавобрекчиями, туфолавами липаритов и флюидальными покровами липаритов, которые в разрезе толщи преобладают над осадочными породами. Широким распространением здесь пользуются



мергели; 5 – угли и углистые породы; 6 – основные и средние эффузивы – базальты, андезиты (порфириты), трахибазальты, латиты; 7 – кислые субщелочные вулканиты; 8 – кислые туфы, туффиты и туфопесчаники; 9 – туфоконгломераты; 10 – дациты; 11 – определения абсолютного возраста; 12 – положение в разрезе ископаемой флоры и фауны

жерловые фации, автомагматические брекчии, выходы которых позволяют восстанавливать палеовулканические постройки.

Терригенная часть разреза дзунбаинской серии Монголии полифациальна и представлена континентальными озерно-аллювиальными и пролювиальными отложениями – конгломератами, песчаниками, алевролитами и листоватыми аргиллитами ("бумажные сланцы") с прослоями бурых углей различной мощности. Конгломераты и грубозернистые песчаники, местами переслаивающиеся с кислыми туфами и туффитами, слагают нижнюю часть разреза и краевые фации межгорных прогибов. Мощность грубообломочных отложений в различных частях прогибов, по геофизическим данным, колеблется от 100–350 до 600–700 м. Общая мощность отложений дзунбаинской серии в различных впадинах востока Монголии колеблется от 1000 до 1500 м.

Под названием дзунбаинской свиты ранее описывались почти исключительно тонкозернистые озерные фации (обычно содержащие обильную пресновод-

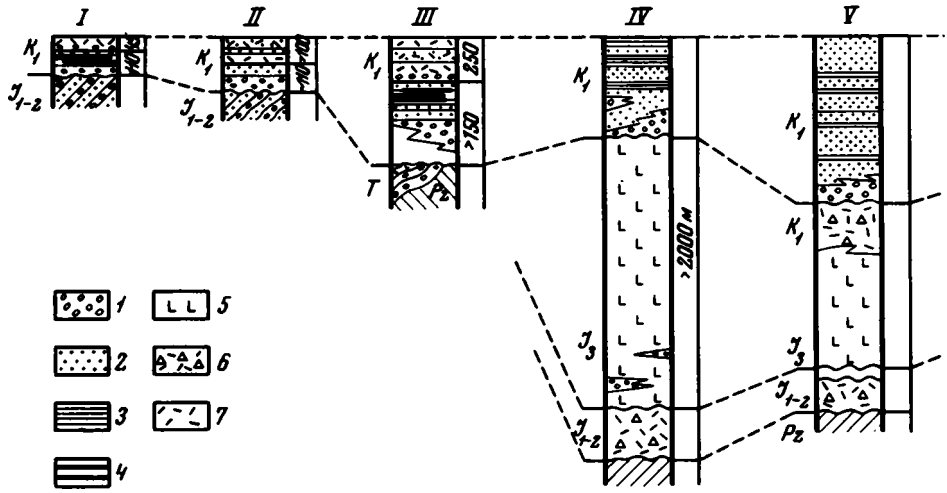


Рис. 15. Сопоставление разрезов мезозойских образований восточной Монголии. Составила М.С. Нагибина

I–III – район сомонов Сайхан-Обо и Цаган-Обо: I – гора Цзара-Обо, II – гора Хайрхан-Тугуриг-Ула, III – Цахиуртуин-Гоби; IV – бассейн Онона и Джаргалантуин-Гол; V – район р.Халхин-Гол; VI – район сомона Гал-Шарыйн; VII – район

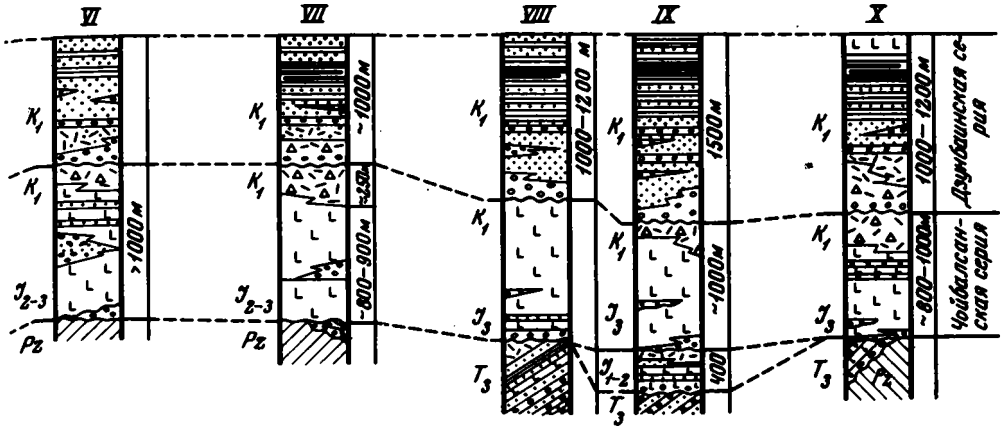
ную фауну), представленные битуминозными горючими сланцами с прослоями глин, песчаников, алевролитов, мергелей, известняков, доломитов, а также горизонтами железистых сидеритовых конкреций и угленосными толщами. Из состава дзунбаинской свиты как правило исключались грубообломочные фации краевых частей межгорных впадин, представленные конгломератами и конглобрекчиями.

Специальные исследования, проведенные в 1969 г. М.С. Нагибиной совместно с В.Ф. Шуваловым в Цогтобинском прогибе, позволили детально проследить на расстоянии от 30 до 50 км, как по простиранию прогиба, так и вкрест его простирания все переходы от тонкозернистых глинисто-алевролитовых и карбонатно-озерных фаций, богатых пресноводной фауной апт-альбского возраста, к грубозернистым песчаникам, гравелитам, валунным конгломератам или конглобрекчиям краевых фаций горного пролювия и аллювия, расположенных вблизи конседиментационных поднятий палеозойского основания. Одновозрастность различных фаций отложений была подтверждена многочисленными находками в них пресноводной фауны. В прослоях мелкогалечного конгломерата и линзах гравелитов и песчаников, заключенных среди валунного конгломерата краевых фаций прогиба, В.Ф. Шувалов собрал фауну пелеципод и гастропод: *Limnocyrena anderssoni* (Grab)., *Limnocyrena* sp., *Viviparus onogoensis* Suz., *Campaloma* cf. *clavifithiformis* Grab., *Probaicalia* cf. *elongata* Martins., *Bithynia* sp., *Gyranlus* sp., *Phrotelliptio* sp.

В центральной части прогиба среди песчаников, переслаивающихся с гравелитами, аргиллитами и карбонатными породами, были собраны *Limnocyrena anderssoni* (Grab.), *Limnocyrena* sp., *Campeloma clavifithiformis* Grab., *Probaicalia elongata* Martins.

Приведенный комплекс фауны, по мнению Г.Г. Мартинсона, характеризует апт-альбский возраст отложений, отвечающих верхнедзунбаинской свите.

Приведенные данные существенно дополняют набор парагенетических типов пород, входящих в состав дзунбаинской серии (рис. 16, 17). Такое дополнение позволяет рассматривать в качестве молассоидной формации не только ниж-



сомона Мунку-Ханый; VIII - Ценхир-Гол-Мурэн-Гол; IX - Урдза-Дзотлаг-Тологой; X - Северочойбалсанский район

1 - конгломераты и конглобрекчии; 2 - песчаники; 3 - алевролиты, аргиллиты, битуминозные сланцы и мергели; 4 - угли и углистые породы; 5 - основные и средние эффузивы (базальты, андезито-базальты, андезиты, трахибазальты, латиты и др.); 6 - кислые и субщелочные вулканиты; 7 - туфопесчаники и кислые туфы

ние части разреза дзунбаинской серии (нижняя дзунбаинская свита), но также и отложения ее верхней части (верхняя дзунбаинская свита). Аналогичные литолого-фациальные профили характерны и для отложений тургинской серии позднемезозойских впадин Забайкалья (рис. 18).

Анализ тектонической карты, составленной коллективом авторов, позволяет среди верхнемезозойских структур выделить: 1) узкие приразломные грабены и грабен-синклинали, которые унаследовано развивались в пределах описанных выше систем раннемезозойских прогибов; 2) изометричные и сложно построенные 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 их вулканитов.

Перечисленные структуры - конседиментационные. В своем расположении они подчинены системе либо длительно развивавшихся глубинных разломов северо-восточного простирания, либо новообразованным оперяющим их более мелким поперечным и диагональным разломам. Разнообразие тектонических форм и их площадное распространение на востоке Монголии создает мозаичную картину расположения позднемезозойских структур.

Унаследованно развивавшимися являются Ононские грабены, сложенные позднемезозойскими вулканогенно-осадочными образованиями. Они сопряжены с Ононским глубинным разломом северо-восточного простирания, который ограничивает с юга описанный выше раннемезозойский Джаргалантуинский прогиб. Юго-западным продолжением Ононской системы грабенов служит Баянделгерский грабен. Последний представляет собой узкую приразломную структуру с параметрами 12 × 120 км, сложенную нижнемеловыми вулканогенными и осадочными отложениями. Этот грабен располагается в зоне сочленения крупного Хэнтэйского поднятия и Монголо-Охотской системы прогибов.

Унаследованными являются также Прикеруленские грабены, расположенные вдоль долины р. Керулен в районе Ундур-Хана и сопряженные с При-

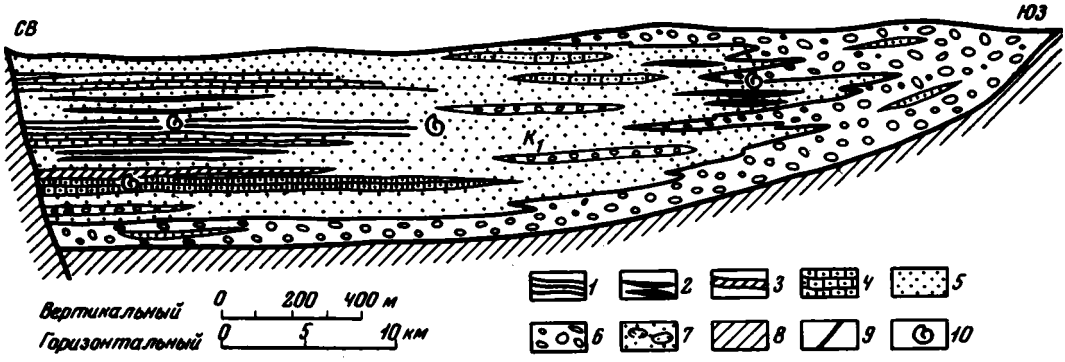


Рис. 16. Литолого-фациальный профиль Цогтобинского прогиба (по М.С.Нагибиной)

1–7 – нижнемеловые отложения дзунбаинской серии: 1 – алевролиты, 2 – линзы углей и углистых алевролитов, 3 – мергели, 4 – известняки с онколитами и строматолитами, 5 – песчаники, 6 – конгломераты, 7 – песчаники с железистыми конкрециями; 8 – породы домезозойского основания; 9 – разломы; 10 – места находок пресноводной фауны

керуленской системой разломов. Шорбогинский унаследованный грабен как бы вложен в структуру Дашибалбарского прогиба; он вытянут в северо-восточном направлении на 100 км при ширине 25 км и имеет ступенчатое внутреннее строение. Карта стратоизогипс, составленная С.М. Калимулиным, позволяет выделить в его пределах две крупные синклинальные структуры, разделенные горст-антиклинальным поднятием. Юго-западная узкая приразломная синклиналь имеет асимметричное строение с крутым северо-западным и более пологим южным крылом. Северо-восточная синклиналь имеет неправильные угловатые очертания и коробчатое строение с крутым приразломным южным крылом и более пологим северным. На севере от этой синклинали ответвляется небольшая поперечная мульда меридионального простирания. Бортовые части этих структур сложены вулканогенными породами – базальтами и андезитами, а центральные, имеющие синклинальную структуру, – осадочными угленосными отложениями.

Унаследованный характер имеют южная и северная части крупной Чойбалсанской впадины. Она сложена вулканогенными и осадочными отложениями чойбалсанской и дзунбаинской серий, частично перекрытыми более молодыми кайнозойскими породами. Вдоль южного борта впадины параллельно крупному Чойбалсанскому разлому северо-восточного простирания, по геофизическим данным, прослеживается узкая грабен-синклиналь, имеющая около 200 км в длину и от 14 на западе до 35 км на востоке в ширину. В пределах этой крупной приразломной синклинальной структуры выделяются три мульды также северо-восточного простирания, разделенные узкими поперечными антиклиналями. Глубина погружения палеозойского фундамента в пределах этих мульд достигает 1500 м, а в центральной мульде – 2000 м.

Центральная часть Чойбалсанской впадины, наложенная на поднятие палеозойского основания, имеет сложное, разветвленное строение. Отдельные ее части, сопряженные с продольными и поперечными разломами, расчленившими это поднятие на блоки, имеют северо-западное и меридиональное простирания. На погруженных блоках образовались крупные брахиформные мульды.

Чрезвычайно интересные структуры, наложенные на частично унаследованные приразломные синклинальные структуры, сопряженные с Северочойбалсанским раннемезозойским прогибом, приурочены и к северному борту Чой-

балсанской впадины; они были изучены нами в 1969 и 1970 гг. Эти структуры сложены вулканитами, которые местами переслаиваются с континентальными терригенными озерно-аллювиальными отложениями чойбалсанской серии. Нижняя часть разреза серии, залегающая на размытой поверхности разновозрастных палеозойских и раннемезозойских (верхнетриасовых) структур, сложена конгломератами и грубозернистыми песчаниками с косой слоистостью, переслаивающимися с покровами базальтов, андезито-базальтов, трахибазальтов и трахиандезитов. Мощность нижней части разреза колеблется от 300 до 800 м.

Верхняя часть разреза сложена трахидацитами, трахилипаритами, их туфолавами и пирокластическими образованиями, переслаивающимися с лавовыми потоками. Кислые вулканиты согласно перекрывают базальтовые и андезито-базальтовые серии, местами переслаиваясь с последними. По-видимому, в этот период существовали отдельные центры вулканической деятельности, с которыми было тесно связано и формирование вулкано-тектонических структур - кальдер опускания и более сложных синклинальных прогибов, обрамленных поясами основных и кислых вулканитов. С этим периодом вулканизма связано также образование субвулканических тел кислого и субщелочного состава и гипабиссальных интрузий, расположенных в бортовых частях синклиналей. Общая мощность вулканогенно-осадочной серии составляет здесь около 1000 м.

Описанная серия вулканогенных пород практически согласно перекрывается довольно мощной полифациальной дзунбаинской серией конгломератов и конглобрекчий, разнозернистых песчаников и алевролитов, а также угленосных отложений проловиальных, озерно-аллювиальных и озерно-болотных фаций. Местами осадочные отложения содержат пирокласты кислого состава, а в верхней части разреза переслаиваются с покровами базальтов. Общая мощность этих отложений в отдельных синклиналях Северо-Чойбалсанской впадины колеблется от сотен метров до 1000-1500 м. В различных частях разреза этой толщи в окрестностях озер Ихэ-Дзосу-Нур и Бага-Дзосу-Нур В.Ф. Шувалов обнаружил пресноводную фауну раннемелового возраста (неоком и апт-альб). Отдельные покровы базальтов с пузырчатой и миндалекаменной структурой (например, на берегу оз. Бага-Дзосу-Нур) залегают стратиграфически выше слоев с фауной апт-альба.

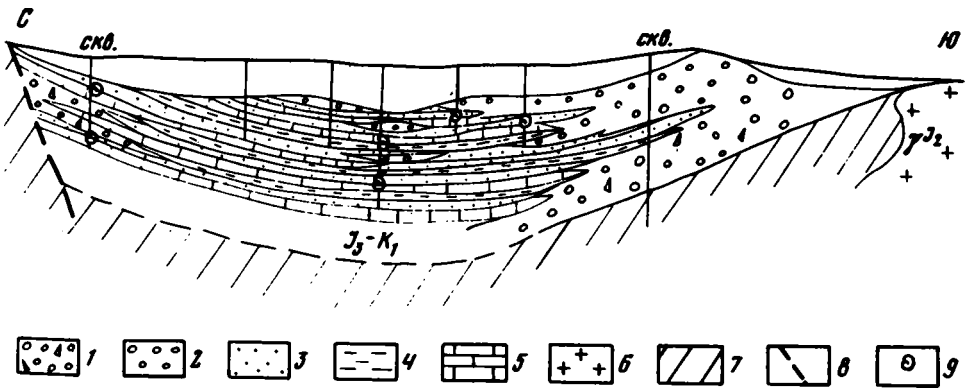


Рис. 18. Литолого-фациальный профиль Торейской впадины Восточного Забайкалья (по С.М.Синица)

1-5 - нижнемеловые отложения тургинской серии: 1 - конглобрекчии, 2 - конгломераты, 3 - песчаники, 4 - алевролиты, 5 - известняки и мергели; 6 - граниты среднеюрские; 7 - домезозойское основание; 8 - разломы; 9 - места находок фауны

Из приведенного разреза вулканогенных и осадочных пород видно, что северочойбалсанские верхнемезозойские разветвленные синклинальные структуры имеют вулкано-тектоническое происхождение. Они обладают изометричной или четко выраженной линейной формой (рис. 19).

Центральные части синклиналей обычно сложены терригенными и угленосными отложениями дзунбаинской серии раннего мела, а бортовые части - вулканитами основного, среднего и кислого состава чойбалсанской серии (рис. 20). Одна из таких синклиналей расположена в урочище Будуин-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 синклинали на несколько десятков километров протягиваются полосы основных и кислых вулканитов. Среди кислых разновидностей отмечаются жерловые фации: лавобрекчии и автомагматические брекчии.

Центральная часть синклинали сложена осадочной толщей дзунбаинской серии, слои которой залегают полого с углами падения на крыльях от 3-5 до 10-15°. 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 осложнено системой продольных и поперечных сбросов северо-западного простирания. Породы непосредственно налегают на размытую поверхность стоящих почти на головах верхнетриасовых отложений Северочойбалсанского прогиба. К продольной системе длительно развивающихся разломов, протягивающихся вдоль северо-западного крыла, приурочены выходы многочисленных источников (Дахилгату-Булак и др.), дающих начало небольшим речкам, стекающим к центру современной депрессии урочища Будуин-Гоби, примерно совпадающей с осевой частью рассмотренной синклинали.

На западе рассматриваемая синклинальная структура ограничена крупным поперечным выступом палеозойского основания, имеющим северо-западное простирание. Этот выступ расчленен многочисленными ступенчатыми сбросами на систему более мелких блоков также северо-западного простирания. Две небольшие "ветви" описанной синклинали огибают этот выступ.

К юго-западу от поперечного выступа палеозойского основания в районе горы Джаргаланту-Обо располагается вторая синклинальная структура северо-восточного простирания, имеющая более сложное внутреннее строение. Она сложена осадочно-вулканогенными отложениями чойбалсанской серии, смятыми в более мелкие коробчатые и брахиформные складки, пересеченные разломами. Эта синклиналь имеет асимметричное строение. Широкое юго-восточное ее крыло сложено покровами базальтов и андезитов, северное - вулканогенно-осадочными образованиями. Обе структуры на юго-востоке пронизаны многочисленными дайками, штоками и субвулканическими телами дацитов, трахитов, трахилипаритов и гранит-порфиров, выходы которых приурочены к системе продольных и поперечных разломов. Серия аналогичных интрузивных и субвулканических тел кислого и щелочного состава была также описана А.Я. Салтыковским и Д.Оролмаа в 1970 г. в районе горы Алташинхолбо и источника Аршан-Булак (рис. 20).

В результате геологического картирования, проведенного в 1968-1970 гг. Э.Н. Григоровым, Золтаном Балла и другими на правобережье р. Керулен, к югу от г.Чойбалсан, а также специальных тектонических и вулканологических исследований, проведенных М.С. Нагибиной, Д.И. Фрих-Харом и Ж.Бадамгаравом в районе сомона Мунку-Ханый и далее к юго-западу, в районе сомона

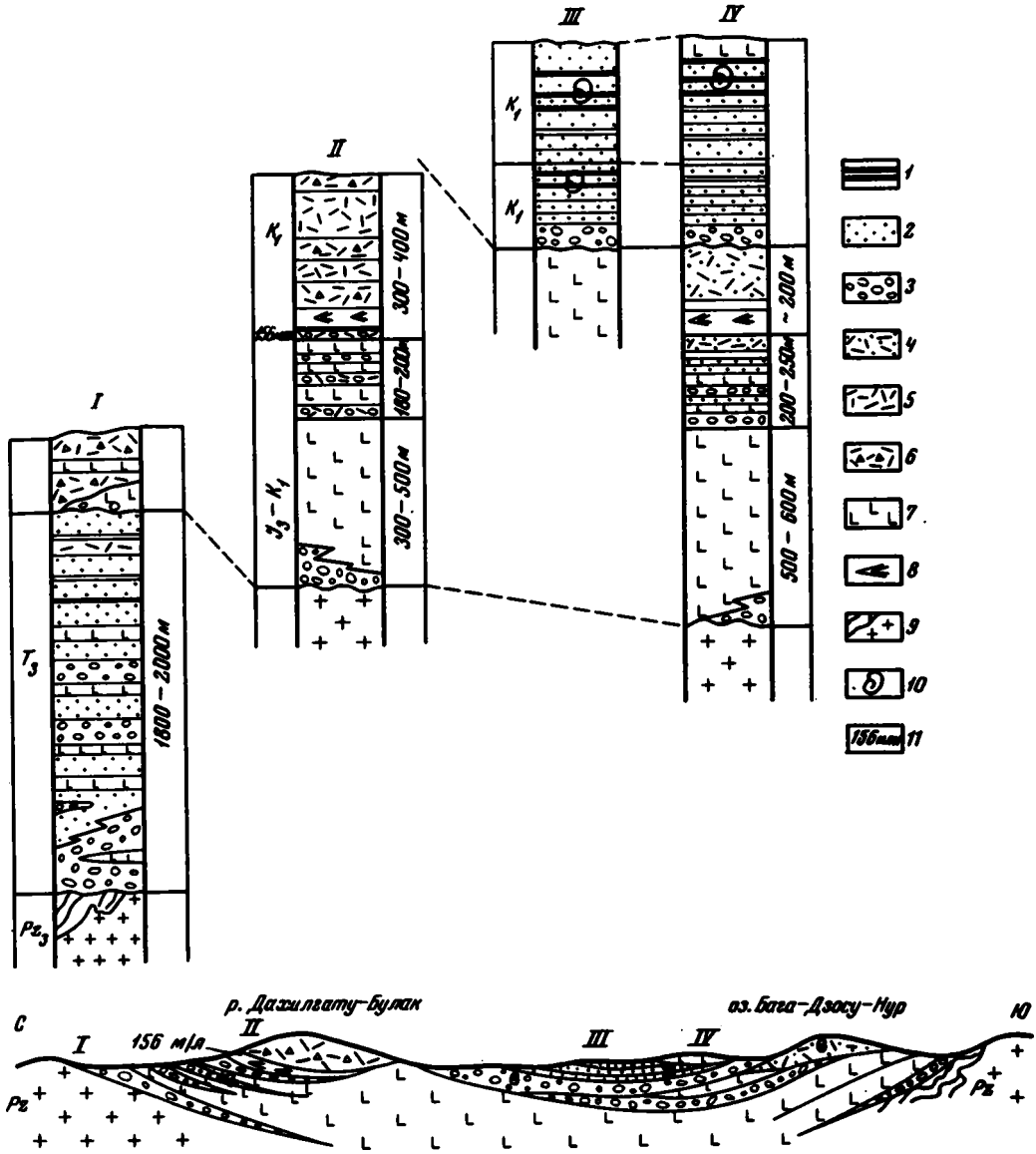


Рис. 19. Сопоставление стратиграфических разрезов северного (I,II) и южного (III,IV) крыльев Северо-Чойбалсанской синклинали. Составила М.С. Нагибина (1971 г.)

I – окрестности оз. Булгатуин-Нур; II – Дахилгату-Булак; III – к северу от оз. Ихэ-Дзосу-Нур; IV – оз. Бага-Дзосу-Нур и Джаргаланту-Булак
1 – угли и углистые глины; 2 – песчаники; 3 – конгломераты; 4 – кислые туфы и туфопесчаники; 5 – липариты; 6 – лавобрекчии и туфолавы липаритов; 7 – базальты, трахибазальты и андезиты; 8 – дациты; 9 – палеозойское основание (граниты и метаморфизованные породы); 10 – места находок остатков пресноводной фауны; 11 – значения абсолютного возраста

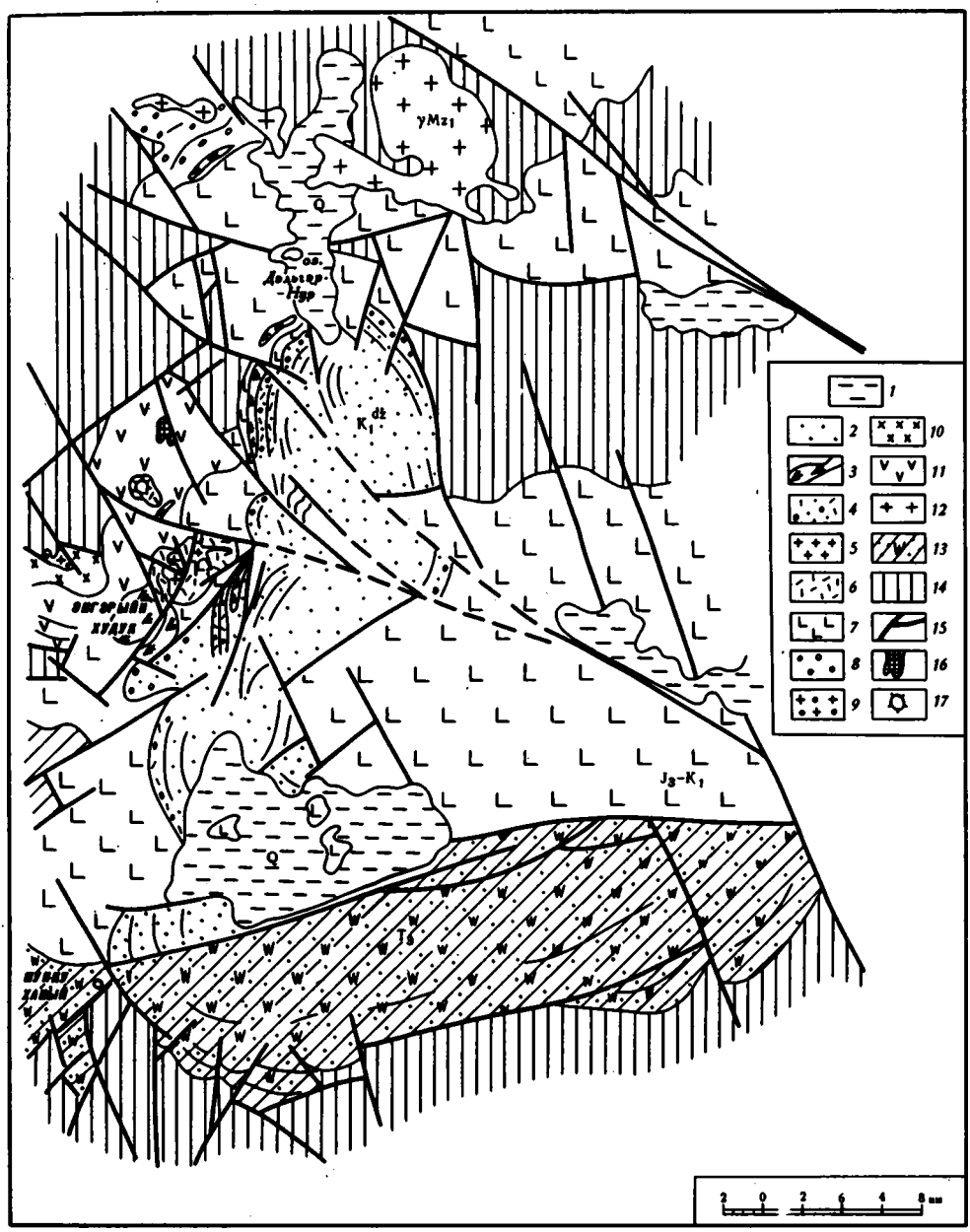


Рис. 20. Геолого-структурная карта окрестностей Мунку-Ханый-сомона. Составили М.С. Нагибина, Д.И. Фрих-Хар и Ж. Бадамгарав (1970 г.) с использованием материалов Золтана Балла (1968)

1 - современные отложения; 2-6 - нижнемеловые образования: 2 - песчаники и алевролиты, 3 - трахилипариты, 4 - туфопесчаники и туфоконгломераты, 5 - субвулканические липариты; 6 - покровы липаритов и их туфов; 7-11 - верхнеюрские-нижнемеловые образования: 7 - базальты и андезито-базальты, 8 - конгломераты, 9 - гранит-порфиры, 10 - диорит-порфиры, 11 - порфириты, андезиты, андезито-базальты; 12 - раннемезозойские граниты; 13 - верхнетриасовые вулканогенно-осадочные образования; 14 - домезозойское основание; 15 - разломы; 16 - окремнелые андезиты (вторичные кварциты); 17 - вулканические аппараты

Гал-Шарыйн, получено много новых материалов по стратиграфии и тектонике мезозойских осадочно-вулканогенных серий и истории развития вулканизма.

В позднем мезозое в Южнокеруленской зоне, имеющей общее северо-восточное простирание, образовалась система многочисленных и разнообразных по своей форме вулкано-тектонических структур. Часть из них унаследовала северо-восточное простирание раннемезозойских Южнокеруленских прогибов, другие имеют мозаичное строение и наложились непосредственно на палеозойское основание Прикеруленского поднятия.

Из рассматриваемой зоны вулкано-тектонических структур нами изучены лишь отдельные из них в районах сомонов Мунку-Ханый и Гал-Шарыйн. В районе сомона Мунку-Ханый располагаются многочисленные небольшие грабены, удлиненные и изометричные синклинальные структуры, сложенные вулканическими и вулканогенно-осадочными отложениями позднего мезозоя. Одна из таких структур протягивается непосредственно от сомона Мунку-Ханый на север к оз. Дэльгэр-Нур. Она представляет собой более или менее симметричную синклиналь северо-северо-восточного простирания. Протяженность ее около 40 км, ширина - от 15 до 20 км. Центральная часть синклинали сложена терригенными отложениями дзунбаинской серии, а на крыльях широкими полями выходят базальты и андезиты, согласно перекрытые потоками трахиандезитов, трахидацитов, дацитов и трахилипаритов чойбалсанской серии. Покровы базальтов, по данным венгерского геолога Золтана Балла, местами подстилаются базальными конгломератами и песчаниками изменчивой мощности. Площади базальтовых покровов имеют фестончатые очертания, залегают на размытой поверхности ранее дислоцированных мезозойских отложений и прорывающих их раннемезозойских гранитоидов массива Шара-Ундур и других, а также на разновозрастных структурах палеозойского основания. Залегание слоев вулканогенно-осадочных и осадочных отложений в центральной части синклинали очень пологое - 10-15° и менее.

Наиболее хорошо обнажено северо-западное крыло синклинали в окрестностях оз. Дэльгэр-Нур. Вулканогенно-осадочные отложения дзунбаинской серии залегают практически согласно, с небольшим размывом, на базальтах и дацитах цаганцабской свиты. Вдоль границы выходов дзунбаинской серии базальты частично перекрыты потоками трахиандезитов и трахидацитов, частично прорваны субвулканическими дайками дацитов, трахидацитов и трахилипаритов. В той же зоне контакта непосредственно на базальтах цаганцабской свиты располагаются отдельные палеовулканические постройки кислых вулканитов, отчетливо выраженные в современном рельефе и прекрасно дешифрирующиеся на аэрофотоснимках. Они впервые были выявлены Золтаном Балла в 1968 г., а в 1970 г. детально изучены нами. Палеовулканические постройки имеют различную форму и строение. Вулканические конусы таких построек сложены пирокластами липаритов, чередующихся с потоками лавобрекчий и флюидальных липаритов, обсидианов и перлитов. Центральные части таких построек сложены либо флюидальными липаритами (высота 1333,0), застывшими в виде причудливых лавопадов (рис. 21), либо субвулканическими телами липаритов, гранит-порфиров и их автомагматическими брекчиями. От центрального "жерлового" тела гранит-порфиров (высота 1290,9 м) отходит радиальная система даек. Протяженность даек до 1800 м при мощности от 5-7 до 30 м. Эти дайки пересекают более ранние потоки лавы и горизонты липаритовых туфов, слагающих вулканическую постройку. Высота таких построек от базальтового основания до современной вершины достигает 150-160 м. Подобные формы залегания, по мнению Д.И. Фрих-Хара, характерны для кислых лавовых потоков и экструзий областей современной вулканической деятельности.

Отложения чойбалсанской и дзунбаинской серий пересечены многочисленными поперечными сбросами преимущественно северо-западного простирания и сопряженными с ними сбросо-сдвигами северо-восточного простирания. Наиболее крупный из описанных выше палеовулканов в центральной части пересе-

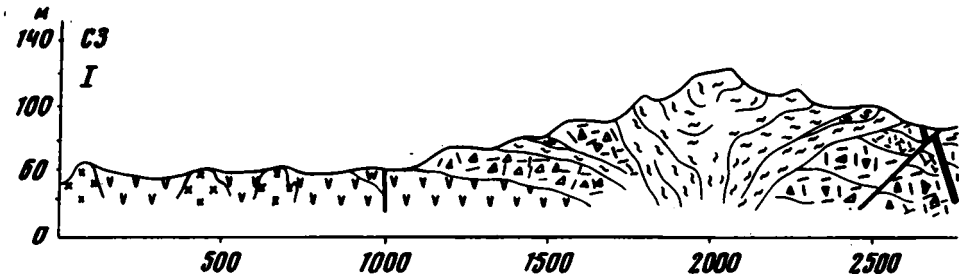


Рис. 21. Геологический разрез через позднемезозойский липаритовый вулкан Мункуханыйской группы. Составила М.С. Нагибина (1970 г.)

1 – андезиты и андезито-базальты (измененные); 2 – субвулканические диорит-порфириты; 3 – лавобрекчии липаритов с обломками различно раскристаллизо-

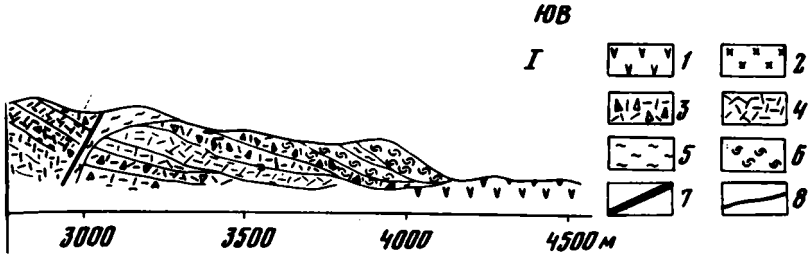
чен левосторонним сбросо-сдвигом северо-восточного простирания. По сдвигу произошло смещение западной части вулканической постройки к югу. Золтан Балла изучал в 1968 г. близкие по составу вулканические толщи и осадочные отложения в соседних районах. Там они имеют сходное тектоническое строение с описанной выше Дэльгэрнурской синклиналью и, вероятно, близки ей по своему происхождению.

Интересные вулкано-тектонические структуры были изучены нами к юго-западу от сомона Мунку-Ханый, в окрестностях сомона Гал-Шарыйн и пос. Хаждн-Улан. На сильно расчлененном разновозрастном палеозойском основании, представленном метаморфическими породами нижнего палеозоя и вулканитами среднего и верхнего палеозоя, прорванными крупными массивами гранитов палеозойского возраста, здесь залегают породы чойбалсанской серии: потоки базальтов, трахибазальтов, трахиандезитов-базальтов и андезитов, в верхней части разреза переслаивающихся с прослоями конгломератов, песчаников и туфогенных пород кислого состава. Местами базальты и андезито-базальты залегают на раннемезозойских гранитоидах и в свою очередь прорваны многочисленными штоками и более крупными (10 × 15 или 15 × 25 км) массивами гранитов, гранит-порфиров, граносиенитов и граносиенит-порфиров. Некоторые из них представлены в фациях, близких к субвулканическим. Кроме того, поля базальтов и трахибазальтов, например близ сомона Гал-Шарыйн, пронизаны многочисленными мелкими штоками, дайками и субвулканическими телами трахидацитов, трахилипаритов и липаритов, обычно имеющих резко выраженную в современном рельефе коническую форму (рис. 22). Базальты перекрыты также потоками лав и лавобрекчий липаритового состава, образующих полосы линейновытянутой или полукольцевой формы.

Среди широких базальтовых полей, имеющих в плане неправильные лапчатые очертания, располагаются сравнительно небольшие синклинали (от 50 × × 40 до 100 × 30 км и меньше), сложенные осадочными и частично вулканогенно-осадочными породами дзунбаинской серии. Эти синклинали в плане имеют овальную, коленчатоизогнутую или слабо вытянутую изометричную форму. Простирание их преимущественно северо-восточное, реже близкое к широтному и меридиональное.

Интересно, что поля кислых вулканитов, как правило, расположены вблизи синклиналей и грабен-синклиналей, образованных отложениями дзунбаинской серии и нередко совершенно точно следуют контурам этих синклиналей, слагая обрамляющие их кольцевые и линейные поднятия (рис. 23).

Внутреннее строение таких синклиналей и грабен-синклиналей довольно простое, слои залегают полого. Углы наклона пластов на крыльях обычно не превышают 10–15, реже 20°. Вдоль бортов они нередко пересечены ступенчатыми сбросами.



ванных липаритов (белые треугольники), андезитов и базальтов (черные треугольники); 4 - липариты и их туфы; 5 - флюидальные липариты и вулканические стекла; 6 - перлиты; 7 - дайки базальтов; 8 - разломы

Потоки базальтов, андезитов и трахиандезитов залегают также полого с углами падения 10-15° и меньше. Они слагают широкие моноклинали, лишь местами осложненные дополнительными более мелкими синклинальными перегибами, сложенными обычно верхней вулканогенно-осадочной частью разреза чойбалсанской серии. Одна из таких синклиналей северо-восточного простирания закартирована нами к юго-западу от гранитного массива Боро-Ундур. Ее ширина не более 20 км. Кроме того, базальтовые моноклинали пе-

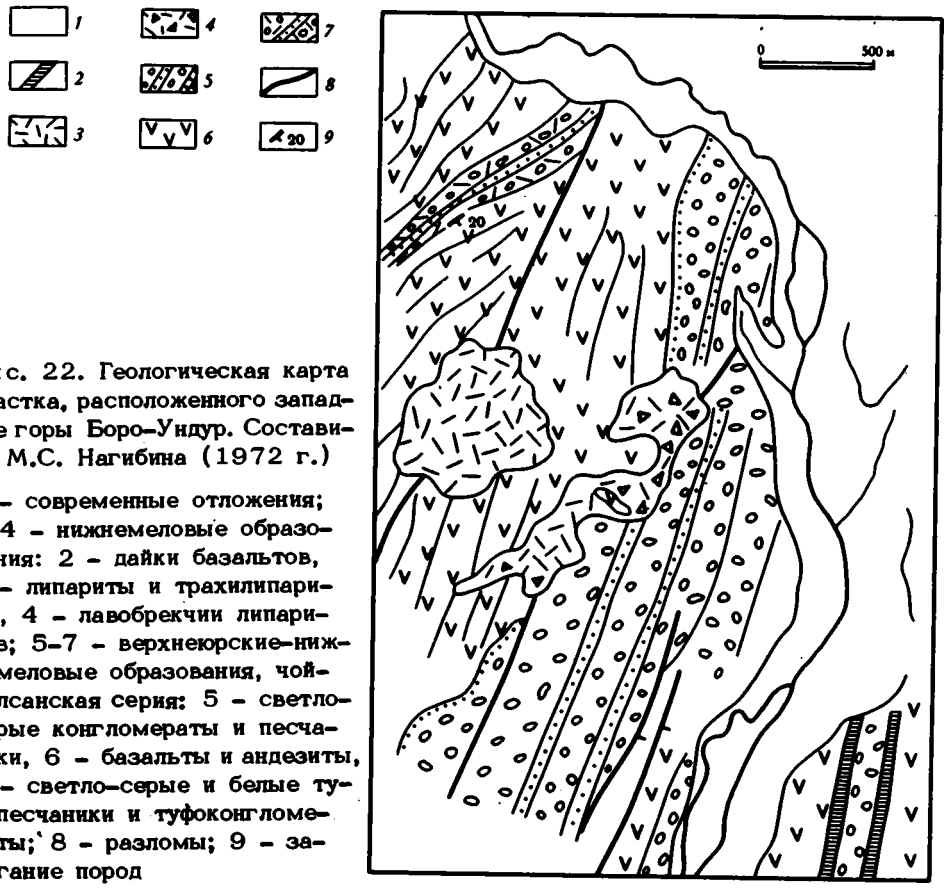


Рис. 22. Геологическая карта участка, расположенного западнее горы Боро-Ундур. Составила М.С. Нагибина (1972 г.)

1 - современные отложения; 2-4 - нижнемеловые образования: 2 - дайки базальтов, 3 - липариты и трахилипариты, 4 - лавобрекчии липаритов; 5-7 - верхнеюрские-нижнемеловые образования, чойбалсанская серия: 5 - светло-серые конгломераты и песчаники, 6 - базальты и андезиты, 7 - светло-серые и белые туфопесчаники и туфоконгломераты; 8 - разломы; 9 - залегание пород

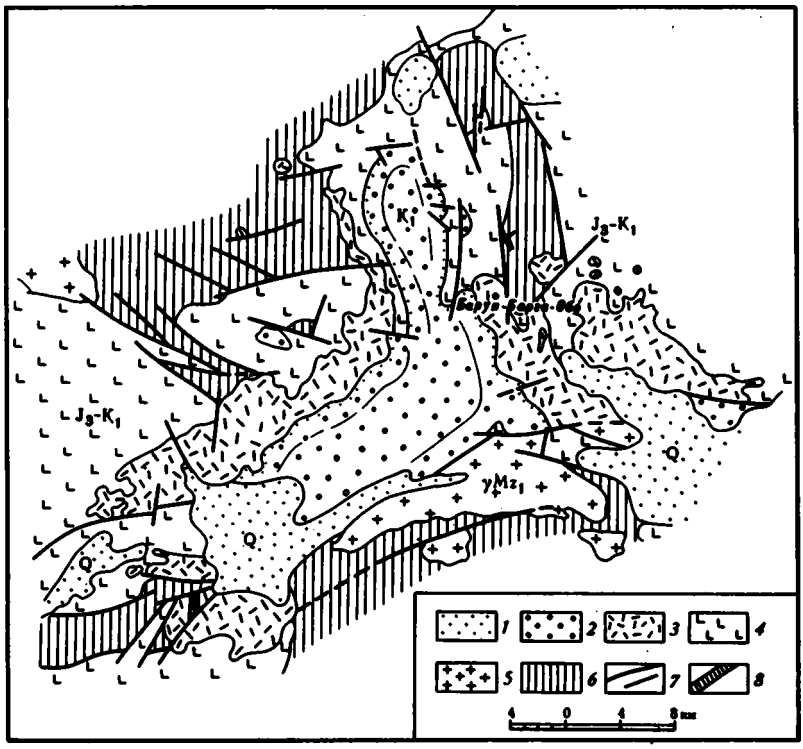


Рис. 23. Геолого-структурная карта района Хамрос-Худук и горы Барун-Барга-Обо. Составили М.С. Нагибина, Д.И. Фрих-Хар и Ж. Бадамгарав с использованием материалов Э.Э. Грабовского, Ю.М. Владимирского и Л.Н. Якобсон

1 - современные отложения; 2 - нижнемеловые образования: конгломераты, песчаники, алевролиты; 3, 4 - верхняя юра - нижний мел (чойбалсанская серия): 3 - липариты, их туфы и лавобрекчии, 4 - базальты и андезиты с прослоями песчаников с пресноводной фауной; 5 - раннемезозойские граниты; 6 - породы палеозойского основания; 7 - разломы; 8 - флюоритовые жилы

ресечены ступенчатыми сбросами и сбросо-сдвигами северо-восточного и меридионального простирания. С разломами меридионального простирания местами связаны системы даек молодых оливиновых базальтов и трахибазальтов, прорывающих не только андезито-базальты, но и осадочные толщи и липариты верхней части чойбалсанской и, возможно, дзунбаинской серии (см. рис. 22). Оливиновые базальты и трахибазальты образуют также штоки и некки, хорошо выраженные в современном рельефе (рис. 24). Эти базальты по времени своего излияния, возможно, соответствуют покровам базальтов, которые в районах, расположенных к северу от г. Чойбалсан и в окрестностях Торейских озер в Восточном Забайкалье, залегают на фаунистически охарактеризованных отложениях верхней части бзунбаинской серии нижнего мела. Юго-восточнее сомона Гал-Шарыйн молодые базальты также образуют широкие покровы, залегающие в основании дзунбаинской серии осадочных пород.

Описанные вулкано-тектонические структуры частью эродированы и местами перекрыты рыхлыми верхнемеловыми и кайнозойскими отложениями платформенного чехла и более молодыми четвертичными отложениями.

Примером наложенных, поперечных или диагональных структур на северо-востоке Монголии является узкая Дэлгэрханская грабен-синклиналь; она име-

ет северо-восточное или субмеридиональное простирание и пересекает по диагонали Модотино-Эрэн-Дабанское поднятие палеозойского основания. Эта грабен-синклиналь, изученная С.М. Калимулиным и его сотрудниками, имеет протяженность 220 км при ширине на юго-западе до 30 км, а на северо-востоке до 7-8 км. На юго-западе эта структура срезается крупным поперечным Чойрэнско-Хэнтэйским разломом, а на северо-востоке сливается с Ононской системой грабенов. По данным С.М. Калимулина, синклиналь ограничена разломами и имеет конседиментационный характер. Вдоль бортов грабен-синклинали выходят базальты цаганцабской свиты, залегающие с углами падения до 10°. Внутренние ее части сложены угленосно-терригенными отложениями. В юго-восточной части грабен-синклинали, по данным высокочастотного электрозондирования, устанавливается погружение палеозойского фундамента от 500 до 2000 м.

Одной из крупных наложенных поперечных позднемезозойских структур рассматриваемой зоны является Нилгинская (или Чойрэнско-Нилгинская) впадина, расположенная к юго-западу от большой излучины р.Керулен, в окрестностях сомона Нилга и жел.-дор. ст. Чойрэн. Эта впадина в плане имеет сложные лапчатые очертания. Простирание ее разветвленных частей подчинено северо-западным поперечным и северо-восточным диагональным разломам, пересекающим структуры палеозойского основания. Современные размеры Нилгинской впадины достигают 200-220 км в поперечнике. Центральные ее части сложены пологозалегающими отложениями дзунбаинской серии раннего мела и более молодыми осадками, а в обрамлении выходят основные и кислые вулканиты чойбалсанской серии. В западной части Нилгинской впадины закартированы сопряженные с ней грабен-синклинали Чойрэнская и озера Хара-Тойрин-Нур; они ограничены системой крупнейших, новообразованных в мезозое, северо-западных Чойрэнско-Хэнтэйских разломов. Простирание восточных частей впадины подчинено системе северо-восточных разломов.

Анализируя строение описанных позднемезозойских вулкано-тектонических структур Северо-Чойбалсанской, Южно-Чойбалсанской, Южнокеруленской зон (в районе сомонов Мунку-Ханый и Гал-Шарыйн) и других зон Восточной Монголии, следует подчеркнуть тесную структурную связь в расположении синклинальных и грабен-синклинальных структур и обрамляющих их выходов кислых и основных вулканитов, слагающих обычно соседние положительные структуры или их краевые части. В отдельных синклинальных прогибах такая связь

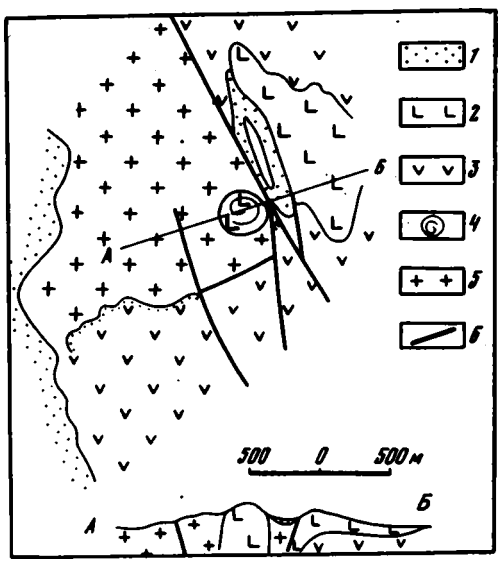


Рис. 24. Соотношения миндалекаменных андезито-базальтов чойбалсанской серии с трахибазальтами. Составили М.С. Нагибина и Ж. Бадамгарав

1 - современные отложения; 2 - чойбалсанская серия, андезито-базальты с миндалекаменной текстурой; 3 - трахибазальты; 4 - некк трахибазальтов; 5 - домезозойские граниты; 6 - разломы

настолько морфологически выражена, что ей следует придавать более глубокое генетическое значение. Невольно напрашивается вывод, что эти формы по своему происхождению, вероятно, близки к структурам кальдер проседания, обычно формирующихся в областях широкого проявления вулканических процессов, аналогично тому, как это имело место в позднем мезозое на востоке Монголии.

Особенностью развития вулкано-тектонических структур на Востоке Монголии (в пределах ее центральной части) является то, что эти структуры формировались не только унаследованно на раннемезозойских прогибах, но главным образом, на поднятиях палеозойского основания, сильно расчленяя его на многочисленные мелкие мозаичные формы. Выступы палеозойского основания сохранились здесь лишь в виде фрагментарных блоков различной величины и формы, теряющих свою линейность.

Далее к юго-западу, 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 и субвулканическими телами нижне-среднеюрских отложений Сайханобинского прогиба, на триасовые вулканиты, а также на разновозрастные структуры палеозойского основания (рис. 25, 26).

Фаунистически охарактеризованные нижнемеловые отложения в районах Сайхан-Обо и Цаган-Обо были впервые выявлены в 1970 и 1971 гг. М.С. Нагибиной и Ж.Бадамгаравом. Они залегают резко несогласно на размытой поверхности дислоцированных нижне- среднеюрских песчаников и конгломератов, слагая три разобщенные плоские мульды, наложенные на различные участки Сайханобинского прогиба. Наиболее крупная из них, Онгыйнгольская, располагается на западе Сайханобинского прогиба в бассейне р. Онгыйн-Гол (к северу от сомона Сайхан-Обо). Две другие сравнительно небольшие мульды находятся в центральной части Сайханобинского прогиба, в районе горы Хайрхан-Тугуриг-Ула, и в восточной части прогиба, в пределах Цахиуртуин-Гоби и горы Душин-Чжирим-Хайрхан-Ула. Возраст отложений (апт-альб) определяется на основании многочисленных находок в районе Цзара-Обо-Ула и Цахиртуин-Гоби пресноводной фауны (пелециподы и филлоподы), определенной Г.Г. Мартинсоном и Е.К. Трусовой, а также флористических остатков в районе Цахиуртуин-Гоби, горы Душин-Чжирин-Хайрхан-Ула, определенных В.А. Вахрамеевым (Нагибина, Бадамгарав, 1973).

Разрезы раннемеловых отложений этих районов различаются между собой по мощностям и фациям, однако некоторые литологические особенности их строения позволяют выявить определенные черты сходства и наметить закономерности изменений в их пространственном распределении. Во всех перечисленных районах распространения этих отложений выделяются две согласно залегающие толщи. Нижняя, наиболее фациально изменчивая, представлена сероцветными и красноцветными терригенными отложениями от грубообломочных конгломератов и конглобрекчий до тонкозернистых алевролитов, углистых глин и углей, а также прослоев карбонатных пород (мергели и песчанистые известняки). Верхняя толща сложена преимущественно грубозернистыми песчаниками и конгломератами, которые чередуются с вулканогенными отложениями (кислые туфы и туффиты), а местами прорваны криптовулканическими телами. Все породы верхней толщи сильно кремнистые и, как правило, слагают более высокие части рельефа. Общая мощность раннемеловых отложений в наложенных впадинах увеличивается с запада на восток (от 150 м в районе горы Цзара-Обо-Ула до 400 м в районе Цахиуртуин-Гоби). В том же направлении возрастает мощность верхней вулканогенно-осадочной толщи (от 45 м на западе до 250 м на востоке) и степень дислоцированности отложений.

В крайних западных районах, в пределах Онгыйнгольской впадины, туфогенно-кремнистые породы выпадают из разреза, и толщи раннемеловых отложений представлены относительно тонкозернистыми терригенно-карбонатными породами без вулканитов, типичных для западных районов Монголии (Кот-

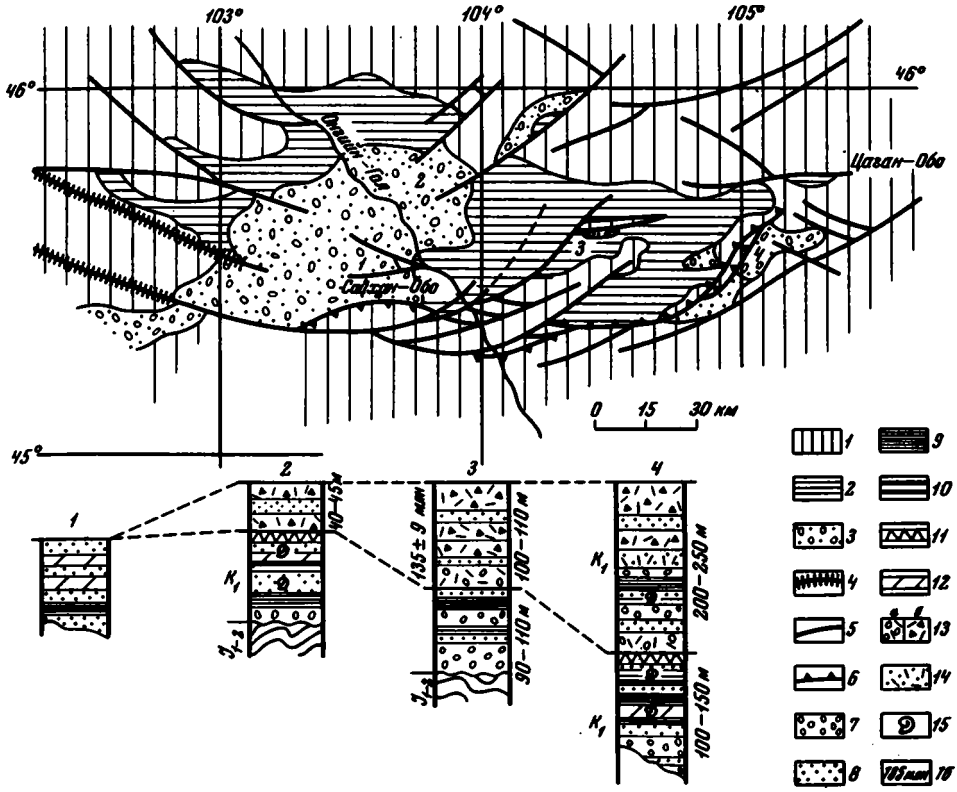


Рис. 25. Схематическая геологическая карта Сайханобинского прогиба и сопоставление стратиграфических разрезов нижнемеловых отложений. Составили М.С. Нагибина и Ж. Бадамгаров (1972 г.)

На карте: 1 – породы доюрского основания; 2 – нижне-среднеюрские отложения: конгломераты, песчаники и алевролиты, местами с прослоями углей; 3 – нижнемеловые отложения, дзунбаинская серия, конгломераты, песчаники, угли, карбонатные породы, кислые туфы, туффиты; 4–6 – разломы: 4 – длительно развивающиеся глубинные разломы, 5 – мезозойские и кайнозойские разломы, 6 – надвиги. На колонках: 7 – галечники, конгломераты и конглобрекчии; 8 – пески и песчаники; 9 – песчанистые глины и алевролиты; 10 – угли и углистые глины; 11 – гипсы; 12 – карбонатные породы (мергели, песчанистые известняки); 13 – конгломераты (а) и конглобрекчии (б) с кремнистым вулканогенным цементом; 14 – окремнелые песчаники, туфопесчаники и туффиты; 15 – местоположение ископаемой фауны; 16 – значения абсолютного возраста. Цифры на карте соответствуют номерам колонок раннемеловых разрезов

ловины Больших Озер и др.). Эти отложения в пределах Онгыйнгольской впадины залегают практически горизонтально. Лишь в бортовых частях они падают под углом 10–15° по направлению к ее центру. Более дислоцированы раннемеловые отложения в самой восточной впадине Цахиуртуин-Гоби. Здесь, вдоль зоны описанных ранее чешуйчатых надвигов, у горы Улан-Тологой, раннемеловые отложения смяты в пологие брахиформные складки с углами падения на крыльях 15–20° или образуют пологие моноклинали с углами падения слоев 10 реже 15°. Вблизи разломов углы падения слоев местами достигают 40–60°.

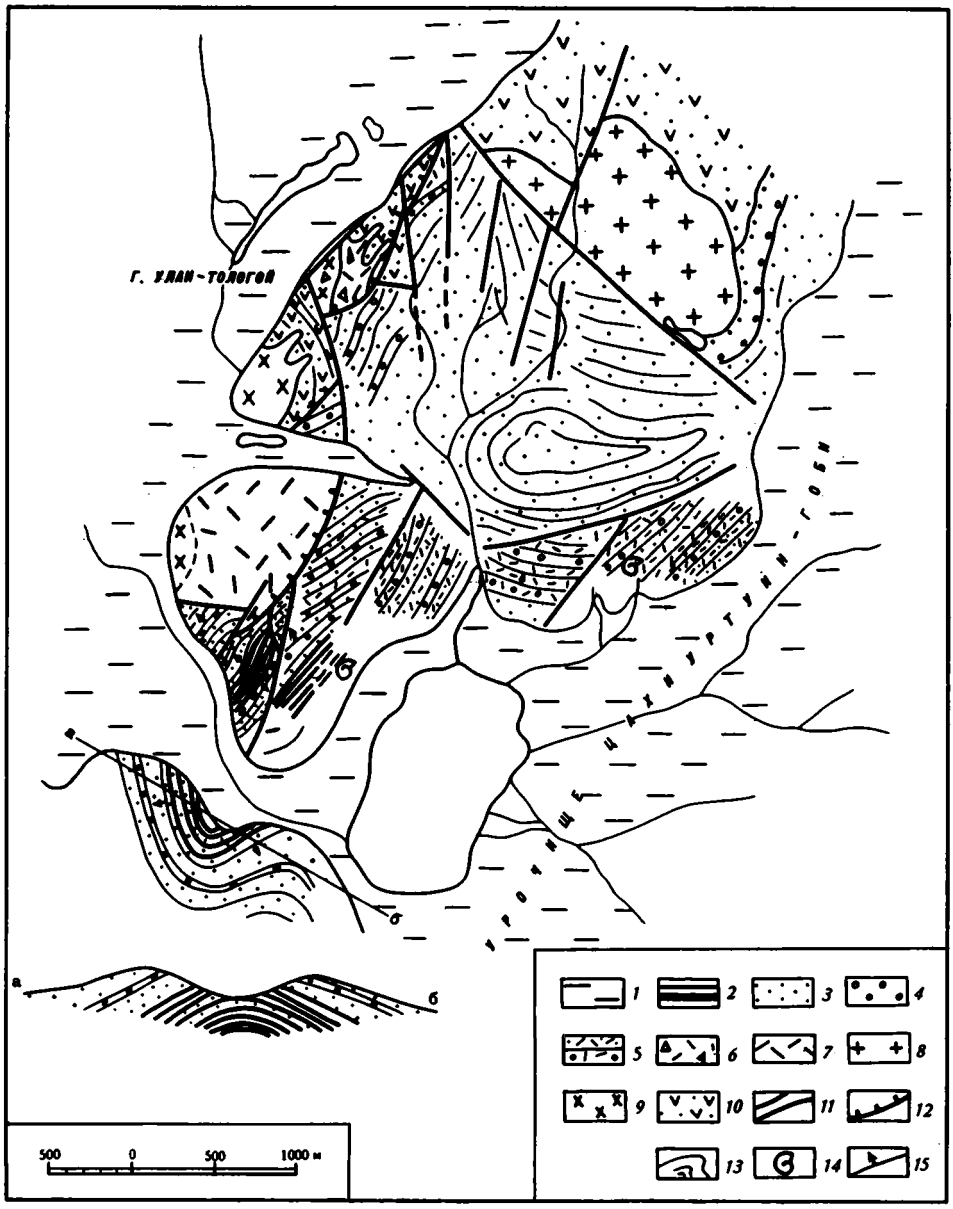


Рис. 26. Геологическая карта северо-западной части впадины Цахиуртуин-Гоби. Составили М.С.Нагибина и Ж.Бадамгарав

1 – современные отложения; 2–6 – нижнемеловые отложения, дзунбаинская серия: 2 – угли и углистые глины, 3 – песчаники, 4 – конгломераты и конглобрекчии, 5 – песчаники, конгломераты, туфопесчаники с кремнистым цементом, окремнелые пепловые туфы и туфогенные силицилиты, 6 – лавобрекчии липаритов (предположительно юрские); 7–10 – триасовые (?) образования: 7 – липариты, 8 – ортофиры и гранит-порфиры, 9 – монцониты и габбро-монцониты, 10 – вулканогенно-осадочные отложения; 11 – разломы; 12 – надвиги; 13 – простирание слоев; 14 – места находок пресноводной фауны; 15 – падение слоев

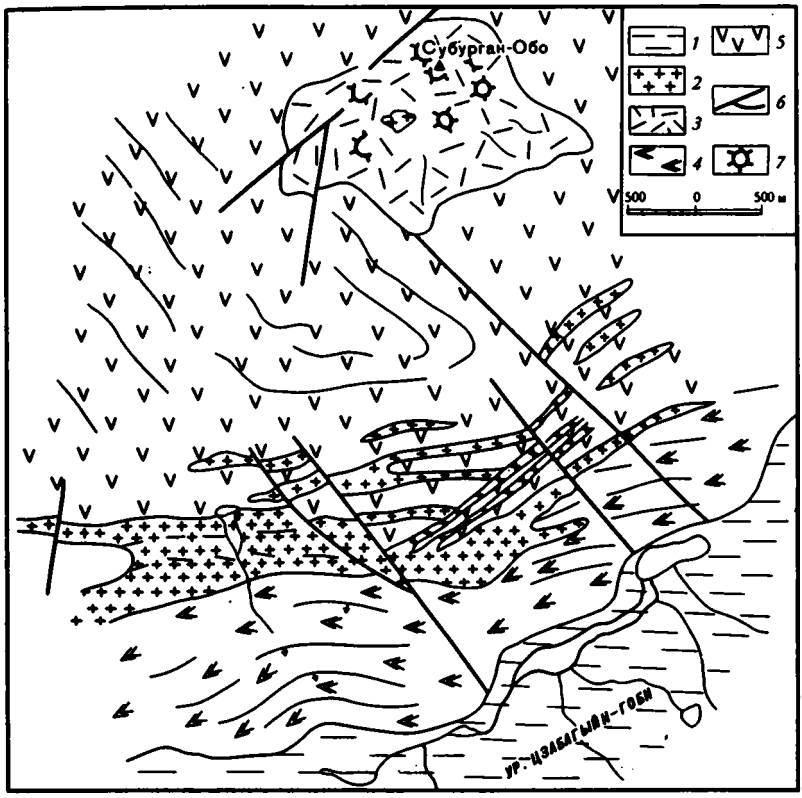


Рис. 27. Геологическая карта северо-западного борта нижнемеловой впадины Цзабагын-Гоби. Составили М.С. Нагибина, Д.И. Фрих-Хар и Ж. Бадамгарав

1 - современные аллювиальные отложения; 2-3 - предположительно верхнеюрские-нижнемеловые образования: 2 - граносиенит-порфиры, 3 - окремнелые липариты (вторичные кварциты); 4-5 - предположительно триасовые образования: 4 - флюидальные трахиты, 5 - андезиты; 6 - разломы; 7 - реликты палеовулканических аппаратов

Интересно отметить, что породы, совершенно аналогичные описанным выше раннемеловым отложениям с кремнистым и вулканогенно-кремнистым цементом (горы Хайрхан-Тугуриг-Ула и Душин-Чжирин-Хайрхан-Ула), были ранее описаны Н.А. Фогельман (1968) в Даинской впадине советского Восточного Забайкалья, где они также пересечены многочисленными криптовулканическими телами кислого состава. С этими образованиями связано известное Балейское золоторудное месторождение.

Аналогичные зоны окремнения откартированы нами на северо-западном борту узкой нижнемеловой грабен-синклинали Тугулыйн-Булан-Гоби, расположенной в 30 км к востоку от сомона Цаган-Обо. Здесь, в окрестностях горы Субурген-Обо, резко выступают в рельефе над пологими холмами вулканического плато восемь остроконечных конических вершин, сложенных светлыми, нацело окремнелыми фельзитами, представляющих собой, по-видимому, реликты палеовулканических построек (рис. 27).

В восточных районах Монголии, в бортовых частях нижнемеловых впадин также наблюдаются зоны интенсивного окремнения типа вторичных кварцитов, связанные с проявлениями поствулканических процессов вблизи выходов нижнемеловых кислых вулканитов и субвулканических тел. Такие зоны окремне-

ния наблюдались нами на западной окраине Дэлгэрнурской впадины (вблизи сомона Мунку-Ханый), в районе мункуханыйской группы липаритовых нижнемеловых вулканов.

В окрестностях г.Чойбалсан, в районе горы Шара-Хада, такие же терригенные раннемеловые отложения с кремнистым и вулканогенно-кремнистым цементом, пересеченные многочисленными прожилками флюорита и халцедона, были обнаружены Золтаном Балла в 1968 г.

Наиболее крупные позднемезозойские прогибы располагаются в Южной Монголии, где они наложены на палеозойские синклинории Южно-Монгольской зоны или имеют унаследованное развитие от раннемезозойских прогибов, сложенных терригенными и угленосными отложениями нижней-средней юры.

Имеющиеся геологические материалы (Васильев и др., 1959; Мартинсон, Шувалов, 1973) свидетельствуют о том, что в составе верхнемезозойских отложений Южно-Монгольской зоны прогибов и поднятий вулканические образования развиты значительно меньше, чем в отложениях того же возраста Северо-Восточной Монголии. Новые данные, полученные при геологической съемке в Цогтообинском и других прогибах, расположенных непосредственно к югу от Центрально-Монгольского палеозойского мегантиклинория, дополняют эти сведения. В ряде мест в отложениях верхнеюрского-нижнемелового возраста (аналоги цаганцабской свиты) в значительном количестве выявлены не только основные, но и кислые лавы и пирокластические образования.

Количество вулканогенного материала в верхнеюрских и верхнеюрских - нижнемеловых отложениях впадин Гобийского Алтая и Восточной Гоби также значительно. Толщи базальтов и андезито-базальтов, заключенные среди грубообломочных терригенных пород, по данным В.Ф. Шувалова, составляют здесь от 200 до 500 м. Общая мощность позднеюрских-раннемеловых отложений в различных прогибах Южно-Монгольской зоны колеблется от 1 до 3 км. В верхней части разреза рассматриваемого комплекса позднемезозойских отложений дзунбаинской серии содержание вулканического материала (преимущественно пирокласты) невелико. Более или менее полное изучение вещественного состава позднемезозойских отложений Южной Монголии так же, как их условий залегания, весьма затруднено, так как эти отложения на обширных пространствах скрыты под чехлом платформенных отложений верхнего мела и кайнозоя. Относительно лучше изучены Саиншандинский и Дзунбаинский прогибы, в пределах которых частично проведено бурение и геофизические работы.

Наиболее слабо изучены фациальные переходы позднемезозойского комплекса отложений. В этом отношении представляет интерес рассмотрение изученного нами совместно с В.Ф. Шуваловым Цогтообинского прогиба, расположенного в северной краевой части Южно-Монгольской зоны, в районе пос. Цогтообо. Здесь удается проследить постепенные фациальные переходы от грубообломочных проловиальных фаций валунных конгломератов и конглобрекчий с прослоями песчаников, характерных для периферических частей прогиба, к аллювиальным песчаникам и гравелитам с косой слоистостью и далее к тонкозернистым озерным отложениям - алевролитам с тонкими прослоями карбонатных пород с онколитами и строматолитами - в центре структуры. Выше было показано, что содержащаяся во всех этих фациальных типах отложений пресноводная фауна подтверждает их принадлежность к верхней дзунбаинской свите.

Цогтообинский прогиб (рис. 28) имеет общее северо-восточное простирание. Значительная часть слагающих его позднеюрских и раннемеловых отложений скрыта под чехлом красноцветных верхнемеловых отложений, залегающих очень полого, местами почти горизонтально. Условия залегания нижнемеловых отложений были изучены нами совместно с В.Ф. Шуваловым вдоль юго-восточного борта прогиба. Здесь они резко несогласно залегают на размытой поверхности складчатых палеозойских отложений, прорванных гранитоидами.

Базальные конгломераты содержат валуны и гальки палеозойских кремнистых пород и гранитов, слагающих соседние поднятия. Раннемеловые отложения имеют моноклинальное падение на северо-запад, осложненное более мелкими брахиформными и коробчатыми синклинальными и антиклинальными складками и флексурами того же северо-восточного простирания. Раннемеловые отложения пересечены многочисленными сбросами и сбрососдвигами северо-восточного и северо-западного простираний. Местами вдоль этих разломов выведены на поверхность горсты палеозойского основания. Размеры горстов - от 4-5 км в длину при ширине 1-2 км до нескольких десятков километров.

К западу от пос. Цогто-Обо в бортах этого прогиба выходят вулканогенные отложения цаганцабской свиты, представленные базальтами, андезито-базальтами, а также липаритами, непосредственно окаймляющими впадины.

Узкие приразломные прогибы, сложенные охарактеризованным выше комплексом позднеюрских и раннемеловых отложений, по данным В.П. Васильева, В.С. Волхонина, Г.Л. Гришина, А.Х. Иванова, Н.А. Маринова, К.Б. Мокшанцева (1959), прослеживаются в Восточной Гоби, где они образуют два крупных прогиба - Сайншандинский и Дзунбаинский. Первый располагается к югу и востоку от аймака Сайн-Шанд и представляет собой крупную приразломную синклинальную структуру северо-восточного простирания; длина его более 450 км, ширина изменяется от 60 км на юго-западе до 17-20 км на северо-востоке. Значительная часть этой структуры скрыта под чехлом рыхлых красноцветных отложений верхнего мела и палеогена. Внутренняя структура прогиба выявляется изогипсами глубины залегания палеозойского кристаллического основания, полученными по геофизическим исследованиям, проведенным в этих районах П.П. Степановым, В.С. Волхониным и расчетам Р.А. Хасина. Крупная синклинальная структура Сайншандинского прогиба осложнена системой более мелких параллельных и кулисообразно сочленяющихся синклиналей, разделенных узкими гребневидными антиклиналями и горст-антиклиналями, в пределах которых на поверхность выходят клиновидные выступы палеозойского основания. Размеры этих синклиналей составляют от 30 до 120 км в длину при ширине 10-15 км. Это простые асимметричные структуры, с одной или двух сторон ограниченные сбросами. Углы падения слоев на их крыльях меняются от очень пологих до 60-70° в приразломных частях. Глубина погружения фундамента от современной поверхности в пределах этих синклиналей колеблется от 1000 до 2000 м. Система аналогичных приразломных прогибов прослеживается далее на запад от Сайншандинского прогиба вдоль разломов, ограничивающих с севера поднятия Гобийского Алтая. В пределах приразломных прогибов глубина погружения палеозойского основания достигает 2000-2500 м.

Дзунбаинский прогиб протягивается в северо-восточном направлении и представляет собой одну из структур протяженной Восточно-Гобийской системы прогибов. Этот прогиб имеет узкую желобообразную грабен-синклинальную структуру, с северо-запада и юго-востока ограниченную разломами. Восточно-Гобийская система прогибов характеризуется протяженностью около 500 км при ширине 25-30 км и прослеживается от Галбын-Гоби на юго-западе до Дзунбаина на северо-востоке.

Внутреннее строение этой крупной системы прогибов, выявленное при геофизических исследованиях, также характеризуется узкими приразломными синклиналями и брахисинклиналями, разделенными между собой гребневидными антиклиналями, горст-антиклиналями и поперечными поднятиями. К северо-востоку от железной дороги Дзунбаинский прогиб сочленяется с вышеописанным Сайншандинским прогибом. Раннемеловые отложения, слагающие Дзунбаинский прогиб, обнажаются лишь в прибортовых частях; во внутренних частях прогиба они скрыты под чехлом рыхлых отложений верхнего мела. Глубина залегания палеозойского фундамента в пределах отдельных мульд Дзунбаинского прогиба достигает 2500-3000 м.

На крайнем юго-востоке Монголии в пределах обширной Тамцагской синеклизы в результате геофизических (гравиметрических и магнитометрических) исследований, проведенных П.П.Степановым, и данным Р.А.Хасина под отложениями верхнего мела и палеогена выявлены 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 они 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 обширной Тамцагской синеклизы. Абсолютный возраст (определение калий-аргоновым методом) гранитоидов 200-220 млн. лет (Бобров, 1962) и от 130 до 220 млн.лет (В.И. Коваленко, М.И. Кузьмин и др.).

Отдельные субвулканические тела кислого и субщелочного состава (трахилипариты), прорывающие раннемеловые отложения, в рассматриваемой Южно-Монгольской зоне были описаны М.С. Нагибиной в 1968 г. Абсолютный возраст этих пород 110-111 млн. лет (определение произведено Л.Ф. Фирсовым в лаборатории геохронологии Института геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР калий-аргоновым методом).

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ

В течение поздней юры и раннего мела в Центральной Монголии так же, как и на востоке страны, вновь усилилась тектоническая активность. К этому времени относится формирование узких приразломных прогибов, которые унаследованно развивались в пределах описанных выше ранне-среднеюрских прогибов (Баянхонгорской и Гобиалтайской), а также возникновение новых крупных впадин в северо-западных районах Гоби. Появляются впадины, расчленяющие крупное Алтайское поднятие палеозойского основания.

Анализ мощностей и фаций верхнеюрско-нижнемелового комплекса отложений Центральной Монголии и его пространственного распространения указывает на то, что главные прогибы этого времени располагались вдоль Долиноозерского и Баянхонгорского разломов, а также в Северной Гоби. Характерно при этом, что в Северной Гоби основные прогибы имели северо-восточное простирание, а в Хангае и Алтае - северо-западное. Простирание прогибов обусловлено направлением длительноживущих разломов, заложившихся в раннем и среднем палеозое, а также разломов, новообразованных в мезозое. Важно также отметить, что по времени заложения наиболее ранними являются мезозойские прогибы Северной Гоби и Монголо-Гобиалтайский. Они возникли в конце позднеюрского времени. Баянхонгорский прогиб и отдельные впадины в зонах поднятий палеозойского основания возникли позже - в начале и середине раннего мела. Характерно при этом, что в Хангае в это время возникновение впадин далеко не везде сопровождалось разломами; оно происходило в виде сравнительно плавных прогибаний домезозойского фундамента. Амплитуда прогибания была, как правило, небольшой (до 400-500 м, реже более).

Крупные сводовые поднятия позднеюрско- раннемелового этапа - Восточнохангайское, Барунбаянское и Южноалтайское - сохраняют свою структуру, лишь краевые их части вовлекаются в опускание. Прогибы значительно расширяются и удлиняются. Ширина Баянхонгорского прогиба достигала 30-40 км, а длина более 200 км. В Баянхонгорском прогибе с юго-востока на северо-запад выделяются Аргуингольская, Андахудукская, Буйлясутуинская, Нарингольская, Бумбугэрская и Джаргалантская впадины, разделенные конседиментационными поперечными поднятиями.

Аргуингольский прогиб – один из наиболее крупных и представляет собой широкую синклинальную структуру субширотного простирания, сложенную песчано-глинистыми отложениями апт-альбского возраста мощностью до 500 м. Длина его более 60 км, а ширина в районе сомона Гучин-Ус достигает 25-30 км. Падение слоев вдоль южного его борта – от 25-30 до 15°. В северной части синклинали нижнемеловые породы перекрыты несогласно залегающими на них красноцветными отложениями и базальтами олигоценового возраста. В восточной части простая синклинальная структура прогиба осложнена более мелкими брахиантиклинальными складками, имеющими северо-восточное простирание.

Андахудукский прогиб расположен непосредственно к западу от Аргуингольского и в апт-альбе, возможно, соединялся с последним, образуя тем самым единую структуру. В современном эрозионном срезе мы видим лишь фрагменты нижнемеловой структуры. Судя по ним, прогиб имел северо-западное простирание и ширину до 20-25 км. Разломные ограничения выходов нижнемеловых отложений с запада (при тонкозернистом составе отложений нижнего мела) не дают возможности точно определить его протяженность.

В составе отложений нижнего мела, развитых в районе колодца Анда-Худук, присутствуют песчаники, глины и "бумажные" сланцы готерив-барремского возраста и песчано-конгломератовые отложения апт-альба общей мощностью около 600 м. Возраст отложений и их мощность позволяют сказать, что Андахудукский прогиб заложился раньше, чем Аргуингольский и, вероятно, не уступал последнему по глубине прогибания. Нижнемеловые отложения в районе колодца Анда-Худук залегают на палеозойских метаморфизованных породах и частично (у горы Ушугин-Обо) несогласно перекрывают отложения нижней – средней юры. Они характеризуются моноклинальным падением к северо-западу под углами до 30°. С севера, запада и юга поле развития пород нижнего мела ограничено разломами, по которым они контактируют с породами палеозоя. С юга разлом имеет характер крутого (50-60°) надвига, по которому палеозойские породы надвинуты на песчаники и сланцы нижнего мела. В восточной и юго-восточной частях прогиба нижнемеловые отложения перекрыты несогласно залегающими на них красноцветами и базальтами олигоцена.

Буйлясутуинский прогиб расположен западнее Андахудунского, отделяясь от него поперечным выступом палеозойского складчатого основания. Он имеет простую синклинальную структуру, вытянут с северо-запада на юго-восток от р. Тацинн-Гол до колодца Буйлясутуин-Худук примерно на 15 км при ширине около 8 км. Прогиб сложен пестроцветными конгломератами, песчаниками и глинами апт-альбского возраста до 300 м видимой мощности. С юга синклиналь оборвана разломом субширотного простирания; нижнемеловые отложения несогласно перекрываются здесь олигоценовыми красноцветами.

Нарингольский прогиб расположен к югу от Баянхонгорского разлома, в бассейне р. Буридуин-Гол (Нарин-Гол). Он вытянут в северо-западном направлении на 50 км при ширине до 12-15 км. Прогиб выполнен готерив-барремскими песчаниками, глинами и сланцами суммарной мощностью до 400 м. Его внутреннее строение изучено очень слабо. По данным бурения, нижнемеловые отложения, выполняющие прогиб, характеризуются моноклинальным залеганием слоев с углами падения до 15-20°.

Бумбугэрский прогиб расположен в крайней северо-западной части Баянхонгорской системы прогибов. Он вытянут с юго-востока на северо-запад примерно на 30 км при ширине до 10 км. Структура выполнена апт-альбскими пестроцветными песчано-глинисто-конгломератовыми отложениями до 300-350 м мощности. Последние образуют простую синклинальную структуру. Наклон пластов на крыльях не превышает 10-15°.

Джаргалантский прогиб расположен к северу от Бумбугэрского, на юго-западном склоне хр. Джаргаланту-Нуру. Он сложен апт-альбскими сероцветными угленосными песчаниками и глинами с прослоями конгломератов, моноклинально падающими к юго-западу под углами 10-15°. Мощность отло-

жений нижнего мела не превышает здесь 250–300 м. Разломами северо-западного простирания выходы пород нижнего мела разбиты на несколько блоков. Тектонические контакты с палеозойскими породами не дают возможности достаточно уверенно оценить былые размеры структуры.

Параллельно описанной зоне прогиба протягивается Барунбаянское поднятие палеозойского основания. Южная часть Барунбаянского поднятия частично охватывала район современной Долины Озер. По данным глубокого бурения, мезозойские отложения в Долине Озер под покровом кайнозойских образований отсутствуют. Таким образом, протяженность Барунбаянского поднятия достигала свыше 400 км, максимальная ширина его (на северо-западе) – до 150 км. По составу и мощностям верхнеюрских–нижнемеловых отложений системы Монголо-Гобиалтайского и Ошинуринского прогибов, ограничивающих это поднятие с юго-запада и юга, можно предположить, что рельеф его характеризовался в это время значительной расчлененностью, а амплитуда относительного превышения в южной части достигала 2000 м. Северная часть поднятия, судя по отложениям Баянхонгорского прогиба, характеризовалась меньшей высотой и расчлененностью.

Монголо-Гобиалтайский прогиб образует продолжение к юго-востоку Предалтайской зоны прогибов Западной Монголии. Это наиболее крупный и глубокий прогиб Центральной Монголии на позднеюрском–раннемеловом этапе ее развития. Протяженность прогиба в рамках региона (от хр. Арца-Богдо до Бэгэрской впадины) – свыше 400 км; ширина – не более 40–50 км. На значительном протяжении (в юго-восточной своей части) Монголо-Гобиалтайский прогиб развивался унаследованно на месте Гобиалтайского раннесреднеюрского прогиба, однако значительно превосходил его по размерам. Новообразованной является его северо-западная часть (от горы Бахар-Ула до сомона Бэгэр), возникшая в конце поздней юры. В отличие от описанного выше Баянхонгорского прогиба, заложенного в середине раннего мела, Монголо-Гобиалтайский прогиб возник значительно раньше – в конце поздней юры. Однако осадконакопление в большинстве впадин завершилось здесь также раньше (в валанжине). Лишь в более глубоких из них оно продолжалось до конца раннего мела. Рассматриваемый прогиб расположен в зоне Долиноозерского разлома и имеет четко выраженный приразломный характер, что проявляется в его прямолинейности, составе отложений, среди которых значительную роль играют эффузивы, а также в асимметричном его строении.

Подобно Баянхонгорской системе прогибов Монголо-Гобиалтайский прогиб состоит из ряда синклинальных и грабен-синклинальных структур различной величины, разделенных поперечными и диагональными поднятиями. Весьма характерно при этом, что отдельные впадины внутри прогиба имеют ориентировку, отличную от его общего северо-западного простирания. Они вытянуты либо в субширотном, либо в северо-восточном направлениях. Среди впадин наиболее крупные (с северо-запада на юго-восток) – Чжиргалантская, Хулсынгольская, Ноян-Бахорская, Тормхонская. Не исключено, что некоторые из них соединялись между собой.

Чжиргалантская впадина – одна из крупнейших в прогибе; она располагается на северо-западном фланге прогиба. Ее протяженность с запада на восток (от горы Ундур-Ула до хр. Хара-Аргалинту-Нуру) составляет около 75 км, максимальная ширина в районе сайра Чжиргалантуин-Гол – около 20 км. Впадина выполнена верхнеюрскими красноцветными, преимущественно грубообломочными отложениями тормхонской свиты (в низах разреза), титон-валанжинскими эффузивно-осадочными породами ундурухинской свиты, песчано-сланцевыми отложениями андахудукской свиты и песчано-конгломератовыми (с прослоями базальта) образованиями хулсынгольской свиты. Суммарная мощность отложений в центральной части впадины (у р. Чжиргалантуин-Гол) равна 2000 м. В западной части впадины между горой Ундур-Ула и горой Эрдэни-Ула из разреза выпадают нижнемеловые отложения, а мощность верхней юры составляет 100–300 м. В восточной части впадины разрез

представлен отложениями тормхонской и ундурухинской свит мощностью до 500–600 м.

Верхнеюрские и нижнемеловые отложения слагают здесь асимметричную грабен-синклиналь субширотного простирания. В ее ядре, несколько сдвинутом к северному борту впадины, залегают апт-альбские отложения, на крыльях – готерив-барремские, титон-валанжинские и кимеридж-титонские образования. Последние резко несогласно залегают на девонских складчатых образованиях, местами контактируют с ними по разлому, имеющему на юге характер крутого (50–60°) надвига. Северное крыло синклинали в значительной своей части оборвано Долиноозерским разломом и перекрыто молодыми кайнозойскими осадками. Углы падения пластов на крыльях синклинальной структуры составляют 30–15°, а в ядерной ее части не превышают 5–6°.

С запада и востока рассматриваемая структура ограничена диагональными разломами северо-восточного простирания, по которым верхняя юра и нижний мел контактируют с палеозоем. Внутри синклиналь также осложнена серией диагональных разрывов северо-западного простирания со значительной амплитудой смещения.

Западная часть структуры (к югу от горы Эрдэни-Ула), отделенная от центральной и восточной частей узким (до 0,5 км) выступом палеозойского основания, также представляет собой грабен-синклиналь с пологим (12–15°) южным крылом, где обнажены красноцветы верхней юры, залегающие непосредственно на палеозойских породах, и крутым (до 30°) северным крылом, частично оборванным разломом, по которому сероцветные отложения нижнего мела контактируют с палеозойскими образованиями. Южнее горы Уидур-Ула наблюдается замковая часть этой структуры. Здесь на палеозойские складчатые образования резко несогласно налегают различные горизонты верхней юры и нижнего мела, в том числе готерив-барремские глинисто-сланцевые отложения.

Хулсынгольская впадина расположена к югу от озера Баян-Цаган-Нур и южнее Долиноозерского разлома. Протяженность впадины около 40 км, ширина в районе р. Хулсын-Гол около 5 км. В западной части впадина выполнена моноклинально падающими к юго-западу красноцветами тормхонской свиты и эффузивно-осадочными отложениями ундурухинской и хулсынгольской свит. Мощность этих отложений достигает здесь 1200 м. Они перекрыты горизонтально залегающими четвертичными отложениями. В восточной части впадина выполнена верхнеюрскими-нижнемеловыми базальтами ундурухинской свиты, песчано-сланцевыми и песчано-конгломератовыми отложениями андахудукской и хулсынгольской свит. Эти отложения слагают крупную брахиантиклиналь, с юга и с севера ограниченную разломами. На юге породы нижнего мела контактируют с палеозойскими образованиями, на севере они перекрыты палеогеновыми красноцветами. Видимая протяженность этой структуры с запада на восток – около 8 км, ширина – до 2,5–3 км. Углы падения пластов на крыльях составляют 20–30°. С востока брахиантиклиналь оборвана разломом, по которому контактируют нижнемеловые и палеозойские породы.

Ноян-Бахорская впадина имеет субширотное простирание, протягиваясь от восточного окончания хр. Баян-Цаган-Нуру до северных подножий хр. Ихэ-Богдо на расстояние около 50 км. Ширина впадины, судя по выходам слагающих ее красноцветных грубообломочных отложений тормхонской свиты и эффузивно-осадочных отложений ундурухинской свиты, составляла не менее 8–9 км. В западной части структуры верхнеюрские-нижнемеловые отложения мощностью до 600–800 м моноклинально падают на юг под углом до 30° и несогласно залегают на нижне-среднеюрских отложениях бахарской свиты. С юга они контактируют по разлому с палеозойскими метаморфизованными образованиями горы Цэцэг-Ула. В центральной и восточной частях впадины верхнеюрско-нижнемеловые отложения мощностью свыше 1000 м слагают асимметричную грабен-синклинальную структуру с крутым (35–40°) северным и пологим (20–25°) южным крыльями. С севера струк-

тура ограничена Долиноозерским разломом, вдоль которого на поверхность выведены палеозойские складчатые образования. В осевой части грабен-синклиналь разбита двумя разломами, один из которых является взбросо-сдвигом. Южное крыло структуры вблизи хр. Таряту-Ула осложнено системой небольших брахискладок и в значительной мере перекрыто рыхлыми четвертичными отложениями. С запада и востока грабен-синклиналь ограничена разломами, по которым верхняя юра и нижний мел контактируют с палеозоем.

В зоне разлома Богдо ядро описанной структуры имеет также асимметричное строение, однако здесь уже южное крыло крутое, а северное относительно пологое (25-30°).

На крайнем востоке Ноян-Бахорской впадины, к северу от хр. Ноян-Ула, в ее строении участвуют лишь верхнеюрские красноцветы тормхонской свиты, слагающие здесь асимметричную грабен-синклиналь шириной до 3 км. С севера и юга структура ограничена параллельными разломами сбросо-взбросового типа. Внутри нее также наблюдается ряд субпараллельных разломов, флексур и брахискладок. Последние наблюдаются в пределах более крутого северного крыла.

Тормхонская впадина расположена к югу от хребтов Бага-Богдо и Ихэ-Богдо. В западной части она простирается в северо-восточном направлении, в восточной - в субширотном. Протяженность впадины, по наблюдаемым в современном эрозионном срезе верхнеюрским-нижнемеловым отложениям, составляла не менее 45-50 км, а максимальная ширина (на юго-западе) - до 15 км. Впадина выполнена верхнеюрскими и нижнемеловыми эффузивно-осадочными отложениями тормхонской и ундурухинской свит. Максимальные мощности - до 1500 м отмечаются в юго-западной и центральной частях впадины, в восточной части мощность отложений верхней юры и нижнего мела сокращается до 200-300 м.

На востоке впадины верхнеюрские-нижнемеловые образования слагают симметричную грабен-синклиналь субширотного простирания, ограниченную с севера зоной Долиноозерского разлома. В южном крыле структуры рассматриваемый комплекс отложений залегает на нижне-среднеюрских породах; углы падения его пластов составляют 8-12°.

В юго-западной части впадины эффузивно-осадочный комплекс верхней юры-нижнего мела слагает моноклиналь северо-восточного простирания с падением пластов на юго-восток. С юга моноклиналь ограничена разломом, по которому рассматриваемые отложения контактируют с палеозойскими складчатыми образованиями.

Все описанные структуры в зоне Монголо-Гобиалтайского (Предалтайский) прогиба несомненно являются лишь реликтами более крупных структур позднеюрского-раннемелового времени, в значительной мере уничтоженных в результате новейших поднятий и размыва.

Ошинуринский прогиб расположен к востоку от Монголо-Гобиалтайского прогиба и смыкается с ним в районе восточной оконечности хр. Бага-Богдо. Прогиб имеет северо-восточное простирание, протяженность свыше 120 км и ширину до 30 км. Он выполнен преимущественно сероцветными эффузивно-осадочными отложениями ундурухинской, а также песчано-глинистыми отложениями андахудукской и хулсынгольской свит. Лишь в центральной части (у горы Эрдэни-Ула) в строении прогиба, кроме указанных свит, принимают участие красноцветы тормхонской свиты. Суммарная мощность осадков достигает здесь 1200-1300 м. На юго-западе и северо-востоке мощность верхней юры и нижнего мела сокращается до 300-500 м.

Внутреннее строение прогиба изучено слабо. В районе хр. Оши-Нуру и горы Эрдэни-Ула верхнеюрско-нижнемеловые отложения слагают крупную брахиантиклинальную структуру северо-восточного простирания, в центральной части которой пласты имеют падение на крыльях до 12-15°. Рядом разломов брахиантиклиналь разбита на отдельные блоки. Краевые части структур

скрыты под покровом верхнемеловых и палеогеновых горизонтально лежащих отложений.

Южноалтайское поднятие палеозойского основания ограничивает с юга Монголо-Гобиалтайский прогиб. Оно простирается с юго-востока на северо-запад на 400 км при ширине до 200 км и сложено главным образом палеозойскими метаморфизованными породами. Последние местами (в зонах молодых депрессий) перекрыты маломощным покровом кайнозойских отложений, а на крайнем юго-востоке - чехлом верхнемеловых пород мощностью до 250-300 м.

В пределах поднятия отмечается ряд небольших новообразованных приразломных впадин северо-западного и субширотного простирания, выполненных эффузивно-осадочными и осадочными образованиями верхней юры и нижнего мела, мощность которых обычно не превышает 500-600 м. Все впадины приурочены к зонам разломов северо-западного простирания. Наиболее значительные из них расположены южнее сомона Баян-Цаган, юго-западнее и южнее сомона Баян-Лэг. Протяженность впадин не более 15-20 км, ширина - до 7-8 км.

Южноалтайское поднятие имеет сводово-глыбовую структуру. Наиболее приподнятой была, вероятно, северная его часть, прилегающая к зоне Долиноозерского разлома. Судя по мощности и характеру позднемезозойских отложений в прилегающем с севера Монголо-Гобиалтайском прогибе, поднятие было интенсивно расчлененным, а амплитуда его относительного превышения составляла около 2000 м.

Северогобийское поднятие палеозойского основания ограничивает с юго-востока Ошинуринский прогиб и смыкается на западе с Южноалтайским поднятием. Оно простирается в северо-восточном направлении примерно на 150-160 км, ширина - не превышает 30-40 км. В строении поднятия участвуют палеозойские складчатые образования, местами - нижне-среднеюрские отложения. Отдельные его участки перекрыты верхнемеловыми осадками платформенного чехла мощностью до 200 м.

С юго-востока и северо-запада поднятие частично ограничено разломами от прилегающих зон опускания позднеюрско-раннемелового времени; вблизи разломов в краевых частях поднятия наблюдаются маломощные покровы нижнемеловых базальтов.

МЕЗОЗОЙСКИЕ СТРУКТУРЫ АКТИВИЗАЦИИ МОНГОЛИИ

К структурам активизации (Нагибина, 1967) мы относим эпиплатформенные или эпигеосинклинальные глыбово-складчатые деформации, новообразованные на платформенном или геосинклинальном складчатом основании, прошедшем стадию орогенеза и гранитообразования. Образование таких структур сопровождается ростом сводовых поднятий и структур опускания или прогибания (грабены и грабен-синклинали), заполненных грубообломочными отложениями молассоидной формации различной мощности. Образование таких структур либо не сопровождается магматическими проявлениями, либо с ними связано излияние на поверхность базальтовой магмы. В мезозое формирование таких структур происходило только на западе Монголии. В Западной Монголии мезозойские отложения, по сравнению с Восточной Монголией, имеют ограниченное распространение. Они представлены отложениями юрской и меловой систем. Выходы их располагаются преимущественно в крупных впадинах современного рельефа или в пределах небольших хребтов внутри этих впадин.

В отличие от Восточной Монголии, мезозойские отложения Западной Монголии, представлены исключительно терригенными красноцветными полифациальными и сероцветными (угленосные) отложениями озерного, озерно-аллювиального и проловиального происхождения. Вулканогенные породы в их составе отсутствуют. Парагенетические сочетания грубообломочных и тонкозернистых пород позволяют относить весь комплекс этих отложений к молас-

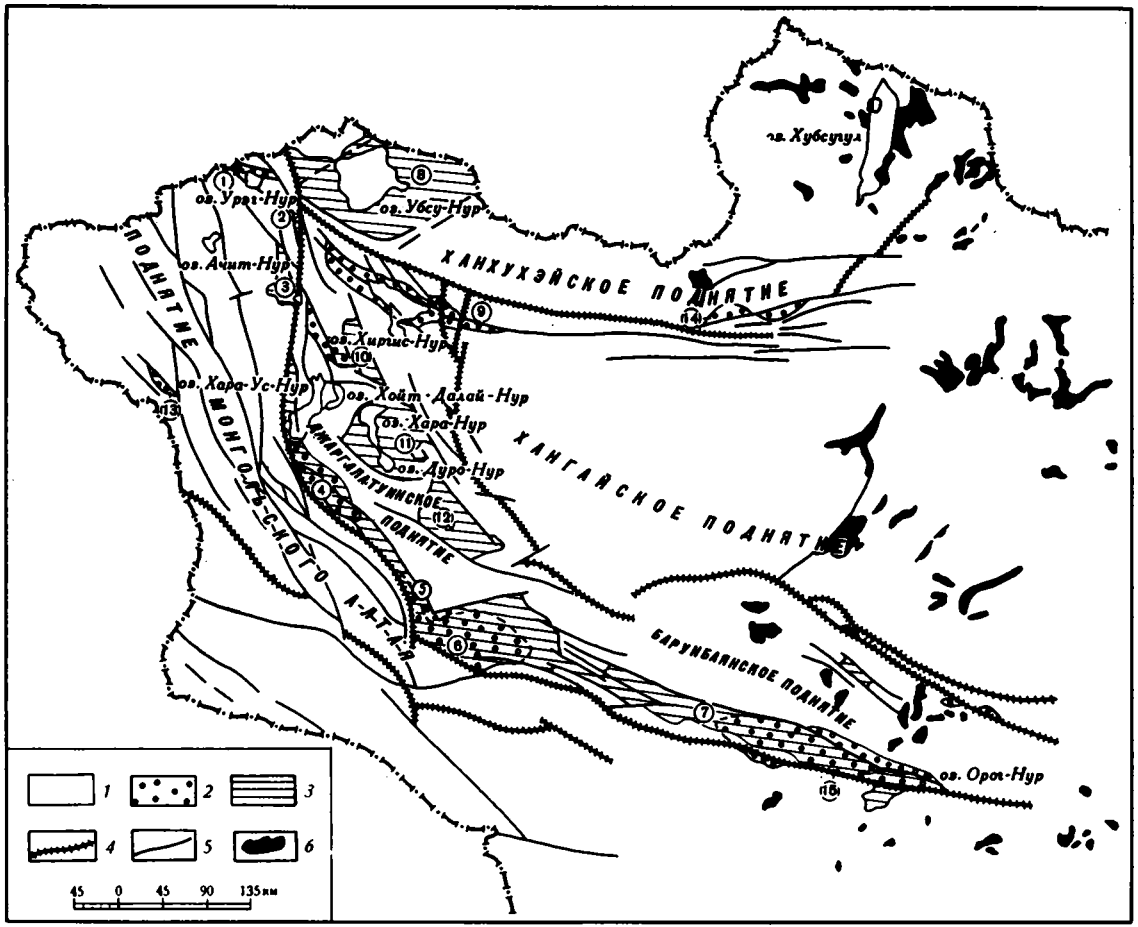


Рис. 29. Схема расположения мезозойских структур Западной Монголии (составила М.С. Нагибина)

1 - структуры палеозойского и более древнего основания; 2 - прогибы, выполненные нижне-среднеюрскими молассоидными отложениями; 3 - прогибы, выполненные верхнеюрскими-нижнемеловыми молассоидными отложениями; 4 - длительно развивавшиеся глубинные разломы, обновленные в мезозое; 5 - разломы разного возраста, обновленные в в мезозое и кайнозое, и новообразованные мезозойские и кайнозойские разломы; 6 - кайнозойские базальты. Цифры на карте - названия прогибов: 1 - Урюкнурский (Каргинский), 2 - Уландабинский, 3 - Намирингольский, 4 - Дзэрэгский, 5 - Ихэснурский, 6 - Шаргаингобийский, 7 - Бэгэрский 8 - Убсунурский, 9 - Хиргиснурский, 10 - Сангиндалайнурский, 11 - Харанурский, 12 - Хойсуингобийский, 13 - Талнурский, 14 - Тэсингольский, 15 - Гоби-Алтайский (Монголо-Гоби-Алтайский)

соидной формации. Эти отложения слагают две крупные системы прогибов (Предалтайскую и Предханхухэйскую), разделенные обширными сводовыми поднятиями Монгольского Алтая, Хангая и Ханхухэя (Девяткин, 1967).

Наиболее крупная Предалтайская система прогибов (рис. 29) имеет северо-западное простирание и располагается в предгорьях Монгольского Алтая и Котловины Больших Озер; она прослеживается далее к юго-западу, в Долину Озер.

Вторая, Предханхухэйская система прогибов располагается на севере Западной Монголии и протягивается в субширотном направлении у подножия хребта Хан-Хухэй. В пределах этой системы выделяются разобщенные по простиранию крупные прогибы, сложенные нижне-среднеюрскими отложениями (Хиргиснурский, Тэсингольский и др.). Возможно, к той же системе прогибов принадлежит Убсунурский прогиб, пока еще слабо изученный. Известно, только, что на крайнем северо-западе Монголии, на окраине широкой котловины оз.Убсу-Нур, выходят грубообломочные отложения, аналогичные нижне-среднеюрским образованиям, слагающим прогибы Предханхухэйской системы.

Отдельные небольшие впадины (Талнурская, Намирингольская), сложенные также нижне- среднеюрскими грубообломочными отложениями, располагаются к западу от Предалтайской системы прогибов на склонах расчлененного сводового поднятия Монгольского Алтая. Ниже дается более подробная характеристика мезозойских структур Западной Монголии раздельно для раннего (ранне- среднеюрский) и позднего (позднеюрский-раннемеловой) этапов их развития. Для отдельных наиболее хорошо изученных прогибов Предалтайской системы (Ихэснурский и Дзэрэгский) с целью анализа соотношений структур ранне- и позднемезозойского этапов, а также структур новейшего, кайнозойского, этапа приводится общее описание их морфологии.

Раннемезозойский этап развития структур

Поднятию Монгольского Алтая в современном рельефе отвечают Монгольский Алтай и горные массивы Тургени-Ула, Хархира-Ула и Алтан-Хухэй.

Поднятие Монгольского Алтая протягивается с северо-запада на юго-восток почти на 1000 км, его ширина в этом же направлении уменьшается с 300 до 100-150 км. С северо-востока оно ограничено системой глубинных разломов - Цаган-Шибэтинским, Предалтайским, Долиноозерским, вдоль которых протягивается зона Предалтайских впадин, выполненных грубообломочными полимиктовыми и угленосными отложениями нижней-средней юры. Южная граница поднятия Монгольского Алтая на этом этапе развития менее четкая; возможно, оно захватывало и область современной Барунхурайской впадины, так как там также отсутствуют отложения мезозоя.

Поднятие Монгольского Алтая сложено дислоцированными отложениями нижнего и среднего палеозоя, прорванными интрузиями гранитов, а также орогенными комплексами верхнего палеозоя.

О форме поднятия удается судить только на основании анализа состава нижнемезозойских отложений в прилегающих прогибах. Такой анализ позволяет предположить, что это поднятие в раннем мезозое имело общий асимметричный характер - более высокий крутой и достаточно расчлененный северный склон и полого наклоненный на юг южный. Большая мощность отложений нижней-средней юры (до 1800 м), грубообломочный и местный по составу характер материала свидетельствуют о значительном расчленении рельефа поднятия Монгольского Алтая, с которого этот материал сносился в зону Предалтайских прогибов. Можно предположить также, что это поднятие в начале нижнеюрского этапа развития имело горный рельеф с абсолютными отметками до нескольких тысяч метров и с относительным расчленением в сотни метров. Такое предположение о расчлененности и больших высотах рельефа в соседних Алтае-Саянской области на юге Сибири, Забайкалье и Монголии в раннем ме-

зозое вполне согласуется с представлениями других исследователей (Стасюкевич, 1964; Шувалов, 1970; Сакс, 1971; Алтае-Саянская область, 1969 и др.).

Вдоль системы разломов, диагонально пересекающих поднятие Монгольского Алтая, располагалась зона узких приразломных Талнурских впадин. По данным Б.Лувсанданзана (1970) нижне-среднеюрские отложения этих впадин представлены толщей крупногалечных конгломератов и грубозернистых песчаников (низы разреза), песчаников и углисто-глинистых сланцев (верхи разреза) общей мощностью до 400 м. Эти отложения залегают на дислоцированных породах девона и слагают небольшую (10 × 4 км) пологую мульду на южном берегу оз. Тал-Нур. Можно предположить, что эта структура имела конседиментационный характер, так как верхние, наиболее тонкие разности пород разреза выходят в центре мульды, а в краевых ее частях обнажены валунные конгломераты. Вероятно, к этой же зоне впадин относятся небольшие поля угленосных отложений, отмеченных Б.Лувсанданзаном восточнее оз.Тал-Нур, на левом берегу р.Аршанту-Гол. Они представлены также конгломератами, песчаниками и углистыми алевролитами до нескольких десятков метров мощности, залегающими почти горизонтально на дислоцированных породах девона. Ввиду небольшой площади выходов на карте эта впадина не показана.

Описываемая зона нижнемезозойских впадин изучена еще крайне слабо. Поэтому говорить о характере ее отдельных структур затруднительно. Можно лишь предположить, что в нижнем мезозое внутри поднятия Монгольского Алтая вдоль Талнурского разлома существовала зона понижения, состоящая из отдельных небольших впадин, возможно, соединявшихся между собой. Отдельные части этих структур мы и наблюдаем в настоящее время.

ПРЕДАЛТАЙСКАЯ СИСТЕМА ПРОГИБОВ

Система мезозойских прогибов - крупнейшая в Западной Монголии. Протяженность ее в современном срезе - более 1200 км, ширина - от 70 до 150 км. Она имеет общее северо-западное простирание и располагается параллельно описанному выше поднятию Монгольского Алтая непосредственно к северо-западу от него. С северо-востока эта система прогибов ограничена Хангайским поднятием.

Стратиграфия мезозойских отложений, слагающих отдельные структуры в пределах Предалтайской системы прогибов, изучалась еще М.Ф. Нейбург (1929) и Е.Э. Разумовской (1946), которые выделяли здесь главным образом юрские отложения. Н.И. Новожилов (1954) в отдельных местах выделял предположительно нижнемеловые отложения.

Более детальное изучение стратиграфии, проведенное Е.В. Девяткиным, В.Ф. Шуваловым и П.Хосбаяром, под руководством Г.Г. Мартинсона, позволило на основании многочисленных находок пресноводной фауны и флоры расчленить эти отложения и выделить среди них образования всех трех отделов юры и различные ярусы нижнего мела, а также более молодые образования верхнего мела и кайнозойские отложения. Дальнейшее изучение пространственного размещения этих отложений, выделение различных литологических комплексов, анализ мощностей и фаций позволили наметить палеотектонические границы отдельных мезозойских прогибов и поднятий.

Специальные тектонические исследования, проведенные авторами данной книги в 1971 г., позволили выявить морфологию структур отдельных впадин и историю их формирования.

По возрасту и составу отложений, слагающих мезозойские прогибы, и морфологии образованных ими структур в северной части крупной Предалтайской системы прогибов отчетливо выделяются две параллельные ветви: собственно Предалтайская и Котловины Больших Озер, разделенные узкими клиновидными поднятиями палеозойского основания, являющиеся частями единого Джаргалантуинского поднятия. По направлению к юго-востоку обе ветви соединяются

и протягиваются далее в Долину Озер. Предалтайская и Долиноозерская системы прогибов сопряжены с длительно развивавшимися глубинными разломами, заложившимися еще в нижнем палеозое (Цаган-Шибэтинский, Ихэбогдинский и др.). Эта ветвь прогибов длительно и унаследованно развивалась в течение ранне- и позднемезозойского этапов. К ней относятся (с северо-запада на юго-восток) Урюкнурский, Намирингольский, Хараснурский, Дзэрэгский, Ихэснурский, Шаргаингобийский, Бэгэрский и другие прогибы. Ветвь Котловины Больших Озер является новообразованной. Она заложилась в конце юры и продолжала развиваться в нижнем мелу. К ней относятся Харанурский и Хойсуингобийский прогибы.

Для определения возраста дислокаций особенное значение имело изучение соотношений мезозойских и кайнозойских структур в пределах хорошо обнаженных участков этих прогибов (Ихэснурского, Дзэрэгского и др.).

Для собственно Предалтайской ветви характерны цепочки узких линейных приразломных прогибов, вытянутых параллельно глубинным разломам. Эти прогибы разделены между собой поперечными и диагональными поднятиями палеозойского основания и сложены полифациальными континентальными отложениями молассоидной формации. Среди мезозойских отложений большую роль играют грубообломочные конгломераты и фангломераты горного пролювия, озерные и озерно-болотные угленосные фации имеют подчиненное значение. Суммарная мощность мезозойских отложений в отдельных прогибах достигает 4-4,5 км. Состав обломочного материала свидетельствует о том, что накопление его происходило как в раннем, так и позднемезозойском этапе развития в результате разрушения и сноса пород палеозойского основания.

Урюкнурский прогиб - самый северный в системе Предалтайских прогибов; его северная часть продолжается на территорию Советского Союза, где она известна под названием Каргинской впадины (Башарина, 1966). Прогиб имеет близкое к широтному простирание, длина его составляет около 70-80 км при ширине от 5 до 8 км. Прогиб сложен нижне-среднеюрскими отложениями, мощность которых на западе составляет 1500 м, а по направлению на восток увеличивается до 1800 м. Они представлены толщей буроцветных (низы разреза) и сероцветных конгломератов, грубых песчаников, алевролитов и углисто-глинистых сланцев (верхи разреза), разделенных Г.А. Александровым (1969) на когедованскую, тыгтыгхемскую и кадырорукскую свиты (для советской части впадины). П.Хосбаяр (1969) выделил эту толщу под названием джаргалантинской свиты. Интересно отметить, что по зонам разломов, ограничивающих впадину, отмечаются небольшие штокообразные тела базальтов, прорывающих осадочные юрские породы.

Тектоника Урюкнурского прогиба на советской части территории детально изучалась Н.П. Башариной (1968), а на монгольской - Е.В. Девяткиным, А.Г. Черняховским и П.Хосбаяром в 1967-1968 гг. Этот прогиб представляет собой узкую грабен-синклиналь, ограниченную с севера Цаганшибэтинским (Каргинский), а с юга - Мугураксинским разломами.

Анализ литологического состава юрских отложений, выполняющих прогиб, показывает, что размер обломочного материала увеличивается к северу и западу (южный борт впадины закрыт кайнозойскими отложениями), состав его сугубо местный; мощности осадков увеличиваются к востоку. Это позволяет присоединиться к мнению Н.П. Башариной (1968) о том, что прогиб имеет конседиментационный характер и первоначальные границы осадконакопления были близки к современным границам впадины.

Современная структура Урюкнурского прогиба достаточно сложна. Его северный борт ограничен надвигом - очень пологим на востоке (15-25°) и переходящим на западе (в связи с постепенным разворотом к северу Цаганшибэтинского разлома) во взброс с плоскостью сместителя, наклоненной под углом в 60-80°. Южный борт впадины ограничен Мугураксинским разломом, плоскость которого также круто падает на север. В западной части прогиба, по данным Н.П. Башариной (1968), юрские отложения слагают на-

Рис. 30. Надвиг эффузивов среднего-верхнего ордовика на угленосные отложения нижней-средней юры. Южное подножие хр. Цаган-Шибэту (фото Е.В. Девяткина)

клоненную к северу моноклиналь, осложненную системой мелких поперечных складок. Отдельные нарушения, ориентированные согласно ограничивающим впадину основным субширотным разломам, разбивают ее на ряд чешуй, сложенных юрскими и более древними (палеозойскими) породами, надвинутыми друг на друга. Углы наклона юрских пород в отдельных блоках варьируют от 25-40° (на востоке) до 50-60° (на западе).

В восточной части Урюкнурского прогиба (в пределах МНР) выполняющие ее юрские отложения также пересечены разломами, ориентированными широтно - согласно основному направлению Цаганшибэтинского (Каргинский) надвига. Последний четко выражен мощной (40-100 м) зоной гидротермально-измененных пород, которые в виде обеленной и обохренной зоны прослеживаются у подножия хр. Цаган-Шибэту (рис. 30). Плоскость падения надвига достигает на северо-западе 15-20°; по нему породы палеозоя надвинуты на юрские. В юрских отложениях прослеживается широтно ориентированная синклинальная складка. Северный борт, прилегающий к Цаганшибэтинскому надвигу, повернут. Юрские отложения имеют здесь крутое (до 80°) падение на юг, местами приобретая опрокинутое (на север) залегание. На южном борту углы падения юрских отложений составляют 20-40°. Так же, как и в западной части прогиба, серия продольных разломов разбивает юрские породы на ряд продольных блоков.

Бургустуингольская впадина, вытянутая вдоль меридионального отрезка Цаганшибэтинского разлома, расположена южнее Урюкнурского прогиба на восточном склоне хр.Хархира-Ула. В современной структуре она представляет собой узкий грабен длиной 10-15 км при ширине не более 2-3 км. По данным М.Ф. Нейбург (1929), юрские отложения представлены здесь толщей конгло-

мератов, крупногалечных и валунных в низах разреза, сменяющихся вышележащими полимиктовыми песчаниками и алевролитами с прослоями углистых сланцев и линзами бурых углей. По данным П.Хосбаяра, базальные конгломераты джаргалантинской свиты несогласно залегают на дислоцированных палеозойских породах; в составе их галек преобладает местный материал из окружающих впадину палеозойских толщ. Общая мощность юрских отложений, выполняющих Бургустуингольскую впадину, составляет около 500 м.

Внутренняя структура ее почти не изучена. Впадина ограничена разломами субмеридионального простирания, вблизи которых пласты юрских отложений имеют углы падения до 60–70°. Отдельные разрывные нарушения, параллельные ограничивающим грабен разломам, рассекают юрские породы на блоки, в которых углы падения пластов составляют 15–45°.

Решить вопрос о первичной структуре Бургустуингольской впадины в связи с неполнотой материалов трудно. Можно предположить, что в нижней–средней юре узкие приразломные грабены были сформированы вдоль меридионального отрезка Цаган–Шибэтинского разлома, и Бургустуингольская впадина является одной из сохранившихся (вероятно, неполностью) структур такого типа.

Намирингольский прогиб расположен в 50 км южнее Бургустуингольской впадины. Этот небольшой по своим размерам прогиб также сопряжен с меридиональной зоной разломов, ограничивающих восточный склон поднятия Монгольского Алтая. Отложения нижней – средней юры, выполняющие эту структуру, представлены, по данным И.Е. Турищева, маломощной (400–500 м) толщей грубых полимиктовых конгломератов с прослоями песчаников, углистых и глинистых сланцев в верхней части разреза. Базальные конгломераты, залегающие на породах верхнего палеозоя, и песчано–сланцевые отложения в пределах прогиба слабо дислоцированы (15–25°); по бортам структуры они ограничены разломами и рядом мелких ступенчатых сбросов. Первичные размеры впадины неясны, вероятно, в настоящее время сохранилась лишь часть структуры раннеюрского времени, которая по своему структурному положению и морфологии была сходна с Бургустуингольской впадиной и представляла собой узкий приразломный прогиб, зажатый между меридионально ориентированными разломами. Не исключено, что впадина была структурно взаимосвязана с Сангиндалайнурским прогибом, лежащим от нее к юго–востоку.

Сангиндалайнурский прогиб располагается к востоку от меридиональной зоны разломов, отделяющих поднятие Монгольского Алтая от впадин Котловины Больших Озер. Он протягивается с северо–запада на юго–восток почти на 60 км при ширине не более 15 км. Юго–западный борт прогиба ограничен разломом, вдоль которого выходят нижние горизонты мезозойских отложений, представленные грубыми полимиктовыми конгломератами и валунниками с прослоями песчаников и гравелитов общей мощностью не менее 600–800 м. Они образуют, по–видимому, пологую моноклиналь, наклоненную на северо–восток, детали строения которой вследствие плохой обнаженности проследить не удается. Северо–восточный борт нижне– среднеюрского Сангиндалайнурского прогиба перекрыт верхнемезозойскими отложениями, имеющими более широкое площадное распространение.

Наиболее типичными нижнемезозойскими структурами Предалтайской системы прогибов являются Дзэрэгская, Ихэснурская и Шаргаингобийская. Дзэрэгский и Ихэснурский прогибы к тому же относительно хорошо изучены. В их пределах мезозойские отложения выходят на значительной площади и в отдельных крупных участках хорошо обнажены. Для этих участков составлены детальные геологические карты и дается полное описание морфологии мезозойских структур.

Дзэрэгский прогиб располагается в окрестностях сомона Дзэрэг (или Алтан–Тэли) к югу от Намирингольского прогиба. Он имеет узкую, сильно вытянутую в северо–западном направлении форму, изогнутую по простиранию (рис. 31), изменяющемуся от северо–западного (280–290°) на юге до северо–западного (340°) на севере. Его размеры в современном срезе сос–

тавляют около 180 км в длину и от 20 до 30 км в ширину. Это крупная грабен-синклиналь с северо-востока и юго-запада ограничена разломами. На северо-западе структура сливается с широкой котловиной оз. Хара-Усу-Нур, а на юго-востоке ограничена узким диагональным поднятием палеозойского основания.

На западе Дзэрэгский прогиб ограничен системой Предалтайских разломов, отделяющих его от поднятия Монгольского Алтая, а на востоке - Джаргалантуинским выступом палеозойского основания.

Мезозойские отложения, слагающие Дзэрэгский прогиб, выходят в виде узких полос вдоль его бортов. В центральной части, почти на всем протяжении прогиба, они перекрыты рыхлыми кайнозойскими отложениями. Наиболее древние горизонты мезозойского разреза, представленные крупногалечными и валунными конгломератами нижней юры с прослоями и линзами грубозернистых песчаников и гравелитов, выходят в северо-западной части прогиба, где они залегают резко несогласно на размытой поверхности кристаллических известняков и других кембрийских метаморфических пород Джаргалантуинского поднятия, прорванных гранитоидами. На значительном протяжении вдоль северо-восточного борта прогиба нормальный стратиграфический контакт сорван разломами, и древние нижнепалеозойские породы по системе ступенчатых сбросов и сбросо-сдвигов контактируют с мезозойскими породами, а местами надвинуты на различные горизонты нижней-средней юры и нижнего мела. Мощность нижне-среднеюрских отложений в северной части прогиба, в районе буроугольного месторождения Джаргалант, составляет 2 км. Отложения верхней юры, представленные грубообломочными красноцветными конглобрекчиями и конгломератами, имеют мощность около 1400 м.

Состав валунов и галек юрских конгломератов позволяет сделать вывод о сносе обломочного материала с соседних поднятий Монгольского Алтая и хр. Джаргаланту-Нуру. В пределах выходов нижне- среднеюрских отложений в хр. Ошин-Нуру удается проследить четкие фациальные изменения по направлению с юго-запада на северо-восток и установить отчетливое погрубение обломочного материала по направлению от южного борта прогиба к юго-западному поднятию Монгольского Алтая. Вдоль северо-восточного края прогиба в юрских отложениях также устанавливается снос обломочного материала с поднятия Джаргаланту-Нуру.

Нижне- среднеюрские отложения образуют здесь крупную синклиналь северо-западного простирания (340-320°) с углами падения от 30 до 80° на северо-восток на юго-западном крыле и от 50 до 90° на юго-запад в северо-восточном. Выполаживание слоев происходит в центре синклинали. Эта структура расчленена системой продольных взбросов и сбросо-сдвигов, местами переходящих в крутые надвиги, вдоль которых надвигание отдельных блоков происходило с северо-востока на юго-запад. В отдельных блоках северо-восточного крыла синклинали в отложениях нижней - средней юры, в контакте толщи грубозернистых песчаников с пачкой угленосных отложений наблюдается крутое, опрокинутое на юг залегание слоев. По направлению к юго-востоку происходит общее погружение шарнира синклинальной структуры, что фиксируется выходом на поверхность более молодых горизонтов верхней юры и нижнего мела (неоком и апт-альб). Мощность верхнеюрских - нижнемеловых отложений достигает здесь 500-600 м. Следует подчеркнуть, что на юго-востоке Дзэрэгского прогиба верхнемезозойские отложения (верхняя юра и нижний мел) залегают резко несогласно непосредственно на палеозойских (пермские и более древние) отложениях. Выходов нижне-среднеюрских отложений в этой части прогиба не наблюдается. Такое пространственное распределение нижне- и верхнемезозойских отложений по простиранию Дзэрэгского прогиба дает основание для вывода о перестройке структурного плана и смещении оси прогиба в позднем мезозое с северо-запада на юго-восток.

На юго-востоке Дзэрэгского прогиба верхнеюрские и нижнемеловые отложения смяты вдоль его бортов в более мелкие узкие линейные складки - греб-

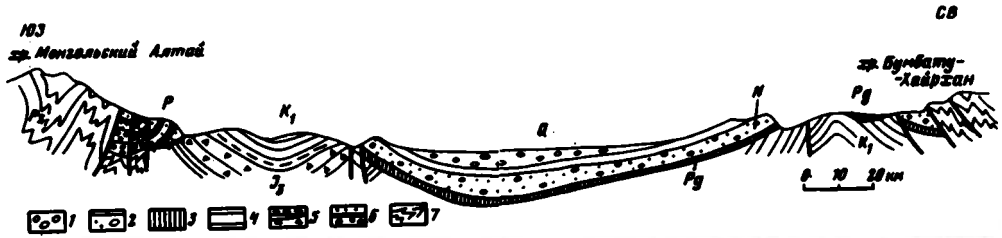


Рис. 32. Геологический профиль через юго-восточную часть Дзэрэгского прогиба. (Составила М.С. Нагибина)

1 - современные отложения; 2 - грубообломочные неогеновые отложения; 3 - палеогеновые красно-бурые пески и суглинки; 4 - нижнемеловые сероцветные и красноцветные отложения; 5 - верхнеюрские грубообломочные красноцветные отложения; 6 - пермские угленосные отложения; 7 - породы складчатого нижнепалеозойского основания

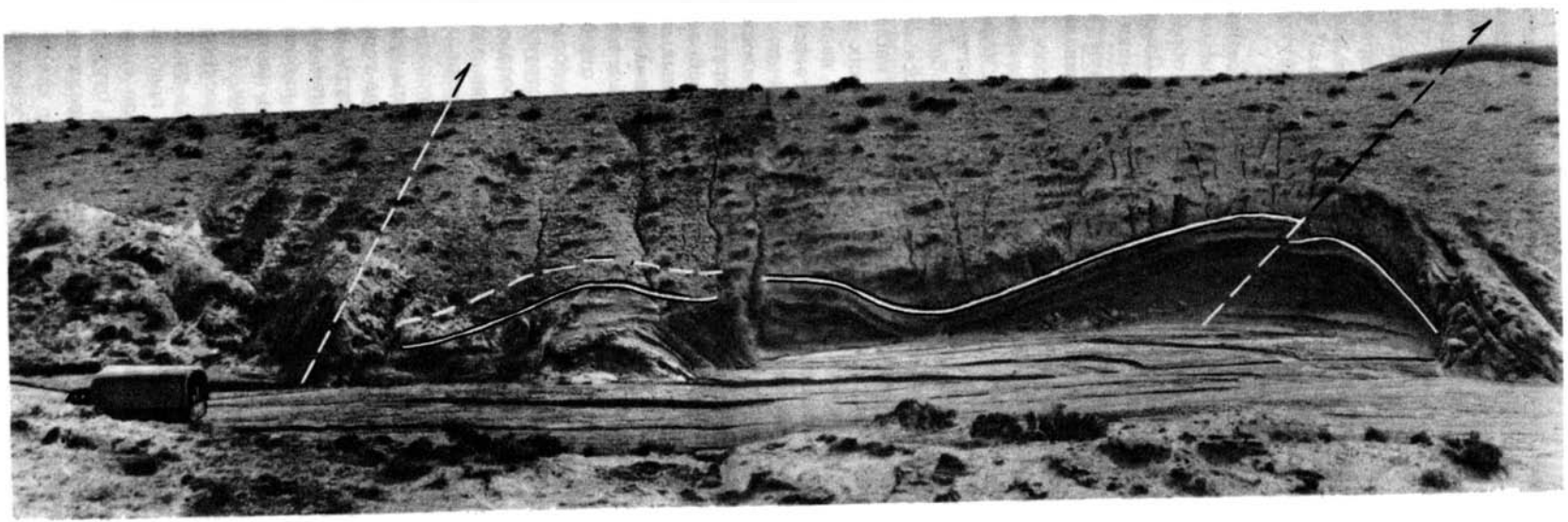


Рис. 33. Складчатые и разрывные дислокации пород нижнего мела в северной окраине Дзэрэгской впадины. Фото Е.В. Девяткина

невидные антиклинали с углами падения пластов на крыльях 50–70° и широкие асимметричные синклинали с углами падения пластов 25–30°. Ширина таких складок от 2 до 5 км при длине около 40–50 км. Простирание складок параллельно общему простиранию Дзэрэгского прогиба и ограничивающим его продольным разломам (рис. 32, 33).

Со стороны активных молодых поднятий Монгольского Алтая серия чешуйчатых надвигов, образующих пластины, сопряженные с глубинным Цаганшибэтинским разломом, срезает эти складки под разными углами. В каньоне Улан-Хабуагайт (по-русски – красных скал) и далее к северо-западу можно наблюдать, как палеозойские породы надвинуты на дислоцированные мезозойские отложения.

Кайнозойские (палеоген и неоген) отложения в пределах Дзэрэгского прогиба залегают на размытой поверхности различных стратиграфических горизонтов нижней юры – нижнего мела. Они образуют широкую асимметричную синклиналь и слагают центральную часть Дзэрэгского прогиба. На крыльях этой синклинали выходят красноцветные пески и суглинки палеогена, сероцветные пески и галечники неогена, а в центре – грубообломочные четвертичные отложения. В пределах этой синклинали мощность кайнозойских отложений весьма значительна.

Слои палеогеновых отложений вдоль северо-восточного борта прогиба наклонены на юго-запад под углом 40–45°, а на юго-западном его борту – на северо-восток под углом 10–15°. Пологие изгибы слоев кайнозойских отложений осложнены многочисленными продольными, поперечными и диагональными разломами – ступенчатыми сбросами, сбросо-сдвигами и чешуйчатыми надвигами. Вдоль бортов прогиба наблюдаются ступенчатые сбросы и надвиги кембрийских и верхнепалеозойских пород на мезозойские и кайнозойские отложения. Перемещение по этим надвигам происходило по направлению от сводовых поднятий палеозойского основания в сторону Дзэрэгского прогиба. Система наиболее пологих чешуйчатых надвигов древних пород на мезозойские и кайнозойские отложения с плоскостями падения 15–25° на юг и юго-запад наблюдается вдоль границы крупнейшего поднятия Монгольского Алтая и Дзэрэгского прогиба. Надвиги и сбросы вдоль северо-западной границы прогиба и системы узких клиновидных поднятий палеозойского основания в районе Джаргалантуин-Нуру, Улунин-Хайрхан-Нуру и Бумбату-Хайрхан имеют более крутые падения сместителей и наклонены на север и северо-восток (рис. 34). Таким образом, общая структура Дзэрэгского прогиба на кайнозойском этапе развития приобретает форму рампа.

Относительно простая синклинальная структура кайнозойских отложений, ограниченная продольными бортовыми сбросами и надвигами на юге Дзэрэгского прогиба, в его северной части более сложна и расчленена системой продольных и поперечных сбросов и надвигов. В кайнозойских отложениях здесь наблюдаются узкие асимметричные горст-антиклинали хр.Ошин-Удзюр-Ула и других хребтов, в ядрах которых обнажены нижне-среднеюрские или верхне-юрские отложения. Вдоль юго-западного крыла горст-антиклинали Ошин-Удзюр-Ула юрские песчаники и конгломераты надвинуты на рыхлые палеогеновые и неогеновые отложения местами с образованием микрошарьяжей. На северо-западном крыле той же горст-антиклинали наблюдается несогласное налегание палеогеновых и неогеновых отложений на дислоцированные нижне- среднеюрские песчаники и конгломераты (Девяткин, 1970б).

Ихэснурский прогиб расположен в окрестностях оз. Ихэс-Нур, близ сомона Дарби, непосредственно к юго-востоку от Дзэрэгского прогиба. Он представляет собой крупную асимметричную грабен-синклинальную структуру (рис. 35), имеющую в современном срезе более 60 км в длину и около 15–20 км в поперечнике. Простирание этой структуры – северо-западное. С северо-востока и северо-запада прогиб ограничен поперечными поднятиями палеозойского фундамента.

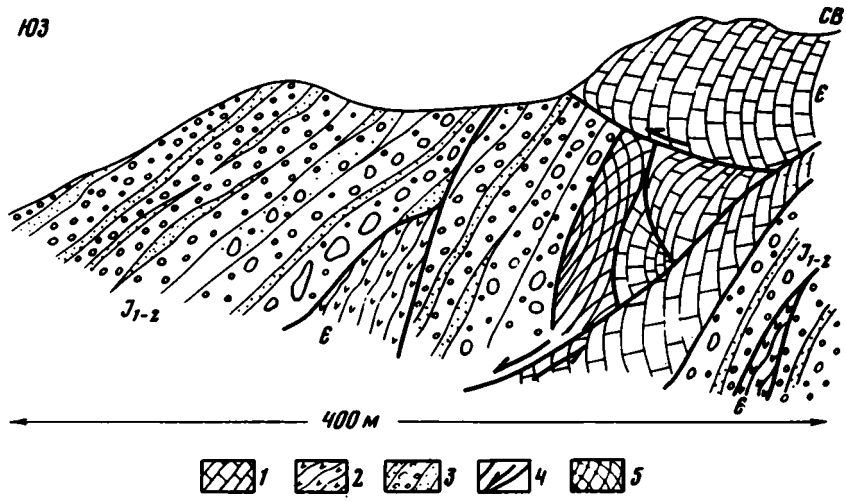


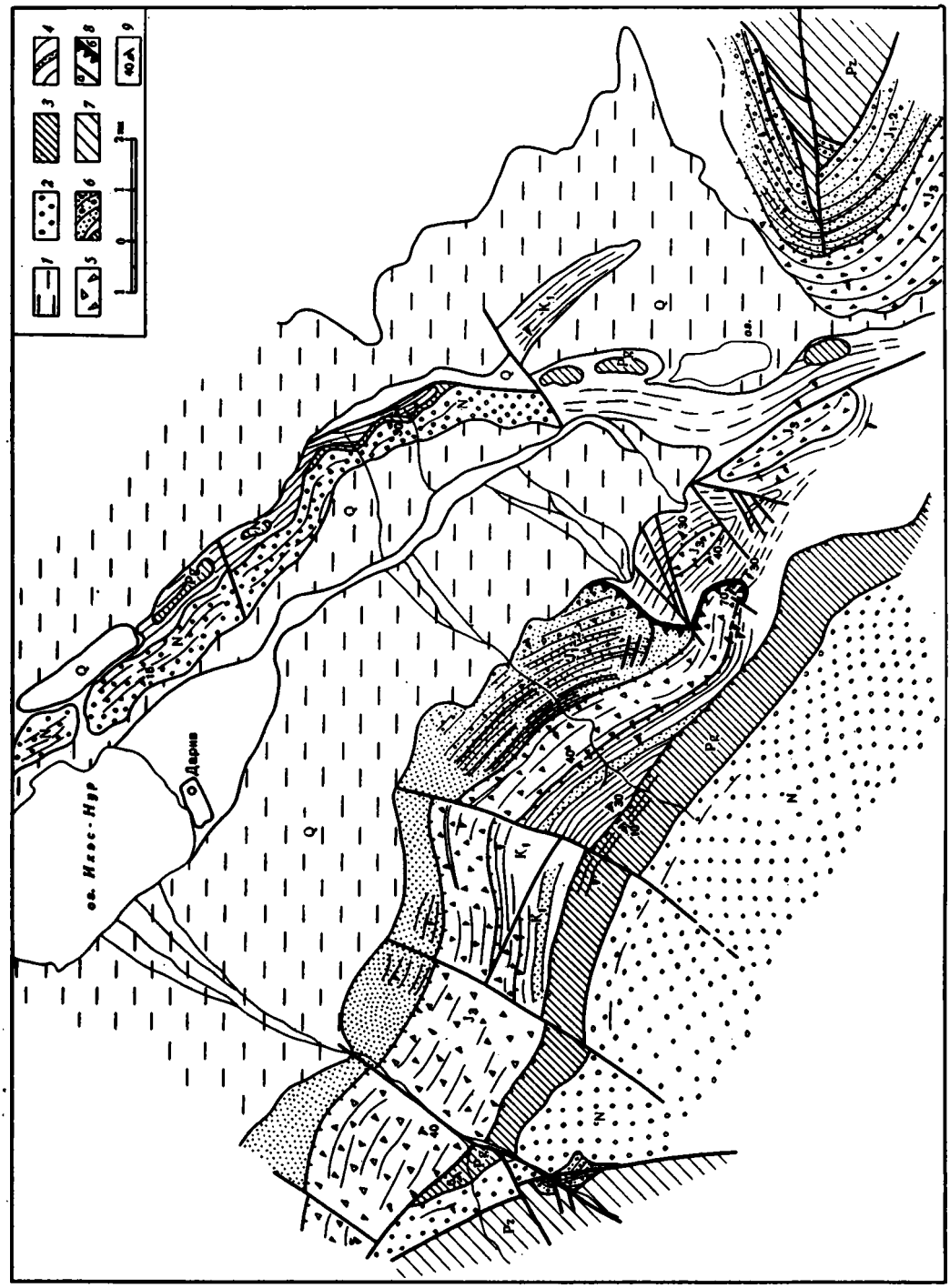
Рис. 34. Тектонический контакт юрских конгломератов с известняками и порфиритами кембрия в верховьях долины Боро-булак (южный склон хр. Джаргалантуин-Нуру (зарисовка обнажения М.С. Нагибиной)

1-2 - кембрийские образования: 1 - кристаллические известняки, 2 - зеленокаменноизмененные порфириты; 3 - нижне- среднеюрские конгломераты и песчаники; 4 - разломы; 5 - брекчированные известняки

В основании разреза мезозойских отложений в центральной части Ихэснурского прогиба, к югу и юго-востоку от сомона Дарби, залегают нижне- среднеюрские сероцветные разнозернистые песчаники, переслаивающиеся с мелкогалечными конгломератами. Выше по разрезу они сменяются более тонкозернистыми отложениями: зеленовато-серыми алевролитами, мелкозернистыми песчаниками с прослоями углистых алевролитов, серых и розовых озерных известняков и красноцветных алевролитов и песчаников. Видимая мощность нижне- среднеюрских отложений достигает здесь более 2000 м.

В краевых частях прогиба, вдоль юго-западного крыла и на склонах поперечного поднятия Бага-Хайрхан-Ула, нижне- среднеюрские отложения представлены преимущественно грубообломочными отложениями проловиальных фаций предгорных склонов - валунными конгломератами, фангломератами, конглобрекчиями с подчиненными прослоями и линзами разнозернистых песчаников, гравелитов и пачками грубозернистых песчаников. Базальные горизонты нижнеюрских отложений как бы облекают поперечное конседиментационное поднятие палеозойского основания Бага-Хайрхан-Ула, отделяющее здесь Ихэснурский прогиб от расположенного южнее Шаргаингобийского прогиба. Мощность нижне- среднеюрских отложений составляет здесь 1500 м. Состав валунов и галек конгломератов главным образом местный; он отвечает составу палеозойских пород, слагающих поперечное поднятие Бага-Хайрхан-Ула. Степень окатанности различная - от валунов и галек до почти неокатанных глыб; степень сортировки обломочного материала низкая. В песчаниках преобладают угловатые плохоокатанные обломки.

С размывом, а местами и с несогласием на алевролитах и известняках в центральной части прогиба залегает толща красноцветных конглобрекчий, слабосцементированных грубозернистым песчаным материалом. Эта толща фиксирует начало позднемезозойского этапа тектонического развития. Среди конглобрекчий и конгломератов, содержащих плохоокатанные валуны и глыбы (до 3 м в поперечнике) палеозойских пород, заключены прослои и линзы гравелитов и грубозернистых песчаников с косой слоистостью. Вверх по разрезу


оз. Иссык-Нур
Дарина
Q
N
K₁
J₃
J₂
J₁
P₂
PE
1
2
3
4
5
6
7
8
9
0
1
2м

обломочный материал становится менее грубым. Мощность толщи грубообломочных отложений составляет 1700 м. Эти отложения, отнесенные П.Хосбаяром к ихэснурской свите, соответствуют отложениям верхнеюрской шарилинской свиты, выделенной на юго-востоке Монголии. Грубообломочный и плохосортированный характер отложений этой толщи сохраняется почти на всем протяжении Ихэснурского прогиба, а также и других прогибов Предалтайской системы.

Согласно и с постепенным переходом на красноцветных отложениях верхней юры залегают сероцветные отложения нижнего мела (апт-альб), представленные песчаниками, алевролитами с известковистым цементом и с маломощными прослоями мелкогалечных конгломератов и грубозернистых песчаников с железистыми конкрециями, выше которых согласно залегают пестроцветные отложения неокома. Видимая мощность нижнемеловых отложений в центральной части прогиба составляет 600 м. Общая мощность мезозойских отложений в Ихэснурском прогибе достигает 4,5 км. Дислоцированные мезозойские отложения несогласно перекрыты рыхлыми красноцветными песками и суглинками палеогена с маломощными базальными галечниками в основании. Выше красноцветных отложений залегают более грубозернистые светло-серые пески и галечники неогена.

В пределах прогиба хорошо обнажены крупные фрагменты мезозойских структур, по которым довольно отчетливо восстанавливаются складчатые деформации (рис. 35).

В пределах Ихэснурского прогиба устанавливаются две крупные асимметричные синклинали северо-западного простирания, осложненные более мелкими брахиформными складками, расчлененными продольными и поперечными разломами. Вдоль хр.Гурван-Эрэн хорошо обнажено широкое северо-восточное крыло западной синклинали, в пределах которого наблюдается полный разрез юрских и нижнемеловых отложений. Моноклинальное падение слоев здесь меняется по направлению от бортов к центру синклинали от 50-45 до 30°. Узкое юго-западное крыло синклинали сопряжено с системой разломов. Они представлены ступенчатыми сбросами, сбросо-сдвигами и надвигами; вдоль последних наблюдается надвигание палеозойских пород на мезозойские отложения. Мезозойские отложения, образующие это крыло, на большом протяжении скрыты под рыхлыми отложениями палеогена, неогена, и более молодыми образованиями, обнажаясь лишь в виде небольших участков вблизи разломов в непосредственном контакте с палеозойскими породами. Они представлены нижне- среднеюрскими конгломератами и конглобрекчиями с прослоями песчаников и линзами углей. Падение пластов на северо-восток, угол - 70-80°; иногда пласты имеют вертикальное залегание. По направлению к юго-востоку шарнир западной синклинали погружается, и структура ее осложняется дополнительными более мелкими складками, вытянутыми брахиантиклиналями и брахисинклиналями, имеющими до 3-5 км в длину, при ширине до 1 км, простирание которых подчинено общему северо-западному направлению.

←

Рис. 35. Геологическая карта Ихэснурского прогиба. Составили М.С. Нагибина и П. Хосбаяр (1971 г.)

1 - четвертичные отложения; 2 - неогеновые пески и галечники; 3 - палеогеновые красноцветные суглинки и пески; 4 - нижнемеловые сероцветные и красноцветные отложения; 5 - верхнеюрские красноцветные конгломераты, конглобрекчии и песчаники; 6 - нижне- среднеюрские сероцветные конгломераты, песчаники, алевролиты с прослоями углей, известняков и мергелей; 7 - породы палеозойского основания; 8 - сбросы (а), надвиги и микрошарьяжи (б); 9 - залегание пород

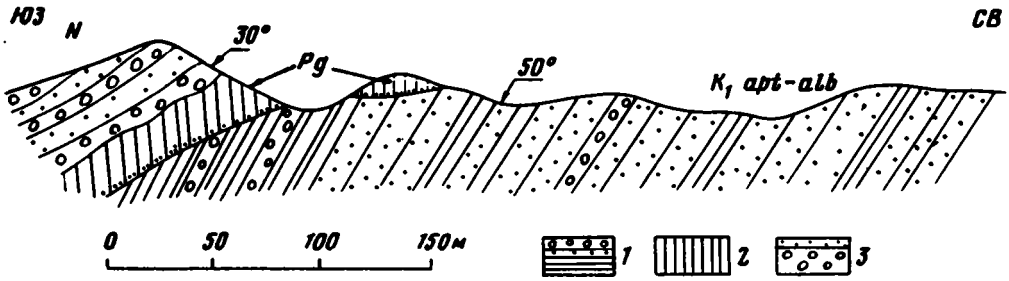


Рис. 36. Несогласное залегание отложений кайнозоя на породах нижнего мела. Зарисовка обнажения в районе хр. Бор-Нуру, юго-восточнее оз. Ихэс-Нур (зарисовка М.С. Нагибиной)

1 – нижнемеловые песчаники, алевролиты и конгломераты; 2 – палеогеновые красноцветные пески и суглинки; 3 – неогеновые галечники и грубозернистые пески

Параллельно описанной крупной синклинальной структуре, к юго-востоку от оз. Ихэс-Нур, вдоль продольного внутреннего поднятия Бор-Нуру обнажается фрагмент крыла небольшой синклинали, сложенной нижнемеловыми породами, падающими под углом 50° на юго-запад. Нижнемеловые отложения несогласно перекрыты красноцветными и сероцветными отложениями палеогена и неогена, слои которых падают на юго-запад под углом 30° (рис. 36). В других частях Ихэснурского прогиба отложения палеогена и неогена также залегают резко несогласно на размытых складчатых структурах мезозойских образований.

Анализируя условия залегания мезозойских отложений Ихэснурского прогиба, удается четко выделить два этапа формирования структур – раннемезозойский (ранне- среднеюрский, включая самые низы поздней юры) и позднемезозойский (позднеюрский-раннемеловой). При общем унаследованном развитии Ихэснурского прогиба в течение всего мезозоя в поздней юре фиксируется резкое изменение палеогеографических условий. Об этом свидетельствует резкая смена относительно тонкозернистых терригенных и карбонатных отложений озерных фаций грубообломочными проловиальными отложениями. Последние даже во внутренних частях прогиба залегают на озерных отложениях с размывом и несогласием. Такое изменение фаций и условий залегания пород указывает на существенное изменение палеогеографической обстановки, в частности на контрастность рельефа в позднеюрское время.

В позднемезозойское время в Ихэснурском прогибе произошли и глыбово-складчатые деформации с образованием линейных и брахиформных складчатых структур, сбросов, горст-антиклиналей и складок облекания. Описанные выше соотношения мезозойских и кайнозойских отложений позволяют четко отделить мезозойские и кайнозойский этапы деформаций. Это весьма существенно, так как ранее время деформаций мезозойских отложений многие исследователи относили к кайнозою.

После формирования поверхностей выравнивания и накопления сравнительно тонкозернистых красноцветных песчано-глинистых отложений палеогена, синхронных этапу формирования платформенного чехла в пределах Южно-Гобийской плиты, в неогене возобновляется накопление грубообломочных отложений.

В Ихэснурском прогибе отчетливо проявились и молодые кайнозойские дислокации, выразившиеся главным образом в виде разломов и изгибов слоев. Вдоль зоны сочленения прогиба с поднятием Монгольского Алтая наблюдается система продольных ступенчатых сбросов, местами небольших надви-

гов палеозойских отложений на мезозойские и кайнозойские породы. Продольные ступенчатые сбросы пересекают и внутренние части Ихэснурского прогиба, расчленяя его на ряд параллельных блоков. На бортах синклиналей эти сбросы переходят в пологие надвиги и даже в микрошарьяжи с перемещением в горизонтальной плоскости на десятки или первые сотни метров. Один из таких микрошарьяжей хорошо виден в юго-восточной части хр. Гурван-Эрэн. Пластина грубообломочных верхнеюрских красноцветных отложений надвинута здесь по пологой поверхности смещения на фаунистически охарактеризованные отложения апт-альба (рис. 37). В пределах верхней пластины юрские красноцветы стоят почти на головах. Подстилающие нижнемеловые отложения падают на юг и юго-запад под углом 30°.

Кроме продольных разломов, мезозойские и кайнозойские отложения Ихэснурского прогиба пересечены поперечными сбросами и сбросо-сдвигами северо-восточного простирания и оперяющими их мелкими трещинами.

Шаргаингобийский прогиб - самая крупная раннемезозойская структура Предалтайской системы прогибов. Он протягивается с запада на восток на 125 км и имеет ширину 50 км. Почти на всем протяжении прогиб перекрыт кайнозойскими отложениями значительной мощности, поэтому характеризовать ее морфологию и внутреннюю структуру довольно сложно. Отсутствие глубоких скважин, которые могли бы дать соответствующую информацию, также затрудняет решение этого вопроса. Некоторые геофизические материалы, позволяющие предполагать значительные глубины Шаргаингобийского прогиба (около 1500 м), приводятся в статье В.С. Волхонина и П.П. Степанова (1969).

Лишь в двух местах в Шаргаингобийском прогибе отложения нижнего мезозоя выходят на поверхность. Один из этих выходов находится в северо-западной его части вблизи поперечного поднятия Бага-Хайрхан-Ула. Нижне-среднеюрские отложения залегают здесь с резким размывом на породах основания, образуя моноклиналь с падением (25-40°) к югу, в сторону центральных частей прогиба.

Другой небольшой выход пород предположительно нижней - средней юры имеется в южном борту впадины, вблизи дороги сомон Тугуриг-Гоби-Алтай. Здесь обнажена толща конгломератов и полимиктовых грубозернистых песчаников, моноклинально падающих (15-25°) на север, к центру впадины.

Соотношения раннемезозойских отложений с домезозойским основанием позволяют предположить, что в западной и юго-западной частях Шаргаинго-

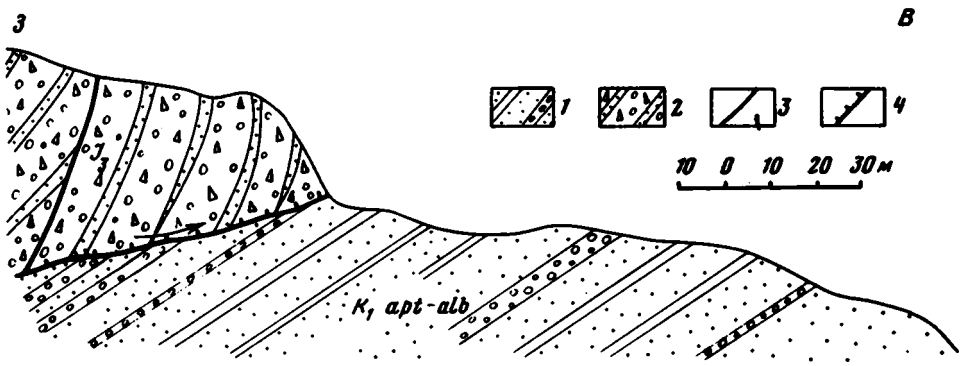


Рис. 37. Микрошарьяж верхнеюрских грубообломочных отложений на песчаники и алевролиты нижнего мела. Восточный склон хр. Гурван-Эрэн (зарисовка М.С. Нагибиной)

1- нижнемеловые светло-серые и желтые песчаники, алевролиты и гравелиты; 2 - верхнеюрские красноцветные конглобрекчии; 3 - сброс; 4 - основание шарьяжа

бийский прогиб имеет конседиментационный характер. В восточной части впадины в кайнозойском чехле наблюдается ряд разломов северо-западного простирания, параллельных ее борту. По-видимому, эти новейшие нарушения являются поверхностным отражением разломов, отделяющих впадину от расположенного северо-восточнее Хасагтин-Хайрханского поднятия.

Непосредственным продолжением Предалтайской системы прогибов являются прогибы Долиноозерной зоны.

Под названием Джаргалантуинское поднятие[1] мы объединяем систему внутренних кулисообразно сочленяющихся клиновидных выступов палеозойского основания, разделяющих две ветви Предалтайской зоны прогибов: описанную выше собственно Предалтайскую и Котловину Больших Озер. Эти поднятия сложены метаморфическими и магматическими породами палеозойского основания, образующими современные хребты Джаргаланту-Хайрхан, Умун-Хайрхан и Дарбийн-Нуру. Общая протяженность Джаргалантуинского поднятия составляет 250 км при ширине от 5-7 до 30 км. Это поднятие представляет собой отдельные приподнятые блоки, разделенные поперечными понижениями - перемычками, имеющими ширину 15-20 км. С юго-запада Джаргалантуинское поднятие ограничено Дзэрэгским и Ихэнснурским, с юга - Шаргаингобийским прогибами. Восточная часть этого поднятия отвечает современным хребтам Хасагту-Хайрхан-Ула и Хан-Тайшири-Ула.

Конседиментационный характер поднятий устанавливается налеганием базальных конгломератов нижней-средней юры на палеозойские породы в хр.Джарганту и других местах. О морфологии мезозойского поднятия можно судить, анализируя условия залегания юрских базальных горизонтов в районе горы Бага-Хайрхан-Ула (юго-западная часть гор Дарибийн-Нуру). Здесь хорошо видно, что конгломераты нижней юры заполняют эрозионные ложбины и русла, выработанные в палеозойских породах. Это характеризует расчлененный эрозионный рельеф поднятий. Обилие обломочного материала, его местный состав (особенно в базальных слоях) также дает основание предполагать значительный размах нижнеюрского эрозионного палеорельефа областей поднятий. Эти поднятия, вероятно, были асимметричными, имели крутой расчлененный южный склон и более пологий северный. По своему структурному положению и морфологии система Джаргалантуинских поднятий имеет типичную форму "передовых хребтов", возникших в зоне сочленения крупного Алтайского сводового поднятия с опущенной зоной Предалтайских глубоких прогибов еще в раннем мезозое.

В раннем мезозое в современной области Котловины Больших Озер осадконакопление происходило лишь в северо-западной ее части, в пределах Сангидалайнорской впадины. В других мезозойских депрессиях этой зоны известны лишь верхнеюрские - нижнемеловые отложения, выполняющие впадины позднемезозойского этапа.

Хангайское поднятие (или Западно-Хангайское) было одним из крупнейших в мезозое. В Западной Монголии оно разделяет описанную выше Предалтайскую систему прогибов и систему Предханхухэйских ранне- среднеюрских прогибов. Это поднятие шириной более 300 км сложено дислоцированными докембрийскими и палеозойскими (преимущественно раннепалеозойскими) отложениями, прорванными гранитоидами. Простирание этого поднятия, широтное на западе, становится северо-восточном по направлению к востоку. Структурным продолжением этого поднятия на севере Восточной Монголии является описанное выше Хэнтэйское поднятие. О морфологии Хангайского поднятия в ранне- среднеюрское время данных чрезвычайно мало. Можно лишь предполагать, что высота его была относительно небольшой по сравнению с соседними Монголо-Алтайским и Ханхухэйским поднятиями. Об этом свидетельству-

---

[1] При описании кайнозойских структур Е.В. Девяткин включает это поднятие в Предалтайскую зону поднятий.

ют состав и размеры обломочного материала в нижне- среднеюрских отложениях, выполняющих прогибы, расположенные к северу и югу от него.

Южный склон поднятия был расчленен подновленными в мезозое длительноживущими глубинными Баянхонгорскими разломами северо-западного простирания и более мелкими новообразованными разломами того же направления на ряд ступенчатых блоков, постепенно спускавшихся к зоне Долиноозерских прогибов.

ПРЕДХАНХУХЭЙСКАЯ СИСТЕМА ПРОГИБОВ

Эта система раннемезозойских прогибов имеет широтное простирание; она располагается вдоль южного подножия хр. Хан-Хухэй. В пределах этой системы прогибов выделяются Хиргиснурский, Тэсингольский и Бурэнханский прогибы, сопряженные с крупнейшей Хангайской системой широтных палеозойских глубинных разломов, движения по которым возобновились в ранней юре, а затем активно проявились в кайнозое и в новейшее время. С этой системой разломов было связано одно из крупнейших в Монголии землетрясений в 1905 г.

Отдельные мезозойские прогибы Предханхухэйской системы располагаются на большом расстоянии друг от друга. Однако общность их структурной позиции, сходство разрезов и формационного состава нижне- среднеюрских отложений, образующих прогибы, заставляют рассматривать "редкую", растянутую почти на 500 км, цепочку этих структур как единую систему.

Хиргиснурский прогиб расположен в районе оз. Хиргис-Нур и является самым западным прогибом системы. Это наиболее крупный, хорошо обнаженный и лучше изученный прогиб. Его размеры в современном срезе достигают около 150 км в длину и до 30 км в ширину. Мощность нижне-среднеюрских отложений, слагающих этот прогиб, равна 1500-2000 м. Они представлены толщей континентальных, грубообломочных терригенных пород - валунных конгломератов и конглобрекчий, гравелитов, грубозернистых песчаников и алевролитов, среди которых заключены маломощные (до 50 м) пачки более тонкозернистых угленосных отложений с небольшими прослоями углистых сланцев и углей. Парагенетическое сочетание перечисленных пород характерно для полифациальной, терригенной и континентальной молассоидной формации.

Отсутствие детальных литологических исследований не позволяет пока дать полную картину распределения по площади разнофациальных комплексов этих пород, однако уже имеющиеся данные позволяют наметить определенные изменения в составе отложений снизу вверх по разрезу, а также некоторые закономерности пространственного распределения литологических комплексов. В нижней части разреза залегает толща валунных конгломератов и конглобрекчий, мощность которых составляет около 1/3 объема всего разреза. Вверх по разрезу конгломератовая толща сменяется песчаниковой; в ее составе преобладают грубозернистые песчаники с прослоями и линзами мелко- и крупногалечных конгломератов и гравелитов. К средней части разреза приурочены пачки более тонкозернистых угленосных отложений, а затем вверх по разрезу снова наблюдается погрубение материала.

Отчетливо прослеживаются определенные фациальные изменения и в латеральном направлении. В пределах хорошо обнаженного северного борта Хиргиснурского прогиба, примыкающего к Ханхухэйскому поднятию палеозойского основания, на различных стратиграфических уровнях описанной терригенной толщи преобладают грубообломочные породы. Состав их обломочного материала полностью зависит от состава палеозойских отложений, слагающих соседнее поднятие. Такую картину можно наблюдать, например, в северо-восточной части прогиба. В составе глыб, валунов и галек юрских конгломератов здесь резко преобладают палеозойские порфиры, ортофиры, граниты, а также девонские красноцветные породы, на размытой поверхности которых залегают юрские отложения.

В каньоне р.Цаган-Гол, в восточной части Хиргиснурского прогиба, где нижне- среднеюрские отложения залегают в непосредственном контакте с толщей девонских пестроцветных вулканогенно-осадочных пород, количество обломков и галек последних настолько велико, что юрские отложения за счет слагающего их обломочного материала приобретают бурые и пестрые оттенки.

Отмеченные особенности позволяют утверждать, что Ханхухэйское поднятие, расположенное к северу от Хиргиснурского прогиба, в нижне- среднеюрское время представляло собой конседиментационную положительную структуру.

Анализ мощностей и фаций нижне- среднеюрских отложений приводит к заключению об асимметричном строении прогиба. Наиболее прогнутой и заполненной мощными грубообломочными отложениями предгорного пролювия и аллювия, является северная часть прогиба. Его южный борт, прилегающий к Хангайскому поднятию был более пологим.

Хиргиснурский прогиб имеет вытянутую и пологоизогнутую параллельно системе Хангайских разломов форму. Простирание его меняется от северо-западного (300-310°) в западной части до близкого к широтному в центральной. Вдоль северного борта прогиба юрские отложения интенсивно дислоцированы (рис. 38). Наблюдаются многочисленные мелкие, вытянутые брахиформные и коробчатые складки, простирание которых обычно подчинено общему северо-западному простиранию прогиба. Они имеют асимметричное строение и обладают крутыми северными и более пологими южными крыльями. Углы падения пластов на северных крыльях складок колеблются от 20 до 90°, а на южных составляют 10-18°. Ширина таких складок изменяется в пределах 1-3 км при длине до 6 км. В зоне общего перегиба в простирании Хиргиснурского прогиба наблюдаются складки более сложной формы, расчлененные системой перескающихся сдвигов и ступенчатых сбросов северо-восточного и северо-западного простираний.

Третичные красноцветные и сероцветные рыхлые осадки залегают резко несогласно на размытой поверхности дислоцированных юрских отложений. Вдоль северного побережья оз. Хиргис-Нур они образуют узкую синклинальную структуру северо-западного простирания с углами падения пластов на крыльях не более 10-15°.

Чрезвычайно интересные структуры в пределах Хиргиснурского прогиба возникли на новейшем этапе развития. Вдоль северного края прогиба, в зоне его сочленения с крупным сводовым поднятием Хан-Хухэй, наблюдаются многочисленные чешуйчатые надвиги и сбросо-сдвиги, сопряженные с системой Хангайских разломов и новейших дислокаций. Здесь наблюдается надвигание пластин палеозойского кристаллического основания на юрские и кайнозойские отложения, надвиги внутри мезозойских пород со срезанием складчатых структур, сформированных в нижнем мезозое, а также надвигание многоярусных пластин мезозойских отложений на третичные и четвертичные отложения.

В зоне надвига горы Даянчин-Обо, расположенной на северном берегу оз. Хиргис-Нур, крупные мезозойские пластины имеют более 20 км в длину. Во фронтальной своей части они состоят из дополнительных более мелких пластин, вдоль которых наблюдаются интенсивные гидротермальные изменения (каолинизация, карбонатизация, ожелезнение и широкие зоны обеления от 1-2 до 12 м мощности). К зоне надвига здесь приурочен термальный железистый источник (аршан), воды которого обладают лечебными свойствами.

Вдоль плоскостей смещения в зоне надвига горы Даянчин-Обо и сопряженных с ним пластин палеозойских и мезозойских пород наблюдаются зоны рыхлых брекчий до 50 м мощности, местами карбонатизированных и каолинизированных. Сместители наклонены на север под углом от 10-15 до 30°. С надвигами сопряжены многочисленные мелкие оперяющие трещины и сбросо-сдвиги, пересекающие также неогеновые и четвертичные отложения. Слои неогеновых отложений вдоль фронта надвига наклонены под углом 3-5° на север в сторону надвига. Далее к востоку, вдоль этой же системы разломов

наблюдаются многочисленные более крупные сбросо-сдвиги северо-западного простирания, среди которых зажаты отдельные клинья мезозойских и палеозойских пород. Размеры этих клиньев достигают нескольких километров в ширину.

Южный борт Хиргиснурского прогиба также имеет тектонические ограничения; центральная и восточная его части скрыты под более молодыми кайнозойскими отложениями и водами оз. Хиргис-Нур. Вдоль северной границы Хиргиснурского прогиба и сводового поднятия Хан-Хухэй в настоящее время формируются узкие межгорные впадины, заполняющиеся современным пролювием.

Анализ современной структуры Хиргиснурского прогиба показывает, что хотя новообразованные неогеновые и четвертичные межгорные впадины резко наложены на мезозойские глыбово-складчатые структуры, по своему простиранию они совпадают с общим простиранием мезозойского прогиба, в свою очередь подчиненного простиранию длительно живущей системы Хангайских разломов.

В пределах северного крыла юрского прогиба сформировались более мелкие отрицательные и положительные кайнозойские структуры общего субширотного простирания. Северная часть побережья оз. Хиргис-Нур вовлекается в поднятие, а современная озерная впадина отступает на юг и сокращается. На северном побережье озера насчитывается более 20 береговых валов, оставленных озером далеко на суше.

Тэсингольский прогиб расположен на восточном продолжении широтной зоны Хангайских разломов примерно в 250 км от Хиргиснурского прогиба. По данным В.А. Благонравова, он выполнен конгломератами, полимиктовыми сероцветными песчаниками и алевролитами предположительно нижней - средней юры общей мощностью до 250-300 м. Слои этих отложений залегают на размытой поверхности дислоцированных пород домезозойского основания под углом 25-30°.

Можно предполагать, что северный борт прогиба местами сохранил свой конседиментационный характер, а южный оборван разломом. Общие размеры прогиба небольшие - 15 × 30км.

Бурэнханская впадина расположена в 25 км восточнее. Нижнемезозойские отложения, слагающие впадину, представлены теми же грубообломочными породами, что и в Тэсингольском прогибе. Условия залегания также аналогичные. Размеры впадины - примерно 20 × 50 км. Вероятно, обе структуры в нижнем мезозое соединялись, а в последующее время были расчленены в результате блоковых подвижек.

Ханхухэйское поднятие ограничивает с севера зону Предханхухэйских прогибов. Оно вытянуто в широтном направлении почти на 450 км при ширине до 100 км, отвечая в общем плане современному хр. Хан-Хухэй. Поднятие сложено дислоцированными толщами протерозоя и нижнего палеозоя и ограничено широтными разломами. Грубообломочный состав мезозойских отложений в предгорьях хр. Хан-Хухэй позволяет предполагать, что это поднятие активно развивалось в ранне- среднеюрское время и имело расчлененный (по крайней мере на его южном склоне) палеорельеф. Вертикальное расчленение и превышение высот в пределах поднятия над зоной предгорных прогибов могло достигать нескольких сотен метров.

На западе Ханхухэйское поднятие отделялось в мезозое от поднятия Монгольского Алтая депрессионной зоной Предалтайских прогибов. На востоке оно постепенно сливалось с Западно-Хангайским поднятием. К северу от Ханхухэйского поднятия, на месте современной Убсанурской впадины, в раннем мезозое осадконакопления, по-видимому, не происходило, (отложения нижнего мезозоя там пока не обнаружены). Вероятно, эта территория представляла собой относительно опущенный блок домезозойского основания, с выровненным денудационным рельефом поверхности. Не исключено, что в наиболее опущен-

ных участках могли накапливаться и осадки нижнего мезозоя; однако отсутствие глубоких скважин не позволяет проверить это предположение.

Заканчивая описание структур раннемезозойского этапа, следует отметить некоторые общие черты истории их формирования. На севере и юго-западе Западной Монголии в ранне- среднеюрское время существовали крупные горные поднятия палеозойского и более древнего основания - Ханхухэйское и Монгольского Алтая. У подножия этих поднятий, вдоль системы палеозойских глубинных разломов, подновленных в мезозое, заложились относительно узкие, но протягивающиеся на многие сотни километров системы предгорных прогибов - Предалтайская и Предханхухэйская, - в которых происходило накопление грубообломочных молассоидных, местами угленосных отложений до 2 км мощности. Изучение стратиграфии и состава этих отложений показывает, что начало заложения прогибов происходило в ранней юре (хотя и не одновременно по всей территории), а завершилось накопление осадков в них перед поздней юрой (или в самом начале поздней юры для наиболее крупных прогибов, например, Ихэснурского).

Сравнительно тонкообломочный состав отложений верхов нижнемезозойского комплекса, присутствие красноцветов, признаки выветривания в кровле этих отложений позволяют предполагать постепенное эрозионно-денудационное выравнивание палеорельефа областей поднятий, окружающих депрессионные зоны к концу раннемезозойского этапа.

Поверхности размыва и несогласия в основании позднемезозойского комплекса отложений, существенная перестройка структурного плана отдельных, унаследованно развивавшихся прогибов, а также возникновение крупных, новообразованных в позднем мезозое структур (Котловина Больших Озер) позволяют четко разделять ранне- и позднемезозойский этапы тектонической активизации Западной Монголии.

В центральной части Западной Монголии в ранне- среднеюрское время существовало широкое и относительно более пологое Хангайское (или Западно-Хангайское) поднятие, разделявшее Предалтайскую и Предханхухэйскую системы прогибов. Южный склон этого поднятия был расченен глубинными разломами, движения по которым возобновились в ранней-средней юре (Баянхонгорская система разломов). Вдоль этой системы разломов, так же как и на склонах поднятия Монгольского Алтая, развивались небольшие приразломные межгорные впадины.

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ СТРУКТУР

В позднеюрское и раннемеловое время в Западной Монголии продолжалось активное развитие собственно Предалтайской ветви приразломных прогибов. В зону прогибания были вовлечены более широкие участки палеозойского основания, произошло некоторое смещение осей прогибания (Дзэрэгский, Бэгэрский и другие прогибы). В Предалтайской системе, кроме того, в позднеюрское-раннемеловое время возникла новообразованная ветвь широких плоских прогибов (или впадин) Котловины Больших Озер (Сангиндалайская, Харанурская, Хойсунгобийская). К этому времени отмирают активно развивавшаяся в ранней-средней юре Предханхухэйская система прогибов и впадины, расчленявшие поднятие Монгольского Алтая.

Крупные поднятия Монгольского Алтая и Хангайское (Западно-Хангайское) поднятие сохраняют свой общий структурный план, хотя существенно меняется их облик. Юго-западный и частично южный склоны Хангайского поднятия расчленяются разломами и вовлекаются в погружение. Таким образом, размеры этого поднятия на юго-западе несколько сокращаются (за счет формирования в его пределах новых впадин Котловины Больших Озер).

На севере Западной Монголии в позднемезозойское время, по-видимому, закладывается Убсанурская впадина, ограниченная с юга Ханхухэйским, а с севера Таннуольским поднятиями.

Новообразованные прогибы Котловины Больших Озер располагаются параллельно ветви собственно Предалтайской зоны прогибов и отделены от нее полосой узких клиновидных поднятий палеозойского основания. Последние кулисообразно сочленяются между собой и образуют в современном рельефе горные цепи Джаргаланту-Нуру, Умунин-Хайрхан-Нуру, Бумбату-Хайрхан и др.

Новообразованные прогибы Котловины Больших Озер отличаются от одновозрастных с ними позднемезозойских, унаследованно развивавшихся приразломных прогибов собственно Предалтайской зоны своей формой и составом образующих их отложений. Для прогибов Котловины Больших Озер характерны более широкие и плоские формы, меньшие мощности отложений и более тонкозернистый их состав. Особенно четко выступают эти различия при сравнении состава верхнеюрских красноцветных отложений. В собственно Предалтайской ветви прогибов позднеюрские отложения представлены исключительно грубообломочными отложениями горного пролювия, представляющими хаотическое нагромождение неокатанных или слабоокатанных глыб до 2-3 м в поперечнике и валунов до 1 м в диаметре, образующих конгломератобрекчии, сцементированные грубозернистым плохо сортированным песчаным материалом.

В пределах прогибов Котловины Больших Озер позднеюрские отложения выходят лишь в краевых частях структур и представлены грубообломочными фациями, хотя размер обломков здесь несравненно более мелкий. Размеры галек и щебня здесь обычно не превышают 15-20 см в поперчнике, а в массе своей они значительно мельче. По направлению к центру впадины конгломераты и конглобрекчии быстро замещаются гравелитами, крупнозернистыми и среднезернистыми песчаниками. Для раннемеловых отложений характерно преобладание еще более тонкозернистых - озерных - фаций.

Изучение состава мезозойских отложений в прогибах Котловины Больших Озер позволяет выявить области размыва и сноса обломочного материала и наметить палеогеографические границы этих прогибов, близкие, как оказалось, к современным контурам распространения отложений позднего мезозоя. Состав обломочного материала в верхнеюрских и нижнемеловых отложениях северо-восточного борта Предалтайских прогибов и юго-западного борта Котловины Больших Озер позволяет фиксировать конседиментационное Джаргалантуинское поднятие, возникшее в раннеюрское время и продолжавшее свое развитие в поздней юре и раннем мелу, разделяя рассматриваемые две ветви прогибов.

Начало позднемезозойского этапа отмечается резкой активизацией тектонических движений в Западной Монголии. С этим временем связано накопление мощных (до 1700 м) грубообломочных красноцветных толщ субаэральных конгломератов, конглобрекчий, гравелитов, реже песчаников - возрастных аналогов шарилинской свиты Восточной Монголии. Наиболее типичные отложения этого возраста развиты во впадинах собственно Предалтайской зоны. В Котловине Больших Озер отложения поздней юры представлены менее грубообломочными породами: конгломератами, песчаниками, гравелитами субаквального генезиса, но меньшей мощности (300-400 м).

Верхняя часть разреза комплекса верхней юры - нижнего мела состоит из тонкообломочных пород - песчаников, алевролитов, аргиллитов, глинистых сланцев и глин озерного генезиса, - литологически сходных в Предалтайской зоне и зоне Котловины Больших Озер. Их мощности составляют для первой около 1000 м, для второй - 400-700 м.

Поднятие Монгольского Алтая. После периода относительного тектонического покоя (в конце средней - самом начале поздней юры), проявившегося, по-видимому, в выравнивании и формировании денудационного рельефа, резкая активизация тектонических движений привела к четкому обособлению областей поднятий. Поднятие Монгольского Алтая в начале рассматриваемого этапа было выражено в виде горных сооружений примерно в тех же границах, что и в раннем мезозое. Его северо-восточная граница четко ограничивала зону собственно Предалтайских прогибов, а юго-восточнее последней - прогибов Долины Озер.

Самой северо-западной структурой рассматриваемой зоной является Улан-Дабинская впадина, представляющая собой узкую (1-2 км) приразломную грабен-синклиналь, выполненную красноцветными конгломератами верхней юры, которые моноклинально, под углом 30-50°, падают на северо-восток. Протяженность грабена - 6-8 км. В рельефе он не выражен и располагается почти в осевой части хр. Цаган-Шибэту.

Намирингольский прогиб расположен южнее Улан-Дабинской грабен-синклинали, примыкая с запада к Предалтайской системе разломов. Прогиб выполнен отложениями верхней юры (300-400 м) и нижнего мела (не менее 500 м). Он развивался в основном унаследованно на нижне-среднеюрском основании. Морфологически это также узкая приразломная грабен-синклиналь шириной около 5-6 км (на юге) и длиной до 12-15 км, ограниченная субмеридиональными разломами. В центре грабен-синклинали породы залегают довольно полого (15-25°) с падением на северо-северо-восток, вблизи разломов углы падения достигают 60-70° (рис. 39).

В Дзэрэгском прогибе характер залегания верхнемезозойских отложений в бортовых частях прогиба, как это описано выше, показывает, что ось позднемезозойского прогиба смещается к юго-востоку по отношению к ранне-среднеюрскому прогибу.

О характере внутренней структуры позднемезозойского Дзэрэгского прогиба можно судить по сравнительно небольшим полям выходов пород верхней юры и нижнего мела, расположенным главным образом вдоль северо-восточного и юго-западного его бортов. Так, у юго-западного подножия хр. Бумбату-Хайрхан породы верхней юры - нижнего мела при общем падении на юго-запад под углом 35-40°, залегают с размывом на нижне- среднеюрских отложениях и осложнены продольными складками с размахом крыльев 150-200 м. Особенно хорошо вырисовывается такая антиклинальная складка у юго-восточного подножия этого же хребта (в районе Алтан-Тэли), отмеченная еще А.К. Рождественским (1954). Здесь породы нижнего мела образуют узкую антиклиналь шириной до 150 м, с наклоном слоев на крыльях до 50-60°. Она осложнена более мелкими продольными складками, с размахом крыльев до 25-30 м.

У юго-западного борта Дзэрэгского прогиба, по данным Б. Лувсанданзана и В.А. Федоровского, в районе горы Тахилга-Ула отложения верхней юры - нижнего мела образуют вытянутую в северо-западном направлении синклинальную складку, с падением слоев на крыльях до 20-45°, а в ядре до 20-30°. По простиранию этой синклинали на северо-восток П. Хосбаяр отметил ряд параллельных ее оси разломов, которые ограничивают узкие блоки пород мезозойского возраста.

Анализируя характер внутренней структуры Дзэрэгской впадины, можно заключить, что степень деформации мезозойских отложений в ее прибортовых частях достаточно сложна. С удалением от пограничных разломов падение пластов пород направлено в сторону центра впадины, вблизи которого оно постепенно выполаживается до 20-25°.

Изучение состава фаций и мощностей отложений верхней юры - нижнего мела позволяет предполагать конседиментационный характер прогиба. Наиболее очевиден этот вывод для времени накопления грубообломочной толщи верхней юры. Максимальные глубины прогибания приурочены к его центральной части; по направлению на северо-восток они постепенно уменьшаются. Это подтверждается сокращением мощностей мезозойских отложений; на это также указывают и геофизические данные, приводимые В.С. Волхониным и П.П. Степановым (1969). Анализ изменения мощностей и фаций верхнемезозойских отложений свидетельствует о том, что Дзэрэгский прогиб имел асимметричное строение - более прогнутый юго-западный борт, с резко возвышающимся над ним уступом поднятия Монгольского Алтая, и пологий - северо-восточный. В частности, грубообломочные молассоидные красноцветные отложения верхней юры, развитые преимущественно у юго-западного борта прогиба, имеют эна-

Рис. 39. Характер залегания пород верхней юры - нижнего мела в районе сомона Мянгад (Предалтайская зона впадин). Фото Е.В. Девяткина

чительную мощность, в то время, как у противоположного борта их мощность уменьшается.

Ихэснурский прогиб выполнен мощной (до 1700 м) грубообломочной красноцветной молассоидной толщей верхней юры и пестроцветными терригенными песчано-глинистыми отложениями нижнего мела (до 650 м), с размывом и несогласно залегающими на нижнемезозойских отложениях (см. рис. 34).

Ихэснурский прогиб разбит серией продольных разломов, пересекающих мезозойские и кайнозойские отложения. По этим разломам на поверхность выведены узкие блоки мезозойских пород, обнажающиеся преимущественно у его бортов. В их пределах породы верхней юры - нижнего мела дислоцированы в узкие складки, иногда брахиформные, с падением пластов на крыльях до 45-60°. Вблизи разломов наклон пластов мезозойских отложений возрастает до 70-75°. Такие складчатые дислокации наблюдались нами у западного борта прогиба по долине р. Цаган-Гол, где четко выражены две антиклинальные складки (простирание 310-320°, падение пластов на крыльях до 70°), разделенные узкой синклиналью шириной до 300 м.

Шаргаингобийский прогиб является, так же как и для раннемезозойского этапа, одной из самых крупных структур собственно Предалтайской зоны. Он почти полностью наследует описанный выше раннемезозойский. В позднем мезозое площадь осадконакопления расширяется к северу. На востоке прогиб посредством узкой перемычки соединяется с Бэгэрским прогибом, а на северо-востоке - с Хойсуингобийской впадиной, входящей в зону новообразованных прогибов Котловины Больших Озер.

Отложения верхней юры - нижнего мела, выполняющие эту структуру, выходят на поверхность в северо-западном (подножие хр. Дарбийн-Нуру) и в северо-восточном (подножие хр. Хасагту-Хайрхан-Ула) бортах. Они с несогласием залегают на нижне- среднеюрских отложениях, пласты их наклонены под углом 25-45° в сторону от центра впадины. В прибортовых частях прогиба, вблизи ограничивающих его разломов, иногда наблюдаются складки, простирание которых параллельно разломам.

У западной окраины прогиба в кайнозойских отложениях, перекрывающих мезозойские породы, четко выражены разрывные дислокации в виде параллельных борту впадины разломов северо-западного простирания. Можно предположить, что эти дислокации являются отражением жестких деформаций, затрагивавших как домезозойское основание, так и перекрывающие его отложения мезозойского комплекса.

Бэгэрский прогиб, как указано выше, соединялся узкой перемычкой с Шаргаингобийским прогибом. Он расположен к востоку от последнего и достигает 100 км в длину при ширине 45 км. Мезозойские отложения, выполняющие этот прогиб, обнажаются лишь у его северного и южного бортов. В низах разреза они представлены красноцветными конгломератами, слабосцементированными галечниками и песчаниками тормхонской свиты верхней юры (мощность 400-500 м), которую В.Ф. Шувалов (1970) сопоставляет с шарилинской свитой. Нижнемеловые отложения состоят из пестроцветных слабосцементированных глин, алевролитов и песчаников мощностью до 350-400 м.

Интересно отметить, что мезозойские образования Бэгэрского прогиба представлены почти исключительно осадочными породами, однако уже на востоке впадины в их составе (в низах разреза) начинают появляться маломощные покровы базальтов, которые во впадинах Долиноозерской зоны являются уже обычным компонентом верхнеюрского и нижнемелового разрезов.

В целом пласты пород верхнего мезозоя падают от бортов к центру прогиба. Вблизи разломов встречаются осложняющие складки. Так, на южном борту прогиба, по р. Цаган-Бургусуни-Гол они образуют антиклинальную складку шириной до 350 м северо-западного (300°) простирания с падением пластов на крыльях до 35-40°. Южная часть складки оборвана продольным разломом, вблизи которого породы нижнего мела разбиты мелкими трещинами и брекчированы.

В северном крыле прогиба, у подножия хр. Хан-Тайшири, породы нижнего мела пересечены ступенчатыми сбросами, параллельными борту прогиба, на несколько блоков, в которых пласты падают на юг под углами от 70° (вблизи разлома) до 35-40° (ближе к центру впадины).

Заканчивая описание зоны собственно Предалтайских прогибов, необходимо кратко остановиться на поднятиях, отделяющих ее от депрессий Котловины Больших Озер. Джаргалантуинская зона поднятий, состоящая в раннем мезозое из цепи отдельных горстовых выступов палеозойского основания, вероятно, существовала и в позднемезозойское время (особенно во время накопления грубообломочных красноцветов поздней юры). В раннем мелу, во время накопления преимущественно тонкообломочных алевро-глинистых и песчаных отложений, эти поднятия были в значительной мере эродированы и слабо выражались в палеорельефе. Местами площади осадконакопления Предалтайской зоны по узким перемычкам смыкались с зоной Котловины Больших Озер.

Зона Котловины Больших Озер с юго-запада была ограничена Джаргалантуинским поднятием. На востоке ее граница совпадает с Дзабханским разломом, отделяющим эту зону от Хангайского поднятия. В плане общая структура зоны представляет собой как бы сегмент, расширенный на севере и суживающийся к северо-востоку. Северной его границей служит Таннуольское поднятие, отделяющее его от впадины Центральной Тувы; на юге зона представляет как бы крупный несколько опущенный блок домезозойского основания, в пределах которого в поздней юре - раннем мелу были заложены отдельные впадины, частично разделенные поперечными горстовыми выступами палеозойского основания.

Убсанурская впадина - самая крупная в зоне Котловины Больших Озер, однако она почти полностью перекрыта кайнозойскими отложениями значительной мощности. Впадина имеет изометричную форму, несколько вытянута в широтном направлении. Ее длина около 180 км. С севера и юга ее ограничивают крупные разломы субширотного направления, отделяющие соответственно

Таннуольское и Ханхухэйское поднятия. На западе и востоке Убсанурская впадина суживается.

Мезозойские отложения, выполняющие Убсанурскую впадину, лишь в прибортовых ее частях выходят на поверхность. Так, в северном борту впадины, у подножия хр. Танну-Ола (на территории СССР) по р. Деспен Л.Д. Шорыгина (1960) отметила развитые здесь грубообломочные красноцветные конгломераты, конглобрекчии и песчаники так называемого обломочного горизонта палеогена, которые с размывом и несогласием перекрываются осадками неогена. Литологический и фациальный состав этих отложений, изученных Е.В. Девяткиным в 1966 г., позволяют (хотя и достаточно условно) сопоставлять их с верхнеюрскими образованиями Западной Монголии. Пласты этих отложений, достигающих видимой мощности не менее 200 м, довольно круто (до 60°) падают на юг, в сторону впадины. Вблизи гор они разбиты мелкими субширотными разломами. При общем моноклинальном падении к югу в этих отложениях прослеживаются небольшие продольные складки.

Другой выход мезозойских пород в Убсанурской впадине был установлен на ее западном замыкании, по левобережью р. Саглы, К.Л. Волочковичем (1961). Здесь развита толща красноцветных конгломератов и песчаников мощностью около 200 м, относимая нами к верхней юре.

Небольшой выход пород, также по литологическим признакам условно отнесенный к поздней юре, обнаружен А.Г. Черняховским и П. Хосбаяром и на южном борту впадины, севернее сомона Дзун-Гоби.

Наличие позднемезозойских отложений упомянутой выше мощности у бортов впадины, интерпретация материалов гравиметрической съемки (Волхонин, Степанов, 1969) и данных электрозондирования, проведенного в восточной (советской) части впадины В.В. Меткиным и В.М. Немцовичем в 1963 г., а также польскими геологами в районе г. Улангом в 1964 г., позволяют предполагать, что глубины Убсанурской впадины в ее центральных частях могут достигать 1500 м или несколько больше.

Естественно, что до получения более полных геофизических и буровых материалов говорить о внутренней тектонике Убсанурской впадины весьма затруднительно. Можно предполагать наличие по ее окраинам горстовых структур, которые расчленяют выходы мезозойских пород. Один из таких горстовых блоков, выражен в юго-восточной части впадины, где достигает в ширину 10-12 км. Породы домезозойского основания выведены на поверхность в районе сомона Дзун-Гоби и отделяют наиболее погруженную центральную часть мезозойской впадины от более молодой кайнозойской структуры, занимающей восточную часть Убсанурской впадины. С юга Убсанурская впадина отделена от других прогибов зоны Котловины Больших Озер Ханхухэйским поднятием палеозойского и более древнего основания.

По южному борту Сангиндалайнурского прогиба четко прослеживается резко несогласное налегание пород верхней юры на размытую поверхность дислоцированных пород нижнего палеозоя. Центральная часть впадины перекрыта кайнозойскими отложениями.

Сангиндалайнурский прогиб выполнен отложениями верхней юры - нижнего мела, представленными внизу красноцветными мелкогалечными конгломератами, песчаниками, аргиллитами мощностью до 250-300 м, выше сменяющимися красноцветными и пестроцветными алевролитами, глинами, мергелями (до 500 м). Морфологически Сангиндалайнурский прогиб представляет собой относительно плоскую, изометричную по форме синклинальную структуру. Общая мощность пород верхнемезозойского комплекса, по данным Е.В. Девяткина, В.Ф. Шувалова и Г.Г. Мартинсона, составляет около 800-1000 м, по данным П. Хосбаяра она достигает 1400 м.

Сравнение литолого-формационного состава верхнемезозойских отложений впадины с отложениями того же возраста в депрессиях Предалтайской зоны показывает, что они имеют меньшую мощность, более тонкообломочный состав (особенно в низах разреза комплекса), преимущественно красноцветную окрас-

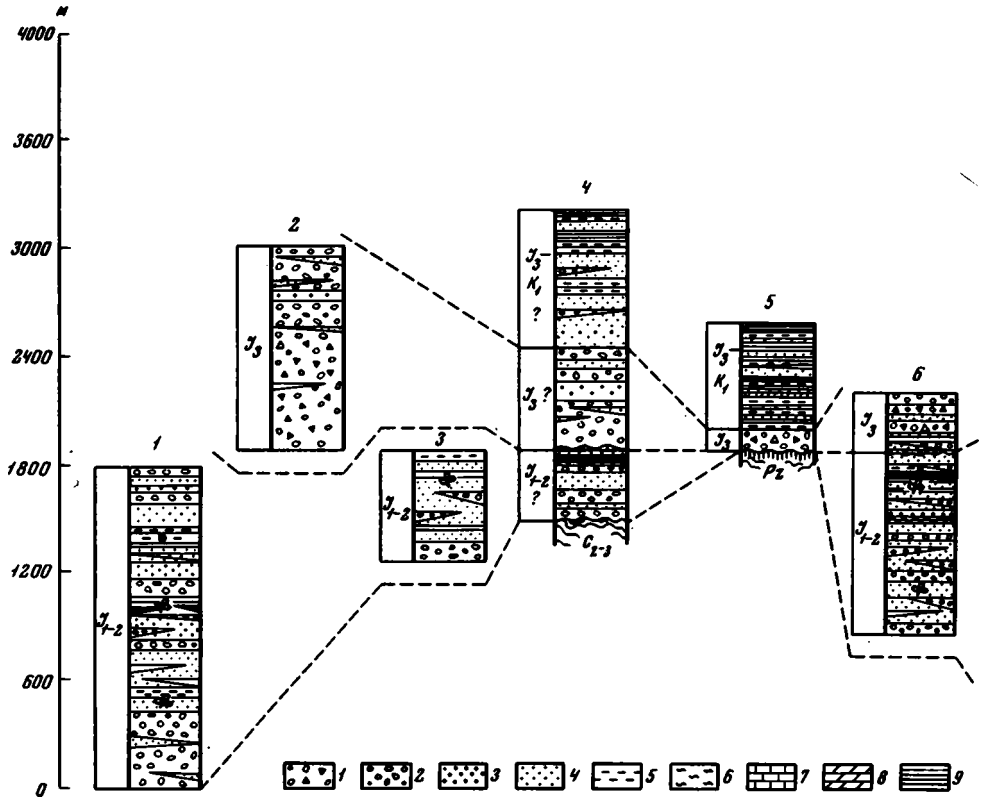


Рис. 40. Схема сопоставления стратиграфических разрезов мезозойских отложений Предалтайской зоны. Составил Е. В. Девяткин

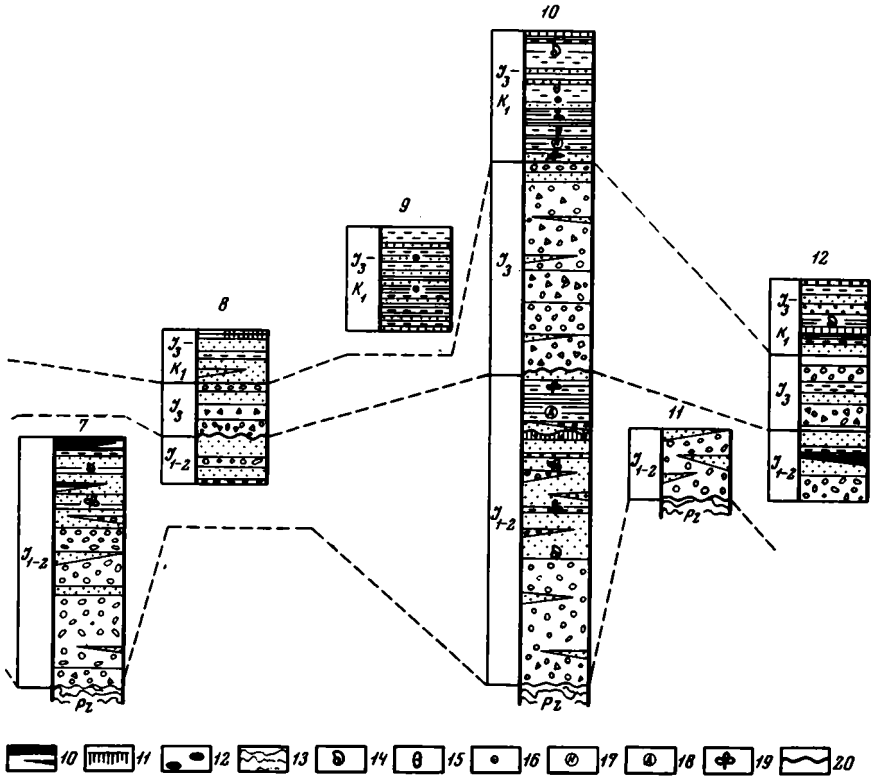
1 - Цаган-Шибэту (северный борт Каргинской впадины); 2 - пер. Улан-Даба; 3 - гора Хархира-Ула (р. Бургусутуни-Гол); 4 - район Явар-Намирин-Гол; 5 - район сомона Мянгад; 6 - гряды Ошин-Боро-Удзюр-Ула; 7 - район Джаргалант; 8 - хребет Бумбукту-Хайрхан (юго-западный склон); 9 - хребет Бумбукту-Хайрхан (юго-восточный склон); 10 - Ихэснурская впадина; 11 - Шар-

ку пород. Залегание пород в ее южном борту (гора Баян-Обо) относительно пологое - 30-35°, в северном направлении к центру впадины оно еще более выполаживается - до 10-15°. В центре впадины (урочище Татал) нижнемеловые отложения дислоцированы в мелкие, сравнительно пологие (15-20°) брахискладки, разбитые отдельными разломами.

Северо-восточный борт впадины, по-видимому, оборван разломом северо-западного простирания. Максимальное погружение пород домезозойского основания в центре впадины, по гравиметрическим данным, оценивается в 1500 м.

Хойсуингобийский прогиб расположен южнее Сангиндалайнурского. Он достигает около 100 км в длину при ширине 70-90 км и имеет изометричную форму. Наиболее четко выражена юго-западная граница прогиба, очерченная склоном Джаргалантуинского поднятия. Восточная граница выражена менее четко, она совпадает с юго-западным склоном Западно-Хангайского поднятия.

Бо́льшая часть поверхности впадины занята кайнозойскими отложениями. Верхнемезозойские отложения выходят лишь на западной ее окраине, вблизи озер Хара-Нур и Дургэн-Нур. Они представлены аргиллитами, песчаниками,



гаингобийская впадина, южная часть; 12 - Бэгэрнурская впадина (сводный разрез)

1 - конгломератобрекчии; 2 - конгломераты; 3 - гравелиты; 4 - песчаники; 5 - алевролиты, аргиллиты; 6 - глины; 7 - известняки; 8 - мергели; 9 - глинистые сланцы; 10 - бурые угли; 11 - кора выветривания; 12 - конкреции лимонита; 13 - домезозойские образования; 14–19 - ископаемые органические остатки: 14 - моллюски, 15 - филлоподы, 16 - остракоды, 17 - насекомые, 18 - динозавры, 19 - флора; 20 - границы несогласного залегания

в нижней части разреза иногда содержащими прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Общая мощность отложений, по данным П. Хосбаяра, достигает примерно 1000 м. Возраст отложений - верхняя юра - нижний мел.

Отложения позднего мезозоя залегают практически горизонтально, лишь местами в них наблюдаются очень пологие (до 10°) складки большого радиуса. Максимальные глубины (более 1500 м) впадины, по данным гравиметрической съемки, приурочены к ее центральной части, закрытой кайнозойскими осадками (Волхонин, Степанов, 1969).

Таким образом, общая морфология Хойсуингобийской впадины также весьма близка другим мезозойским впадинам Котловины Больших Озер. Она представляет собой плоскую изометрическую мульду с очень пологим падением слоев от бортов к центру.

Заканчивая описание мезозойских структур Западной Монголии следует подчеркнуть некоторые черты их различия в раннем и позднем этапах. Для раннего этапа формирования мезозойских структур (ранне- среднеюрское время) характерен резко расчлененный тектонический рельеф широких горных поднятий и узких, протяженных на многие сотни километров приразломных прогибов

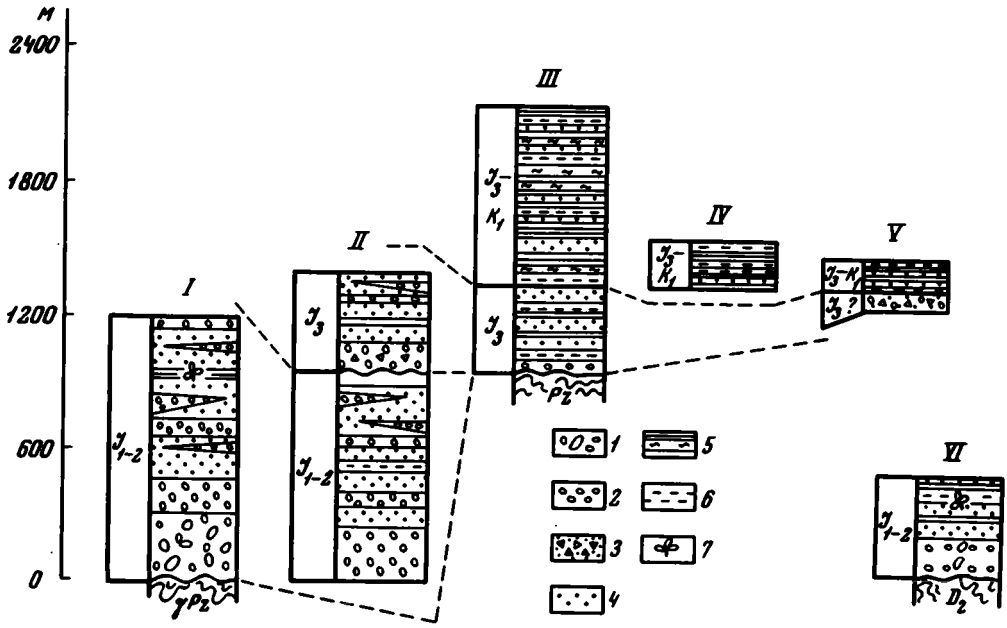


Рис. 41. Схема сопоставления стратиграфических разрезов мезозойских отложений Предханхухэйской зоны, Котловины Больших Озер и Монгольского Алтая. Составил Е.В. Девяткин

Предханхухэйская зона: I - южный склон хр. Тахтохин-Шини. Предалтайская зона: II - северо-западнее горы Баян-Обо-Ула. Зона Котловины Больших Озер: III - севернее горы Баян-Обо-Ула, IV - южный берег оз. Хара-Нур, V - район сомона Хох-Мориту. Монгольский Алтай: VI - оз. Тал-Нур

1 - валунные конгломераты; 2 - галечные конгломераты; 3 - конглобрекчии; 4 - песчаники; 5 - алевролиты и аргиллиты; 6 - глинистые сланцы; 7 - флора

(Предалтайская и Предханхухэйская зоны). На склонах крупных горных поднятий Монгольского Алтая и Западного Хангая формировались небольшие узкие межгорные впадины, заполнявшиеся грубообломочными и угленосными отложениями. К концу средней и в начале поздней юры происходила значительная нивелировка рельефа, местами формировались коры выветривания.

С началом позднемезозойского этапа развития (поздняя юра) связано возобновление активных тектонических движений по системе Предалтайских глубинных разломов. Это снова привело к увеличению контрастности тектонического рельефа в пределах поднятия палеозойского основания Монгольского Алтая и в Предалтайской зоне прогибов. К этому времени относится расчленение юго-западного и южного склонов Хангайского поднятия и вовлечение его во вновь образованную зону прогибов Котловины Больших Озер.

Сравнение состава верхнеюрских-нижнемеловых отложений, а также морфологии структур Предалтайской зоны прогибов, унаследованно развивавшихся на раннемезозойских структурах с новообразованиями структурами Котловины Больших Озер, показывает четкие их различия.

Отложения верхней юры - нижнего мела, выполняющие впадины Котловины Больших Озер, имеют сравнительно меньшие мощности и более тонкозернистый состав отложений, в отличие от одновозрастных толщ Предалтайской зоны, где отмечаются максимальные мощности отложений этого возраста (рис. 40, 41) и четко различающиеся грубообломочные осадки низов раз-

реза (верхняя юра) и преимущественно тонкообломочные породы нижнего мела. В основании разреза верхнемезозойского комплекса Котловины Больших Озер грубообломочные толщи верхней юры не выделяются так четко, как в Предалтайской зоне, хотя некоторое погрубение материала наблюдается и здесь.

Морфологически эти структуры представляют собой довольно плоские мульды изометричной формы. Степень деформаций выполняющих их отложений незначительна. Эти структуры, ограниченные с юго-запада новообразованными в позднем мезозое разломами, были заложены (за исключением западной части Сангиндалайнурской впадины) непосредственно на палеозойском основании.

Позднемезозойские прогибы Предалтайской зоны развивались преимущественно на ранне-среднеюрских приразломных прогибах, лишь частично выходя за их пределы на палеозойское основание. Они имеют четкую линейную форму и представляют собой относительно узкие и глубокие грабен-синклинали, сопряженные с системой длительноживуших глубинных разломов, которые в свою очередь разделяют разновозрастные структуры палеозойского основания. Как правило, отложения, выполняющие прогибы, интенсивно дислоцированы с образованием линейных и брахиформных складок, вытянутых параллельно системе Предалтайских разломов. Местами линейные складки здесь запрокинуты и шарьированы.

Отмеченные резкие морфологические и формационные отличия позднемезозойских структур двух рассмотренных зон объясняются, вероятно, их разным структурным положением. Зона Предалтайских прогибов унаследованно развивалась на раннемезозойских глубоких прогибах и была непосредственно сопряжена с исключительно мобильной системой глубинных Предалтайских разломов. Эта система разломов заложилась в позднем докембрии и раннем палеозое и с ее развитием было связано проникновение гипербазитов, которые, вероятно, обусловили особенно большую подвижность Предалтайской зоны разломов в течение ранне- и позднемезозойского этапов развития описанных структур.

Заложение в позднем мезозое новообразованных впадин Котловины Больших Озер происходило в более спокойной тектонической зоне непосредственно на жестком палеозойском основании Хангайского поднятия.

Закономерное изменение литолого-формационного состава верхнеюрского-нижнемелового комплекса, выражающееся в постепенной смене грубозернистых осадков тонкозернистыми вверх по разрезу, происходившее во впадинах обеих зон, свидетельствует об общем выравнивании палеорельефа и снижении тектонической активности.

РАЗЛОМЫ МОНГОЛИИ

В геологическом строении Монголии большая роль принадлежит разломам, которые возникали в различные стадии развития докембрийских и палеозойских геосинклинальных и орогенных структур, а также в мезозойское и кайнозойское время в связи с широким развитием структур активизации и ревивации. Для многих из этих разломов удается установить чрезвычайно длительную историю их развития, охватывавшую несколько геотектонических эпох – от докембрия до кайнозоя включительно. Таким разломам свойственна большая глубина заложения; они играли определенную роль не только при формировании палеозойских структур, но и мезозойских структур активизации и ревивации, а также неотектонических структур, оказывая непосредственное влияние на их морфологию, простирание и другие особенности. Многие из этих разломов служили зонами проницаемости, по которым мантийное вещество и магматические расплавы поступали с больших глубин к поверхностным горизонтам земной коры.

К сожалению, разломы Монголии изучены крайне неравномерно и далеко еще недостаточно. Некоторые разломы были описаны А.В. Вознесенским (1906, 1908), М.Ф. Нейбург (1929), И.П. Рачковским (1932), Берки и Моррисом (Berkij and Morris, 1927), Н.А. Мариновым (1953), В.А. Обручевым (1954), В.М. Синицыным (1956), А.Х. Ивановым (Васильев и др., 1959) и др.

Чрезвычайно интересное описание сейсмоактивных разломов было сделано Н.А. Флоренсовым, Н.А. Логачевым, В.П. Солоненко (Гоби-Алтайское землетрясение, 1963) и А.В. Лукьяновым (1963).

В последнее время специальное рассмотрение разломов нашло отражение в работах Л.П. Зоненшайна, Н.Г. Марковой и М.С. Нагибиной (1971), Н.Г.Марковой и М.Е. Федоровой (1971).

А.Х. Иванову (Васильев и др., 1959) принадлежит первый, наиболее полный анализ разломов Монголии. Он подчеркнул особенно важную роль разломов в структуре Монголии, предложил схему их классификации, истории развития и описал отдельные крупные разломы, подразделив их на три группы: глубинные, региональные и локальные (местные). К глубинным разломам А.Х. Иванов отнес около 20 наиболее крупных разломов, протягивающихся в пределах Монголии на сотни, иногда свыше 1000 км при общей длине за границей страны до 3-5 тысяч км. Эти разломы разделяют различно построенные крупные тектонические элементы земной коры и разновозрастные складчатые системы. Они "проникают на большую глубину, вероятно, пересекая всю толщу сиаля и уходят ниже в подкоровые горизонты" (Васильев и др., 1959, стр. 433). Часть этих разломов возникла в самом начале нижнего палеозоя или даже в протерозое (рифее), другая - значительно позднее, в герцинский этап тектонического развития - в начале или середине силура. Все эти разломы с момента возникновения и вплоть до современного периода испытывали в той или иной мере активное унаследованное развитие.

Среди глубинных разломов А.Х. Иванов выделяет северо-западные, северо-восточные, субмеридиональные и субширотные. Наиболее распространены разломы первых двух направлений. Разломы дают в плане два типа сочленения: в одних случаях под тем или иным углом они пересекаются, сохраняя свой характер на всем протяжении или несколько меняя его после пересечения, в других образуют торцовое сочленение.

Кроме того, А.Х. Иванов подразделил глубинные разломы по отношению их к складчатым структурам на согласные, или продольные, продольно-поперечные (согласные по отношению к структурам одной глыбы и несогласные по отношению к другой) и перекрестно-поперечные, или диагональные, разломы. Наибольшим распространением среди них пользуются продольные разломы, ограничивающие крупнейшие элементы палеозойских структур Монголии.

Внутреннее строение глубинных разломов было изучено лишь для отдельных случаев (Толбонур-Делюнский, Бактыйский, Булганский, Хангайский и Желтуринский). Строение этих разломов, по А. Х. Иванову, характеризуется довольно мощными (шириной 2-35 км) зонами или поясами интенсивно брекчированных и смятых пород, а также системами кулисообразно сочленяющихся разрывов. В совокупности эти разломы образуют густую сеть с заключенными в ее ячейках многочисленными блоками разнообразных по составу пород, вовлеченных в зону разлома и приведенных в ее пределах на один гипсометрический уровень.

Пояса глубинных разломов обладают повышенной проницаемостью для глубинных продуктов магматической деятельности. С ними связаны разнообразные по вещественному составу и формам залегания интрузивные и эффузивные породы, а также постмагматические образования. К отдельным поясам глубинных разломов приурочены лентовидные тела ультраосновных и основных пород (перидотиты, серпентиниты и габбро).

Позднее В.А. Амантов, Э.В. Михайлов и В.В.Старченко (1967) привели характеристику систем разломов смежной территории Восточной Монголии и Забайкалья. Были выделены крупные разломы северо-восточного простирания, которые влияли на общий план протерозойских и палеозойских структур (Монголо-Охотский и др.), а также поперечные разломы северо-западного простирания (Агинский, Восточно-Хангайский), которые оказывали влияние на распределение мощностей осадочных отложений более верхних структурных этажей. В.А. Амантов, Ю.А. Борзаковский, Б.Лувсанданзан и другие авторы указанной работы (Основные черты тектоники Монголии, 1968) рассмотрели систему глубинных разломов, образующих Главный Монгольский линеамент.

В последние годы при геологическом картировании, сопровождавшемся дешифрированием аэрофотоснимков, а также в процессе тематических исследований, проведенных сотрудниками совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции, была выявлена густая сеть разломов, различающихся по своему строению и истории развития.

На прилагаемой карте разломов (рис. 42) выделяются длительно развивающиеся глубинные разломы, по которым выведены на поверхность протрузии гипербазитов; разломы, ограничивающие разновозрастные структурно-формационные зоны палеозоя; разломы, заложившиеся в мезозое; нерасчлененные мезозойские и кайнозойские разломы и сейсмоактивные разломы. На этой карте отчетливо выделяются гигантские системы глубинных разломов, протягивающиеся на тысячи километров от северо-западной до восточной границы Монголии. Эти системы образованы отдельными крупными изогнутыми или прямолинейными глубинными разломами, которые кулисообразно сочленяются между собой.

Наиболее крупная система таких разломов образует Главный Монгольский линеамент, который располагается вдоль границы двух различно построенных тектонических зон Монголии. Первая из них, северная, сформировалась в основном в байкальскую и каледонскую геотектонические эпохи; в ее строении существенную роль играют выходы на поверхность гранито-метаморфических пород протерозоя. Вторая, южная, эвгеосинклинальная зона сформировалась в герцинскую геотектоническую эпоху.

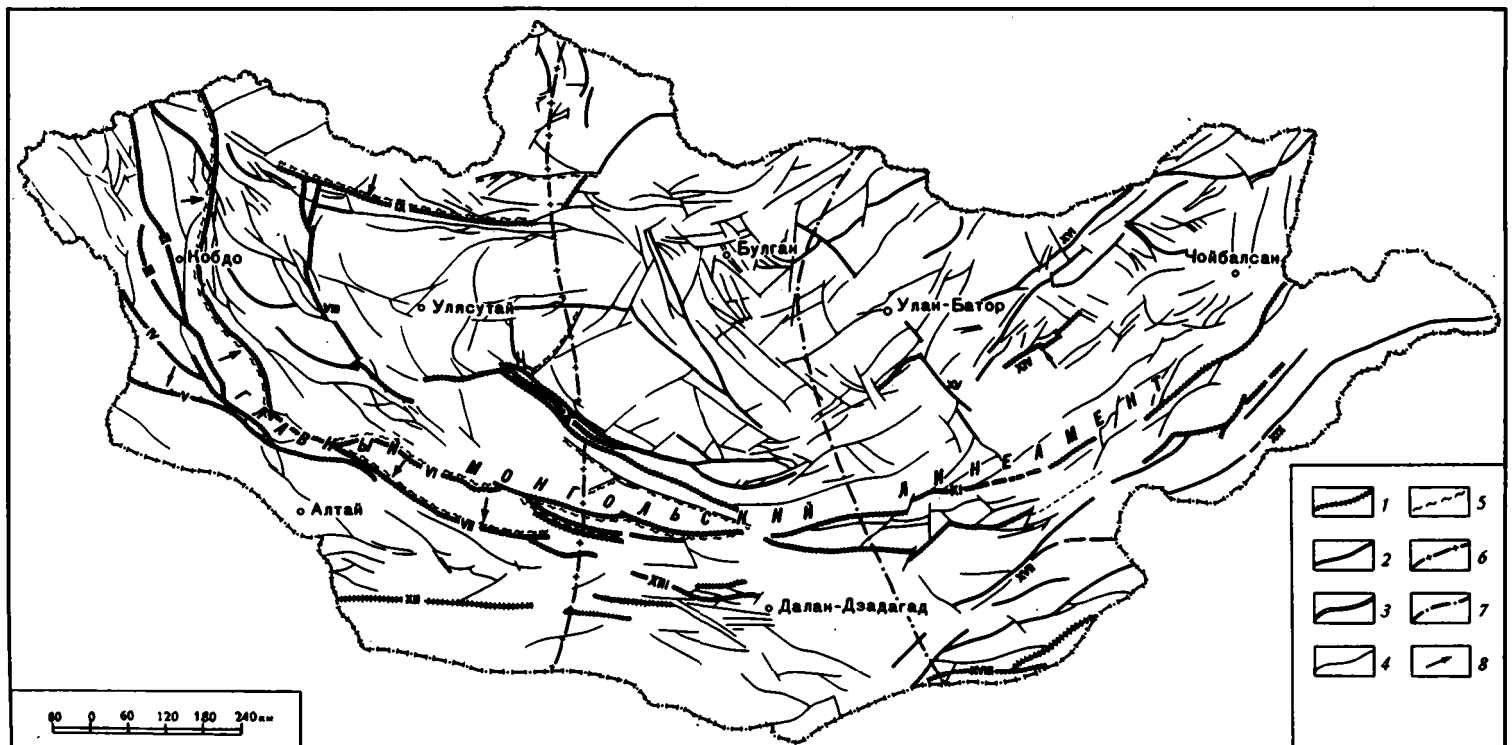
В составе Главного Монгольского линеамента с запада на восток выделяются Тургэнгольский, Булганский, Гоби-Алтайский, или Ихэбогдинский, Ундуршилинский и другие глубинные разломы. Они расположены кулисообразно и составляют единый дугообразно изогнутый линеамент. Простирание разломов на его западном фланге северо-западное, а на восточном - северо-восточное, близкое к широтному.

В пределах Северной Монголии располагаются глубинные разломы наиболее древнего заложения, ограничивающие крупные структурные элементы протерозойского и позднепротерозойско-кембрийского возраста. К ним относятся системы глубинных разломов северо-западного простирания. Таковы Предалтайская и Дзабханская системы разломов, ограничивающие крупную Озерную эвгеосинклинальную зону позднепротерозойского-кембрийского возраста.

К западу от Дзабханского разлома располагается крупная система Баянхонгорских разломов северо-западного простирания, ограничивающая узкий эвгеосинклинальный прогиб также позднепротерозойского-кембрийского возраста.

К западу от Предалтайской системы разломов находятся более молодые раннепалеозойские (ордовикские) глубинные разломы северо-западного простирания (Кобдинский и Толбонурский), расчленяющие крупные структурные элементы внутри ранне- среднепалеозойской геосинклинальной системы Монгольского Алтая.

Все перечисленные северо-западные глубинные разломы образуют единый пучок. На юге они в виде гигантских чешуй сочленяются с Главным Монгольским линеаментом, а к северу веерообразно расходятся (рис. 42).


Хобдо
Булган
Чойбалсан
Улясутай
Улан-Батор
Алтай
Далан-Дзадагад
ГАЛЬТ-ЫН
МОНГОЛЬСКИЙ
АЛТАЙСКИЙ
80 0 60 120 180 240км
1
2
3
4
5
6
7
8

На востоке северной части Монголии располагается Прикеруленский глубинный разлом северо-восточного простирания, который так же как и Баянхонгорский, ограничивает узкий эвгеосинклинальный прогиб позднепротерозойского - раннекембрийского возраста.

На крайнем северо-западе Монголии также располагаются глубинные разломы: широтный - Ханхухэйский и северо-западный - Аргынгольский.

Все перечисленные глубинные разломы северной части Монголии, в том числе и Главный Монгольский линеамент, являются продольными, так как они ограничивают параллельно простиранию различные структурно-формационные зоны и крупные разновозрастные структурные элементы Монголии, геосинклинали первого и второго типов.

Таким образом, именно глубинные разломы обусловили направление главнейших структурных элементов Монголии, линейных эвгеосинклинальных систем и разделяющих их выступов кристаллического основания. Внутреннее строение этих глубинных разломов изучено еще недостаточно, однако все исследователи подчеркивают их сложное строение. Они состоят из серии крутопадающих параллельных или кулисообразно сочленяющихся пластин, ограниченных ступенчатыми сбросами, сбросо-сдвигами и взбросами. Крутое падение пластин и клиньев, составляющих разломов, в особенности на докембрийской и палеозойской стадии развития, отмечается всеми исследователями. Длина зон глубинных разломов составляет от 150-300 до 1000-1500 км, а ширина обычно не превышает 10-50 км.

Ко всем перечисленным глубинным разломам приурочены протрузии гипербазитов, интрузивные тела габбро, габбро-диабазов и габбро-диоритов, дайки диабазов и габбро-диабазов и другие магматические образования.

Присутствие подобных магматических проявлений, а в отдельных зонах типичных офиолитовых ассоциаций свидетельствует о большой глубине заложения этих разломов, а также о том, что они являются непосредственными проводниками мантийного вещества к поверхностным зонам земной коры.

К югу от Главного Монгольского линеамента, в пределах Южно-Монгольской герцинской геосинклинальной системы располагаются отдельные глубинные разломы. По своему структурному положению и морфологии они разделяются на внешние (краевые) и внутренние. Система краевых глубинных разломов располагается субпараллельно Главному Монгольскому линеаменту и разделяет внешнюю и внутреннюю зоны Южно-Монгольской эвгеосинклинальной системы. Таким образом, эти разломы являются продольными по отношению к главнейшим структурным элементам.

Внутренние глубинные разломы приурочены исключительно к эвгеосинклинальной части Южно-Монгольской зоны. Они различно ориентированы и пере-

---

←

Рис. 42. Карта разломов Монголии. Составили Л.П. Зоненшайн, Н.Г. Маркова и М.С. Нагибина (1973 г.)

1 - длительноразвивающиеся глубинные разломы; 2 - разломы, ограничивающие разновозрастные структурно-формационные зоны; 3 - разломы, заложившиеся в мезозое; 4 - нерасчлененные мезозойские и кайнозойские разломы; 5 - сейсмоактивные разломы; 6, 7 - редукционные структуры (по В.П. Солоненко): 6 - положительные, 7 - отрицательные; 8 - направление движений в мезозое и кайнозое. Названия разломов: I - Цаган-Шибэтинский, II - Кобдинский, III - Толбонурский, IV - Тургенгольский, V - Булганский, VI - Ихэбогдинский, VII - Заалтайский, VIII - Дзабханская система разломов, IX - Ханхухэйский или Хангайский, X - Баянхонгорская система разломов, XI - Ундуршилинская система разломов, XII - Гоби-Тяньшанский, XIII - разломы Гурбан-Сайхан, XIV - Прикеруленский разлом, XV - Чойренско-Хэнтэйская система разломов, XVI - Ононская система разломов, XVII - Дзунбаинская система разломов, XVIII - Солонкерский разлом, XIX - Нукут-Дабанская зона разломов

секают фрагменты складчатых структур, сложенных единой формацией кремнистых сланцев и спилитов среднего палеозоя.

Представителями краевых глубинных разломов Южно-Монгольской зоны являются Булганский, Заалтайский и другие разломы. Они имеют широтное и северо-западное простирание и характеризуются сложным внутренним строением. Разломы сопровождаются мощными зонами дробления и контролируют размещение ультраосновных и основных пород. Весьма характерная их особенность - обширные зоны прогрессивного метаморфизма (Маркова, Федорова, 1971), сопровождавшие развитие этих разломов. Ширина таких зон достигает 20-30 м, к ним также приурочено внедрение герцинских синорогенных гранитоидов с пегматитовыми полями и образование более мелких тел гранитоидного состава.

Другой тип глубинных разломов приурочен к внутренней части Южно-Монгольской зоны, в целом отличающейся большей раздробленностью. Среди разломов внутренней зоны можно выделить системы сложно построенных, различно ориентированных ветвящихся разломов, время заложения которых относится к среднему или позднему палеозою. В большинстве случаев тектонические подвижки по ним происходили и в более позднее время - в течение раннего и позднего мезозоя и в кайнозое. Это - разломы Гурбан-Сайхан, хр.Дзолен и др. Большинство разломов внутренней части Южно-Монгольской зоны являются новообразованными в кайнозое: в течение неотектонического этапа развития они пересекали отложения мезозой-кайнозойского платформенного чехла и четвертичные отложения.

Большинство глубинных разломов внутренней зоны - крутопадающие сбросы и сбросо-сдвиги, вдоль которых проникли протрузии гипербазитов, сильно раздробленные и серпентизированные, содержащие обломки различных вмещающих пород и образующие полосы серпентинитового меланжа. С развитием глубинных разломов хр.Дзолен, изучавшихся в последние годы Л.П. Зоненшайном, Н.Г.Марковой и О.Д.Суетенко, связано образование надвигов и шарьяжей.

На крайнем юге Южно-Монгольской складчатой системы, в пределах позднепалеозойского Солонкерского синклинория, также располагается зона глубинного Солонкерского разлома, представляющая собой систему разветвленных разрывов, пересекающих блоки разновозрастных пород, вдоль которых проникли протрузии гипербазитов (Борзаковский, Суетенко, 1970).

Кроме рассмотренных крупных продольных глубинных разломов с гипербазитами, в пределах Северной и Южной Монголии известны и другие продольные разломы, разграничивающие более мелкие структурно-формационные зоны внутри одновозрастных складчатых систем, с развитием которых связано проникновение гипербазитов.

Значительным распространением на территории Монголии пользуются разломы, поперечные и диагональные по отношению к направлению основных структурных элементов. Наиболее ярко эти направления разломов проявились в в течение мезозойского и кайнозойского этапов развития. Однако и в палеозое, в частности в девоне и карбоне, уже существовали некоторые поперечные системы разломов (Амантов и др., 1967; Зоненшайн, 1972; Филиппова, 1969), которые влияли на распределение мощностей и фаций отложений среднего и верхнего палеозоя.

Почти все разломы, заложившиеся в протерозое и палеозое, в различные этапы геосинклинального и орогенного развития структур были подновлены в периоды мезозойской и кайнозойской активизации и ревивации. Интенсивность движений по этим разломам в мезозое и кайнозое была различной, причем наиболее подвижными оказались продольные глубинные разломы с гипербазитами. Другим очень существенным фактором, влиявшим на интенсивность движений, было положение разломов в различные геотектонические эпохи в пространстве. В мезозое наиболее интенсивные тектонические движения проявились на востоке Монголии, а в кайнозойское время - на западе.

Ниже, на примере отдельных, относительно детально изученных глубинных разломов, мы попытаемся охарактеризовать их морфологию и историю развития, особенно в периоды мезозойской и кайнозойской активизации.

В Западной Монголии в мезозойское и кайнозойское время наиболее подвижными оказались системы древних венд-кембрийских Предалтайских глубинных разломов: Цаган-Шибетинская, Ихэбогдинская, Дзабханская, которые ограничивают крупнейшие мезозойские прогибы, наложенные здесь на Озерную позднепротерозойскую-кембрийскую эвгеосинклинальную зону. Интенсивные тектонические движения в ранне- и позднемезозойский этапы проявились вдоль Предалтайских глубинных разломов. Вертикальная составляющая этих подвижек достигает 4-4,5 км. В позднем мезозое и кайнозое вдоль крутопадающих крупных и сопряженных с ними более мелких разломов проявились сдвиговые деформации и чешуйчатые надвиги, местами переходящие в микрошарьяжи с пологими, близкими к горизонтальным, поверхностями смещения. В краевых частях Предалтайских мезозойских прогибов по этим разрывам происходило надвигание с юго-запада на северо-восток палеозойских пород на мезозойские и кайнозойские отложения, а также перемещение в том же направлении отдельных пластин внутри толщи мезозойских образований с надвиганием юрских пород на меловые и кайнозойские, однако амплитуда горизонтальных перемещений масс по этим надвигам и микрошарьяжам была невелика и измерялась десятками и первыми сотнями метров. Вдоль Дзабханского глубинного разлома и сопряженных с ним новообразованных мезозойских разломов отчетливо проявились лишь позднемезозойские движения. Вертикальная составляющая перемещений в это время достигала максимум 1-1,5 км, что соответствует мощности позднемезозойских отложений.

На севере Западной Монголии, вдоль древнего Ханхухэйского глубинного разлома, в раннем мезозое также отчетливо проявились тектонические движения. Именно в связи с развитием этого разлома в ранней и средней юре здесь формировалась Ханхухэйская система прогибов. Вертикальная составляющая подвижек по этому разлому в это время составляла около 2 км. В позднем мезозое не удается фиксировать каких-либо движений по Ханхухэйскому разлому, так как отложения этого возраста здесь отсутствуют.

В течение неотектонического этапа подвижки по этому разлому проявились с исключительной интенсивностью. К этому времени относится формирование многочисленных крутопадающих сбросов и сбросо-сдвигов, пересекающих раннемезозойские складчатые структуры, а также образование пологих тектонических пластин, чешуйчатых надвигов и микрошарьяжей. По этим надвигам происходило перемещение с севера на юг пологих пластин юрских песчаников и алевролитов, надвигание их на рыхлые кайнозойских и четвертичные отложения (такие надвиги отчетливо видны, например, в восточной части Хиргиснурского прогиба). Величина горизонтальных перемещений измеряется первыми сотнями метров.

Возобновление движений по Предалтайской и Ханхухэйской системам глубинных разломов периодически происходит и в современный период; обе эти системы северо-западного и широтного простирания являются сейсмоактивными структурами. К первой из них было приурочено катастрофическое Гоби-Алтайское землетрясение 4 декабря 1957 г., а ко второй - землетрясение 1905 г.

Если проанализировать направление горизонтальных перемещений на рассмотренном крупном участке Западной Монголии в кайнозойское время от хр. Хан-Хухэй на севере до Монгольского и Гобийского Алтая на юге, то можно отметить следующую закономерность. Как правило, наблюдается отчетливое перемещение масс в виде надвигов и микрошарьяжей различной величины со стороны растущих сводовых поднятий по направлению к центральным частям впадин (грабены, грабен-синклинали). Эти мелкие надвиги и шарьяжи обычно сопряжены с длительно развивающимися крутопадающими глубинными разломами.

На севере рассмотренной области наблюдается движение масс с севера на юг от Ханхухэйского поднятия в сторону системы мезозойских прогибов и современных впадин. В пределах Предалтайской зоны сейсмоактивных разломов наблюдается перемещение масс с юго-запада на северо-восток со стороны растущего поднятия Монгольского Алтая к Предалтайской зоне прогибов и впадин. Причем на юго-западном и южном склонах этого поднятия наблюдается надвигание с севера на юг, т.е. также со стороны поднятия Гобийского Алтая в сторону мезозойско-кайнозойской Барун-Хурайской впадины. Это подтверждается данными В.И. Тихонова, который детально изучал структуру глубинного Булганского разлома, ограничивающего с юга структуру сводового поднятия Гобийского Алтая. При этом, на сводах поднятия в неоген-четвертичное время вдоль Толбонурского и других продольных разломов естественно возникали напряжения растяжения и образование узких грабенов, заполнявшихся рыхлыми неоген-четвертичными отложениями, мощность которых, по мнению Е.В. Девяткина, составляла 1,5-2 км. Здесь же В.И. Тихонов и Е.В. Девяткин отмечают правосторонние сдвиги, сопряженные с крупными глубинными разломами (Булганским, Толбонурским и др.). По таким сбросо-сдвигам, в частности, наблюдается перемещение русел современных водотоков.

В зоне древней позднепротерозойской-кембрийской Баянхонгорской системы крутопадающих разломов в мезозое и кайнозое также отчетливо проявились как вертикальные тектонические перемещения, связанные с развитием мезозойских грабенов и грабен-синклиналей, описанных В.Ф. Шуваловым, так и горизонтальные. Вертикальная составляющая перемещений в мезозое достигала здесь 1-1,2 км. В кайнозойское время с зоной Баянхонгорских глубинных разломов было сопряжено формирование системы надвигов с перемещением масс с северо-востока на юго-запад. Один из таких надвигов палеозойских пород на рыхлые кайнозойские отложения можно наблюдать в бассейне р. Таиин-Гол.

К востоку от системы глубинных Баянхонгорских разломов, в зоне перегиба палеозойских структур Монголии от северо-западного простирания к северо-восточному, располагается один из крупнейших мезозойских прогибов - Сайханобинский. В структуре этого прогиба в течение мезозойского и кайнозойского этапов его развития ярко проявились как вертикальные, так и горизонтальные перемещения, особенно сдвиговые деформации.

С юга Сайханобинский прогиб ограничен крупной зоной Дэльгэрханского разлома, новообразованного в раннем мезозое (ранняя - средняя юра). Этот разлом на западе сопряжен с Баянхонгорской системой глубинных разломов и представляет ее ответвление. Разлом имеет слабо изогнутую дугообразную форму, выпуклостью обращенную к югу. Общее простирание разлома близко к широтному, его длина составляет около 250 км. Этот разлом выражен пучком сближенных параллельных пересекающихся крутопадающих сбросов и сбросо-сдвигов, среди которых наиболее четко выражены разломы широтного, северо-восточного (60-70°) и реже северо-западного (300-310°) простирания. Вдоль этой зоны разломов наблюдается интенсивное брекчирование и развальцевание верхнепалеозойских эффузивов и гранитов. Последние сильно милонитизированы и эпидотизированы. Местами среди гранитов заключены дайки базальтоидов и габбро, также сильно эпидотизированных и хлоритизированных, при этом расчлененных сбросами и расташенных надвигами. На плоскостях многочисленных крутопадающих разрывов видны зеркала скольжения с горизонтальной и наклонной штриховкой, свидетельствующей о неоднократно повторяющихся подвижках и сдвиговых перемещениях вдоль этих разрывов. Ширина зоны брекчированных пород вдоль Дэльгэрханской зоны разломов составляет в долине р. Онгыйн-Гол более 7-10 км.

Вдоль южного края Сайханобинского прогиба прослеживаются разрывы таких же направлений, пересекающие юрские конгломераты и песчаники. Послед-

ние местами зажаты в виде тектонических клиньев и узких блоков (шириной 50–200 м) среди палеозойских пород.

О суммарной вертикальной составляющей движений в ранне–среднеюрское время вдоль Дэльгэрхангайской зоны разломов можно судить по мощности этих отложений в пределах южной части Сайханобинского прогиба, достигающей 4–4,5 км.

В позднемезозойский и кайнозойский этапы развития структур с зоной Дэльгэрхангайских крутопадающих разломов были сопряжены многочисленные более мелкие надвиги и сдвиги. Перемещение масс вдоль этих надвигов также наблюдается со стороны поднятий палеозойского основания в сторону мезозойских прогибов и более поздних кайнозойских впадин. Например, вдоль южного края сочленения Сайханобинского прогиба с Дэльгэрхангайским поднятием наблюдаются надвиги с юга на север палеозойских вулканитов на юрские песчаники и конгломераты. Один из таких надвигов расположен на левобережье р. Онгыйн-Гол и прослеживается по простиранию на 10–15 км. Плоскость надвига полого, под углом 10–15°, наклонена на юг. Аналогичный надвиг с юга на север палеозойских вулканитов на юрские конгломераты наблюдается к югу от развалин Ламаный-хида.

Далее к востоку от зоны Дэльгэрхангайского разлома отходят оперяющие его разрывы северо-восточного простирания, ограничивающие внутренние диагональные выступы палеозойского основания. Вдоль этих разрывов в кайнозое также образовались пологие надвиги, переходящие в микрошарьяжи, причем пластины палеозойских гранитов и вулканитов надвинуты здесь с севера на юг (со стороны выступов палеозойского основания) на юрские и раннемеловые отложения. Амплитуда горизонтальных перемещений также невелика.

В восточной части Монголии, в мезозое и в меньшей степени в кайнозое также проявились тектонические движения по разломам. Они происходили как вдоль древних докембрийских и палеозойских продольных разломов, так и вдоль многочисленных новообразованных молодых разломов. Среди молодых разломов выделяются продольные, конформные основному северо-восточному плану палеозойских структур, и поперечные – северо-западного и меридионального простирания. В течение мезозойского этапа развития весьма четко проявились поперечные разломы северо-западного направления, пересекающие почти вкрест простирания главнейшие структурные элементы Восточной и Центральной Монголии.

Особенностью развития мезозойских разломов на востоке Монголии является то, что они формировались в условиях преобладающего растяжения и служили зонами проницаемости для интрузивных образований, широко распространенных в этой части страны.

В течение раннемезозойского этапа развития структур (поздний триас, рэт-лейас) с разломами были связаны трещинные излияния базальтов и базальтовых порфиритов, а также небольшие массивы, дайки и силлы диабазов, габбро-диабазов и диоритов, которые известны в пределах Джаргалантуинского, Северочойбалсанского, Дашибалбарского и Цэнхиргольского раннемезозойских прогибов. Многочисленные интрузивы гранитоидов различного состава также приурочены к продольным и поперечным разломам и узлам их пересечений.

В течение позднемезозойского этапа развития структур вдоль разломов изливались огромные массы базальтов, андезитов, трахиандезитов, образовавших большие поля на востоке и северо-востоке Монголии. С продольными и поперечными разломами, а также с кольцевыми и полукольцевыми разломами было связано проникновение кислых и субщелочных лав, формирование субвулканических образований и интрузивных тел гранитоидного состава, пересекавших базальтовые и андезитовые лавы, а также различные породы палеозойского и более древнего основания.

Примерами длительно и унаследовано развивавшихся продольных разломов северо-восточного простирания могут служить Селенгинский, восточная часть

Ононского разлома, Прикеруленский и др. Селенгинский разлом расположен на севере Монголии, в бассейне р. Селенги. Этот разлом образует составную часть длительно развивавшейся гигантской системы Монголо-Охотских разломов (Нагибина, 1963), расположенной на территории СССР и представляет собой ее юго-западное продолжение. В Монголии Селенгинский разлом пересекает толщу метаморфизованных пород протерозоя. С его развитием связано также формирование ранне- и позднемезозойских прогибов. В раннемезозойский этап происходило развитие крупных прогибов Орхон-Селенгинской системы, сложенных мощными (от 2 до 7 км) вулканогенно-осадочными толщами раннего мезозоя.

С развитием Селенгинского и сопряженных с ним разломов здесь связано излияние огромных масс мезозойских базальтов, андезитов, трахибазальтов, кислых и субщелочных вулканитов, а также внедрение габбро, габбро-диоритов, диоритов и гранитов. Далее к востоку, в северной части Восточной Монголии располагается крупный Ононский разлом северо-восточного простирания.

В своей северо-западной части Ононский разлом заложился в позднем докембрии. В юго-западной части на большом протяжении он является новообразованным в раннем и позднем мезозое (рэт-лейасе и в поздней юре - раннем мелу). С развитием этого разлома связано формирование раннемезозойской структуры Джаргалантуинского прогиба, внедрение базальтоидов, диоритов и гранитоидов. В позднемезозойском этапе с тем же Ононским разломом было связано образование грабен-синклиналей и грабенов, выполненных мощной толщей базальтов и андезитов, среди которых заключены прослои осадочных пород, содержащих пресноводную фауну.

Система позднемезозойских грабенов северо-восточного простирания, сопряженных с Ононским разломом, протягивается только на территории Монголии почти на 500 км и далее к северо-востоку уходит в Восточное Забайкалье.

К северу от зоны Ононского разлома ответвляются небольшие поперечные грабены и грабен-синклинали северо-западного простирания, также выполненные излияниями базальтов.

К югу от Ононского разлома располагается Прикеруленский глубинный длительно развивавшийся разлом северо-восточного простирания. По данным Л.П. Зоненшайна (1972), он заложился в позднем протерозое и представляет собой систему крутопадающих сбросов, пересекающих протерозойское основание. Разлом ограничивает узкую (в современном срезе) эвгеосинклинальную зону венда-раннего кембрия. В раннем кембрии с его развитием было связано внедрение габброидов и небольших протрузий гипербазитов.

В раннем мезозое к зоне Прикеруленского разлома был приурочен один из крупнейших позднетриасовых прогибов (Дашибалбарский), выполненный континентальными молассоидными и вулканогенными образованиями, мощность которых составляет около 2 км. С той же зоной в раннем мезозое было связано излияние диабазов, диоритовых порфиритов, внедрение габбро, габбро-диоритов, а также гранитоидов (Дашибалбарский массив) и многочисленных гипабиссальных и субвулканических образований кислого и субщелочного состава.

В позднем мезозое с той же зоной разлома и сопряженными с ней более мелкими новообразованными разломами были связаны обильные излияния базальтов чойбалсанской серии, залегающих резко несогласно на размытой поверхности складчатых структур позднего триаса. В это же время структура Прикеруленского глубинного разлома была осложнена многочисленными мелкими чешуйчатыми надвигами, вдоль которых происходило надвигание отдельных пластин по направлению с юга на север.

В строении зоны чешуйчатых надвигов принимают участие породы от венда - нижнего кембрия до нижнего мела включительно, причем пластины наклонены на юг под различными углами.

На кайнозойском этапе развития зона Прикеруленского разлома отчетливо выражена морфологически: на большом протяжении (более 100 км) параллельно ей располагается прямолинейный отрезок современной долины р.Керулен.

Далее к югу, в пределах восточной части Южно-Монгольской зоны, мезозойские и кайнозойские движения также отчетливо проявились вдоль продольных глубинных разломов (Гурбан-Сайхан и др.), заложившихся в среднем и позднем палеозое; формировались многочисленные новообразованные разломы.

Разломы Гурбан-Сайхан, расположенные в западной части территории, представляют собой южное ответвление крупных сейсмоактивных глубинных Гоби-Алтайских разломов (Ихэ-Богдинский и Заалтайский) и располагаются в пределах внутренней части Южно-Монгольской эвгеосинклинальной зоны среднего палеозоя. Они представляют собой систему разветвленных крутопадающих разломов, пересекающих в различных направлениях складчатые структуры, сложенные девонскими серыми кремнистыми сланцами, красными и зелеными яшмами с прослоями песчаников, хлоритизированных диабазов и спилитов. Характерная особенность разломов Гурбан-Сайхан - насыщенность их мелкими лентообразными четковидными телами основных и ультраосновных пород (перидотитов и пироксенитов), сильно серпентизированных и в значительной части превращенных в лизардитовые серпентиниты (апоперидотиты).

Простирание этих разломов близко к широтному (от северо-восточного 80° до северо-западного 300-310°). Отдельные из них были изучены автором совместно с Ж.Бадамгаравом в 1968 и 1969 гг. в скалистых каньонах рек Гэгэтуин-Хундэй, Ёл, в хр. Ханга-Ула и в других местах.

Почти все разломы обнаруживают значительную подвижность в мезозое и кайнозое, с различной активностью проявляющуюся в течение разных этапов. Они ограничивают крупные кулисообразно расположенные глыбовые поднятия палеозойского основания, которые образуют горы Гурбан-Сайхан (по русски - "Три красавицы"): Барун-Сайхан-Нуру, Дунд-Сайхан-Ула, Дэун-Сайхан-Ула. Поднятия имеют субширотное простирание, разделены грабенами различной величины: Цахирским на западе, Центральным (Гэгэтуинским) в центре и грабеном Булэн-Худу (Теплый источник) на востоке (Нагибина, 1971). Грабены сложены мезозойскими (юрские и меловые), а также кайнозойскими отложениями. В отдельных грабенах выявлены верхнепермские сероцветные угленосные слабодиагенезированные отложения. Изучение мощностей и фаций этих отложений и их соотношений с отдельными разломами позволяет выявить довольно сложную историю развития рассматриваемых разрывов.

Один из крупных разломов (Северо-Барунский) ограничивает с севера хр. Барун-Сайхан-Нуру. Он пересекает толщу девонских кремнистых пород и представлен системой сближенных ступенчатых сбросов и сбросо-сдвигов широтного простирания. В западной части к этому разлому приурочены многочисленные линзовидные тела серпентинитов. В каньоне Гэгэтуин-Хундэй хорошо видно внутреннее строение Северо-Барунского разлома. Он представлен системой сближенных ступенчатых сбросо-сдвигов, наклоненных на юг под углом 50° и пересекающих толщу рассланцованных диабазов и яшм. Вдоль отдельных сбросов внедрились дайки кварцевых порфиритов. Кремнистые породы и диабазы в пределах зоны разлома сильно брекчированы, особенно в лежачем боку дайки, грейзенизированы, пронизаны прожилками кварца, кальцита и пленками медной зелени.

На размытой поверхности брекчированных кремнистых сланцев и яшм резко несогласно залегает толща рыхлых красноцветных отложений верхнего мела, базальные горизонты которой представлены седиментационной брекчией, состоящей из угловатых и плохоокатанных обломков кремнистых пород, яшм и диабазов, слагающих хр. Барун-Сайхан-Нуру. По мере удаления от хребта размеры обломков быстро уменьшаются, преобладающими становятся гальки тех же пород, образующих линзы и отдельные прослои среди красноцветных

песков и суглинков платформенного чехла. Подобные соотношения свидетельствуют о том, что северные склоны хр. Барун-Сайхан-Нура были приподняты вдоль разлома и служили источниками сноса в период формирования позднемелового платформенного чехла.

Вдоль отдельных ступенчатых наклонных разломов Северо-Барунской зоны наблюдается небольшое надвигание кремнистых сланцев девона на рыхлые отложения позднего мела. Плоскость сместителя наклонена на юг под углом 50°. В 2-4 км западнее тот же сбросо-сдвиг, по наблюдениям О.Д. Суетенко, по простиранию постепенно переходит в надвиг (угол 30-40°) девонских пород на рыхлые красноцветы. Последнее свидетельствует о новейших горизонтальных перемещениях, направленных здесь с юга на север, со стороны поднятия Барун-Сайхан-Нуру в соседнюю депрессию.

Южнее, примерно в центральной части хр. Барун-Сайхан-Нуру, у подножия горы Алтан-Тубу-Ула, проходит один из наиболее крупных разломов - Алтантубушинский, который выражен системой крутопадающих надвигов и сдвигов преобладающего северо-восточного простирания, пересекающих толщу кремнистых пород и диабазов. Плоскости сместителей наклонены на север под углом 60-70 , реже 50°. Зона наибольшего сгущения разломов достигает 500-600 м в поперечнике. Породы здесь сильно брекчированы, развальцованы и пронизаны телами серпентинизированных гипербазитов, образующих зону типичного серпентинитового меланжа. Среди серпентинитов заключены пережатые и разорванные линзы красных яшм, серых кремнистых пород и диабазов. Брекчия пронизана кварцевыми и кальцитовыми прожилками. Лишь местами вдоль этой зоны сохраняются участки более крупных лентовидных тел амфиболизированных перидотитов и лизардитовых серпентинитов, достигающих 50-100 м мощности.

К северу и югу от зоны меланжа складчатые структуры девонских пород пересечены мелкими сбросами и сбросо-сдвигами, плоскости которых наклонены под углами 70-80 , реже 50° то на север, то на юг. Вдоль этих разломов фрагменты складчатых структур девона разорваны и соприкасаются друг с другом в виде различно ориентированных блоков размером от 200 до 500 м в поперечнике.

Сеть взаимно пересекающихся и разорванных прожилков кварца и кальцита вдоль Алтантубушинского разлома свидетельствует о многократных подвижках в его зоне; на новейшие подвижки вдоль той же зоны указывают узкие клиновидные участки и грабены, сложенные красноцветными песками и суглинками верхнего мела. Ширина таких грабенов не более 100-150 м. В скальных обнажениях каньона Гэгэтуин-Хундэй видно, как красноцветные отложения перекрывают зону меланжа с гипербазитами, а при последующих подвижках оказываются зажатыми между параллельными сбросами той же Алтантубушинской зоны.

Один из крупных новейших разломов проходит в центральной части системы Гурбан-Сайхан. Он имеет широтное простирание, располагается вдоль южного ограничения хребтов Баян-Боро-Нуру и Барун-Сайхан-Нуру и пересекает Центральный грабен, сложенный мезозойскими и кайнозойскими (в том числе четвертичными пролювиальными) отложениями.

К западу и востоку от долины р. Гэгэтуин-Хундэй этот разлом выражен мощной зоной "рыхлых" брекчий. Зона мощностью более 2 км протягивается в широтном направлении почти на 100 км. Особенно хорошо она выражена в хр. Халга-Ула. Вершины этого хребта достигают максимальной высоты 2500 м, имеют сглаженные очертания и целиком состоят из мелко раздробленных девонских кремнистых пород, зеленых и красных яшм, хлоритовых сланцев и диабазов. Брекчии почти не цементированы, легко рассыпаются и лишь местами скреплены гидроокислами железа или кальцитом. Склоны гор утопают в россыпи мельчайших осколков брекчированных пород.

На южном склоне хр. Халга-Ула, в зоне рыхлых брекчий, заключены обломки и пережатые линзы пироксенитов, амфиболизированных габбро-пироксе-

нитов и серпентинитов, представляющих собой части протрузии, вовлеченной в новейшую зону разломов. Восточная часть Халгауланского разлома заложилась, вероятно, в мезозое, так как он ограничивает с севера Центральный грабен, сложенный красноцветными и сероцветными отложениями верхней юры и нижнего мела.

Более молодые верхнемеловые рыхлые красноцветные и грубообломочные отложения, слагающие тот же грабен, прислонены к зоне разлома, стоят почти на головах и в свою очередь пересечены серией крутых вертикальных сбросов широтного простирания. Все эти данные свидетельствуют о весьма интенсивных новейших подвижках вдоль зоны Халгауланского разлома. Землетрясение 1902 г., зарегистрированное в окрестностях г.Далан-Дзадагад, вероятно, там же было приурочено к описанной Халгауланской зоне разлома.

Анализируя историю развития продольных разломов системы Гурбан-Сайхан, следует отметить, что одни из них отчетливо проявились в позднем палеозое (разломы, ограничивающие грабен Булэн-Хундэй, сложенный флористически охарактеризованными верхнепермскими угленосными отложениями и отложениями юры и нижнего мела, а также Северо-Барунский разлом), другие - в позднем мезозое и, наконец, третьи представляют собой новообразованные кайнозойские разломы (западная часть Халгауланской зоны и др.). Амплитуда вертикальных перемещений по некоторым разломам составляла в мезозое 1-1,5 км. Почти со всеми продольными разломами связаны многочисленные мелкие оперяющие их поперечные разломы северо-восточного или северо-западного, близкого меридиональному, простирания. В частности, к зоне поперечных сбросов растяжения, пересекающих кремнистые сланцы девона в западной части хребтов Гурбан-Сайхан, приурочена система доломитовых даек (Нагибина, 1971). Почти все разломы Гурбан-Сайхан были подновлены в течение кайнозойского этапа тектонического развития, о чем красноречиво свидетельствуют, кроме описанных выше признаков, также и геоморфологические особенности этого района. Вершины современных глыбовых поднятий отчетливо сохраняют черты некогда пенепленизированной поверхности, а склоны их расчленены крутыми живописными уступами и глубокими каньонами. На дне каньонов располагаются русла небольших родников, берущих начало у разломов и затем теряющихся среди нагромождений галек и валунов горного алювия.

О неотектонических движениях вдоль разломов Гурбан-Сайхан свидетельствуют также следы палеоземлетрясений, выходы теплых незамерзающих источников и, наконец, современная их сейсмичность.

Кроме рассмотренных продольных разломов и сопряженных с ними мелких разрывов, в восточной части Монголии в ранне- и позднемезозойский этапы развития особенно четко проявилась новообразованная система поперечных разломов северо-западного и северо-восточного (близкого к меридиональному) простирания. Наиболее крупная Чойренско-Хэнтэйская система разломов, заложившаяся в раннем мезозое, отчетливо проявилась также в позднем мезозое. Она прослеживается от хр. Хэнтэй к пос. Чойрен и далее, в район жел.-дор. ст. Хара-Айрак. Эта крупнейшая сквозная система кулисообразно сочленяющихся прямолинейных сбросов и сбросо-сдвигов северо-западного простирания протягивается на 500 км и пересекает почти вкрест простирания разновозрастные структуры палеозойского основания (среднепалеозойский Хэнтэйский синклинорий, позднепалеозойский Северо-Гобийский прогиб и терригенно-карбонатные прогибы венда-кембрия).

Чойренско-Хэнтэйская зона на всем своем протяжении контролирует внедрение раннемезозойских гранитоидов и вулканитов различного состава. Разломы рассматриваемой поперечной системы определяли и внутреннее строение Чойренской верхнемезозойской впадины, Налайхинской грабен-синклинали, расположенной в 30 км к юго-востоку от г. Улан-Батор, и других мезозойских структур.

По отдельным сбросо-сдвигам Чойренско-Хэнтэйской системы отмечаются довольно крупные горизонтальные перемещения. По данным Л.П. Зоненшайна, вдоль сбросо-сдвига близ пос. Джанчублинг произошло правобоковое смещение южного борта Хэнтэйского синклинория примерно на 15-20 км. К западу и востоку от Чойренско-Хэнтэйской системы располагаются и другие крупные поперечные разломы северо-западного направления, пересекающие Хэнтэйское мезозойское поднятие. Эти, а также другие, более мелкие поперечные разломы северо-западного простирания, также контролирующие внедрение мезозойских гранитоидов, описаны ранее при характеристике Хэнтэйского поднятия и обрамляющих его прогибов (Орхон-Селенгинская система и Джаргалантуинский прогиб). Наиболее распространены среди них ступенчатые сбросы и взбросы. В ряде мест отчетливо выявляются также поперечные сбросо-сдвиги и сдвиги.

Вдоль системы северо-западных левосторонних сбросо-сдвигов, пересекающих Орхонский раннемезозойский прогиб, величина горизонтального перемещения составляла около 2-4 км.

Кроме охарактеризованных новообразованных поперечных разломов северо-западного простирания, пересекающих главнейшие структуры палеозойского и более древнего основания почти вкрест простирания, на востоке Южно-Монгольской зоны располагается также новообразованная в мезозое крупная, пока еще слабо изученная, диагональная система Дзунбаинских разломов, имеющая северо-восточное простирание. Она является кососекущей по отношению к палеозойским структурам основания, имеет протяженность более 500 км. Разломы ограничивают крупные одноименные мезозойские прогибы северо-восточного простирания. Глубина залегания палеозойского основания в пределах Дзунбаинского прогиба, по геофизическим данным, местами достигает 3 км.

Почти по всем описанным разломам продольного и поперечного направления в восточной части Монголии в кайнозойский этап развития также происходили тектонические движения, однако интенсивность их была несравненно более слабой, чем в Западной Монголии. На прилагаемой карте разломов (см. рис. 42) многие молодые разломы показаны как нерасчлененные "мезозойские и кайнозойские", так как на современном этапе изученности их не везде удается расчленить.

Вдоль некоторых разломов в кайнозойское время происходило излияние щелочных базальтов, поднимавшихся к поверхности с больших глубин и выносивших обломки эклогитов. Среди кайнозойских базальтов выделяются две разновидности (см. главу "Кайнозойский вулканизм Монголии") - с калиевой и натровой специализацией, - распространенные в двух различных провинциях Монголии: Центральной и Юго-Восточной.

Анализ пространственного распределения излияний базальтов, а также некоторых геофизических данных позволяет, кроме описанных разломов, выявить крупные глубинные структуры, тектоническая природа которых остается пока неясной. Например, многочисленные изолированные выходы кайнозойских щелочных калиевых базальтов в Центральной Монголии располагаются в пределах широкой зоны общего меридионального простирания, которая (по В.П. Солоненко) близко совпадает с редукционными структурами (Гоби-Алтайское землетрясение, 1963). К той же зоне тяготеют эпицентры всех известных крупных землетрясений Монголии. Юго-восточная провинция натровых (океанические) базальтов плато Дариганга занимает совершенно особое структурное положение и является крайним членом гигантской внутриконтинентальной "вулканической дуги", протягивающейся от побережья Японского моря к плато Дариганга, расположенному на крайнем юго-востоке Монголии.

Из изложенного ранее геологического материала отчетливо видна сложная история развития разломов Монголии. Они закладывались в разное время (от протерозоя до кайнозоя включительно), на разных этапах геологического развития огромной территории. При описании отдельных, наиболее хорошо изу-

ченных разломов было показано, как резко менялось направление движений и их характер в разное время даже в зонах длительно и унаследованно развивавшихся глубинных разломов (Предалтайская и Баянхонгорская системы, разломы Гурбан-Сайхан, Прикеруленский разлом и др.). Различны были соотношения вертикальных и горизонтальных перемещений и другие особенности. Например, сдвиговые деформации, горизонтальное перемещение по надвигам и микрошарьяжи отчетливо фиксируются в мезозойский и кайнозойский этапы тектонического развития. Причем, они проявлялись с разной интенсивностью в различных структурных зонах Монголии. Все это с несомненностью показывает, что динамические условия развития структур существенно менялись на территории Монголии не только во времени, но и в пространстве, и поэтому к анализу динамики формирования разломов нельзя подходить с позиции стабильных напряжений в "кубике деформации", не менявшихся от докембрия до кайнозоя, как это делают некоторые геологи.

МЕЗОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ МОНГОЛИИ

КЛАССИФИКАЦИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ

Классификация горных пород может быть основана на различных признаках в зависимости от поставленных при исследовании задач. В настоящее время наиболее продуктивной и широко распространенной является формационная классификация, разрабатываемая Ю.А. Кузнецовым (1964) применительно к магматическим формациям. В основу ее положено выделение конкретных магматических комплексов в регионах, обобщение материала по которым позволяет выделять формационные типы магматических пород и рассмотреть их пространственное и временное положение в эволюции Земли.

Н.А. Маринов, Р.А. Хасин и другие авторы геологической карты Монголии масштаба 1:1 500 000 среди мезозойских интрузивных образований выделили триасовый, позднетриасово-раннеюрский, среднеюрский и позднеюрский интрузивные комплексы: кыринский, горихинский, бороундурский, хангообинский, модотинский, шарахадинский и др. При выделении этих интрузивных комплексов в первую очередь учитывался возраст интрузивных пород и их положение в тектонических (домезозойские) структурах Монголии. К сожалению, достоверность возраста выделенных интрузивных комплексов была небольшой, поскольку районов с геологически обоснованным возрастом мезозойских гранитоидов очень мало, а определения абсолютного возраста были тогда еще единичными. Кроме того, граниты, практически неразличимые по минеральному и химическому составу, распределению редких элементов, наличию или отсутствию оруденения, могут иметь одинаковый возраст и сходную геохимическую специфику. В связи с этим даже значительные по объему новые данные о возрасте этих пород, полученные нами калий-аргоновым методом в последние годы (Брандт и др., 1969; Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971б), не сразу уменьшили трудности при определении принадлежности тех или других массивов к конкретной возрастной группе, хотя в целом мезозойский возраст массивов гранитоидов, выделенных на геологической карте масштаба 1:1 500 000, как правило, подтверждается калий-аргоновыми датировками, либо новыми данными по взаимоотношениям с палеонтологически охарактеризованными толщами осадочных пород.

Кроме того, в металлогеническом плане возрастное расчленение мезозойских гранитоидов не является единственно важным. Действительно, гранитные массивы, с которыми в Монголии связывается проявление тех или иных полезных ископаемых, образовывались как в раннемезозойское, так и в позднемезозойское время. Например, вольфрамовые месторождения Их-Хайрхан и Борун-Цогто связаны с позднемезозойскими (150-110 млн.лет) гранитами, а месторождения Жанчивлан, Онгон-Хайрхан - с раннемезозойскими (230-180 млн.лет) гранитоидами. Выяснилось, таким образом, что оруденение связано не столько с гранитоидами какого-то определенного возрастного цикла, сколько с гранитоидами определенного состава и геохимической специфики. Чтобы учесть это важнейшее в теоретическом и практическом отношении положение, предлагаемая ниже классификация мезозойских интрузивных пород основывается на их геохимической (в широком смысле этого

термина) специфике. Далее гранитоиды нами разделены на возрастные циклы и рассмотрены закономерности пространственного их размещения по отношению к одновозрастным структурам Монголо-Охотского пояса.

В связи со сказанным выше необходимо было детально изучить вещественный состав гранитов выделенных ранее различных мезозойских интрузивных комплексов. Другими словами, надо было получить детальную геологическую, петрографическую и геохимическую характеристику для составных единиц (т.е. для петрографических разновидностей) выделенных интрузивных комплексов. Для этого были изучены практически все известные в Монголии рудоносные массивы мезозойских гранитов, связанные с ними рудные проявления вольфрама, молибдена, олова, тантала, лития и других редких элементов, а также безрудные массивы гранитоидов самого разного состава - от габброидов до гранитов. Эти работы позволили выделить пять групп пород, которые мы назвали геохимическими типами гранитоидов, в соответствии со следующим определением этого понятия: *геохимический тип гранитов объединяет в себе породы, близкие по химическому и минеральному составу, структурам, распределению редких элементов и характеру эволюции петрогенных и редких элементов.*

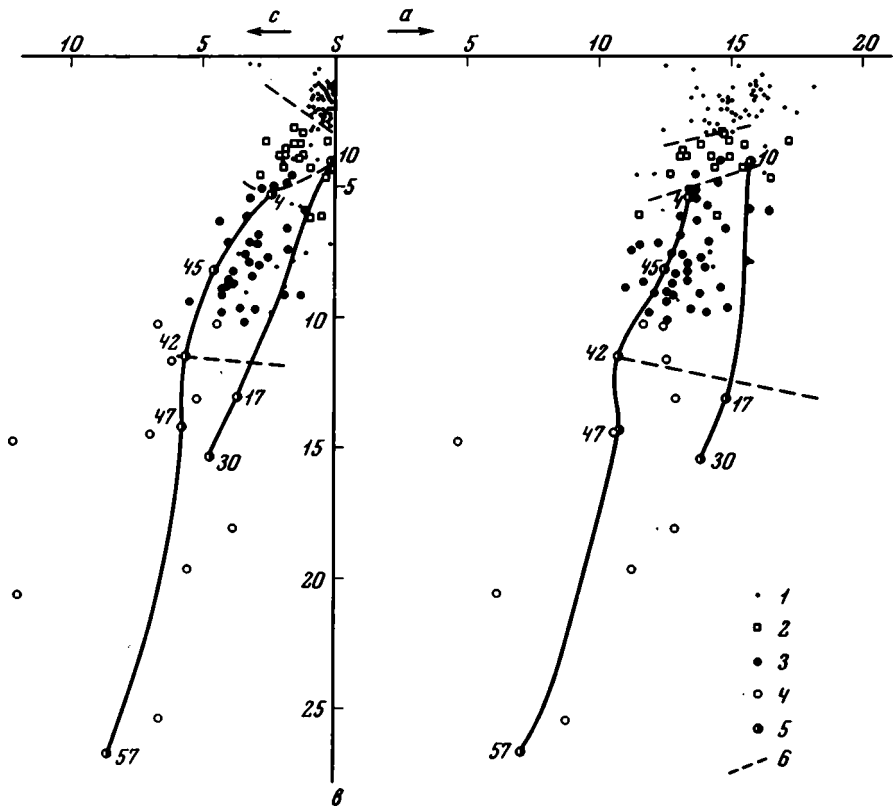


Рис. 43. Петрохимическая диаграмма составов мезозойских гранитоидов и габброидов Монголии

1 - граниты литий-фтористого типа; 2 - граниты стандартного типа; 3 - гранитоиды гранодиорит-гранитного типа; 4 - породы габбро-диоритового типа; 5 - средние составы пород по Р. Дэли (цифрами на диаграмме обозначены: 4 - гранит всех периодов, 10 - щелочной гранит, 17 - сиенит, 30 - монцонит, 42 - кварцевый диорит, 45 - гранодиорит, 47 - диорит, 57 - габбро); 6 - линии, разделяющие поля составов пород разных геохимических типов

Выделенные пять геохимических типов в соответствии с их петрохимическими и геохимическими особенностями получили следующие названия: 1) габбро-диоритовый, 2) гранодиорит-гранитный, 3) стандартных гранитов, 4) литий-фтористых гранитов, 5) щелочных (агпаитовых) гранитов и других щелочных пород. Эти геохимические типы характеризуются следующими интервалами составов пород главных интрузивных фаз (рис. 43): 1 - габбро-диориты (a - 7,1-10,8; c - 8,7-5,8; b - 27-14,5; s - 57,2-68,9; Q - 8,5±17,4); 2) гранодиоритграниты (a - 12,4-13,4; c - 4,5-2,4; b - 8,3-5,4; s - 74,8-78,8; Q - 20,3-28,4); 3) от состава гранита до линии, ограниченной следующими координатами на диаграмме А.Н.Заварицкого (a - 12,0; b - 3,5; a - 17,0; b - 2,2; c - 0; b - 3,5; c-1,5; b - 2,0); 4) аляскиты, составы которых расположены в области наиболее лейкократовых и малокальциевых гранитов (на диаграмме А.Н. Заварицкого выше граничной линии, указанной в предыдущем интервале); 5) агпаитовые граниты и другие щелочные породы. Для последней петрохимической группы пород главным признаком является коэффициент агпаитности больше единицы. Кроме того, в эту группу пород, пока условно, отнесены граносиениты, сиениты и нефелиновые сиениты, часто либо связанные со щелочными гранитами постепенными переходами (граносиениты и сиениты), либо располагающиеся в близкой с щелочными гранитами структурной обстановке (Южно-Гобийский пояс щелочных пород; Коваленко, Кузьмин, Антипин, Петров, 1971а, 1972).

Выбор интервалов составов пород, соответствующих каждому из геохимических типов гранитов, определялся в первую очередь требованием пространственной независимости каждого из геохимических типов. Имеется в виду, что породы каждого геохимического типа способны формировать отдельные (самостоятельные) интрузивные массивы, с определенным, присущим только данному типу набором пород поздних фаз и послемагматических, в том числе и рудных, образований. В связи с этим естественно, упростилось выделение пород каждого геохимического типа на геологической карте.

Подробная геохимическая характеристика типов гранитоидов дана ниже. Остановимся здесь на распределении некоторых редких элементов, имеющих наибольшее значение для обоснования выделяемых геохимических типов. Следует подчеркнуть, что габбро-диоритовый, гранодиорит-гранитный и в некоторой степени тип агпаитовых гранитов и щелочных пород довольно четко выделяются по минералогическим и петрохимическим признакам. Петрохимические и минералогические различия между стандартными и литий-фтористыми гранитами не такие отчетливые, поэтому для их разделения значительно большее значение имеют данные по распределению в них редких элементов.

Для классификации геохимических типов особенно важными оказались данные по распределению в гранитоидах разных геохимических типов содержаний лития, рубидия, бария и стронция. Между содержаниями бария и стронция намечается прямая корреляция во всем изученном интервале составов пород. Поэтому, например, стронций своим поведением в той или иной степени характеризует и поведение бария.

Между содержаниями стронция и рубидия в мезозойских гранитоидах Монголии и Забайкалья (СССР) отмечена обратная корреляционная связь (Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971; Кузьмин, 1971). Это вполне закономерно, так как при переходе от более основных пород к кислым обычно происходит увеличение содержания рубидия при одновременном уменьшении концентраций стронция. В связи с этим, для характеристики геохимического типа пород нами используется отношение рубидия к стронцию, которое монотонно возрастает от габбро-диоритов к литий-фтористым гранитам. Однако, как уже видно из самого названия, литий-фтористые граниты в отличие от стандартных, часто характеризуются высоким содержанием лития и возрастанием его концентрации в поздних дифференциатах. Имея это в виду, на рис.44 поля гра-

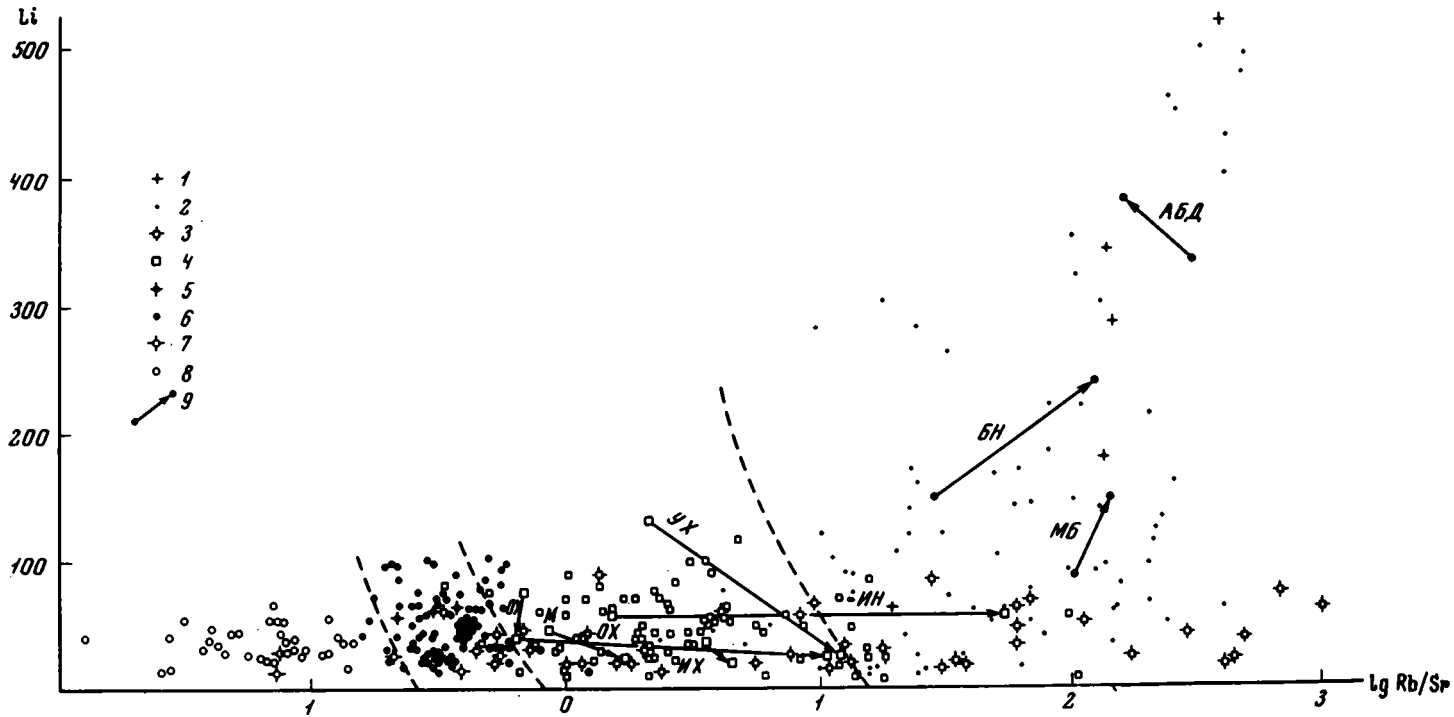


Рис. 44. Диаграмма зависимости между содержанием лития и логарифмом рубидий-стронциевого отношения в гранитоидах различных геохимических типов и габброидах

1, 2 – граниты литий-фтористого типа: 1 – жильные образования, 2 – породы главных интрузивных фаз; 3, 4 – граниты стандартного типа: 3 – жильные породы, 4 – граниты главных интрузивных фаз; 5, 6 – гранитоиды гранодиорит-гранитного типа: 5 – жильные породы, 6 – гранитоиды главных интрузивных фаз; 7, 8 – породы габбро-диоритового типа: 7 – жильные породы, 8 – образования главных интрузивных фаз; 9 – линия эволюций содержаний элементов гранитоидных массивов: АБД – Абдарского, БН – Бага-Газрынского, МБ – Барун-Цогтинского, УХ – Хуху-Улинского, ИН – Ихэ-Наротинско-Хидского, ОХ – Онгон-Хайрханского, М – Модотинского, ИХ – Ихэ-Хайрханского

нитоидов разных геохимических типов показаны в координатах концентрация лития – логарифм величины рубидий–стронциевого отношения. По-видимому, для разделения мезозойских гранитоидов и особенно стандартных и литий-фтористых гранитов, соотношения концентраций лития и величины $lgRb/Sr$ наиболее важны. При дальнейшем описании геохимических типов обсуждаются и другие параметры распределения редких элементов.

При классификации удобно также выделять массивы простого строения, т.е. сложенные гранитоидами одного геохимического типа, и массивы сложного строения, в которых распространены породы двух и более геохимических типов.

Рассматриваемые геохимические типы гранитоидов, по-видимому, выходят за рамки классификации мезозойских интрузивных пород только Монголии и имеют более общее значение. Они четко фиксируются не только в Забайкалье и в других регионах Монголо-Охотского пояса, но выявляются в некоторых районах СССР (Тува, Казахстан), Нигерии, ЧССР, ГДР, ряде провинций США и в других регионах. В последнее время сходные с выделенными нами геохимическими типами ряды интрузивных пород положены в основу формационной классификации гранитоидов малых и средних глубин (Бескин, Марин, 1972). Однако в дальнейшем, несомненно, возможно некоторое изменение числа геохимических типов гранитоидов.

Геохимические типы мезозойских гранитоидов

ГАББРО-ДИОРИТОВЫЙ ТИП

Породы рассматриваемого геохимического типа слагают, как правило, небольшие массивы площадью до 50 км^2, имеющие форму штоков, дискордантных по отношению к структурам разновозрастных вмещающих толщ. Наиболее часто они встречаются в ассоциации с гранитоидами стандартного и гранодиорит-гранитного геохимического типов. В Северо-Западном Хэнтэе (бассейн р.Еро) и в районе сомона Хэнтэй они входят в состав сложных полифазных массивов, являясь наиболее ранними образованиями. Иногда породы габбро-диоритового типа располагаются по периферии крупных гранитоидных плутонов (верховья рек Керулен и Онон). Наконец, известны случаи, когда породы основного и среднего состава образуют самостоятельные изолированные массивы, как, например, массивы диоритов на северо-востоке Монголии.

Наиболее типичной разновидностью образований данного типа являются роговообманковые (биотит-роговообманковые) кварцсодержащие и кварцевые диориты. Реже встречаются образования типа роговообманковых (или пироксен-роговообманковые) габбро и габбро-диоритов. Для массивов Северо-Западного Хэнтэя установлено, что последние встречаются в виде разнообразных по форме и размерам шлировых выделений среди диоритов, образуя с ними то плавные постепенные переходы, то резкие четкие контакты. В случае небольших размеров шлиров обнаруживаются разнообразные такситовые, неясно полосчатые и пятнистые текстуры. В этих же массивах нередко отмечаются шлировые обособления пегматоидов габбро-диоритового, диоритового и анхигранитного состава, а также встречаются ксенолиты в различной степени переработанных вмещающих пород. Подобная неоднородность обусловливает значительные колебания минерального и химического состава рассматриваемых образований и свидетельствует о широком развитии явлений гибридизма при образовании габбро-диоритов.

Кварцсодержащие и кварцевые диориты по петрографическим признакам сходны для всех изученных массивов. Это серые, темно-серые породы, средне-, реже мелкозернистые, иногда неотчетливо порфировидные. Они состоят из зонального плагиоклаза №№ 34-44 (60-70%), буровато-зеленой роговой обманки (около 15%) актинолитового состава с железистостью, не превышающей 25-25%, биотита (около 10%) и таких второстепенных минералов, как

Таблица 2

Содержание акцессорных и второстепенных минералов в гранитоидах различных геохимических типов (по данным Н.В. Владыкина)

Геохимический тип, порода	Сфен	Апатит	Топаз	Флюорит	Магнетит	Мартит	Гранат	Турмалин	Берилл	Циркон	Монацит	Ксенотим	Ильменит	Танталониобаты	Пирохлор	Ортит	Рутил	Анатаз	Торит	Касситерит	Пирит	Лимонит	Цирконосиликат	Астрофиллит	Фторкарбонаты редких земель
Габбро-диоритовый																									
диориты	++	++		ЗН	++					+															
Гранодиорит-гранитный																									
гранодиориты	+	+		+	++					+			+												
граниты	+	+		ЗН	+					+			ЗН									+			
Стандартных гранитов																									
порфировидные биотит-амфиболовые граниты		+		+	+					+	+	ЗН	ЗН			+									
равномернозернистые биотитовые граниты	++	+		+	++	+	+			+	ЗН		+			+			+		ЗН	+			
равномернозернистые двуслюдяные и мусковитовые граниты				ЗН	+	+	++	ЗН		+	+		+	+		ЗН			ЗН						
Литий-фтористые граниты																									
двушпатовые аляскиты			+	+	+	+			+		+	+	+	+											
альбит-лепидолитовые граниты			++	+						+	+			+	+					+					
моношпатовые аляскиты				+	++	+				+	ЗН		+					+							
Агпаитовых гранитов и щелочных пород																									
щелочные граниты (Южно-Гобийский пояс)	+			ЗН						ЗН	+								ЗН				++	ЗН	+
псевдолейцитсодержащие породы и нефелиновые сиениты	+	+		+	+					+							+				+				ЗН
щелочные граниты (Центральный район)				+	++	+				+			+					+	ЗН						

Примечание. ЗН – редкие знаки; + – до 1000 г/т; ++ – более 1000 г/т.

Таблица 3

Средние содержания щелочей, фтора (в %) и редких элементов (в г/т) в

Район, возрастной цикл, массив,	K	Na	Rb	Li	Cs	Pb
Хэнтэйский район						
Раннемезозойский цикл						
Массивы						
Бухулейнский	1,6	2,5	78	29	3	13
Тологойтский	1,7	1,6	81	34	7	13
Хара-Яматинский	2,2	2,3	192	26	7	12
Бурлинский	0,8	3,1	23	18	5	11
Галгатайский	1,2	2,9	32	50	2	12
Орхон-Селенгийский район						
Раннемезозойский цикл						
Массивы						
Цонголонский	2,1	4,1	71	16	2	16
Бугутский	2,3	2,7	106	22	1	13
Булганский	2,2	3,9	119	27	4	18
Приононский район						
Раннемезозойский цикл						
Ихэ-Халиусчинский массив	1,9	2,9	64	16	-	12
Ксенолиты диоритов в Юдугынском массиве	2,3	2,4	296	103	17	20
Позднемезозойский цикл						
Массивы						
Ималкинский	3,0	2,6	118	47	3	27
Восточно-Хархиринский	2,3	3,2	83	25	3	14
Диориты урочища Хангай-Холой	1,6	3,0	23	18	2	15

кварц (до 5%), нерешетчатый калиевый полевой шпат (до 5%) и пироксен (меньше 1%). Слюда в породах рассматриваемого типа представлена магнезиальным биотитом.

Анализ искусственных шлихов габбро-диоритов показал, что наиболее распространенными акцессорными и рудными минералами в них являются сфен, апатит, ильменит, магнетит, в незначительных количествах наблюдается циркон, а в некоторых пробах отмечаются редкие знаки граната и флюорита (табл. 2).

Взаимоотношения минералов позволяют наметить следующий порядок их кристаллизации: 1) пироксен + основной плагиоклаз центральных частей зональных зерен; 2) плагиоклаз + амфибол + биотит; 3) более кислый плагиоклаз периферических частей зональных зерен + амфибол + биотит + калиевый

породах габбро-диоритового геохимического типа

Zn	Sn	Tl	F	Be	WO_3	B	Ba	Sr	K/Rb
58	2,9	0,4	-	-	-	-	540	270	205
65	4,5	-	-	-	-	-	500	250	209
72	5,8	-	-	-	⩽1	-	250	100	115
72	5,2	-	-	-	⩽1	-	600	400	348
57	3,5	0,75	0,04	0,6	1	-	600	350	375
70	3,2	0,7	0,08	1,0	Сл.	59	1000	1000	295
55	4,0	0,7	0,08	2,1	3,8	25	1000	800	217
50	4,0	0,6	0,12	2,3	3,0	33	600	400	185
64	4,0	1,0	-	-	Сл.	-	900	330	297
60	7,2	0,8	0,19	2,2	4,0	19	900	500	78
61	6,0	0,9	0,14	2,3	1,0	-	1575	667	255
46	2,5	0,6	0,10	1,2	Сл.	-	800	400	277
50	1,7	0,5	0,08	1,0	Сл.	19	2000	2600	700

полевой шпат + кварц. Такой порядок кристаллизации характерен для подщелоченных гранитоидных пород, переходных между I и II полями диаграммы зависимости парагенезисов гранитоидов от соотношения химических потенциалов калия и натрия (Коржинский, 1957).

Кварцсодержащие биотит-амфиболовые диориты являются главной, но не единственной разновидностью пород данного геохимического типа, и выше приведенный минеральный состав представляет собой некоторую "усредненную" характеристику этих образований. Как уже отмечалось, этот состав может претерпевать существенные изменения, однако необходимо отметить, что даже в наиболее основных разностях главным цветным минералом является амфибол. Весьма обычно для пород всех регионов небольшое содержание кварца и биотита.

Отмеченные колебания минерального состава достаточно отчетливо фиксируются и химическим составом рассматриваемых образований (см. рис. 43). Значительный разброс фигуративных точек составов пород габбро-диоритового типа на диаграмме обусловлен значительными колебаниями значений параметров "b" и "a". Таким образом, широкие вариации составов габбро-диоритов, наряду с петрографическими данными, могут свидетельствовать о большом значении явлений гибридизма в формировании данных пород. При отмеченных вариациях параметра "a" следует подчеркнуть постоянную обогащенность пород данного типа полевошпатовыми щелочами, что приближает их к монцонит-сиенитовому ряду. Отражением этого является отмеченная выше последовательность кристаллизации минералов кварцевых диоритов, соответствующая кристаллизации магмы несколько повышенной щелочности (I–II поля диаграммы Д.С. Коржинского).

В табл. 3 приведены средние содержания ряда редких элементов из массивов кварцевых диоритов Монголии. В целом, содержание лития, таллия, бериллия и свинца в диоритах близки к кларковым для средних пород, по А.П. Виноградову (1962). Обращают на себя внимание несколько пониженные концентрации в них рубидия и цинка и повышенные фтора и бария. В связи с этим довольно значительно колеблется величина калий-рубидиевого отношения, достигая в диоритах массива правобережья р. Ульдзы 700. Обычно такие значительные величины калий-рубидиевого отношения связывают с амфиболовым составом средних и основных пород (Jakes and White, 1971). В породах с высоким значением калий-рубидиевого отношения оказываются и самые высокие концентрации бария и стронция. Эти особенности в распределении рубидия, бария и стронция в диоритах Монголии мы склонны связывать с условиями образования и эволюции диоритовых магм. Высокие содержания стронция и низкие концентрации рубидия определяют наиболее низкие из всех рассматриваемых типов гранитоидов значения рубидий-стронциевого отношения. Сооответственно на диаграмме (см. рис. 44) составы их располагаются в поле наиболее низких значений Rb/Sr и низких концентрациях лития.

Связь месторождений рудных полезных ископаемых Монголии (цветные, редкие и благородные металлы) с габбро-диоритовым типом пород в настоящее время проблематична. Возможно, с ними связаны месторождения золота на Севере Монголии и медно-молибденовое оруденение междуречья Орхон-Селенги. В Забайкалье (СССР) с габбро-диоритами пространственно ассоциируют месторождения полиметаллов и золота.

ГРАНОДИОРИТ-ГРАНИТНЫЙ ТИП

К этой группе пород нами отнесены гранодиориты и меланократовые граниты, которые пользуются наиболее широким распространением на севере Монголии (в Хэнтэе), в междуречье Орхон-Селенги и в меньшей степени на северо-востоке и на юге Монголии. На севере Монголии породы этого типа слагают крупные интрузивные тела площадью до 1000 км^2, форма их разнообразна: это пластовые залежи, штоки, массивы каркасной формы и т.п. Таким образом, для многих из них характерна морфология интрузивных тел, контролируемая разрывными нарушениями. Эти тела резко дискордантны по отношению к вмещающим палеозойским структурам.

Для некоторых других крупных массивов Хэнтэя рассматриваемого типа, относимых к кыринскому комплексу, отмечены зоны гранитизации вмещающих толщ. В таких случаях песчано-сланцевые отложения палеозоя по мере приближения к контактам массива переходят через кристаллические сланцы и гнейсы в полосчатые граниты. Значительно полнее эти явления изучены в Забайкалье. Так, В.В. Старченко (1968) описывает явления гранитизации для Асинской интрузии (Даурская зона Центрального Забайкалья). Здесь граниты и гранодиориты в зоне эндоконтакта приобретают гнейсовидность, превращаясь на самом контакте в гнейсо-диориты. Гнейсовидность в большинстве

случаев совпадает с элементами залегания вмещающих пластов пермо-триасовых пород асинско-илинской серии. Последние в зоне экзоконтакта мощностью до нескольких сотен метров гранитизированы и превращены в мигматиты и гнейсы. В Даурском своде, по устному сообщению В.В. Старченко, отмечаются явления гранитизации нижнеюрских отложений и регионального метаморфизма мезозойских осадочных толщ вплоть до образования ставролитовых кристаллических сланцев. Сочетание крупных размеров массивов с явлениями гранитизации и грубосогласная форма таких массивов по отношению к структуре вмещающих осадочных толщ приближают и к батолитообразным телам.

Две отмеченные группы массивов гранодиорит-гранитного состава, отличающиеся морфологией интрузивных тел, характером контактовых взаимоотношений с вмещающими их толщами и проявлением при их формировании процессов гранитизации и регионального метаморфизма, отнесены нами к одному типу.

В тех случаях, когда породы гранодиорит-гранитного состава слагают массивы сложного строения, они образуются позже пород габбро-диоритового типа и раньше гранитов стандартного или литий-фтористого типов. Пересечение диоритов породами гранодиорит-гранитного типа, а последних, в свою очередь, гранитами стандартного типа, отмечено во многих массивах Хэнтэя и междуречья Орхона-Селенги.

Как правило, породы гранодиорит-гранитного типа представлены серыми и розовато-серыми среднезернистыми, иногда порфировидными амфибол-биотитовыми гранитами и гранодиоритами. Породы, слагающие массивы трещинного типа, характеризуются массивной текстурой, для эндоконтактовых пород из массивов, в связи с которыми отмечается гранитизация, обычна полосчатая текстура. В гранитоидах этого типа часто наблюдаются многочисленные (до 20% объема породы) ксенолиты эллипсоидальной и округлой формы, размерами от первых сантиметров до 10-15 см. Ксенолиты сложены породами, обогащенными роговой обманкой и плагиоклазом. Породы, насыщенные ксенолитами, приобретают пятнистую текстуру. Главными минералами пород рассматриваемого типа являются плагиоклаз №№ 20-35 (до 35-50%), калиевый полевой шпат (20-30%), кварц (15-30%), роговая обманка (5-10%) и биотит (до 5-10%). Иногда в этих породах отмечается моноклинный пироксен.

Типоморфным парагенезисом акцессорных и рудных минералов для пород рассматриваемого типа является магнетит-сфен-апатит-ильменитовый, причем содержание сфена в них в 3-5 раз ниже, а апатита и магнетита примерно равно содержанию этих минералов в габбро-диоритовом типе. Концентрация циркона в гранодиорит-гранитах в 3-5 раз выше, чем в габбро-диоритах.

Калиевый полевой шпат в этих породах отвечает высоким или промежуточным ортоклазам с низкими значениями степени триклинности и угла оптических осей, высокими концентрациями бария и стронция (табл. 4) и с широким развитием пертитов.

Исследование порфировидных разностей пород данного типа (Антипин и др., 1969) показало, что полевые шпаты вкрапленников и основной массы различаются по многим характеристикам.

Амфиболы из пород гранодиорит-гранитного типа принадлежат к обычным роговым обманкам, встречающимся в породах от адамеллита до габбро. Биотиты в них представлены магнезиальными разновидностями переменного состава. Структура пород этого типа - гранитная.

На основании наблюдаемых взаимоотношений минералов и степени их идиоморфизма можно наметить такой порядок их кристаллизации: 1) плагиоклаз + + амфибол; 2) плагиоклаз + амфибол + калиевый полевой шпат; 3) плагиоклаз + + амфибол + калиевый полевой шпат + биотит + кварц.

В гигантопорфировидных разностях гранодиорит-гранитного типа пород описываемые взаимоотношения минералов характерны только для минералов основ-

Таблица 4

Усредненный состав и свойства полевых шпатов мезозойских гранитоидов

Геохимический тип гранитов		Массив, порода	Количество проб	Состав		
				K (в%)	Na (в%)	Орт + Аб
Гранит-гранодиоритовый		Сретенский массив (Восточное Забайкалье)				
		Порфировидный гранит				
		Калиевый полевой шпат				
		вкрапленников	70	10,0	2,2	$Орт_{74}Аб_{26}$
		основной массы	5	10,5	2,1	$Орт_{76}Аб_{24}$
		Амуджиканский массив (Восточное Забайкалье)				
		Порфировидный гранит				
		Калиевый полевой шпат				
		вкрапленников	9	11,2	2,1	$Орт_{78}Аб_{22}$
		основной массы	8	11,7	1,7	$Орт_{82}Аб_{18}$
Стандартных гранитов		Модотинский массив				
		Крупнозернистый гранит	5	11,0	1,4	$Орт_{83}Аб_{17}$
		Мелкозернистый гранит	3	11,0	1,4	$Орт_{83}Аб_{17}$
		Горихинский массив				
		Порфировидный гранит				
		Калиевый полевой шпат				
		вкрапленников	10	9,6	2,7	$Орт_{69}Аб_{31}$
		основной массы	10	9,5	1,9	$Орт_{77}Аб_{23}$
Литий-фтористых гранитов	Двуслюдяные граниты	Жанчивланский массив				
		Аляскиты	6	9,9	2,3	$Орт_{73}Аб_{27}$
		Амазонит-альбитовые граниты	8	11,4	1,6	$Орт_{82}Аб_{18}$
		Альбит-лепидолитовые граниты	4	11,8	1,1	$Орт_{87}Аб_{13}$
		Хуху-Туинский массив				
		Порфировидный гранит				
		Калиевый полевой шпат				
		вкрапленников	2	8,3	3,2	$Орт_{62}Аб_{38}$
		основной массы	2	10,0	1,9	$Орт_{76}Аб_{24}$
	Монослюдяные граниты	Баян-Уланский массив				
		Аляскиты	4	6,4	4,6	$Орт_{47}Аб_{53}$
Агпаитовых гранитов и щелочных пород		Дашибалбарский массив				
		Щелочные граниты	9	6,0	4,3	$Орт_{46}Аб_{54}$
		Гранофиры	5	7,1	3,5	$Орт_{56}Аб_{44}$
		Хан-Богдинский массив				
		Щелочные граниты	6	7,2	3,7	$Орт_{55}Аб_{45}$
		Пегматиты	8	10,3	2,0	$Орт_{77}Аб_{23}$

калиевых полевых шпатов									Плагиоклаз, №
Rb	Li	Ba	Sr	Pb	Tl	Sn	$\Delta\rho$	2V	
(в г/т)									
260	-	6600	800	41	1,0	-	0,1	68–74°	16–28
375	-	1700	530	29	-	-	0,1		
435	-	-	-	-	1,1	-	0,2–0,4	60–72°	16–26
524	-	-	-	-	1,6	-	0,1–0,8		
475	Сл.	5000	295	-	-	-	-	80–84°	13–14
690	5	450	90	-	-	-	-		12–13
330	15	1900	230	42	6,0	0,6	0,0–0,2	64–71°	20–27
545	19	855	150	43	8,8	0,7			14–19
1150	26	246	46	86	9,0	1,9	0,1–0,8	72–84°	5–10
2425	14	32	18	156	11,3	1,6			3–6
4855	91	24	27	40	23,1	2,3			4–6
735	17	325	50	69	12,0	1,4	0,7–0,8	-	-
1050	15	80	20	74	10,6	1,9	-	-	-
320	22	68	18	22	5,3	1,2	-	-	7
230	15	130	21	12	4,6	1,5	0,9–1,0	74–80°	
370	14	48	16	17	10,0	1,4			
360	9	150	16	8	2,6	1,2	0,8–1,0	74–84°	5–8
570	6	100	14	14	4,4	1,5			3–8

Таблица 5

Средние содержания щелочей, фтора (в %) и редких элементов (в г/т)

Район, возрастной цикл, массив, порода	K	Na	Rb	Li	Cs
Хэнтэйский район					
Раннемезозойский цикл					
Бухулейнский массив					
Граниты	4,0	2,6	211	36	11
Гранодиориты	1,7	2,7	125	7	9
Тологойтский массив					
Граниты	3,8	2,5	166	22	9
Гранодиориты	4,1	2,9	129	17	9
Прикеруленский массив					
Граниты	2,5	2,8	109	34	11
Нарин-Тологойтский массив					
Гранодиориты	1,9	3,5	60	34	Не опр.
Жильные граниты	3,5	1,5	152	88	5
Нарин-Тологойтский (Северный) массив)					
Граниты	3,0	2,7	120	46	Не опр.
Джидинский район					
Раннемезозойский цикл					
Кудунский комплекс (Забайкалье)*					
Гранодиориты	4,0	-	112	24	-
Орхон-Селенгинский район					
Раннемезозойский цикл					
Правобережный массив					
Адамеллиты	2,0	3,4	68	17	3
Барун-Бурийнский массив					
Амфибол-биотитовые граниты	3,3	3,1	92	18	4
Жильные граниты	3,8	3,1	93	8	3
Булганский массив**					
Гранодиориты	2,6	3,2	111	20	2
Приононский район					
Позднемезозойский цикл					
Хуху-Улинский массив					
Гранодиориты	3,5	2,6	194	40	9
Ухунурский массив					
Гранодиориты	3,6	2,6	151	53	4,0
Баян-Дунгский массив					
Гранодиориты	2,0	2,6	65	29	14
Дутанурский массив					
Граниты	2,8	3,5	114	17	3
Жильные граниты	-	-	-	5	Не обн.
Оца-Обийский массив					
Гранодиориты	2,4	3,2	-	14	3
Уланульский район					
Раннемезозойский цикл					
Гобийский массив					
Граниты	2,7	3,6	184	6	8

*По данным Е.М. Шеремета.

в породах гранодиорит-гранитного геохимического типа

Pb	Zn	Sn	Tl	F	Be	WO_3	B	Ba	Sr	K/Rb
20	47	6,0	0,4	0,056	2,5	3,0	26	200	10	190
13	65	3,7	0,5	0,016	0,85	Не опр.	23	200	40	136
16	48	3,5	0,75	0,03	1,0	30	22	1000	200	228
18	44	4,8	0,75	0,03	1,1	Не опр.	22	1000	200	747
14	62	6,2	-	-	-	<1	-	1000	400	229
17	40	5,0	0,4	0,05	1,1	2,5	25	1000	600	365
26	55	5,7	0,4	0,029	1,2	6,7	51	1000	300	230
19	52	4,0	1,1	0,031	3,2	30	14	600	400	250
15	66	5,0	0,8	0,06	1,8	-	-	-	-	357
10	66	2,1	0,6	0,05	1,3	Сл.	-	600	900	295
11	44	1,7	0,6	0,06	1,1	2,6	20	870	290	359
10	48	1,7	0,6	0,04	0,9	Сл.	13	600	200	409
18	50	1,7	0,9	0,04	0,7	4,4	26	1000	600	234
43	64	6,8	0,9	0,17	3,7	4,6	38	916	370	180
35	42	5,5	1,1	0,13	3,6	4,0	15	862	359	238
10	34	1,4	2,3	0,09	1,1	-	-	1000	600	308
19	38	1,0	1,2	0,05	1,1	3,2	28	2000	600	246
6	38	2,0	0,5	0,19	-	Сл.	-	600	200	
9	50	2,2	0,6	-	-	Сл.	-	400	210	
14	52	3,5	0,7	0,08	0,4	3	22	900	900	147

**По данным Томуртогоо и А.А. Моссаковского эти массивы имеют позднепалеозойский возраст.

ной массы. Минералы вкрапленников, представленные плагиоклазом №№ 26–32, роговой обманкой, калиевым полевым шпатом и кварцем, образуют обособленную группу минералов. Кристаллизация их осуществлялась либо раньше минералов основной массы, либо при условиях, способствующих более высокой скорости их роста по сравнению с зернами минералов основной массы. Парагенезисы минералов соответствуют I–II или только I полю щелочности диаграммы Д.С. Коржинского. По химическому составу породы данного типа располагаются в интервале между гранодиоритами и гранитами, приближаясь к гранитам (рис. 46).

По значению петрохимической щелочности ("*a*") можно выделить две группы пород. Первая объединяет главным образом гранитоиды кыринского комплекса, слагающие батолитообразные тела, развитые в пределах Дауро-Хэнтэйского свода, которые характеризуются тем, что фигуративные точки составов пород тяготеют к линии, соединяющей составы гранита и гранодиорита, по Р. Дэли. В то же время гранитоиды трещинных тел шахтаминского и амуджикано-сретенского комплексов Забайкалья и северо-востока Монголии по своему химизму тяготеют к линии эволюции сиенит – щелочной гранит. Это определяется отмеченной при петрографическом описании кристаллизацией пород из магм несколько повышенной щелочности. Петрографические наблюдения показывают, что именно к этой группе относятся гранодиориты Северо-Востока Монголии.

Важная особенность второй группы пород гранодиорит-гранитного типа – их высокая магнезиальность. Она характеризуется тем, что величина параметра "m'" обычно выше 30 (а для многих разновидностей находится в интервале 40–50). Для пород амуджикано-сретенского, шахтаминского и амананского комплексов Забайкалья это впервые было отмечено Д.С. Соломиным (1965), а затем было подтверждено нашими исследованиями. Эти особенности можно объяснить высокой магнезиальностью темноцветных минералов пород гранодиорит-гранитного типа, что было показано для биотитов из гранитов и гранодиоритов амананского, шахтаминского и амуджикано-сретенского комплексов Забайкалья (Коваль и др., 1972б).

В табл. 5 приведены содержания ряда элементов в породах главных интрузивных фаз массивов гранодиорит-гранитного типа Монголии, а также средние содержания по гранитоидам шахтаминского, амуджикано-сретенского и кыринского комплексов Восточного Забайкалья. Гранитоиды рассматриваемого типа характеризуются, в целом, близкими к кларковым для гранитов содержаниями большинства изученных редких элементов. В то же время содержания рубидия в этих породах, как правило, несколько ниже, чем среднее для гранитов по А.П. Виноградову, что является важным геохимическим признаком пород гранодиорит-гранитного типа. Содержания бария и стронция довольно часто превышают кларковые и соответственно величина рубидий-стронциевого отношения для них низкая (0,3–1,0). Распределение лития в породах данного типа неравномерное. В равномернозернистых гранодиоритах и гранитах Монголии и Забайкалья концентрации его близки или даже ниже кларковых. В гигантопорфировидных разностях Восточного Забайкалья содержания лития значительно превышают средние для гранитов. Особо следует остановиться на характере распределения олова. Как правило, его концентрации не превышают 5 г/т, т.е. являются кларковыми. При рассмотрении геохимии олова в многофазных массивах шахтаминского и амуджикано-сретенского комплексов нами было показано (Таусон и др., 1965), что олово рассеивается на начальных этапах становления пород, и эти гранитоиды не перспективны на оловянную минерализацию. Несколько отличаются от них гранитоиды кыринского комплекса. В некоторых разновидностях кыринских гранитов, характеризующихся слабой общей грейзенизацией, отмечаются повышенные, до 10–15 г/т концентрации олова (Таусон и др., 1970). Считается, что такие разности гранитоидов данного типа могут быть источником оловянных россыпей.

В многофазных массивах гранодиорит-гранитов Забайкалья установлено, что в процессе их становления содержание лития уменьшается, а концентрация рубидия увеличивается. Таким образом, по характеру эволюции редких элементов эти гранитоиды близки к гранитам стандартного типа (Коваленко и др., 1971). В целом по распределению редких элементов породы гранодиорит-гранитного типа занимают промежуточное положение между габбро-диоритами и стандартными гранитами.

Заканчивая описание гранодиорит-гранитного типа, следует отметить, что в Монголии с этим типом гранитов не известно месторождений полезных ископаемых. В Восточном Забайкалье с гранодиоритами пространственно ассоциируют месторождения золота, молибдена и полиметаллов, а также мелкие рудопроявления вольфрамита. Возможно, что некоторые разновидности пород данного типа могут служить источником оловянных россыпей.

ГРАНИТЫ СТАНДАРТНОГО ТИПА

К этому типу пород отнесены лейкократовые биотитовые граниты, занимающие по химическому составу промежуточное положение между средним гранитом и аляскитом, по Р.Дэли. Породами этого типа сложены многочисленные массивы, площадь которых колеблется от нескольких квадратных километров до сотен и даже тысяч (массивы района Хэнтэя). Размещение массивов стандартных гранитов контролируется разрывными нарушениями. В связи с этим, как правило, они дискордантны по отношению к вмещающим палеозойским структурам. Форма массивов бывает штокообразной, дайкообразной, лакколитообразной, пластообразной. Для крупных массивов зачастую характерна каркасная форма, обусловленная их приуроченностью к узлам пересечения разрывных нарушений разного направления.

Экзоконтактовые изменения в связи с гранитами стандартного типа выражены главным образом в ороговиковании вмещающих пород. Мощность таких зон ороговикования редко превышает 1 км. В месте контакта с известняками отмечается мраморизация последних и образование зон известковых скарнов (Ихэ-Наротин-Хидский массив) иногда с магнетитовым оруденением (Барун-Уртский массив). В редких случаях в связи с гранитами этого типа установлена гранитизация вмещающих пород. Между тем, ксенолиты вмещающих пород в гранитах нередко гранитизированы.

Граниты главных фаз массивов гранитов стандартного типа пересекаются дайками мелкозернистых, нередко пегматоидных гранитов (фаза дополнительных интрузий). Они могут слагать и отдельные небольшие массивы, как, например, массив в правобережье большой излучины р.Керулен. Для гранитов второй, или дополнительной, фазы особенно характерны пегматиты шлирового и жильного типов.

Весьма характерны для многих массивов гранитов стандартного типа поздние дайки лампрофиров, завершающих, как правило, процесс становления таких массивов.

По структурным особенностям выделены две большие группы гранитоидов рассматриваемого типа: равномернозернистые, иногда слабопорфировидные, и гигантопорфировидные. Наибольшим распространением пользуются равномернозернистые разности. Среди них выделяются биотитовые, двуслюдяные (и мусковитовые), а также турмалинсодержащие граниты. Двуслюдяные и турмалинсодержащие граниты, как правило, проявлены в телах фазы дополнительных интрузий, в жильных гранитах и пегматитах, связанных с массивами биотитовых гранитов. Только в редких случаях двуслюдяные и турмалинсодержащие граниты слагают самостоятельные интрузивные тела.

Равномернозернистые граниты во всех изученных массивах весьма однообразны и отличаются деталями структуры и реже состава. Это - светло-серые или розовато-серые, иногда белые породы, изредка слабо порфировидные средне- и мелкозернистые. Текстура их - массивная. Главные минералы гра-

нитов – зональный плагиоклаз (35–40%), калиевый полевой шпат (25–33%), кварц (25–35%) и биотит (до 5%).

В двуслюдяных разностях появляется мусковит (до 5%) и второстепенный гранат (до 2%). По химическому составу гранат отвечает альмандин-спессартитовому ряду. В турмалинсодержащих гранитах второстепенным минералом является турмалин (до 3%), часто в ассоциации с гранатом. Турмалины обогащены железистой составляющей и по химическому составу отвечают группе шерлов.

Характерный парагенезис акцессорных минералов в гранитоидах стандартного типа – магнетит-сфен-апатит-ильменит-ортитовый. В гранитах поздних фаз, представленных биотитовыми разностями, уменьшается содержание сфена, ортита и магнетита и увеличивается количество апатита и циркона. В гранат-турмалиновых разностях гранитов сфен и апатит отсутствуют, а концентрации циркона и магнетита значительно уменьшаются.

Плагиоклаз представлен зональными зернами, центральная часть которых имеет состав олигоклаза № 12–18. Для плагиоклаза очень характерны мирмекиты. Калиевый полевой шпат имеет состав $Орт_{83-97}Аб_{13-17}$, а по степени упорядоченности отвечает решетчатому микроклину ($2V = 74–84^{o}$). От калиевого полевого шпата гранитоидов гранодиорит-гранитного типа отличается более низкими содержаниями Ba и Sr (см. табл. 4). Биотиты из гранитов этого типа по составу близки к сидерофиллиту. Как правило, структура пород – гранитная, в отдельных участках аплитовая и гранофировая.

Среди мелкозернистых гранитов дополнительной интрузивной фазы отмечены разности с мусковитом, гранатом и турмалином. Мусковит иногда занимает четко коррозионное положение по отношению к пластинам биотита, образуя каймы вокруг последних и приурочиваясь к трещинкам спайности и т.п. (Их-Хайрханский массив). В других он пространственно не связан с зернами биотита, выполняя промежутки между кристаллами полевых шпатов и кварца. С мусковитом обычно тесно ассоциирует гранат, присутствующий в виде ксеноморфных зерен с включениями полевых шпатов и кварца. Турмалин, образующий зерна неправильной формы и удлиненно-призматические кристаллы (Модотинский массив), содержит многочисленные пойкилитовые включения всех других минералов и особенно кварца. Они ксеноморфны по отношению к зернам полевых шпатов и кварца. Наблюдаются все промежуточные разности между мелкозернистыми гранофировыми гранитами и грубозернистыми пегматитами, содержащими берилл и реже колумбит, топаз и флюорит (Их-Наротин-Хидский массив).

Резкопорфировидные граниты стандартного геохимического типа распространены в Горихинском, Жанчивланском, Югодзырьском и Тумэн-Цогтинском массивах. В Горихинском массиве они связаны постепенными переходами с крупнозернистыми, равномернозернистыми лейкократовыми гранитами. Резкопорфировидные граниты всех указанных массивов характеризуются однообразным строением: на фоне средне- или крупнозернистой основной массы выделяются крупные (от 0,5–1 до 4–6 см) призматические вкрапленники розового щелочного полевого шпата. Основная масса состоит из белого плагиоклаза, темно-серого кварца и черных чешуек биотита. В единичных зернах встречается роговая обманка (Горихинский и Югодзырьский массивы). Количественные соотношения породообразующих минералов и набор акцессориев в них аналогичны таковым в равномернозернистых биотитовых гранитах.

В порфировидных гранитах зерна плагиоклаза (№ 14–27) имеют таблитчатую форму и характеризуются наибольшим идиоморфизмом. Зональность зерен плагиоклаза отмечается относительно редко, а мирмекиты для них менее характерны. Наиболее кислыми по составу являются мелкие зерна плагиоклаза (№ 14–18), заключенные в основной массе гранитов. Щелочной полевой шпат представлен короткотаблитчатыми кристаллами-вкрапленниками с неровными извилистыми границами и ксеноморфными зернами в основной массе породы. Калиевый полевой шпат вкрапленников – это высокий, или промежуточный ортоклаз ($2V =$

=-64-72°; Δp=0,0-0,25), в основной массе - низкий ортоклаз или микроклин (Δp=0,0-0,35 до 0,75-0,90). Микроклин основной массы иногда имеет решетчатое строение. Вкрапленники по отношению к калиевому полевому шпату основной массы обогащены альбитом и стронцием и обеднены рубидием (см. табл. 4). Для щелочного полевого шпата вкрапленников характерны тонкие (Югодзырьский и Тумэн-Цогтинский массивы) или более широкие (Горихинский массив) ленточные пертиты. Биотиты по составу отвечают сидерофиллиту.

Основная масса резкопорфировидных гранитов стандартного типа в целом характеризуется гипидиоморфнозернистой структурой.

Заканчивая краткую петрографическую характеристику гранитов стандартного типа, отметим, что по характеру минеральных парагенезисов они соответствуют гранитоидам первого поля щелочности, по Д.С.Коржинскому. Это подтверждается также тем, что рой химических составов гранитов стандартного типа укладывается близко к лейкократовой части эволюционной линии гранодиорит - гранит - аляскит (см. рис. 43). По сравнению с габбро-диоритовым и гранодиорит-гранитным типами пород составы стандартных гранитов располагаются в значительно более узком интервале по параметрам "b" и "c", что свидетельствует о более устойчивом составе гранитов этого типа и малой способности их к дифференциации вещества. Такая выдержанность составов характерна для анхиэвтектических пород.

Распределение редких элементов в гранитоидах стандартного типа приведено в табл. 6. В гранитах главных интрузивных фаз различных массивов содержание большинства исследованных элементов, как правило, близко к кларковым, по А.П. Виноградову (1962). Исключение составляет рубидий, концентрации которого во всех массивах несколько превышают кларковые. Концентрация олова в Их-Хайрханском массиве в 1,5 раза ниже среднего содержания этого элемента в гранитах, а в остальных массивах - незначительно превышает кларковые. Среднее содержание лития в гранитах главных фаз четырех массивов (Хуху-Улинский, Жанчивланский, Онгон-Хайрханский и Горихинский), бериллия в двух (Хуху-Улинский и Жанчивланский) и бора в одном (Хуху-Улинский) превышает кларки этих элементов в гранитах. В связи с несколько повышенным содержанием в этих гранитах рубидия и близкой к кларковой концентрации стронция отношение этих элементов колеблется в интервале от 1 до 10. Соответственно на диаграмме (см. рис. 44) составы гранитов стандартного типа занимают положение в поле более высоких отношений Rb/Sr, чем для гранитоидов гранодиорит-гранитного и габбро-диоритового типов. Содержание лития при этом сохраняется приблизительно на том же уровне.

В процессе становления гранитных массивов стандартного типа в породах поздних фаз отмечается увеличение содержания таких элементов, как рубидий (исключение составляют мелкозернистые биотитовые граниты Онгон-Хайрханского массива) и бериллий. В большинстве массивов несколько увеличивается содержание свинца и таллия. Концентрация бора или остается постоянной или, как в Модотинском массиве, незначительно увеличивается. Концентрация лития, бария, стронция и цинка в поздних породах закономерно уменьшается. Отмеченные закономерности распределения редких элементов (уровень их содержания в породах главных фаз, характер изменения содержаний от ранних пород к поздним) показывают, что граниты стандартного типа геохимически аналогичны обычным гранитам, распределение редких элементов в которых неоднократно описывалось в геохимической литературе (Аренс, 1959; Таусон, 1961; Ставров, 1963). Величина калий-рубидиевого отношения в этих гранитах также близка к среднему значению этой величины в гранитах (Аренс, 1959); в поздних породах значение этого отношения уменьшается. Обычно закономерно уменьшение величины цинк-свинцового и барий-стронциевого отношений от пород главных фаз к мелкозернистым гранитам фаз дополнительных интрузий. В последних также очень существенно возрастает отношение рубидия к стронцию.

Таблица 6

Средние содержания щелочей, фтора (в %) и редких элементов (в г/т) в

Район, возрастной цикл, массив, гранит	K	Na	Rb	Li	Cs	Pb
Хэнтэйский район						
Раннемезозойский цикл						
Бухулейнский массив						
Лейкократовый	4,0	2,3	256	27	9	29
Арангатский массив						
Лейкократовый	3,6	2,4	237	22	12	18
Горихинский массив						
Порфировидный	3,5	2,8	210	81	-	20
Крупнозернистый	4,0	2,4	165	53	-	33
Жильный	3,8	2,8	250	40	-	34
Хошутулинский массив						
Порфировидный	4,2	2,7	224	62	6	22
Улан-Баторский массив						
Крупнозернистый	3,9	2,9	328	88	12	24
Джидинский район						
Позднемезозойский цикл						
Гуджирский комплекс (Восточное Забайкалье)*						
Лейкократовый	4,6	-	217	53	-	20
Приононский район						
Раннемезозойский цикл						
Юдугынинский массив						
Биотит-амфиболовый	3,9	2,7	225	40	8	30
Восточный массив						
Биотитовый	4,0	2,7	403	101	22	33
Крупнозернистый	4,1	2,9	356	99	16	38
Граниты дополнительной фазы	3,8	3,8	368	42	20	49
Модотинский массив						
Биотитовый	3,7	3,0	212	42	-	34
Двуслюдяные	4,2	3,0	202	23	-	32
Позднемезозойский цикл						
Хуху-Улинский массив						
Крупнозернистый двуслюдяной	3,6	2,9	311	121	-	26
Южный массив						
Мелкозернистый двуслюдяной	3,1	3,2	332	21	-	21
Баян-Ульский массив						
Биотитовый	4,0	2,9	224	30	3	20
Жильный	3,0	3,0	236	9	3	32
Эрингольский массив						
Порфировидный	-	-	-	-	-	25
Лейкократовый	-	-	277	26	6	22
Жильный	1,8	1,8	312	27	16	25

* Данные Е.М. Шеремета.

породах стандартного геохимического типа

Zn	Sn	Tl	F	Be	WO_3	Mo	B	Ba	Sr	K/Rb
36	3,4	0,7	-	-	-	-	-	300	72	158
20	5,1	-	-	-	30	-	-	200	30	154
31	5,3	1,1	-	-	-	-	-	200	40	167
48	6,2	0,9	-	-	-	-	-	60	15	243
36	6,5	1,2	-	-	-	-	-	60	8	152
25	9,0	0,7	-	3,9	-	-	-	300	150	188
45	14	0,8	-	7,2	-	-	-	290	70	119
50	5,7	0,9	0,09	4,0	2,5	-	-	-	-	212
46	3,5	0,8	0,06	2,3	3,4	1,9	22	1000	230	174
20	8,5	0,7	0,10	4,3	4,2	1,0	20	600	400	99
20	6,3	1,0	0,08	4,3	4,2	2,0	23	400	100	115
22	10,5	0,7	0,04	10,5	2,9	2,2	27	40	23	103
37	9,3	1,1	-	2,2	1,0	-	11	1207	256	174
23	9,0	1,0	-	2,7	Не опр.	-	14	412	118	208
25	16,7	1,6	0,05	11,9	4,5	-	428	420	97	116
28	13,3	1,0	0,11	21,6	4,0	-	595	20	11	93
46	2,5	1,2	0,30	-	4,8		-	200	140	178
38	4,8	1,4	0,02	10,5	3,3	1,0	21	100	80	127
30	1,0	0,4	0,05	3,1	4,2	1,0	29	300	-	-
45	1,9	0,5	0,07	3,8	Не опр.	1,0	20	60	30	-
32	1,0	0,4	0,02	3,6	2,5	1,0	17	100	8	58

Таблица 6 (продолжение)

Район, возрастной цикл, массив, гранит	K	Na	Rb	Li	Cs	Pb
Центральный район						
Раннемезозойский цикл						
Барунундурский массив						
Биотитовый	3,1	2,6	126	21	14	7
Аргаин-Чулинский массив						
Биотитовый	3,0	2,4	178	13	2	15
Хайрхаулинский массив						
Биотитовый	3,3	3,2	240	35	2	14
Жильный	3,7	2,7	251	11	2	16
Манкуханский массив						
Гранит	2,3	3,0	228	23	2	17
Сумбурский массив						
Биотитовый	4,1	3,5	133	6	6	14
Жильный	4,0	2,6	178	5	11	20
Ундэрский массив						
Биотитовый	3,8	3,5	130	18	2	18
Позднемезозойский цикл						
Южно-Чойбалсанский массив						
Биотитовый	3,9	3,0	89	9	3	21
Барун-Цогтинский массив						
Гнейсовидный	4,2	2,7	350	49	4	30
Южный массив						
Крупнозернистый гнейсовидный	2,0	2,6	176	19	6	21
Барун-Цогтинский район						
Крупнозернистый	4,3	2,7	289	23	2	22
"	3,7	2,6	320	32	5	22
Тумэн-Цогтинский массив						
Порфировидный	4,1	2,5	404	64	17	50
Крупнозернистый	4,1	2,8	507	65	19	47
Мелкозернистый	4,0	2,5	760	55	12	64
Баян-Обинский массив						
Биотитовый	3,9	2,5	193	32	14	15
Жильный	3,7	2,4	200	22	14	16
Их-Наротин-Хидский массив						
Порфировидный	4,4	2,5	389	48	10	42
Биотитовый	4,2	2,7	274	53	-	31
Гранит дополнительной фазы	3,7	3,0	481	54	-	34
Их-Хайрханский массив						
Биотитовый	4,4	2,7	282	39	-	23
Жильный	4,1	3,0	303	21	-	27
Баян-Баратуинский массив						
Биотитовый гранит I фазы	3,9	3,3	270	37	8	29
Биотитовый гранит II фазы	3,6	2,8	260	50	8	23
Жильный	3,9	2,3	309	44	6	40

Zn	Sn	Th	F	Be	WO_3	Mo	B	Ba	Sr	K/Rb
25	1,6	1,1	0,03	4,7	-	-	-	600	200	246
32	1,1	0,5	0,06	4,9	3,0	1,9	21	100	80	169
28	1,5	0,6	0,03	3,8	2,3	1,1	18	300	150	137
38	2,4	0,5	0,05	1,2	2,5	1,5	23	200	150	147
45	1,5	0,9	0,08	2,5	2,8	7,5	21	700	400	101
50	3,5	-	-	3,2	Не опр.	-	-	600	400	308
35	2,8	-	-	3,8	" "	-	-	300	400	225
23	1,2	0,3	0,18	-	2,1	1,1	14	150	30	292
36	1,1	0,4	0,06	0,4	2,2	1,0	19	600	100	438
50	3,0	1,8	0,04	3,0	2,4	1,0	20	600	150	120
27	2,1	0,6	0,14	2,8	2,0	9,9	20	100	60	114
40	20	1,0	0,08	3,8	2,3	5,9	22	400	160	149
48	2,6	0,5	0,22	4,0	Сл.	3,0	15	100	60	116
38	7,0	3,9	0,18	7,6	6,5	-	-	340	116	102
30	6,2	3,6	0,18	9,7	1,3	-	-	406	111	81
40	16,6	6,7	0,64	2,1	32,0	-	-	328	50	53
47	4,0	-	-	1,8	3,1	-	-	400	80	202
35	4,0	-	-	3,2	2,6	-	-	400	60	185
37	6,0	7,2	0,17	5,8	2,2	-	11	758	152	113
27	7,8	1,2	-	3,7	1,0	-	10	760	180	153
22	11,3	1,8	-	7,4	1,0	-	10	17	8,5	77
22	2,7	1,3	0,08	6,9	-	1,5	10	160	80	156
22	2,9	1,7	0,04	9,4	-	1,5	10	116	68	135
38	4,3	1,8	0,13	6,9	3,2	-	-	600	400	126
36	4,5	1,0	0,13	6,9	Сл.	-	-	800	400	139
40	4,6	1,4	0,08	7,2	"	-	-	400	300	126

Таблица 6 (продолжение)

Район, возрастной цикл, массив, гранит	K	Na	Rb	Li	Cs	Pb
Михер-Худукский массив						
Биотитовый	3,9	3,0	274	41	6	26
Жильный	3,3	3,3	382	7	6	26
Бага-Хайрханский массив						
Биотитовый пегматоидный	3,9	2,8	191	10	5	25
Гоби-Хангайский район						
Раннемезозойский цикл						
Дэун-Мачдалульский массив						
Биотитовый	4,0	2,6	169	22	2	13
Нукутдабано-Халхингольский район						
Раннемезозойский цикл						
Югодзырьский массив						
Гигантопорфировидный	3,9	2,7	246	42	9	13
Ульдзит-Хурэнский массив						
Порфировидный	3,4	2,7	206	33	17	17
Жильный	3,8	2,8	220	24	11	17
Безымянный массив						
Пегматоидный	3,8	2,6	188	18	11	13
Жильный	4,1	2,1	266	24	11	9
Урд-Хайрханский массив (западная часть)						
Крупнозернистый	3,6	2,9	229	72	14	13
"	3,9	2,7	358	72	23	13
Лейкократовый	3,7	2,5	366	89	31	14
(восточная часть)						
Среднезернистый	3,8	2,7	280	39	15	20
Порфировидный	-	-	-	-	-	20
Субширотный массив						
Порфировидный	3,7	2,5	273	14	12	13
Средне-Чулутинский массив						
Порфировидный	3,7	2,8	233	39	16	16
Жильный	3,9	2,8	452	69	15	15
Хабиргаулинский массив						
Биотитовый	3,8	2,4	266	33	11	24
Жильный	3,7	2,7	216	11	8	18
Тумэн-Улинский массив						
Биотитовый	3,8	2,2	290	35	11	26
Гранит дополнительной фазы	4,1	2,4	346	35	15	12
Аплит	3,9	2,6	272	12	11	22
Позднемезозойский цикл						
Наропский массив						
Обсидианы с биотитом	3,9	2,5	270	47	23	16

Zn	Sn	Tl	F	Be	WO_3	Mo	B	Ba	Sr	K/Rb
69	5,2	1,2	0,10	6,2	4,6	-	-	600	300	142
45	5,2	1,8	0,03	5,5	3,0	-	-	60	400	86
38	3,5	0,8	0,02	3,0	Сл.	-	-	60	60	204
60	3,7	-	0,03	4,0	-	-	-	600	250	237
34	5,0	0,5	0,10	8,0	5,7	-	10	300	130	159
47	4,0	-	0,06	4,0	Сл.	-	-	700	300	165
46	3,0	-	0,04	3,8	"	-	-	300	40	173
44	4,0	-	0,04	2,2	4,7	-	-	500	200	202
45	2,5	-	0,02	3,4	4,3	-	-	300	100	154
48	3,5	-	0,06	5,9	Не опр.	-	-	700	200	157
44	5,2	-	0,12	8,7	4,2	-	-	400	40	109
50	4,8	-	0,08	8,0	7,4	-	-	400	100	101
48	6,5	-	0,10	3,2	3,3	-	-	400	100	136
7	4,0	-	0,12	2,9	3,0	-	-	300	60	-
46	7,0	-	0,08	6,5	12,5	-	-	1000	250	136
62	4,0	-	0,08	2,7	9,6	-	-	500	100	159
44	3,8	-	0,16	0,8	18,0	-	-	600	200	86
42	5,2	-	0,09	2,8	5,4	-	-	600	100	142
20	4,2	-	0,10	2,3	7,3	-	-	80	10	171
40	4,8	-	0,05	3,6	10,7	-	-	300	60	131
46	3,5	-	0,04	4,7	5,6	-	-	300	60	118
45	2,0	-	0,02	3,8	5,6	-	-	20	40	143
48	4,8	-	0,03	3,9	6,5	-	-	600	300	144

Таблица 6 (окончание)

Район, возрастной цикл, массив, гранит	K	Na	Rb	Li	Cs	Pb
Кварцевые порфиры	3,8	2,3	238	24	22	13
" "	3,5	2,3	236	56	18	18
Сульобинский массив						
Липарит	4,0	2,6	250	16	20	12
Баянгольский массив						
Гранит-порфиры	3,9	2,3	194	12	10	21
Халдастангольский массив						
Липарит	3,8	2,3	270	49	12	-
Хакэтайский массив						
Липарит	4,0	2,6	274	36	20	16
Кварцевые порфиры	4,2	2,5	222	60	14	22
Мелкие тела в районе Средне-Чулутинского массива						
Гранит-порфиры	4,9	0,7	370	21	20	14
" "	3,8	2,3	300	20	16	13
Уланульский район						
Раннемезозойский цикл						
Абдарантинский массив						
Биотитовый	3,2	3,4	155	46	3	14
Гобийский массив						
Граниты	-		162	100	2	16
Граниты дополнительной фазы			184	6	8	18
Аплиты	4,3	2,9	128	8	4	17
Массив к югу от сомона Улан-Бадарху						
Граниты	3,5	3,2	87	8	Не опр.	14
Баин-Худукский массив						
Биотитовый	5,2	2,9	204	16	6	25
Жильный	4,8	2,2	262	10	2	35
Улан-Ульский массив						
Биотитовый	4,3	2,6	260	68	9	24
Сэлиминульский массив						
Биотитовый	4,0	2,6	312	51	10	18
Халдзанульский массив						
Порфировидный	4,3	2,6	502	91	10	30
Жильный	4,3	2,6	277	75	4	38

Zn	Sn	Tl	F	Be	WO_3	Mo	B	Ba	Sr	K/Rb
48	3,0	-	0,06	2,6	4,9	-	-	600	200	160
45	3,5	-	0,05	2,2	3,7	-	-	400	200	148
44	4,0	-	0,02	2,4	4,7	-	-	300	40	160
55	4,0	-	0,07	3,5	6,8	-	-	800	200	201
72	-	-	0,06	3,6	9,0	-	-	700	200	141
45	4,0	-	0,05	2,7	2,8	-	-	500	100	146
60	4,0	-	0,06	5,2	6,5	-	-	400	60	189
38	5,0	-	0,04	4,0	3,8	-	-	800	200	132
48	4,8	-	0,04	5,2	3,0	-	-	400	60	127
38	5,0	0,6	0,07	3,6	Сл.	-	-	400	80	206
20	11,7	0,4	0,02	1,1	2,0	-	22	200	40	
23	1,1	0,4	0,02	1,1	2,3	-	27	60	80	
20	1,0	0,3	0,01	0,9	2,5	-	21	50	20	336
30	1,1	0,3	0,03	1,1	2,2	-	24	400	80	402
45	3,0	0,4	0,04	1,2	4,3	-	21	600	150	255
40	3,3	0,4	0,02	1,2	2,4	-	20	400	150	183
20	11,8	0,7	0,14	5,6	3,0	-	17	600	150	165
42	3,5	0,5	0,04	3,0	2,3	-	23	400	100	128
44	8,0	0,9	0,30	7,1	4,1	-	29	300	40	86
32	7,8	1,2	0,41	7,2	7,4	-	25	60	100	155

Распределение редких элементов в турмалинсодержащих гранитах несколько отличается от описанного выше (табл. 6, см. граниты района Хуху-Ула). Уровень содержания почти всех исследованных элементов в них выше кларковых и приближается к содержанию в гранитах литий-фтористого типа. Однако содержание фтора в них ниже кларковых, а бария и стронция - на уровне средних для гранитов. Эти данные, а также уменьшение концентрации лития в поздних породах показывают идентичность массивов турмалинсодержащих гранитов с другими разностями гранитов стандартного типа.

Особо следует рассмотреть распределение олова в гранитах стандартного типа. В Их-Хайрханской группе массивов нет оловянных рудопроявлений. Это - чисто вольфрамовые месторождения. Распределение олова в гранитах Их-Хайрханской группы в корне отличается от распределения этого элемента в оловоносных гранитах (Таусон и др., 1966). В гранитах поздних фаз этих массивов содержания олова не только не увеличиваются, а даже, как, например, в Онгон-Хайрханском массиве, уменьшаются по сравнению с гранитами главных фаз. На долю биотита в Их-Хайрханском массиве приходится всего 15% олова породы, а содержание его в минерале равно всего 30 г/т. В Модотинском массиве, с которым связано оловянное месторождение, и в Ихэ-Наротин-Хидском, в грейзенах которого отмечаются высокие концентрации олова, наблюдается увеличение концентрации олова в гранитах дополнительных интрузий. Кроме того, в гранитах поздних фаз резко увеличиваются дисперсии содержаний олова, что, как уже отмечалось (Таусон и др., 1965), является важным признаком рудоносности пород. Конечно, полученных данных недостаточно для решения вопросов рудоносности различных массивов стандартного типа. Очевидно, именно геохимический материал позволит в дальнейшем однозначно судить о потенциальной рудоносности конкретных массивов этого типа на олово, вольфрам и молибден. Как в Монголии, так и в СССР с гранитами стандартного типа связаны многочисленные вольфрамовые, оловянные и олово-полиметаллические месторождения.

ГРАНИТЫ ЛИТИЙ-ФТОРИСТОГО ТИПА

К этому типу пород отнесены аляскитовые граниты, химические составы которых группируются в области среднего состава аляскита и аплита, по Р.Дэли (см. рис.43). Породы этого типа распространены на территории Монголии значительно меньше, чем граниты стандартного геохимического типа. Размеры слагаемых ими массивов, как правило, весьма небольшие. Но в некоторых случаях отмечались и крупные тела, с площадью выхода пород до 120 км^2 (Багагазрынский массив) и более. Важной морфологической особенностью массивов гранитов литий-фтористого типа является их куполовидная форма, реже наблюдаются дайки литий-фтористых гранитов, как, например, дайки онгонитов (Коваленко и др., 1970) на месторождении Онгон-Хайрхан. По-видимому, для близповерхностных интрузивных тел, имеющих пространственную связь с одновозрастными эффузивами, характерна пластинообразная или межформационная форма залежи (Барунундурский массив и др.).

Контактовое воздействие гранитов литий-фтористого типа на вмещающие песчано-сланцевые толщи выражается в ороговиковании последних. Мощность зон экзоконтактовых роговиков редко превышает первые сотни метров. При этом в зависимости от состава воздействующих литий-фтористых гранитов состав роговиков несколько меняется от биотитсодержащих до циннвальдит-магнетит-флюорит-кварцевых и лепидотит-топаз-кварцевых (Абдарский и Жанчивланский массивы). Более древние вмещающие граниты в ксенолитах часто превращаются в грейзеноподобные породы. Иногда такие граниты под воздействием амазонит-альбитовых гранитов амазонитизируются. Однако мощность зон таких изменений редко превышает первые метры.

Эндоконтактовые зоны массивов гранитов литий-фтористого типа представлены мелкозернистыми закаленными породами, иногда со шлировыми пегма-

титами различной зернистости. В эндоконтактах даек онгонитов наблюдались стекловые разности литий-фтористых гранитов.

Размещение большинства изученных литий-фтористых гранитов четко контролируется разломами. Соотношения их с гранитами стандартного типа установлены в нескольких массивах сложного строения. В большинстве мест литий-фтористые граниты моложе гранитов стандартного типа.

В массивах литий-фтористых гранитов выделяются две большие группы гранитов: моношпатовые[1] и двушпатовые. Типичным примером массивов моношпатовых литий-фтористых гранитов являются аляскиты Баян-Уланского массива. Для них не характерна глубокая дифференциация пород массива с широким развитием пород поздних фаз, и только в отдельных случаях отмечаются шлировые альбит-микроклиновые пегматиты с циннвальдитом и топазом. Как правило, массивы моношпатовых аляскитов характеризуются резким преобладанием монотонных по составу и структуре пород, часто гранофирового облика. Они состоят из пертитового калиевого полевого шпата (60-70%) и кварца (30-40%). Из второстепенных минералов отмечается биотит, а из акцессорных - флюорит, циркон, магнетит, мартит. Калиевый полевой шпат характеризуется высоким содержанием альбитового минала (до 52%), высокими значениями рентгеновской триклинности (Δp =0,85-1,0) и низкими концентрациями многих редких элементов.

Массивы двушпатовых литий-фтористых гранитов имеют более сложное строение. В некоторых из них (Багагазрынский массив) отмечается широкое распространение мелкозернистых гранитов второй фазы, которые в виде пологих жильных тел тяготеют к эндоконтактовым частям массивов. В большинстве таких массивов устанавливается глубокая дифференцированность пород. По направлению к апикальным частям обычно происходит смена аляскитов микроклин-альбитовыми гранитами с циннвальдитом, которые в свою очередь сменяются амазонит-альбитовыми гранитами: в самой апикальной части развиты альбит-лепидолитовые граниты. Переходы между этими породами могут быть как постепенные, так и секущие. В последнем случае последовательность их кристаллизации соответствует перечисленному выше порядку. Имеются примеры и отдельных интрузивных тел, сложенных только одной из указанных пород.

Во всех массивах широким распространением пользуются также разнообразные шлировые пегматиты.

Для двушпатовых литий-фтористых гранитов установлено большое количество петрографических разновидностей. Подробная их характеристика приводится в специальной работе, посвященной редкометальным гранитам Монголии (Коваленко и др., 1971). Наиболее широким распространением пользуются аляскиты с биотитом, состоящие из плагиоклаза № 4-25 (23%), калиевого полевого шпата (36%), кварца (38%), биотита (2,5%) и акцессорных минералов (0,5%). Рудными минералами в них являются магнетит, мартит, колумбит, касситерит и ильменит, а акцессорными - флюорит, топаз, циркон, монацит.

В зернах плагиоклаза мирмекиты как правило отсутствуют. Нередко зерна плагиоклаза зональны (от № 10 в центре до № 4 на периферии). Выделения калиевого полевого шпата представлены микроклином состава $Орт_{70-90}Аб_{10-30}$ (Δp =0,4-1,0; $2V$ =-70-84°). Кварц образует округлые, иногда неправильной формы, зерна. Биотит, представленный разновидностями от сидерофиллита до протолитионита, слагает пластинчатые и мелкочешуйчатые выделения. Отмечались зональные кристаллы слюды, состав которых в центре отвечал сидерофиллиту, а на периферии - циннвальдиту.

---

[1] В последнее время авторы считают целесообразным рассматривать моношпатовые граниты в единой группе пород повышенной щелочности.

Таблица 7

Среднее содержание щелочей, фтора (в %) и редких элементов (в г/т) в

Район, возрастной цикл, массив, порода	K	Na	Rb	Li	Cs	Pb
						Двушпатовые литий
Хэнтэйский район						
Раннемезозойский цикл						
Жанчивланский массив						
Аляскиты с биотитом	4,4	2,9	511	195	-	21
Микроклин-альбитовые аляскиты	3,7	3,6	795	289	-	38
Амазонит-альбитовые аляскиты	3,5	3,4	881	428	-	39
Альбит-лепидолитовые граниты	3,4	4,8	1500	878	-	24
Джидинский район						
Раннемезозойский цикл						
Биту-Джидинский массив*						
Аляскиты с биотитом I фазы	1,7	1,5	388	253	18	-
Аляскиты с биотитом II фазы	1,6	1,8	268	113	9	-
Приононский район						
Раннемезозойский цикл						
Юдугыинский массив						
Аляскиты	4,1	2,9	470	136	20	49
Западный массив						
Гранит-порфиры эндоконтакта	3,7	2,9	533	176	34	49
Микроклин-альбитовые граниты	3,2	3,3	982	352	26	70
Альбит-амазонитовые граниты	3,2	3,5	1106	403	28	106
Центральный район						
Раннемезозойский цикл						
Бага-Газрынский массив						
Аляскиты главной фазы	4,2	2,6	387	147	-	23
Аляскиты фазы дополнительных интрузий	3,9	3,0	603	236	-	23
Бусулуинчулинский массив						
Аляскиты	3,9	2,9	400	70	3	26
Жильные аляскиты	-	-	436	63	3	24
Позднемезозойский цикл						
Халхнитовынундурский массив						
Аляскиты	3,5	3,2	363	81	5	14
Жильные аляскиты	3,6	3,4	370	45	3	14
Абдархаратский массив						
Аляскиты	3,8	2,7	446	103	13	18
Барун-Цогтинский (восточный) массив						
Аляскиты	3,4	3,6	422	88	-	46
Амазонит-альбитовые граниты	3,7	3,6	529	150	-	60

* По данным Я.А. Касалса и М.И. Мазурова (1968, 1970).

гранитах литий-фтористого геохимического типа

Zn	Sn	Tl	F	Be	WO_3	Mo	B	Ba	Sr	K/Rb
фтористые граниты										
37	12	1,4	0,36	9,9	5,2	2,0	14	-	-	86
64	50	2,5	0,29	7,0	3,9	-	10	-	-	46
63	102	4,4	0,54	6,4	5,3	1,4	11	-	-	40
35	102	3,7	0,63	4,9	3,4	1,8	10	-	-	23
-	3,8	-	0,58	21	0,4	0,1	39	-	-	44
-	4,8	-	0,13	10	1,4	0,2	30	-	-	60
38	13,8	3,4	0,30	4,3	8,0	-	15	50	10	87
105	13,8	3,2	0,85	13,5	10,4	-	15	115	10	69
64	33,0	-	0,37	3,0	8,8	-	11	20	5	33
188	18,0	6,6	0,34	4,2	7,6	-	13	15	5	29
26	7,4	1,6	0,29	11,1	6,4	1,3	109	69	14	109
34	11,4	3,4	0,48	10,4	9,4	1,4	64	16	6	64
46	7,0	3,2	0,22	5,2	5,6	-	-	100	60	98
100	5,0	2,3	0,21	5,2	5,2	-	-	100	40	
30	1,0	0,6	0,25	6,3	2	1,0	20	40	70	96
38	2,0	0,8	0,22	3,2	3,2	1,9	20	20	60	97
32	1,3	1,6	0,12	8,1	6,6	1,4	20	150	80	85
58	6,9	1,9	0,34	6,3	2,5	1,5	10	10	5	81
63	10,6	2,6	0,34	4,6	3,6	1,0	10	11	4	70

Таблица 7 (продолжение)

Район, возрастной цикл, массив, порода	K	Na	Rb	Li	Cs	Pb
Борун-Цогтинский (западный) массив						
Амазонит-альбитовые граниты	3,6	3,5	595	191	-	50
Шарахадинский массив						
Аляскиты	3,9	3,0	326	89	13	56
Гоби-Хангайский район						
Раннемезозойский цикл						
Салту-Обинский массив						
Аляскиты	3,6	3,0	510	135	38	23
Нукутдабано-Халхингольский район						
Раннемезозойский цикл						
Югодзырский массив (район месторождения)						
Монастырский (Ульдзуринский) массив						
Гранит-порфиры	3,2	2,7	646	131	27	88
Крупнозернистый аляскит	4,3	3,1	334	73	10	30
Среднезернистые аляскиты	3,9	2,9	751	347	32	34
Аляскиты дополнительной фазы	4,2	3,0	540	181	18	-
" " "	4,1	3,2	560	229	25	-
Шток						
Аляскиты	3,7	3,0	722	168	34	32
Хухутуинский массив						
Аляскиты	3,5	2,5	320	65	29	20
Жильные аляскиты	3,2	2,9	340	100	18	23
Чулутуинский массив						
Порфировидные аляскиты	3,4	2,0	488	84	18	14
Среднезернистые аляскиты	3,7	2,7	444	66	28	15
Аляскиты	3,7	2,8	312	33	11	12
Жильные аляскиты	3,6	2,9	500	76	15	13
Уланульский район						
Раннемезозойский цикл						
Заставный массив						
Аляскиты главной фазы	3,9	3,0	369	55	11	20
Аляскиты дополнительных интрузий	3,8	3,0	445	122	20	12
Цецерлигский массив						
Аляскиты	3,2	3,2	494	70	13	25
Халдзанульский массив						
Порфировидные аляскиты	4,3	2,6	502	91	10	30
Хара-Моритинский массив						
Гранит-порфиры	3,8	2,6	410	160	9	22

Zn	Sn	Tl	F	Be	WO_3	Mo	B	Ba	Sr	K/Rb
40	14,0	3,0	0,47	4,1	4,7	2,7	-	27	6	61
36	12,0	5,3	0,35	11,0	5,7	-	-	132	32	120
30	-	-	0,06	13,7	2,3	-	-	250	150	71
205	15	1,2	-	-	24,2	-	71	37	12	50
43	5,2	0,5	0,25	5,6	4,0	-	25	45	9	129
74	91,0	1,6	-	-	21,0	-	22	48	14	52
-	-	0,5	0,39	6,8	-	-	38	42	24	78
-	-	-	0,40	10,0	-	-	27	-	-	73
41	21,0	1,5	0,35	13,0	22,5	-	18	48	25	51
50	5,0	-	0,10	3,6	30	-	-	250	20	109
42	5,7	-	0,08	3,0	35	-	-	60	10	94
45	7,6	-	0,16	5,0	15,0	-	-	200	300	70
51	3,5	-	0,06	8,0	8,7	-	-	400	200	83
45	2,5	-	0,03	3,8	3,5	-	-	400	100	118
45	2,0	-	0,23	8,7	24,5	-	-	100	30	72
40	10,5	0,9	0,15	6,2	8,9	-	21	60	20	106
34	1,3	0,4	0,22	11,5	10,0	-	26	60	150	85
25	12,5	0,5	0,07	5,6	4,7	-	29	60	10	65
44	8,0	0,9	0,30	7,1	4,1	-	29	300	40	86
36	2,2	1,2	0,61	3,0	30,0	-	25	80	30	93

Таблица 7 (окончание)

Район, возрастной цикл, массив, порода	K	Na	Rb	Li	Cs	Pb
			Моношпатовые литий-			
Центральный район						
Раннемезозойский цикл						
Баян-Уланский массив						
Аляскиты с биотитом	3,9	2,9	195	24	3	32
Равнинный массив						
Аляскиты	4,8	4,8	80	5	9	12
Гал-Шарыинский массив						
Аляскиты	4,0	3,5	120	8	14	12
Долон-Худукский массив						
Аляскиты	3,9	2,7	104	6	10	12
Позднемезозойский цикл						
Чойбалсанский массив						
Аляскиты	-	-	178	22	2	23
Керуленский массив						
Аляскиты	3,7	3,2	157	9	2	2,5
Гоби-Хангайский район						
Раннемезозойский цикл						
Дзунбаян-Уланский массив						
Гранофиры	3,7	2,6	227	80	н/об	12

Наибольшей степенью идиоморфизма в аляскитах обладают зерна кварца, имеющие в сечении округлую или гексагональную форму. Эти зерна встречаются в виде идиоморфных включений в призматических кристаллах плагиоклаза. Отмечались также зерна кварца, ксеноморфные по отношению к кристаллам плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Более крупные зерна олигоклаза идиоморфны по отношению к зернам калиевого полевого шпата, ксеноморфного кварца и биотита.

При переходе от аляскита к микроклин-альбитовым гранитам, затем к амазонит-альбитовым и, наконец, к альбит-лепидолитовым гранитам олигоклаз сменяется альбитом № 0-6, калиевый полевой шпат обогащается ортоклазовым миналом (до состава $Орт_{82-92}Аб_{8-18}$), рубидием (см.табл. 4), слюда от сидерофиллита через протолитионит и циннвальдит переходит в лепидолит. В некоторых разновидностях циннвальдитсодержащих гранитов появляется вторая, более светлая слюда, по составу соответствующая литиевому фенгит-мусковиту. Значительно богаче набор рудных и акцессорных минералов, к которым примешивается колумбит, касситерит, плюмбопирохлор, ксенотим. В породах растет содержание топаза (до 2,5% в альбит-лепидолитовых гранитах).

Особую и принципиально важную в генетическом отношении разновидность литий-фтористых гранитов представляют онгониты (Коваленко и др., 1970). Это обогащенные литием и фтором топазсодержащие кварцевые кератофиры, состоящие из вкрапленников альбита, калиевого полевого шпата, кварца, реже литиевого мусковита и топаза и микрозернистой основной массы, состоящей из тех же минералов и, нередко, в небольших количествах, стекла. Для них наблюдается зависимость размеров и содержаний вкрапленников минералов от удаления их от контакта, резкая ограненность вкрапленников, иногда на-

Zn	Sn	Tl	F	Be	WO_3	Mo	B	Ba	Sr	K/Rb
фтористые граниты										
54	6,0	1,3	0,13	2,8	3,0	-	-	86	4,1	200
50	3,0	н/о	-	-	-	-	-	300	80	600
30	3,5	1,1	-	-	-	-	-	-	-	333
25	1,5	1,2	-	-	-	-	-	-	-	375
30	1,7	0,5	0,05	2,7	3,4	1,3	19	150	100	
45	1,2	0,4	0,02	0,9	2,8	2,2	19	40	70	236
45	2,0	-	0,04	3,8	3,8	-	-	200	100	163

рушенная только оплавлением их и резорбцией веществом основной массы. Находка онгонита, являющегося субвулканическим аналогом альбит-лепидолитовых гранитов, наиболее существенно подтверждает возможность магматического происхождения редкометальных альбит-лепидолитовых гранитов.

Химические составы аляскитов литий-фтористого типа располагаются между средним аляскитом и аплитом, по Р.Дэли, отличаясь от них несколько повышенной величиной параметра "*a*" (см. рис.46). Отмечается некоторое перекрытие роев составов литий-фтористых и стандартных гранитов, в первую очередь за счет составов резко лейкократовых жильных пород гранитов стандартного типа и относительно более меланократовых разностей амазонитовых пегматитов в гранитах литий-фтористого типа. Интервал колебаний составов литий-фтористых гранитов на рис. 43 еще меньше, чем для составов стандартных гранитов. В серии аляскит - амазонит-альбитовый гранит - альбит-лепидолитовый гранит составы пород постепенно обогащаются нормативным альбитом и обедняются кварцем и ортоклазом (от состава $Орт_{30}Аб_{32}Кв_{38}$ до $Орт_{21}Аб_{56}Кв_{23}$), фемическими компонентами и известью (Коваленко и др., 1970).

Двушпатовые литий-фтористые граниты уже в породах главных фаз (в аляскитах с биотитом) характеризуются резко повышенными содержаниями фтора (в 4-5 раз выше кларка) и лития (в 2-8 раз выше кларка). Кроме того, в них обычно оказываются повышенными содержания рубидия (до 730 г/т), таллия (до 4,2 г/т), олова (до 12,3 г/т) и бериллия (до 11,1 г/т), содержания же бария и стронция аномально низки (табл. 7). В процессе становления массивов литий-фтористых гранитов отмечается резкое обогащение поздних пород рядом редких элементов. Интенсивность накопления элемен-

тов в различных массивах разная. В тех массивах, в которых поздними образованиями являются шлировые амазонит-альбитовые пегматиты, накопление редких элементов менее интенсивно (Абдарский, Барун-Цогтинский, Восточный). В случаях, когда поздними породами являются альбит-лепидолитовые граниты, накопление многих редких элементов становится особенно интенсивным. Например, в альбит-лепидолитовых гранитах Жанчивланского массива содержания фтора, по сравнению с аляскитами, увеличиваются в 2 раза, лития - в 4 раза, рубидия - в 3 раза, олова - в 10 раз, таллия - в 2,5 раза, а содержания тантала и ниобия возрастают на порядок и выше.

Полной противоположностью двушпатовым гранитам по характеру распределения редких элементов являются моношпатовые разности литий-фтористых гранитов. Содержания в них рубидия, лития, фтора, бериллия, олова - на уровне и даже ниже кларковых. Например, в аляскитах Баян-Уланского массива средние содержания рубидия - 195 г/т, лития - 24 г/т, олова - 6,0 г/т, бериллия - 2,8 г/т, фтора - 0,14%. Однако с двушпатовыми литий-фтористыми гранитами их объединяют в первую очередь аномально низкие содержания бария (86 г/т) и стронция (4,1 г/т), аляскитовый состав, а также способность, хотя и в редких случаях, давать литий-фтористую минерализацию в поздних образованиях (пегматиты Баян-Уланского массива).

Следует отметить, что моношпатовые литий-фтористые граниты иногда имеют тесную пространственную связь с моношпатовыми щелочными гранитоидами. Весьма вероятно, что между ними существует и генетическая связь.

В связи с тем, что все разновидности пород этого типа характеризуются низкими содержаниями стронция, величина рубидий-стронциевого отношения в них резко возрастает по сравнению со всеми другими гранитоидами. Поскольку в двушпатовых аляскитах отмечаются также высокие концентрации лития, литий-фтористые граниты на диаграмме (см. рис.44) занимают поле с наиболее высокими значениями концентрации лития и величины рубидий-стронциевого отношения.

Литий-фтористые граниты известны также на территории Забайкалья (СССР). Здесь к ним относится ряд массивов кукульбейского комплекса (например, некоторые породы Соктуйского массива и др.), которые А.М. Гребенников (1968) рассматривает в качестве потенциально рудоносных на олово-танталовую минерализацию.

В Монголии устанавливается генетическая связь с литий-фтористыми гранитами месторождений и проявлений вольфрама, олова, лития и тантала.

АГПАИТОВЫЕ ГРАНИТЫ И ДРУГИЕ ЩЕЛОЧНЫЕ ПОРОДЫ

К этой группе пород мы относим породы довольно разного состава, но обладающие признаками повышенной щелочности. В нее включаются агпаитовые граниты, породы граносиенит-сиенитового состава и нефелиновые сиениты. Следует подчеркнуть, что не все из перечисленных разновидностей пород этого типа изучены достаточно полно. К наиболее изученным массивам можно пока отнести только Хан-Богдинский и Дашибалбарский массивы агпаитовых гранитов, Баян-Уланский массив агпаитовых гранитов и граносиенитов, а также Лугингольский массив нефелиновых сиенитов, открытый нами летом 1970 г. Форма тел щелочных гранитов Дашибалбарского и Баян-Уланского массивов, по-видимому, близка к пластинообразной, в связи с чем площади их выходов достигают сотен и даже тысяч квадратных километров. Однако мощность таких тел невелика, составляя, по-видимому, первые сотни метров. В Баян-Уланском массиве наблюдаются, например, многочисленные "окна" в понижениях рельефа, где "просвечивают" литий-фтористые аляскиты, подстилающие тело щелочных гранитов. Для Хан-Богдинского массива устанавливается куполообразная форма. Размещение массивов пород рассматриваемого типа, как правило, четко контролируется разломами. В этом смысле весь Южно-Гобийский пояс щелочных пород (Коваленко, Кузьмин, Зоненшайн и др., 1971) приурочен к субширотному региональному разрывному нарушению, расположенному на стыке

Южно-Монгольских герцинид и верхнепалеозойского Солонкерского прогиба. Дашибалбарский массив приурочен к межформационной поверхности вблизи перекрещивающихся разломов северо-восточного и северо-западного простирания и дискордантно рассекает триасовые структуры.

Вмещающие породы в экзоконтакте массивов щелочных гранитоидов мало изменены. В некоторых случаях, как, например, в северо-восточном экзоконтакте Дашибалбарского массива, наблюдалась зона фенитизированных алевролитов и конгломератов мощностью около 50 м. Из других изменений вмещающих пород следует отметить их слабое ороговикование. В эндоконтактах массивов щелочных гранитов изменения выражаются в появлении мелкозернистых, до стекловатых (особенно для мелких тел) разностей пород. В Дашибалбарском массиве эндоконтактовые части апофиз и тел жильных гранитов, проникших во вмещающие породы, практически ничем не отличаются от субщелочных эффузивных пород триаса, с которыми они образуют единый вулкано-плутонический комплекс щелочно-гранитного состава (Брандт и др., 1970).

Для Барун-Богдинского массива щелочных гранофиров, входящего в состав Южно-Гобийского пояса, также характерно образование криптокристаллических эндоконтактовых разностей пород. Более сложным и гетерогенным является строение эндоконтактовых частей Хан-Богдинского массива. Здесь, наряду с мелкозернистыми эндоконтактовыми разностями пород отмечается большое количество шлировых и поздних жильных грубозернистых щелочно-гранитных пегматитов, пегматоидных гранитов и мелкозернистых грорудитов и экеритов.

Породы главных фаз большинства массивов щелочных гранитов представлены средне- и крупнозернистыми моношпатовыми рибекитовыми гранитами с массивной или пятнистой текстурой. К породам поздних фаз принадлежат щелочно-гранитные пегматиты, экериты, грорудиты (Хан-Богдинский массив), ортофиры, рибекит-эгириновые гранофиры, гранит-порфиры, сферолитовые порфиры с рибекитом (Дашибалбарский и Баян-Уланский массивы).

Главными минералами в моношпатовых рибекитовых и рибекит-эгириновых гранитах являются пертитовый калиевый полевой шпат (60-65%) состава $Орт_{43-63}Аб_{37-57}$ (калишпатовая составляющая его характеризуется степенью рентгеновской триклинности, близкой к единице, $2V = -74-84^{\circ}$) и кварц (30-35%). В качестве второстепенных минералов отмечаются щелочной амфибол (3-4), эгирин (1,5-2%) и плагиоклаз № 5-12 (1-2%).

По составу щелочных амфиболов гранитоиды этого типа разделяются на две большие группы. К первой отнесены граниты с составом амфибола от рибекита до существенно кальциевых амфиболов типа кальциевых рибекитов, катофоритов и гастингситов. Для второй группы пород характерны малокальциевые амфиболы рибекит-арфведсонитовой изоморфной серии. В этих группах пород наборы акцессорных минералов, а также состав пород жильной серии оказываются разными.

Рибекит-гастингситовые разности гранитов бедны акцессорными минералами, среди них отмечаются только ильменит, циркон, флюорит (см. рис. 2). Породы жильной серии представлены в них всевозможными порфировыми разностями. Кроме того, для них характерны постепенные переходы в граносиениты и кварцевые сиениты, иногда с биотитом, и в амфибол-биотитовые моношпатовые граниты.

В щелочных гранитах с амфиболами рибекит-арфведсонитовой серии содержание акцессорных минералов более значительно, особенно в породах поздних фаз. Они представлены ильменитом, эльпидитом, монацитом, астрофиллитом, торитом, цирконом, корундом, тантало-ниобатами, сфеном и другими минералами. Среди пород жильной серии в этих гранитах имеются обогащенные щелочными темноцветными и редкометальными минералами альбитсодержащие двушпатовые пегматиты, экериты и грорудиты.

Две группы щелочных гранитоидов отличаются и по структурам пород. В гранитах с рибекит-гастингситом структура характеризуется панидиоморфнозернистыми взаимоотношениями калиевого полевого шпата, кварца и щелоч-

Таблица 8

Химический состав щелочных пород Лугингольского массива

Порода	Si_2O	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O
Нефелинсодержащий сиенит	59,24	0,17	19,90	1,34	2,01	0,12	0,59	2,80	5,02
Псевдолейцитсодержащий сиенит	55,36	0,32	20,25	1,72	3,59	0,18	0,92	2,45	2,86
То же	57,28	0,50	19,29	1,00	2,87	0,15	0,42	2,45	3,79
"	55,38	0,38	22,20	1,00	1,36	0,10	0,50	1,58	2,83
Жильный нефелиновый сиенит	56,81	0,24	20,95	1,68	2,80	0,20	0,67	2,34	5,29
То же	53,08	0,46	23,30	2,00	2,15	0,10	0,45	2,27	6,85
"	58,04	0,33	20,04	1,55	1,43	0,07	0,71	2,45	5,40
Лейцитофир	52,39	0,48	21,84	1,76	1,99	0,26	1,00	1,75	8,10
"	54,37	0,48	21,84	1,02	3,59	0,15	0,79	3,00	5,26
"	53,62	0,66	23,30	0,55	2,51	0,14	0,30	2,62	7,26
Граносиенит	70,90	0,32	13,83	0,83	0,28	0,07	0,53	1,02	3,51
Тингуаит	51,31	0,47	20,60	2,78	2,08	0,19	1,01	4,08	6,67
"	52,09	0,95	20,74	1,80	2,51	0,16	0,80	4,37	6,85
"	51,59	1,06	20,38	1,60	2,33	0,18	0,75	4,57	6,56

Примечание. Аналитик С.Юрченко.

ного амфибола, иногда в них кварц и калиевый полевой шпат образуют гранофировые срастания. В граносиенитовых разностях зерна калиевого полевого шпата идиоморфны по отношению к зернам кварца.

Щелочные граниты с рибекит-арфведсонитом обладают гипидиоморфнозернистой структурой с элементами пойкилитовой. Зерна калиевого полевого шпата в них более идиоморфны, чем зерна других минералов. Обособления щелочных темноцветных минералов выполняют промежутки между зернами других минералов и содержат многочисленные пойкилитовые включения калиевого полевого шпата.

Значительно более сложным является строение альбитсодержащих двуспатовых пегматитов, экеритов и грорудитов. В них часто отмечаются полосчатые текстуры, обусловленные чередованием полос с различным содержанием щелочного амфибола и эгирина. Темные полосы более богаты арфведсонитом, а светлые - калиевым полевым шпатом и эгирином. В этих породах особенно велико количество участков с пойкилитовой текстурой, в которых принимают участие практически все минералы пород.

В пространственной близости с амфиболсодержащими щелочными гранитами рибекит-арфведсонитовой серии находится открытый в 1970 г. и пока единственный Лугингольский массив псевдолейцитовых и нефелинсодержащих сиенитов. В его составе выделяются щелочные габроиды, нефелинсодержащие сиениты, псевдолейцитовые дайковые породы типа лейцитофира, дайковые нефелиновые сиениты, тингуаиты, кварцевые порфиры и граносиениты (рис. 45).

В соответствии с разнообразием петрографических разностей пород наблюдается широкий спектр химических составов пород описываемого типа. Что касается непосредственно щелочных гранитов, то они являются типично агпаитовыми породами, отличаясь от средних составов щелочных гранитов и пэзанитов, по Р.Дэли, величиной коэффициента агпаитности, большей единицы. Очень высокие значения коэффициента агпаитности (до 2,0) установлены для щелочных гранитов Хан-Богдинского массива. По характеру петрохимической эволюции массивам щелочных гранитов свойственна тенденция обогащения позд-

K_2O	Li_2O	Rb_2O	Cs_2O	P_2O_5	H_2O	F	CO_2	FO	Сумма
7,39				0,12	1,60	0,20	0,41	0,08	100,83
10,28	-	-	-	0,13	1,30	0,52	0,98	0,22	100,64
9,93	Не опр.	0,03	0,0020	0,35	1,40	0,43	0,97	0,18	100,67
11,61	0,005	0,05	0,003	0,36	2,25	0,24	0,72	0,10	100,46
7,77	-	-	-	0,13	1,20	0,40	Не опр.	0,17	100,31
7,82	0,007	0,03	0,0024	0,12	2,00	0,24	" "	0,10	100,77
8,01	0,005	0,02		Сл.	1,55	0,58	" "	0,24	99,94
8,53	0,009	0,009	0,0010	"	0,90	0,54	0,88	0,22	100,22
8,53	0,008	0,02	0,0020	"	1,35	0,17	0,40	0,07	100,90
7,70	0,005	0,02	0,02	"	1,20	0,23	Не опр.	0,09	100,04
5,18	0,005	0,01	0,0004	"	3,45	0,14	0,22	0,05	100,24
7,92	-	-	-	0,25	2,55	0,40	0,39	0,17	100,53
6,86	0,009	0,02	0,0014	0,35	2,00	0,27	Не опр.	0,11	99,66
7,68	0,006	0,02	0,001	0,32	2,60	0,35	0,38	0,15	100,22

них пород (пегматиты, экериты, грорудиты) нормативным кварцем. При этом, в целом, существует известный параллелизм между накоплением в породах нормативного кварца и возрастанием в них коэффициента агпаитности. В этом отношении для серий агпаитовых гранитов намечается противоположная тенденция в петрохимической эволюции по сравнению с литий-фтористыми гранитами.

В табл. 8 приведены химические составы перечисленных выше пород Лугингольского массива. Состав пород массива, отвечая в целом миаскитовой ассоциации, характеризуется ярко выраженной калиевой спецификой. По классификации О.А. Воробьевой (1971) породы относятся к группе существенно калиевых нефелиновых сиенитов. Вторая особенность состава рассматриваемых пород - относительно повышенное, по сравнению со средним нефелиновым сиенитом, содержание кремнезема, особенно в породах главной интрузивной фазы, так что дефицит кремнезема в них (Q, по А.Н. Заварицкому) колеблется между 10-20.

В процессе эволюции пород массива от нефелин- и псевдолейцитсодержащих сиенитов к тингуаитам наблюдается рост содержаний глинозема, натрия, в меньшей степени - окиси железа при падении концентраций кремнезема, калия, закиси железа и окиси кальция. В поздних тингуаитах накапливаются известь, окись железа и уменьшается содержание глинозема. Такая петрохимическая эволюция пород в массиве отличает их от дифференциатов калиевых щелочных пород Сыннырского массива (Зак и др., 1969). Особенностью Лугингольского массива является также появление поздних пород, пересыщенных кремнеземом.

Среднее содержание редких элементов в щелочных гранитах близко к кларкам для гранитов (табл. 9), а содержание бария и стронция - на порядок ниже кларковых. В гранитах с рибекит-ганстингситовым амфиболом наблюдаются очень незначительные изменения содержания редких элементов в поздних породах (Дашибалбарский и Баян-Уланский массивы). Несколько другой характер имеет распределение редких элементов в дифференциатах щелочных гранитов с рибекит-арфведсонитовым амфиболом. При переходе от моношпатовых гранитов главной фазы к пегматитам, экеритам и грорудитам наблюдается

Таблица 9

Средние содержания щелочей, фтора (%) и редких элементов (в г/т) в раз

Район, возрастной цикл, массив, порода	K	Na	Rb	Li	Cs	Pb
Джидинский район						
Кунaлейский комплекс (Забайкалье)*						
Граносиениты	5,2		148	31	-	23
Щелочные граниты	5,2		140	30	-	20
Центральный район						
Раннемезозойский цикл						
Дашибалбарский массив						
Катофоритовые граниты	4,0	3,3	156	27	-	25
Пегматиты	3,8	3,1	185	29	-	28
Гранофиры	3,7	3,0	142	25	-	29
Баян-Уланский массив						
Граносиениты	4,4	3,7	173	14	Сл.	15
Гранофиры	3,9	3,1	172	31	2	24
Сферолитовые фельзиты	3,9	2,4	165	12	3	32
Улан-Хидский массив						
Щелочной гранит главной фазы	3,2	2,8	236	13	Не обн.	30
Гранит дополнительной фазы	3,4	2,6	234	8	2	31
Чойренский массив						
Щелочные граниты	3,3	3,0	194	36	25	10
Гранофиры	3,1	2,7	200	31	16	10
Гоби-Хангайский район						
Раннемезозойский цикл						
Цаган-Обинский массив						
Граносиениты	4,3	2,3	174	30	Сл.	14
Центральный массив						
Роговообманковые граниты	2,8	2,4	134	28	4	15
Степной массив						
Щелочные граниты	2,9	3,3	134	28	4	11
Мухуин-Хирский массив						
Амфиболовые граниты	3,3	3,5	162	8	2	16
Иха-Тэрминский массив						
Фельзит-порфиры	4,2	2,8	160	26	2	16
Нукутдабано-Халхингольский район						
Позднемезозойский цикл						
Песчаный массив						
Граносиенит-порфиры	5,1	3,1	160	35	8	14

* По данным Е.М. Шеремета.

новидностях геохимического типа агпаитовых гранитов и щелочных пород

Zn	Sn	Tl	F	Be	WO_3	Ba	Sr	K/Rb
51	4,4	0,7	0,06	2,5	-	-	-	350
57	4,9	0,8	0,10	2,6	-	-	-	372
40	9,3	0,7	0,13	5,2	1,0	135	15	257
67	11,5	0,9	0,09	8,2	4,2	89	9	205
53	8,2	0,6	0,11	4,4	3,3	41	5	261
147	5,7	1,3	0,10	3,1	Не обн.	30	1,9	254
131	5,9	0,9	0,11	3,5	2,5	113	4,5	227
157	6,0	6,5	Не обн.	3,8	5,2	6	Сл	236
30	3,2	0,4	0,03	2,9	3,8	80	20	136
40	3,5	1,2	0,02	3,1	6,6	80	20	145
30	2,0	0,6	0,2	2,3	-	300	20	170
25	2,6	0,5	0,2	4,7	-	600	40	155
20	3,8	-	0,01	3,6	Не обн.	350	100	247
45	4,5	-	0,05	1,9	0,5	800	300	209
48	3,5	-	0,03	2,3	Не обн.	700	200	216
38	2,4	0,5	0,05	1,2	2,5	600	200	204
50	4,8	-	0,08	3,7	2,1	600	200	262
55	2,8	-	0,06	2,8	3,4	600	250	319

Таблица 9 (окончание)

Район, возрастной цикл, массив, порода	K	Na	Rb	Li	Cs	Pb
Уланульский район (Южно-Гобийский пояс)						
Раннемезозойский цикл						
Хан-Богдинский массив						
Щелочные граниты	3,8	3,3	156	55		23
Щелочные пегматоидные граниты	3,7	3,1	112	29		13
Щелочногранитные пегматиты	3,7	3,5	195	123		20
Экериты и грорудиты	3,5	3,5	200	82		18
Дзамын-Удский массив						
Щелочные граниты	3,8	3,4	149	33	3	10
Гранит-порфиры	3,7	3,5	125	6	Не опр.	29
Хархадский массив						
Щелочные граниты	4,1	3,2	103	12	3	10
Экериты и грорудиты	3,3	3,8	347	132	Не обн.	24
Барун-Богдинский массив						
Граносиениты	4,0	3,0	232	11	4	15
Среднезернистые щелочные граниты	3,4	3,1	232	56	3	19
Пегматоидные щелочные граниты	4,7	2,5	238	16	4	16
Лампрофиры	3,6	2,6	218	66	1	18
Элэсутуинский массив						
Щелочные граниты	3,9	2,8	155	22	9	14
Фельзиты	3,1	2,9	147	13	9	18
Лугингольский массив						
Щелочные габброиды	3,9	3,5	207	34	20	40
Псевдолейцитовые сиениты	7,2	3,1	324	34	20	39
Нефелинсодержащие сиениты	6,7	4,7	310	52	23	64
Жильные нефелиновые сиениты	6,7	5,9	334	51	23	110
Тингуаиты	7,6	3,0	247	32	16	48
Лейцитофиры	7,1	5,0	254	43	17	92
Граносиениты	3,9	2,1	174	10	6	12

рост концентраций рубидия, лития, олова, фтора и цинка. Особенно высокими оказываются концентрации этих элементов в куполовидных выступах тел поздних пород. Содержание лития в них доходит до 480 г/т и рубидия до 460 г/т. Соответственно содержание циркония в них достигает 5%, редких земель – 0,5%, ниобия – 0,08%, тория – 0,08%, а величина ниобий-танталового отношения – обычно больше десяти.

В нефелиновых сиенитах, в отличие от всех вышеописанных щелочных гранитоидов, установлены очень высокие (до десятых долей процента) содержания

Zn	Sn	Tl	F	Be	WO_3	Ba	Sr	K/Rb
113	6,9	0,7	0,08	6,1	-	20	7,6	244
72	5,4	0,6	0,07	4,0	-	12	2,0	330
176	7,1	0,6	0,20	5,6	-	28	7,1	190
128	18,1	0,6	0,11	5,5	-	21	6,0	175
40	4,2	0,5	0,22	-	Сл.	60	20	255
22	5,5	0,3	0,02	1,1	2,1	300	40	296
54	3,7	0,5	0,02	2,3	2	60	20	398
350	14,0	0,5	0,09	9,0	2,3	40	30	95
35	5,7	-	-	2,8	2,7	800	300	172
20	7,5	-	-	3,7	3,6	100	20	147
45	-	-	-	2,6	3,5	250	20	198
50	7,0	-	-	7,7	2,2	600	150	165
67	5,7	-	-	5,0	н.об.	300	60	252
83	4,8	-	-	5,9	н.об.	400	200	211
90	4,8	-	0,25	6,3	3,5	3000	1500	190
63	5,2	-	0,16	3,4	4,4	1000	600	222
48	4,0	-	0,47	8,6	2,6	600	500	216
52	4,8	-	0,35	14,5	3,0	400	500	201
52	4,0	-	0,16	3,6	2,3	1000	600	308
50	5,2	-	0,52	-	3,0	1000	1500	280
46	4,4	-	0,02	1,5	3,6	800	350	224

стронция и бария. Этими элементами особенно обогащены поздние тингуаиты, что характерно для калиевых щелочных пород (Тернер, Ферхуген, 1961). Геохимическая особенность щелочных пород Лугингольского массива – их фторо-углекислая специфика, отличающая рассматриваемые породы от сыннырита (Зак и др., 1969) с их хлорной спецификой (наличие содалита). Весьма высоки, по сравнению, например, с гранитами (Знаменский, 1964), отношения ниобия к танталу в щелочных породах Лугингольского массива, достигающие 20 и более.

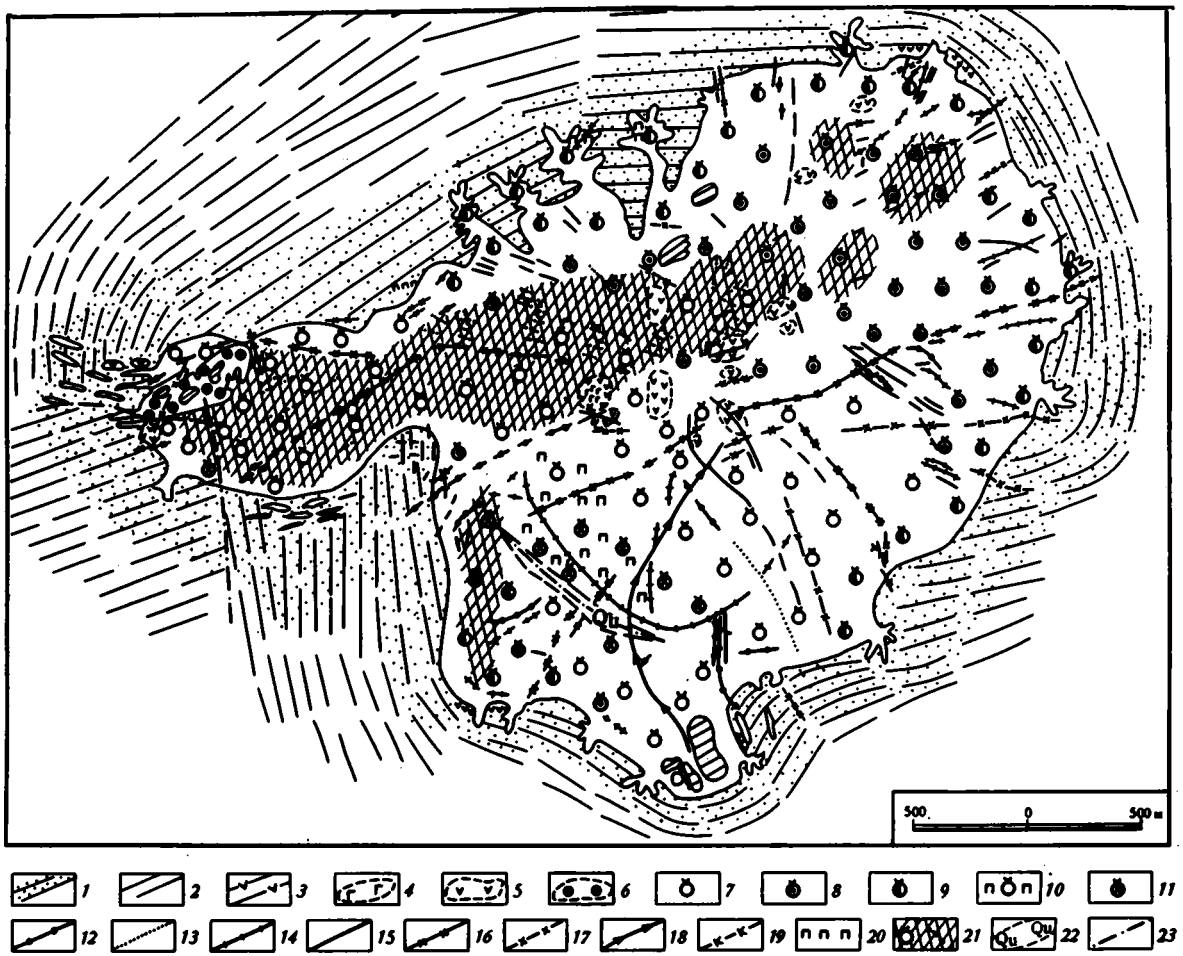


Рис. 45. Схематическая геологическая карта Лугингольского массива щелочных пород

1 – сланцы; 2 – ороговикованные сланцы; 3 – фенитизированные сланцы; 4 – ксенолит габбро; 5 – ксенолиты фенитизированного габбро; 6 – эруптивная псевдолейцитсодержащая брекчия; 7 – крупно- среднезернистые лейкократовые нефелинсодержащие сиениты; 8 – меланократовые нефелинсодержащие сиениты; 9 – нефелинсодержащие сиениты с биотитом; 10 – пегматоидные псевдолейцитсодержащие сиениты; 11 – псевдолейцитсодержащие сиениты; 12–20 – дайковые породы: 12 – раскристаллизованные лейцитофиры, 13 – закаленные лейцитофиры, 14 – мелко- среднезернистые нефелиновые сиениты, 15 – мелкозернистые нефелиновые сиениты, 16 – среднезернистые щелочные габброиды, 17 – мелкозернистые щелочные габброиды, 18 – дайки граносиенитов и кварцевых порфиров, 19 – карбонатные и карбонатно-флюоритовые жилы, 20 – пегматитовые жилы; 21 – зоны грейзенизации; 22 – зоны окварцевания; 23 – тектонические нарушения

Приведенная характеристика агпаитовых гранитоидов и щелочных пород показывает, что в связи с большим разнообразием составов пород в этом типе, отличающихся по самым разнообразным вещественным параметрам, за исключением общей повышенной щелочности, в будущих исследованиях, по-видимому, возникнет необходимость в их более дробном расчленении.

Мезозойские гранитоиды различной условной глубинности

Большое значение для классификации гранитоидов имеет величина глубинности их формирования. Учет этого фактора представляет первостепенный интерес для решения вопросов как генезиса гранитов, так и их потенциальной рудоносности.

Имеются разные, в основном косвенные, методы оценки глубинности формирования гранитоидов, на которых мы здесь останавливаться не будем. Отметим только, что большинство из них основано на оценках $P-T$ условий, т.е. на принципе выделения минеральных фаций глубинности, поскольку считается, что в целом существует прямая зависимость между температурой и глубиной в силу существования нормального геотермического градиента. Если глубину формирования гранитоидов рассматривать как уровень, на котором происходит их кристаллизация и затвердевание, то можно выделить относительно глубинные массивы, кристаллизация которых осуществлялась вблизи от места возникновения магмы, затем менее глубинные массивы средних глубин, или гипабиссальные массивы, кристаллизация которых происходила на более высоком уровне, чем уровень возникновения магмы; и, наконец, приповерхностные массивы, имеющие тесные пространственные и временные связи с комагматичными вулканитами и даже переходы между ними. Однако известно, что геотермический градиент не везде одинаков и особенно велик в зонах современной вулканической деятельности. Следовательно, можно предполагать, что во многих случаях сам процесс генерирования магм связан с высоким геотермическим градиентом в земной коре и проявляется преимущественно в таких зонах. Поэтому подчеркнем, что глубинность в этом смысле условна, поскольку, вероятно, в зонах интенсивного магмообразования, например в гнейсовых куполах, геоизотермы могут быть расположены намного круче, чем в зонах менее интенсивного магмообразования.

В основу разделения мезозойских массивов по фациям условной глубинности положен ряд признаков, главные из которых следующие: а) размеры и морфология массивов гранитоидов, б) внутреннее строение массива, в) взаимоотношения гранитоидов с вмещающими породами (экзоконтактовые явления), г) пространственная связь с комагматичными вулканитами.

На основании перечисленных выше признаков исследованные мезозойские массивы разделены на следующие группы: а) приповерхностные, б) гипабиссальные, в) массивы средних и больших глубин (мезоабиссальные).

Приповерхностные массивы имеют более или менее правильную изометричную форму и размеры, обычно не превышающие первых сотен квадратных километров. Обычно это трещинные интрузии – дайки, штоки или плитообразные тела. С комагматичными эффузивными образованиями они составляют пространственно единые вулкано-плутонические ассоциации. Приповерхностные интрузии, как правило, характеризуются однородным строением, осложненным относительно редкими телами гранитов дополнительной фазы и пород жильной серии. Взаимоотношения этих массивов с вмещающими породами – четкие интрузивные. Экзоконтактовые изменения в них практически не проявлены или выражены в развитии нешироких ореолов роговиков. Интрузии данной группы могут залегать среди пород любого состава, при этом не отмечается какой-либо зависимости между составами гранитоидов и вмещающих их пород. В Монголии они нередко располагаются среди молодых мезозойских толщ, но отмечаются и среди более древних вмещающих пород.

Наиболее широким распространением приповерхностные интрузивные тела пользуются в пределах Центрально-Монгольской зоны, где они находятся в

тесной пространственной ассоциации с эффузивными образованиями. Геологическое положение и строение типичных массивов (например, Дашибалбарского) данной группы рассмотрено ранее (Брандт и др., 1970).

Гипабиссальные массивы, в отличие от приповерхностных интрузий, характеризуются большими размерами площади выходов в плане (до 500 км^2 и более) и прихотливой формой контактов. Интрузивы этой группы имеют более сложное внутреннее строение, обусловленное развитием пород нескольких интрузивных фаз. Наряду с широкими зонами ороговикования вмещающих песчаников, алевролитов или сланцев в них иногда отмечается приконтактовая гранитизация и мигматизация, приуроченная, как правило, к пологопадающим контактам массивов. В пределах Монголии такие массивы залегают среди относительно древних нижне- и среднепалеозойских песчано-сланцевых толщ, метаморфизм которых достигал термодинамических условий амфиболитовой фации.

Формирование гипабиссальных массивов, очевидно, трудно объяснить каким-то одним механизмом. Вероятнее всего, их становление обусловлено совокупностью процессов активного внедрения расплава и магматического замещения вмещающих толщ, сопровождавшихся явлениями гранитизации и мигматизации. Эти интрузии пользуются наиболее широким распространением в пределах Монголии, особенно в пределах обрамления Хэнтэйского свода на северо-востоке и юге Монголии. С гипабиссальными массивами стандартного и литий-фтористого типа связаны практически все редкометальные месторождения страны.

К массивам средних и больших глубин (мезоабиссальные) отнесены крупные (батолитообразные) массивы, расположенные среди древних (палеозойских и протерозойских) глубокометаморфизованных пород. Они занимают, как правило, согласное положение со структурами вмещающих пород и характеризуются относительно широким развитием в последних явлений гранитизации и мигматизации.

В пределах Монголии крупные массивы тяготеют к области Хэнэя. Типичными представителями таких крупных батолитов, формировавшихся на относительно больших глубинах, по сравнению с рассмотренными выше интрузиями, являются Прикеруленский и Ялтуино-Верхнекумырский массивы. По-видимому, к такому же типу глубинных батолитов относится бо́льшая часть Бага-Хэнтэйского массива. Широким развитием мезоабиссальные гранитные массивы пользуются и в Забайкалье, например Борщовочный массив (Горжевский, Фогельман и др., 1970) и Цаган-Олуевский (Синица, 1970). Изучив последний, С.М. Синица показал, что его становление сопровождалось явлениями гранитизации и метаморфизма вмещающих юрских отложений (от начальных ступеней фации зеленых сланцев до высокотемпературной части амфиболитовой фации).

Имеющиеся данные по всем известным массивам Монголии и Забайкалья позволяют наметить следующие характерные геологические признаки мезоабиссальных массивов:

а) большие площади выходов гранитоидов (до 1000 км^2 и более), соответствующие площадям крупных батолитообразных плутонов;

б) согласное или близкое к таковому положение массивов по отношению к структурам вмещающих пород. Вероятная связь этих массивов с зонами глубинных разломов;

в) сложная, заливообразная форма массивов, часто подчиняющаяся направлению простирания или слоистости вмещающих пород;

г) обычная ассоциация этих плутонов с древними высокометаморфизованными (до уровня амфиболитовой фации) породами;

д) отчетливая гранитизация и мигматизация вмещающих пород, обнаруживаемая на значительном расстоянии (до 6-8 км) от контактов массивов; постепенные переходы между гранитоидами и метаморфизованными вмещающими образованиями;

е) весьма сложное и крайне неоднородное внутреннее строение плутонов, обусловленное различными фациальными разновидностями и их частой сменой, а также крупными ксенолитами или останцами фельдшпатизированных и гранитизированных вмещающих толщ; в пределах массивов широко распространены гранитоиды с гнейсовидной текстурой.

Перечисленные выше признаки характеризуют данные крупные массивы рассматриваемой группы как наиболее глубинные образования; есть основания предполагать, что многие из них формировались преимущественно на месте, почти без перемещения магмы от очага своего зарождения.

Возрастные группы мезозойских гранитоидов Монголии

Обобщенные данные о возрасте мезозойских гранитов Монголии, относящихся к различным геохимическим типам, сведены в табл. 10, а гистограмма распределения калий-аргоновых датировок приведена на рис. 46.

Отметим, что в случае расходящихся значений цифр абсолютного возраста гранитов, как это отмечено, например, для Жанчивланского массива (Бобров и др., 1963; Каленова, 1967), обращалось особое внимание на достоверность полученных данных. Критериями достоверности цифр калий-аргонового возраста считались (Брандт и др., 1969): 1) сходимость радиологических и геологических данных для тех массивов, в которых строго установлен геологический возраст; 2) сходимость значений возраста, полученных по разным минералам (биотиту, калиевому полевому шпату и валовой пробе гранита), что свидетельствует о хорошей сохранности радиогенного аргона в породе; 3) выдержанность цифр абсолютного возраста на всей площади изученного массива, что указывает на незначительную роль поздних локальных термических воздействий на граниты; 4) тщательность отбора материала для определения абсолютного возраста, чистота и свежесть которого контролировались микроскопическим исследованием, химическим и рентгеновским анализом.

Основным минералом для масс-спектрометрического определения радиогенного аргона считается биотит, который обычно прочнее, чем щелочной полевой шпат, с большей энергией активации диффузии удерживает радиогенный аргон в своей кристаллической структуре (Брандт, Вороновский, 1964). Поэтому определения возраста по калиевому полевому шпату, как правило, контролировались анализами биотита или мусковита. Исключение из этого правила составили определения возраста по калиевому полевому шпату из щелочных гранитов Дашибалбарского и Баян-Уланского массивов, которые практически не содержат биотита. Калиевые полевые шпаты гранитов этих массивов характеризуются тончайшими пертитами распада или даже гомогенностью, характерными для вулканических и субвулканических пород с небольшой степенью распада полевого шпата. Радиогенный аргон в них хорошо сохранился, и полученные цифры достоверны. Для Дашибалбарского массива значения возраста (194-202 млн.лет) хорошо согласуются с геологическими данными (граниты этого массива прорывают флористически охарактеризованные триасовые отложения и перекрываются нижнемеловыми базальтами).

Кроме того, для определения калий-аргонового возраста щелочных пород некоторых массивов юга Монголии были использованы амфиболы (арфведсониты и рибекиты из щелочных гранитоидов массивов Южно-Гобийского пояса и гастингсит из псевдолейцитсодержащих пород Лугингольского массива). Данные по амфиболам и щелочным полевым шпатам из гранитоидов Хан-Богдинского массива показывают триасово-каменноугольный возраст анализированных пород (218-306 млн.лет), однако анализ по биотиту из более ранних, по сравнению с щелочными гранитами, биотитсодержащих граносиенитов показал, что его возраст соответствует триасу (226 млн.лет). В данном случае наблюдается расхождение возрастов, анализ причин которого является специальной задачей. Определение мезозойского возраста гранитоидов Хан-Богдинского массива в связи с этим сделано условно, на основании петрографического сходства этих пород с гранитоидами других массивов Южно-Гобийского пояса.

Таблица 10

Данные о возрасте мезозойских гранитоидов Монголии, полученные калий-аргоновым методом

Массив, характеристика пробы, порода	Содержания		Возраст, млн.лет	Геологические данные о возрасте
	K, вес.%	Ar, нмм^3/г		
Горихинский массив, резкопорфировидные граниты (Бобров и др., 1961)				Граниты прорывают песчано-сланцевые толщи верхнего палеозоя
Биотит			210	
"			220	
"			205	
Дзунбаинский массив, порфировидные амфибол-биотитовые граниты (Бобров и др., 1963)				Граниты прорывают песчано-сланцевые толщи карбона
Биотит			205	
Их-Хайрханский массив, биотитовый гранит, в 1 км западнее горы Их-Хайрхан-Ула				Граниты прорывают эффузивы верхней перми - нижнего триаса
Биотит	8,1	0,0500	158	
Их-Хайрханское вольфрамовое месторождение, слюдяная оторочка кварцевой жилы (Каленов, 1967)				
Мусковит			126	
Мухэн-Худукский массив, гранит				
Биотит	7,0	0,029	107	
Бага-Хайрханский массив, биотитовый гранит (Каленов, 1967)				
Биотит			130±6	
"	7,4	0,033	118	
Модотинский массив, биотитовый гранит (Бобров и др., 1961)				В юго-западной части граниты прорывают осадочные пермские отложения
Биотит			135	
Биотитовый гранит главной фазы				
Биотит	6,6	0,0450	175	
Мелкозернистый гранит фазы дополнительных интрузий				
Биотит	7,2	0,0563	197	
Пегматит				
Мусковит	8,2	0,0664	199	

Таблица 10 (продолжение)

Массив, характеристика пробы, порода	Содержания		Возраст, млн.лет.	Геологические данные о возрасте
	K, вес.%	Ar, нмм³/г		
Дашибалбарский массив (юго-западная часть), щелочной пегматит				Щелочные граниты прорывают флористически охарактеризованные песчано-сланцевые толщи триасового возраста и перекрываются меловыми базальтами
КПШ	6,17	0,0461	198	
"	6,25	0,0493	201	
Северо-восточная часть массива, щелочный гранофировый кварцевый порфир				
КПШ	5,89	0,0436	194	
"	6,02	0,0465	202	
Западный массив, двуслюдяные граниты с турмалином				Граниты прорывают терригенные отложения палеозойского возраста
Биотит	7,51	0,0370	131	
Бороундурский массив, гранофиры (Бобров, 1963)				Граниты прорывают вулканиты условно триасового возраста и перекрываются туфогенно-осадочной толщей
Порода			194-238	
Западный эндоконтакт Баян-Уланского массива, щелочной гранофир				Граниты прорывают эффузивы триасового возраста и перекрываются меловыми базальтами
КПШ	8,8	0,0544	235	
"	6,0	0,0410	170	
Граносиенит, там же				
КПШ	7,6	0,0711	235	
Онгон-Хайрханский массив, биотитовый гранит главной фазы				Граниты прорывают эффузивные образования триасового возраста и перекрываются нижнемеловыми отложениями
Биотит	7,08	0,0441	167	
"	6,52	0,0478	188	
Биотитовый гранит фазы дополнительной интрузии				
Биотит	7,86	0,0648	206	
Топазсодержащий кварцевый кератофир (онгонит)				
Литиевый мусковит	7,86	0,0700	218	
Слюдяная оторочка кварцевой жилы из месторождения Онгон-Хайрхан (Каленов, 1967)				
Мусковит			134±8	

Таблица 10 (продолжение)

Массив, характеристика пробы, порода	Содержания		Возраст, млн.лет.	Геологические данные о возрасте
	K, вес. %	Ar, нмм^3/г		
Абдарский массив, аляскит в районе горы Абдар-Ула				Граниты прорывают песчано-сланцевые толщи палеозойского возраста
Биотит	8,2	0,068	210	
Амазонитовый гранит, там же				
Биотит	7,8	0,069	222	
Аплит с биотитом, восточный эндоконтакт				
Биотит	7,7	0,063	208	
Амазонитовый аплит, там же				
Биотит	7,9	0,055	172	
Амазонитовый гранит, там же				
Биотит	8,4	0,072	222	
Бага-Газрынский массив, аляскит, в 1 км западнее горы Бага-Газрын-Чулу-Ула				Граниты прорывают эффузивно-осадочные толщи пермского возраста
Порода	3,9	0,0306	205	
Биотит	7,8	0,0747	235	
КПШ	10,8	0,0930	223	
Биотит	7,5	0,055	192	
Мелкозернистый гранит поздней фазы, западный эндоконтакт				
Порода	3,7	0,0281	192	
Биотит	7,9	0,0709	225	
"	8,2	0,0765	236	
Цвиттер, северо-восточный контакт				
Биотит	7,9	0,0620	200	
"	7,6	0,0636	218	
"	7,6	0,0739	244	
"	7,6	0,0755	246	
Микроклин, центральная часть массива				
КПШ	9,4	0,0620	171	
"	9,2	0,080	236	
Борун-Цогто, Восточный массив, аляскит				Амазонит-альбитовые граниты прорывают осадочные отложения пермского возраста и среднеюрские эффузивы и перекрываются меловыми базальтами
Биотит	7,5	0,0432	149	
"	7,0	0,0384	140	
Амазонит-альбитовый гранит Месторождение Борун-Цогто, слюдит из оторочки кварцево-вольфрамитовой жилы, горизонт (Каленов, 1967)	7,7	0,0500	168	
Мусковит			137±6	
"			137±7	

Таблица 10 (продолжение)

Массив, характеристика пробы, порода	Содержание		Возраст, млн.лет	Геологические данные о возрасте
	K, вес.%	Ar, нмм³/г		
Их-Наротин-Хидский массив, резкопорфировидный гранит горихинского типа				Граниты прорывают осадочные отложения протерозойского возраста
Биотит	7,51	0,0378	131	
Среднезернистый биотитовый гранит				
Биотит	6,96	0,0330	122	
Юдыгынский массив (западный эндоконтакт)				Граниты прорывают осадочные образования палеозойского возраста
Микроклин-альбитовый гранит				
Биотит	7,86	0,0685	218	
"	7,56	0,0622	218	
Амазонитовый гранит				
Биотит	7,86	0,0587	184	
"	7,86	0,0558	184	
"	7,86	0,0572	188	
"	7,86	0,0730	236	
Югодзырьский массив, порфировидные биотитовые граниты			210-220*	То же
Пегматиты с турмалином и мусковитом			210*	
Микропегматитовые граниты			150-185*	
Жанчивланский массив, резко порфировидные граниты, в 8 км западнее пос. Жанчивлан				
Биотит	7,6	0,0645	217	" "
"	-	-	210-220*	
Биотитовый гранит, в 8 км к северо-востоку от пос. Жанчивлан				
Биотит	7,5	0,0643	222	
"	8,0	0,0563	188	
Порода	-	-	199*	
"			232	
Вольфрамоносный грейзен (Каленов, 1967)				
Мусковит			126±5	
Аляскит				
Биотит	8,4	0,0640	192	
"	7,8	0,0698	231	
"	7,8	0,0604	188	
КПШ	8,1	0,0715	219	
"	10,1	0,0745	192	
"	9,5	0,0714	192	

Таблица 10 (продолжение)

Массив, характеристика пробы, порода	Содержание		Возраст, млн.лет	Геологические данные о возрасте
	K, вес.%	Ar, нмм^3/г		
Оловоносный гранит (Каленов, 1967)				
Биотит			220±9	
Мусковит			205±8	
Микроклин-альбитовый гранит, гора Бурал-Хангай				
Циннвальдит	8,7	0,0761	223	
"	7,0	0,0598	218	
"	8,3	0,0663	201	
"	8,1	0,0637	201	
Амазонит	11,2	0,0793	183	
Альбит-лепидолитовый гранит, урочище Урту-Гоцзогор				
Лепидолит	8,0	0,0610	197	
"	8,1	0,0690	214	
"	8,1	0,0730	228	
Оловоносный альбитит (Каленов, 1967)				
Слюда			164±6	
Тухумский массив, гранит				
Биотит	7,2	0,049	188	Граниты прорывают осадочно-метаморфические породы позднего докембрия-раннего палеозоя
"	8,0	0,056	180	
"	7,9	0,0505	166	
"	8,3	0,0780	240	
Юдугынский (Восточный), диорит				
Биотит	7,0	0,054	198	Граниты прорывают эффузивно-осадочные отложения триасового возраста
"	7,2	0,054	192	
"	6,9	0,051	192	
Биотит-амфиболовый гранит				
Биотит	6,8	0,056	211	
"	7,0	0,049	180	
Цезийсодержащее стекло				
Порода	1,6	0,0048	80	
"	2,1	0,0075	91	
Хан-Богдинский массив, щелочный гранит				Прорывают осадочно-вулканогенные образования позднего палеозоя
Арфведсонит	1,43	0,0152	266	
"	1,74	0,0186	270	
Микроклин	10,96	0,1325	306	
"	11,80	0,121	258	
"	8,0	0,078	245	
"	11,6	0,132	279	
"	7,2	0,0899	305	
"	8,8	0,0726	218	

Таблица 10 (окончание)

Массив, характеристика пробы, порода	Содержания		Возраст, млн.лет	Геологические данные о возрасте
	K, вес.%	Ar, нмм^3/г		
Хан-Богдинский массив, ранний амфибол-биотитовый гранит				Прорывают осадочно-вулканогенные образования позднего палеозоя
Биотит	7,6		226	
Хархадский массив, щелочной гранит				
Рибекит	1,14	0,012	223	То же
Лугингольский массив, калиевый нефелиновый сиенит				Прорывают эффузивно-осадочные толщи позднего палеозоя
Амфибол	2,1	0,0165	199	
"	1,75	0,0129	189	
Биотит	7,58	0,0535	190	
"	7,83	0,0550	180	
Халцзанульский массив, порфировидный биотитовый гранит				
Биотит	6,86	0,0425	167	
То же, среднезернистый гранит				
Биотит	5,50	0,0375	175	
Баяндунгский массив, гранодиорит				Имеют рвущие контакты с осадочно-эффузивными породами верхнего палеозоя
Биотит	6,92	0,0436	164	
Восточно-Хархиринский массив, гранодиорит				
Биотит	6,48	0,0358	144	
Хуху-Улинский массив, гранодиорит				
Биотит	7,14	0,036	132	

*Данные В.А. Боброва (1962).

Для гранитоидов Жанчивланского массива, опробованных весьма детально, отмечается сходимость возраста по слюде и калиевому полевому шпату (188-232 млн.лет), что подтверждает первые определения В.А. Боброва и др. (1961) и не увязывается с данными, приводимыми А.Д.Каленовым (1967). При этом оказывается, что состав слюд в серии сидерофиллит - лепидолит не оказывает заметного влияния на определяемый по ним возраст. В связи с этим одинаково достоверен возраст, определенный по всем слюдам из этой серии.

Отметим также относительно древний (раннемезозойский) возраст гранитов Онгон-Хайрханского массива, обычно сравниваемого с другими массивами Их-Хайрханской группы, для которых известны более молодые значения возраста (126-158 млн.лет). Имеющиеся геологические данные (Корчагин, 1969) показывают, что в этой группе массивов имеются разновозрастные, секущие друг друга, но близкие по составу, граниты. Поэтому их различный абсолютный возраст не может быть исключен.

Для большинства остальных массивов мезозойских гранитов цифры абсолютного возраста получены нами впервые.

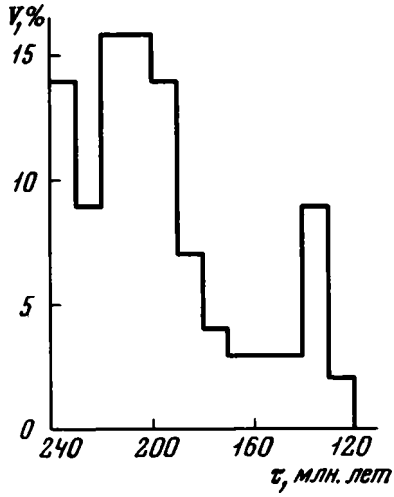


Рис. 46. Гистограмма распределения калий-аргоновых возрастов мезозойских гранитоидов Монголии

В целом (см. рис. 47, табл. 10) необходимо отметить следующие возрастные особенности мезозойских гранитов Монголии: 1) близость возраста всех разностей гранитоидов, слагающих единый массив (например, Жанчивланский), даже если они имеют рвущие взаимоотношения; 2) бимодальность распределения цифр возрастов, концентрирующихся около 210 и 135 млн. лет, что соответствует триасу и верхней юре; 3) относительно широкий разброс значений возрастов, группирующихся около 210 (интервал 230-180) млн. лет и около 135 (интервал 150-120) млн. лет, причем значения возраста 180-150 млн. лет сравнительно редки.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что на территории Монголии, по-видимому, проявлены два мезозойских интрузивных цикла: раннемезозойский (230-180 млн.лет) и позднемезозойский (150-110 млн.лет). Во втором цикле, возможно, следует специально выделить обнаруженные М.С. Нагибиной раннемеловые интрузии (110-111 млн.лет), проявленные в виде малых субвулканических тел гранитоидов, секущих нижнемеловые отложения. Возможно, к последним следует отнести дайки цезиевоносных стекол Юдугыинского массива (80-90 млн.лет).

Выделение двух мезозойских циклов магматизма хорошо согласуется с данными детальных геолого-структурных исследований М.С. Нагибиной (1970) и Л.П. Зоненшайна (1971). В частности, в Джаргалантуингольском районе установлены два геолого-структурных яруса среди мезозойских образований, разделенных толщей санидиновых порфиров, имеющих возраст 175 млн. лет по калий-аргону (данные А.Я.Салтыковского). Очевидно, рубеж 175 млн.лет разделяет не только ранне- и позднемезозойские этапы геологической истории Монголии, но и интрузивные циклы, рассмотренные выше.

Пространственное размещение геохимических типов мезозойских гранитоидов Монголии

На тектонической карте Монголии мезозойские гранитоиды расчленены на рассмотренные выше геохимические типы. Для этого использованы как оригинальные геохимические данные, так и результаты геолого-съемочных работ различных авторов. Отсутствие геохимических данных вызывало наибольшие трудности при разделении стандартных и литий-фтористых гранитов. В этом случае определяющим для отнесения гранитов к литий-фтористому типу служил аляскитовый состав пород и такие типоморфные акцессорные минералы, как топаз и монацит. Когда таких критериев было недостаточно, граниты относились к стандартному типу. Поэтому не исключено, что среди массивов гранитов стандартного типа могут оказаться и отдельные массивы литий-фтористых гранитов.

В ряде случаев, несмотря на довольно детальные геохимические исследования, возникали трудности при определении типа гранитоидов. Это связано с существованием гранитоидов, которые по своей геохимической специфике занимают промежуточное положение между стандартным и литий-фтористым типами. Примером могут служить граниты Барун-Цогтинского (Восточный)

массива. Для них характерны низкие содержания рубидия, лития, фтора, обычные для гранитов стандартного типа, но происходит увеличение их содержаний в поздних породах, что характерно для литий-фтористых гранитов. Наоборот, в крупнозернистых и резкопорфировидных гранитах Тумен-Цогтинского массива содержание рубидия и лития находится на уровне литий-фтористых гранитов и только кларковые и более высокие содержания бария и стронция позволяют отнести их к стандартному типу.

На карте не получили отражения тела самостоятельных дайковых комплексов. Исследование их представляет отдельную задачу, резко отличную по методам решения от приведенных мелкомасштабных региональных исследований.

ОБЩАЯ СТРУКТУРА АРЕАЛА МЕЗОЗОЙСКОГО ИНТРУЗИВНОГО МАГМАТИЗМА МОНГОЛИИ

Анализ карты мезозойских гранитоидов Монголии показывает существенно различные закономерности пространственного размещения геохимических типов гранитоидов ранне- и позднемезозойских возрастных циклов (рис. 47).

Пространственное размещение гранитоидов раннемезозойского цикла весьма неравномерное по территории Восточной Монголии (рис. 47). Можно выделить северо-восточный ареал, охватывающий бассейны рек Джида, Селенга, Онон, Керулен, Ульдза, Хэнтэйское нагорье и южно-восточную полосу массивов вдоль границы Монголии с Китаем. Наибольшая концентрация массивов северо-восточного ареала тяготеет к Хэнтэйскому нагорью и его обрамлению. Здесь сконцентрированы наиболее крупные массивы, которые сопровождаются интенсивной гранитизацией вмещающих пород, а иногда их ассимиляцией и гибридизмом. Именно здесь отмечаются гранитоидные массивы, сформированные в пределах фации наибольшей условной глубинности. По насыщенности гранитоидными массивами и их размерам Хэнтэйское нагорье представляет как бы центр интрузивного магматизма, проявление которого как по общей площади распространенности в пределах Монголии, так и по количеству в ней крупных массивов затухает во все стороны от этого центра. С южной стороны от этого центра, в пределах Южно-Монгольской герцинской зоны, раннемезозойский магматизм практически исчезает. Затем раннемезозойские гранитоидные массивы появляются вновь вдоль южной границы Монголии с Китаем на северо-запад от Хэнтэйского нагорья, в направлении к бассейну верховьев р. Селенги, также отмечается уменьшение размеров массивов раннемезозойских гранитоидов и общей их распространенности. Возможно, что имеется и второй центр раннемезозойского интрузивного магматизма в Монголии, расположенный в пределах восточной части Хангайского нагорья, поскольку здесь, на относительно небольшой площади, также отмечается несколько весьма крупных гранитоидных массивов предположительно раннемезозойского возраста. Но этот район в геохимическом и возрастном отношении изучен пока слабо. Поэтому более подробно можно рассмотреть только массивы, расположенные в пределах северо-восточного ареала.

В Хэнтэйском нагорье, где широко представлены батолитообразные массивы пород гранодиорит-гранитного типа и относительно мелкие тела стандартных гранитов, не известны выходы мезозойских осадочных и вулканических пород. Начиная с позднего мезозоя этот район, по-видимому, представлял собой поднятие. Центр интрузивного магматизма окаймляется с юга зоной массивов с широким распространением гранитов стандартного типа. Размеры этих массивов уменьшаются по мере удаления от центра. Для некоторых из массивов этой зоны характерна контактовая гранитизация вмещающих пород (например, Хошутулинский и Унчжульский массивы), но в большинстве массивов гранитизация отмечается только в ксенолитах вмещающих алюмосиликатных пород (Онгон-Хайрханский массив), а экзоконтактовые изменения проявлены только в мощных ореолах ороговикования песчано-сланцевых толщ. Для этих массивов не известны пространственно связанные с ними комагма-

тичные вулканиты. По-видимому, массивы этой зоны сформировались на меньших глубинах, чем в области центра. Для них характерна трещинная, явно перемещенная, интрузивная форма.

Еще более удалена от центра зона гранитоидных массивов, которые пространственно сближены с одновозрастными эффузивными толщами. Здесь имеются типичные вулкано-плутонические комплексы (Брандт и др., 1970), а в некоторых случаях описаны (Г.Б. Левашов) постепенные переходы гранитов через гранит-порфиры к липаритам. Для массивов этой зоны характерны щелочные гранитоиды, граносиениты, амфибол-биотитовые лейкократовые граниты и моношпатовые разности аляскитов, хотя встречаются и гранитоиды стандартного геохимического типа. Практически для всех массивов этой зоны типичны гранофировые, иногда миароловые разности гранитоидов. По всем перечисленным признакам указанные массивы могут быть отнесены к наименее глубинной из рассмотренных выше приповерхностной фации.

Таким образом, в северо-восточном ареале раннемезозойских гранитоидов, от его центра к периферии, более основные и более глубинные (видимо, мезоабиссальные) гранодиорит-гранитные породы сменяются стандартными гранитоидами, сформированными в гипабиссальных условиях, а те, в свою очередь, – приповерхностными массивами гранитоидов, часто образующими с вмещающими эффузивами вулкано-плутонические комплексы с широким распространением щелочных гранитоидов.

По-видимому, в явном виде не участвуют в указанной зональности массивы литий-фтористых гранитов, тяготеющие к южному крылу ареала. Кроме того, указанная зональность, по крайней мере в отношении глубинности формирования гранитоидов, усложняется развитым в пределах этого ареала триасовым Ононским прогибом. В нем, хотя и в небольшом количестве, отмечены эффузивные порфириты, которые секутся диоритами, характерными для центра ареала. Не исключено, что эти диориты и порфириты являются комагматами. В этом случае часть диоритовых массивов может относиться к гипабиссальной фации.

Юго-восточная полоса раннемезозойских гранитоидов по своему строению также неоднородна. В целом здесь нет батолитовых тел, но описаны случаи мелких массивов гранодиоритов с проявлениями контактовой гранитизации, ассимиляции вмещающих пород и гибридизма, например хангаобинский комплекс (Ю.А. Борзаковский и др., 1967). Чаще же эти явления не типичны для массивов рассматриваемой полосы, а контактовые изменения ограничиваются ороговикованием алюмосиликатных вмещающих толщ или мраморизацией известняков. По вещественному составу полосу можно разделить на западную и восточную части. В западной части, в отличие от восточной, широким распространением пользуются щелочные породы (Южно-Гобийский пояс). Последние существенно отличаются от щелочных пород периферической зоны северо-восточного ареала. В пределах всей полосы пока не известны достоверно установленные эффузивные комагматы гранитоидов.

Пространственное размещение гранитоидов позднемезозойского цикла. В отличие от раннемезозойских пород, количество известных массивов позднемезозойских гранитоидов весьма невелико, хотя общая область их распространенности продолжается по крайней мере до 105° в.д. Западная граница верхнемезозойских гранитоидов несколько смещена к востоку по сравнению с таковой раннемезозойских массивов (см. рис. 47).

Крупные массивы позднемезозойских гранитоидов пока не известны. Это, как правило, мелкие, реже средние по размерам интрузивные трещинные тела. Практически все они развиты среди громадного поля верхнемезозойских осадочных и вулканогенно-осадочных прогибов, хотя подавляющее их большинство приурочено к частным поднятиям в пределах упомянутого поля. Обычно они сложены типично гипабиссальными, вплоть до приповерхностных, разностями гранитоидов. Правда, имеется довольно крупный массив, расположенный южнее вольфрамового рудника Барун-Цогто, который сложен гнейсовидными гранитами,

возникшими, возможно, при гранитизации протерозойских гранитоидов. Судя по данным болгарских геологов и нашим наблюдениям, он имеет согласную форму по отношению к более древним породам. Но это исключение только подчеркивает гипабиссальный или приповерхностный характер подавляющего большинства массивов верхнемезозойских гранитоидов, часть которых, по-видимому, имеет вулканические комагматы среди вмещающих эффузивных пород.

По вещественному составу наметить какое-либо зональное расположение позднемезозойских гранитоидов на территории Монголии не удается. Следует отметить только, что позднемезозойские гранитоиды представлены всеми геохимическими типами, среди которых преобладают граниты стандартного типа. Количество массивов и площадь выходов позднемезозойских гранитоидов, по сравнению с таковыми для нижнемезозойских массивов, незначительны. Поэтому общая структура мезозойского магматизма на карте практически целиком определяется структурой раннемезозойского цикла. В связи с этим, при дальнейшем описании пространственного распределения мезозойских гранитов, выделены зоны характерных пространственных ассоциаций геохимических типов практически для раннемезозойского цикла. Однако в отношении металлогенической изученности нами проведено детальное рассмотрение пространственного распределения массивов позднемезозойских гранитоидов, поскольку многие из них рудоносны.

Пространственные ассоциации геохимических типов гранитоидов Монголии

Для геологических и металлогенических исследований важное значение имеет не только пространственное распределение гранитоидов каждого геохимического типа, но также и их пространственные ассоциации. Исходя из анализа карты геохимических типов гранитоидов, а также учитывая общую структуру мезозойского магматизма, можно выделить ряд районов Восточной Монголии, характеризующихся распространением в них определенного набора геохимических типов гранитоидов.

Северо-восточный ареал мезозойских гранитоидов. В соответствии с зональностью ареала мы выделяем следующие районы (или области) с присущими им ассоциациями геохимических типов гранитоидов.

1. В центральной части ареала, которую можно назвать также "зоной батолитов", приуроченной к Хэнтэйскому нагорью, выделяется один район, названный Хэнтэйским. Характерная особенность магматизма этого района – проявление всех геохимических типов, кроме щелочных пород.

В пределах периферической зоны ареала, представляющей собой на территории Монголии полукольцо, охватывающее Хэнтэйское нагорье с запада, юга и востока, выделено несколько районов, отличающихся как ассоциацией геохимических типов, так и некоторыми геологическими особенностями их проявления. Эти районы перечисляются с северо-запада на юг и юго-восток.

2. Район междуречья Джиды и Селенги (Джидинский). Характерная особенность магматизма этого района – широкое распространение щелочных гранитоидов, в меньшей степени гранитоидов стандартного типа. Широким распространением здесь пользуются вулканиты близкого к гранитоидам возраста, в связи с чем получили развитие вулкано-плутонические комплексы.

3. Район междуречья Орхона и Селенги, непосредственно примыкающий с северо-запада к Хэнтэйскому району батолитов. Здесь имеются средних размеров массивы гранодиорит-гранитов и стандартных гранитов, тесно связанных с комагматичными эффузивами контрастного состава. Известны также мелкие тела альбитофиров и граносиенитов.

4. Приононский район. Для него характерна ассоциация интрузий габбро-диоритового типа, стандартных гранитов, гранодиорит-гранитов и литий-фтористых гранитов. В отличие от массивов Хэнтэйского района, здесь имеются очень мелкие гипабиссальные интрузивные тела, нередко располагающиеся среди триасовых отложений. Некоторые из них, возможно, связаны с комагматичными эффузивами.

5. Район центральной части Восточной Монголии (Центральный район), протягивающийся широкой полосой вдоль линии, соединяющей города Мандал-Гоби и Чойбалсан и далее на северо-восток к границе с Китаем. В этом районе широко развиты гипабиссальные и приповерхностные массивы стандартных, литий-фтористых (двушпатовые и моношпатовые) гранитов и щелочных пород (агпаитовые граниты и граносиениты), часто ассоциирующихся с кислыми вулканитами, широкое распространение вулкано-плутонических комплексов.

6. Гоби-Хангайский район, расположенный в области замыкания северо-восточного ареала. В районе установлены нижнемезозойские массивы щелочных гранитоидов и моношпатовых аляскитов, что сближает магматизм этого и Центрального районов.

Юго-восточная полоса мезозойских гранитоидов. 7. Нукутдабанско-Халхингольский район, занимающий крайний юго-восток Монголии, в котором широким распространением пользуются гипабиссальные тела (средние размеры) стандартных и литий-фтористых гранитов. Комагматичные им вулканиты здесь не известны, но, кроме этого, в районе имеются послесреднеюрские субвулканические тела гранит- и граносиенит-порфиров, расположенные в полях комагматичных им вулканитов.

8. Уланульский район простирается к западу от железной дороги Улан-Батор - Пекин и примыкающий к государственной границе Монголии и Китая. Здесь широким распространением пользуются гранитоиды всех геохимических типов, за исключением габбро-диоритового.

Хэнтэйский район ("зона батолитов"). В общем ареале мезозойского магматизма восточная часть Хангай-Хэнтэйской герцинской складчатой системы выступает как узловая гранитолокализующая структура, вмещающая наиболее крупные плутоны гранитоидов раннего мезозоя. В структурном отношении "зона батолитов" почти полностью совпадает с контурами Хэнтэйского синклинория, охватывая, кроме того, территории обрамляющих Северо-Хэнтэйского и Южно-Хэнтэйского краевых поднятий. Северо-западной границей района, таким образом, служит система разломов Монголо-Охотского линеамента; юго-восточное ограничение проходит по предполагаемому контуру Ононского прогиба и является в значительной мере условным. С юга район оконтуривается системой поперечных разломов, принадлежащих обрамлению Восточно-Хангайского поднятия.

Практически все мезозойские гранитоиды Хэнтэя, за исключением небольших массивов двуслюдяных гранитов гипабиссального облика в его северной части (Ононский массив), отнесены к раннему интрузивному циклу. Однако по аналогии с соседними районами Забайкалья, расположенными на территории СССР, есть основания ожидать, что по крайней мере на севере Хэнтэя граниты позднемезозойского цикла развиты значительно шире.

В районе распространены гранитоиды габбро-диоритового, гранодиорит-гранитного, стандартного и литий-фтористого геохимических типов. Эволюция магматизма на территории Хэнтэя характеризуется в целом гомодромной направленностью, при которой относительно поздние образования оказываются все более кислыми лейкократовыми; повышается их петрохимическая щелочность, а в составе щелочей постепенно возрастает роль калия. Отмеченная эволюция интрузивных образований прослеживается как для региона в целом, так и для отдельных полифазных массивов.

Распределение гранитоидов выделенных геохимических типов подчинено следующим общим закономерностям:

1. В латеральном направлении с юго-запада на северо-восток повышается значение гранодиоритов и габбро-диоритов, т.е. наблюдается общее повышение основности раннемезозойских образований.

2. Одновременно с этим происходит повышение фаций глубинности: от гипабиссальных "перемещенных" трещинных тел на юге Хэнтэя до мезоабиссальных батолитообразных плутонов, частично, видимо, автохтонной фации, на севере.

3. Мелкие массивы пород габбро-диоритового типа локализованы в пределах широких сквозьструктурных полос, имеющих четкую широтную ориентировку. Выделяется северная полоса, фиксируемая по выходам наиболее крупных полей габбро-диоритов. Она протягивается от верховьев р. Бальчжи (110° в.д.) через северный, практически не изученный край Бага-Хэнтэйского массива, в бассейн р. Еро и далее на запад до 106° в.д. Общая протяженность полосы составляет более 300 км. В местах пересечения с Баянгольским и Ерогольским разломами она значительно расширяется.

4. Отмеченные полосы оказываются наиболее важными зонами, контролирующими размещение практически всех золотоносных территорий северо-западной части Хэнтэя, а к востоку от него в пределах данных структур располагаются редкие мелкие россыпи и рудопроявления золота (бассейны рек Юсуту, Толы и Керулена - на юге, Верхнего Кумыра и Бальчжи - на севере).

5. На территории наиболее золотоносного Северо-Хэнтэйского краевого поднятия фрагменты отмеченных зон, будучи отраженными разломами фундамента раннекаледонской геосинклинали, характеризуются широким распространением раннепалеозойских интрузивов основного состава.

Значительная часть территории Хэнтэя занята крупными мезоабиссальными плутонами батолитового типа: Ононским, Верхне-Кумырским и Бага-Хэнтэйским. Все они принадлежат к числу наименее изученных массивов Монголии. Бага-Хэнтэйский плутон сложен гранитами трех интрузивных фаз и имеет, по-видимому, зональное строение. В его центральной части широко распространены биотит-роговообманковые гранодиориты порфировидного сложения, представляющие главную интрузивную фазу. Во вторую фазу внедрились нормальные, или меланократовые биотитовые, граниты, расположенные по периферии массива гранодиоритов. В разных частях плутона отмечаются лейкократовые граниты третьей фазы, представленные, как правило, небольшими штокообразными телами. В составе жильных образований установлены только дайки гранитного состава: мелкозернистые лейкократовые граниты, гранит-аплиты, пегматоиды. С вмещающими породами нижнего палеозоя граниты Бага-Хэнтэйского массива имеют четкие рвущие взаимоотношения.

Интенсивная гранитизация пород харинской серии проявлена в связи с биотитовыми гранитами второй интрузивной фазы.

Гранитоиды других массивов этого типа, судя по немногим описаниям, представлены теми же разновидностями, образующими последовательный ряд пород от биотит-роговообманкового гранодиорита до лейкократового гранита. Относительно редко в соответствии с отмеченными выше закономерностями в составе гранитных плутонов присутствуют породы габбро-диоритового типа.

По своим петрохимическим характеристикам и содержанию редких элементов (см. табл. 5,6) гранитоиды батолитов соответствуют составам пород гранодиорит-гранитного и стандартного геохимического типов.

Несколько специфичен мезозойский гранитоидный магматизм северо-западной части Хэнтэйского района. Здесь относительно широко развиты полифазные массивы сложного строения, тяготеющие к вышеупомянутым разломам широтного простирания. С этими массивами ассоциируют золотые проявления и месторождения Хэнтэя.

В табл. 6 приведены данные о содержании редких элементов в гранитах, слагающих массивы простого строения и не сопровождаемых золотым оруденением. Как видно из табл. 6, эта группа массивов представлена типичными породами стандартного геохимического типа. В отличие от гранитоидов золотоносного комплекса, граниты стандартного типа характеризуются в целом более высокими концентрациями лития, рубидия, цезия, олова и меньшими содержаниями бария и стронция.

Таким образом, редкие щелочи в известной мере могут использоваться в качестве "индикаторов" золотоносных массивов.

Джидинский район охватывает крайнюю северо-западную часть области распространения мезозойских гранитоидов Монголии. Он представляет

собой юго-западное продолжение Селенгино-Витимской структурно-фациальной зоны Забайкалья. Район наименее изучен.

Анализ материалов геологических съемок и полевые наблюдения 1972 г. показали, что среди мезозойских интрузивных образований района преобладают интрузии моношпатовых сиенитов, граносиенитов, сиенит- и граносиенит-порфиров раннемезозойского цикла. Более поздние интрузии представлены небольшими штокообразными телами аляскитовых лейкократовых гранитов, часть из которых, по-видимому, является аналогами гранитоидов гуджирского комплекса.

Комплекс раннемезозойских приповерхностных интрузий преимущественно сиенитового состава широко распространен в междуречье Джиды и Селенги. Интрузии этого комплекса прорывают нижнемезозойскую эффузивную толщу, сложенную ортофирами, трахидацитами, трахиандезитами и трахилипаритами. Абсолютный возраст эффузивов, определенный калий-аргоновым методом по валовым пробам ортофиров, находится в пределах 175-220 млн. лет. Абсолютный возраст закаленных фаций сиенитов близок возрасту вмещающих эффузивов (200-220 млн. лет). Эндоконтактовые фации сиенитов обнаруживают значительное сходство с ассоциирующими с ними эффузивами. Весьма вероятно, что раннемезозойские щелочные эффузивы и интрузии малых глубин принадлежат единому вулкано-плутоническому комплексу.

Раннемезозойские интрузии сиенитов имеют различные размеры: от мелких дайковых тел до массивов, достигающих десятков километров в поперечнике. Более крупные интрузии развиты в верховьях рек Желтуры и Тарбагатайн-Гол, на правом борту р. Эгыйн-Гол. Они сложены крупнозернистыми розово-серыми, серыми и сиренево-серыми амфибол-биолитовыми и биотитовыми моношпатовыми сиенитами и грано-сиенитами. Эндоконтактовые фации представлены сиенит-порфирами и ортофирами. В центральных частях интрузий нередко увеличивается содержание кварца. Жильные породы представлены главным образом сиенит-аплитами и отдельными телами шлировых пегматоидов.

Мелкие штокообразные тела и жилы сиенитов наиболее многочисленны в долине р. Тэшигийн-Гол. В большинстве случаев они имеют двухфазовое строение. Первая фаза - лейкократовые амфиболбиотитовые и биотитовые сиениты и сиенит-порфиры, кварцевые сиениты и сиенит-порфиры, часто наблюдаются зоны закалки, образующие своеобразную "корку" из сиреневых и кирпично-красных сиенит-порфиров и ортофиров. Ко второй фазе относятся мелкозернистые граносиенит-аплиты, образующие пластообразные дайки в прикровлевых частях сиенитовых штоков.

По своему составу, возрасту и облику раннемезозойские сиениты соответствуют породам малокуналейского интрузивного комплекса Западного Забайкалья.

Кроме отмеченных интрузий сиенитового состава, в районе встречены небольшие тела аляскитовых гранитов, прорывающих раннемезозойские эффузивы.

Особо следует остановиться на массивах, расположенных в верховьях р. Джиды и на юго-восточном склоне горы Хасы-Энэ-Ундур. Здесь известно несколько мелких (не более 5-8 км^2) массивов, сложенных лейкократовыми биотитовыми гранитами, среди которых отмечаются амазонитовые и амазонит-альбитовые разновидности пород (Налетов, 1962; Косалс, 1968; Косалс, Мазуров, 1968; Смолянский и др., 1966). Они состоят из альбита или альбит-олигоклаза, калиевого полевого шпата, кварца и циннвальдита; содержание последнего достигает 1-5 %. Среди акцессорных минералов отмечаются циртолит, колумбит, касситерит. Содержание лития в них колеблется в пределах 100-200 г/т, фтора - 0,1-0,5 %, рубидия - 270-440 г/т (Косалс, Мазуров, 1968). Эти данные позволяют отнести описываемые граниты к литий-фтористому геохимическому типу. К сожалению, взаимоотношения амазонитовых гранитов с другими мезозойскими гранитоидами и осадочными образованиями установить не удается. Однако данные абсолютного возраста (Косалс,

1968; Дворкин-Самарский, Туговик, 1966) позволяют отнести их к раннемезозойскому циклу - 160-240 млн. лет.

Позднемезозойский интрузивный цикл в пределах Западного Забайкалья представлен интрузиями гуджирского комплекса. Граниты комплекса слагают небольшие (не более 20-30 км^2) штокообразные тела. Наиболее распространенная разновидность - порфировидные биотитовые граниты, переходящие в эндоконтактовых частях в гранит-порфиры. Нередки разновидности с темным, морионоподобным кварцем. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, титаномагнетитом, цирконом, ортитом, анатазом. Содержание редких элементов в них, по данным Е.М. Шеремета, находятся в пределах кларковых для гранитов. Это позволяет отнести данные граниты к стандартному геохимическому типу. Следует отметить, что именно с гранитами позднемезозойского цикла связаны редкометальные молибден-вольфрамовые месторождения Западного Забайкалья.

В монгольской части района А.В. Ильин также обнаружил отдельные шлиховые ореолы вольфрамита.

Как следует из сказанного выше, для Джидинского района в целом характерна повышенная щелочность раннемезозойских эффузивов и интрузий.

Орхон-Селенгинский район примерно совпадает с контурами так называемой Торято-Селенгинской раннекаледонской зоны (Маринов, 1967). От Джидинского района рассматриваемая территория отделена системой региональных разломов; ее граница со складчатыми сооружениями Хэнтэя проходит по Баянгольскому глубинному разлому. Район располагается в пределах Северо-Монгольской складчатой зоны, стабилизировавшейся в раннем палеозое. На карте к мезозойским интрузиям отнесены те массивы района, которые, по А.А. Моссаковскому и Томортогоо, прорывают вулканогенные образования верхней перми-нижнего триаса. Одним из типичных мезозойских массивов этого района является Правобережный, расположенный у слияния рек Орхон и Еро. Площадь массива - около 1000 км^2, форма - неправильная. В нем выделяются три интрузивные фазы: 1) диориты, 2) биотит-роговообманковых гранитов и гранодиоритов, 3) лейкократовых гранитов.

Ранние диориты слагают тела неправильной формы (площадь выхода 25-30 км^2). Нередко они образуют ксенолиты в более поздних породах. Состав пород колеблется от кварцевых диоритов до габбро с монцонитоидным или даже сиентовым уклоном. Диориты состоят из андезина №№ 30-35 (40-50%), роговой обманки (5-20%), биотита (5-15%), кварца (5-15%), редкого калиевого полевого шпата (иногда до 5%) и акцессорных сфена, циркона, апатита и магнетита. Содержание редких элементов в них такое же, как и в габбро-диоритах других районов Монголии (см. табл. 2).

Породы второй фазы представлены в массиве наиболее широко. По составу среди них выделяются граниты, гранодиориты и кварцевые монцониты. Они состоят из решетчатого микроклина (40-50%), олигоклаза №№ 25-50 (10-25%), кварца (20-40%), биотита (10%) и роговой обманки (до 10%). Акцессорные минералы представлены главным образом цирконом и апатитом. Эти породы рассматриваются как представители гранит-гранодиоритового типа. Однако от пород этого типа, развитых в других районах, они отличаются повышенной щелочностью, что выражается в появлении монцонитоидных разностей, с парагенезисами минералов II поля диаграммы Д.С. Коржинского (1957).

Породы третьей фазы представлены жильными и дайковыми телами лейкократовых (до аляскитов) гранитов. Иногда эти граниты являются моношпатовыми и состоят из щелочного полевого шпата, кварца с примесью (1-2%) биотита.

Остальные массивы района сложены породами, близкими к гранитоидам Правобережного массива.

Рассматривая геохимическую характеристику интрузивных пород района (см. табл. 2, 4, 5), следует отметить, что почти во всех из них содержа-

ние щелочей несколько превышает таковое для нормальных типов изверженных пород. В гранитоидах главных разностей содержание редких элементов соответствует среднему содержанию их в богатых кальцием гранитоидах или в сиенитах (Turekian, Wedepohl, 1961); иногда они более низкие. Во многих случаях весьма низкими оказываются содержания бериллия и рубидия, в связи с чем в некоторых гранитах (Цонголонский массив) величина калий-рубидиевого отношения достигает 400 г/т (см. табл. 5). Слабо проявлена дифференциация редких элементов в процессе эволюции пород Орхон-Селенгинского района. Даже рубидий в ряде случаев существенно не накапливается в поздних гранитах (Борун-Буринский и Цонголонский массивы), а содержание лития и зачастую бериллия даже уменьшается в поздних породах. Не характерно для рассматриваемых массивов накопление в породах поздних фаз олова и фтора. Кроме этих наиболее широко распространенных интрузивных пород, Ю.М.Арсеньев и В.А. Ботезату выделяют в районе щелочные гранитоиды, ортофиры и альбитофиры.

В Орхон-Селенгинском районе не известны проявления редкометальной минерализации. Но здесь имеются медно-молибденовые месторождения и проявления во вторичных кварцитах (гора Эрдентуин-Обо и др.), связанные либо с полифазными массивами позднетриасово-раннеюрского возраста, либо с комагматичными им эффузивами.

Приононский район пространственно совпадает с Ононско-Джаргалантуинским верхнеюрским прогибом. Здесь распространены гранитоиды габбро-диоритового, гранодиорит-гранитного, стандартного и литий-фтористого геохимических типов, принадлежащих раннемезозойскому и позднемезозойскому возрастным циклам. Вещественные составы гранитоидов обоих циклов близки, за исключением габбро-диоритов позднемезозойского цикла, для которых характерна несколько повышенная щелочность.

Гранитоиды раннемезозойского возрастного цикла, распространенные в юго-западной части района, хорошо сопоставляются с гранитоидами Хэнтэйского района. Они образуют сравнительно крупные массивы (Восточный и Западный Юдугыинский, Модотинский и др.), с характерным для них неоднородным внутренним строением и широким развитием экзоконтактовых изменений (мощные зоны роговиков, приконтактовая гранитизация). Крупные размеры массивов и внутреннее строение, а также характер экзоконтактовых изменений дают основание считать, что гранитоиды рассматриваемого цикла формировались в условиях средних глубин.

Характер эволюции раннемезозойского магматизма района в петрохимическом отношении практически соответствует эволюции нормальных щелочно-земельных серий гранитоидов. Наиболее поздними интрузивными образованиями данного цикла являются рудоносные стандартные граниты и литий-фтористые аляскиты (с амазонит-альбитовыми разновидностями). В процессе эволюции мезозойского магматизма от кварцевых диоритов, относящихся к габбро-диоритовому типу, к стандартным биотитовым и двуслюдяным гранитам и далее к литий-фтористым аляскитам и амазонитовым гранитам, происходит возрастание средних содержаний рубидия, лития, свинца, олова, фтора и вольфрама и резкое уменьшение (в литий-фтористых гранитах) содержания бария и стронция (см. табл. 5-7). С поздними гранитами раннемезозойского цикла связаны кварцевожильные и грейзеновые вольфрамовые и оловянные месторождения и рудопроявления.

Гранитоиды позднемезозойского цикла пользуются широким развитием в северо-восточной части района, начиная от 102° в.д., и продолжаются далее на северо-восток, на соседнюю территорию Восточного Забайкалья. Они слагают изометричные массивы малых размеров и обычно имеют простое строение. Размещение их контролируется разрывными нарушениями. В массивах отмечаются эндоконтактовые порфировые фации; им свойственны маломощные зоны экзоконтактовых роговиков. Все это позволяет отнести массивы данного цикла к трещинным гипабиссальным и приповерхностным интрузиям.

Составы гранитоидов позднемезозойского цикла характеризуются некоторой петрохимической подщелоченностью, по сравнению с гранитами раннемезозойского цикла; на диаграмме А.Н. Заварицкого они располагаются между вариационными линиями "диорит – гранодиорит – гранит" и "монцонит – щелочной гранит".

Рассматривая характер изменения редких элементов при формировании гранитоидов позднемезозойского цикла, необходимо отметить, что от кварцевых диоритов к стандартным гранитам происходит увеличение содержания литофильных редких элементов и, в первую очередь, рубидия. В то же время, содержание бария и стронция в этой серии пород уменьшается. Наиболее высокие концентрации рубидия, бериллия, олова и бора приходятся на турмалинсодержащие граниты района горы Хуху-Ула.

С поздними стандартными гранитами района связаны кварцево-жильные и грейзеновые вольфрамовые месторождения, а также рудопроявления касситерит-полиметаллической минерализации. По аналогии с Восточным Забайкальем можно ожидать обнаружение здесь массивов литий-фтористых гранитов со свойственным им редкометальным оруденением.

Центральный район, расположенный к югу от Хэнтэйского и Приононского, охватывает зону широкого развития мезозойских вулканогенных образований, по внешней границе которых он может быть наиболее четко оконтурен. В районе преобладают гранитоиды раннемезозойского цикла. Наиболее широкое развитие получили гранитные массивы, тесно ассоциирующие с вулканическими породами. Среди самих гранитов достаточно широким развитием пользуется тип моношпатовых литий-фтористых аляскитов, а также тип агпаитовых гранитов и щелочных пород. Отмечаются также двушпатовые литий-фтористые граниты и граниты стандартного типа.

Большая часть массивов района имеет средние и малые размеры (50-200 км^2) и простое строение. Исключение составляет Баян-Уланский массив (Коваленко и др., 1971). Форма массивов весьма разнообразна. Наряду с изометричными в плане штоками встречаются удлиненные дайкообразные тела. Ряд массивов характеризуется чрезвычайно неправильной формой с многочисленными выступами и заливами (например, массив Аргаин-Чулу). Экзоконтактовые изменения вмещающих пород около массивов выражены слабо и проявляются узкими зонами ороговикования, мощность которых не превышает первых сотен, а чаще – первых десятков метров. Для некоторых массивов (например, Дашибалбарского) четко устанавливаются единые вулкано-плутонические ассоциации.

Объединяющая геохимическая черта многих гранитов Центрального района – их обедненность редкими щелочами, фтором и многими другими литофильными редкими элементами. В агпаитовых и моношпатовых литий-фтористых гранитах (см. табл. 7) всех массивов содержание лития, как правило, составляет 20 г/т, а содержание рубидия ниже кларковых. Содержание олова, бария, фтора также ниже кларковых для гранитов. Следует подчеркнуть, что для агпаитовых гранитов района, так же как и для литий-фтористых гранитов, часто свойственны аномально низкие концентрации бария и стронция.

Массивы стандартных гранитов, которые располагаются среди полей нижнемезозойских вулканитов (Аргаин-Чулинский, Хайрхаулинский, а также массивы района г. Чойбалсан), имеют много общего с вышеописанными гранитами. Правда, они – двушпатовые, но концентрации в них многих редких элементов также ниже кларковых для гранитов (см. табл. 6). Однако концентрация бария и стронция, как и в других массивах стандартных гранитов, в них – на уровне кларковых для гранитов. Следует подчеркнуть, что рудной минерализации, которая была бы генетически связана с описанными здесь разностями пород раннемезозойского цикла, не обнаружено.

В то же время, в Центральном районе известны и раннемезозойские рудоносные гранитные интрузии, как, например, детально описанный нами ранее Бага-Газрынский массив (Коваленко и др., 1971) или Бусыйнчулинский. По

внешнему виду граниты этих массивов очень похожи на граниты массива Аргаин-Чулу. Однако их отличительной чертой являются высокие концентрации лития, рубидия, олова, фтора и ряда других редких элементов (см. табл. 7), что позволяет отнести их к литий-фтористому типу. С породами Бага-Газрынского массива связано комплексное редкометальное цвиттеровое оруденение, а также высокие концентрации тантала в поздних гранитных дифференциатах. Находки этих гранитов показывают принципиальную возможность обнаружения рудоносных гранитных массивов в Центральном районе.

Наконец, следует упомянуть стандартные граниты Онгон-Хайрханского и Унчжульского массивов, входящих в состав Их-Хайрханской группы, и Муренские массивы, расположенные к западу от г. Ундурхан. Эти массивы находятся в пределах пограничной области между Центральным, Хэнтэйским и Приононским районами, а слагающие их граниты аналогичны стандартным гранитам, массивов, широко развитых в более северных районах.

Гранитные массивы позднемезозойского цикла наиболее широко распространены на востоке района, где они ассоциируют с верхнеюрскими эффузивами; факты прорыва последних позднемезозойскими гранитами описаны многими геологами при проведении поисково-съемочных работ. Распределение редких элементов в гранитных массивах восточной части района изучалось на примере Южно-Чойбалсанского, Чойбалсанского и Керуленского массивов. Как по набору пород, так и по их геохимической специфике они аналогичны рассмотренным выше раннемезозойским гранитоидам Центральной полосы. Следует подчеркнуть, что и среди позднемезозойских интрузий отмечаются массивы двушпатовых литий-фтористых гранитов (Абдархаратский и Халхнитовынундурский массивы).

Характерная черта позднемезозойского цикла - большое количество рудоносных массивов стандартных и литий-фтористых гранитов: Тумен-Цогтинского, Барун-Цогтинского, Ихэ-Наротин-Хидского, Их-Хайрханской группы массивов и некоторых других. Эти массивы характеризуются гипабиссальными условиями формирования. Практически все они приурочены к выступам домезозойского основания. По химическому, минеральному составу, а также характеру распределения редких элементов они полностью идентичны гранитам стандартного и литий-фтористого типов других районов. Примечательно, что практически с каждым из них отмечается рудная минерализация.

Гоби-Хангайский район расположен на западном окончании северо-восточного ареала мезозойского магматизма Монголии. Интрузии гранитоидов мезозойского возраста выделены здесь в результате геологических съемок, а также тематических работ Э.В. Михайлова при составлении геологической карты Монголии 1:1 500 000 (Маринов, 1967). К сожалению, геологических данных о мезозойском возрасте гранитоидных массивов данного района до сих пор крайне мало. Известно лишь, что гранитоиды прорывают домезозойские, иногда верхнепермские отложения. Имеются также немногочисленные определения возраста калий-аргоновым методом. С долей условности определены как мезозойские поздние интрузивные породы, аналогичные достоверно мезозойским интрузиям соседнего Центрального района. Среди них широко распространены гранитоиды, относимые к типу агпаитовых гранитов и щелочных пород, а также моношпатовые литий-фтористые граниты. Кроме того, встречаются отдельные массивы стандартных и двушпатовых литий-фтористых гранитов. Массивы характеризуются изометричной формой, часто вытянуты в северо-западном направлении. Обычны зоны эндоконтактовой закалки, неоднократно отмечались целые массивы, сложенные гранит-порфирами, а иногда фельзит-порфирами, сходными по внешнему виду с эффузивными образованиями. Все это позволяет рассматривать данные породы в качестве представителей приповерхностных гранитных интрузий. Гранитоиды района имеют низкие концентрации большинства литофильных редких элементов (см. табл. 6,7,9). Следует отметить, однако, что концентрации бария и стронция в породах, относимых к типу щелочных гранитов, иногда соответствуют клар-

ковым для гранитных пород, что указывает на их определенную геохимическую близость со щелочными гранитами советской части Джидинского района.

Граниты стандартного и литий-фтористого типов (Салбу-Обинский массив) аналогичны одноименным гранитам, развитым в других районах Монголии (см. табл. 6,7).

Нукутдабанско-Халхингольский район располагается на крайнем юго-востоке Монголии вдоль границы ее с Китаем, к востоку от железной дороги Улан-Батор - Пекин.

Характер мезозойской истории развития района многими исследователями рассматривается по-разному. Например, Р.А. Хасин склонен считать, что с позднего триаса под воздействием движений в соседних позднепалеозойских-раннемезозойских геосинклинальных системах здесь проявляется этап тектонической активизации. М.С. Нагибина полагает, что здесь, как и в других районах востока Монголии, произошла ревивация, не связанная с предшествующим палеозойским геосинклинальным развитием. Формирование многочисленных массивов мезозойских гранитоидов происходило именно в течение этого этапа ревивации.

Исследование мезозойских гранитоидов, произведенное нами в пределах всего района, показало, что подавляющим распространением в нем пользуются гранитоиды раннемезозойского цикла. В районе месторождения Югодзырь установлена следующая схема формирования мезозойских гранитоидов:

1. Ранние граниты: "красные" грубопорфировидные граниты стандартного геохимического типа с жильными гранит-порфирами и кварцевыми жилами.

2. Группа аляскитов: а) относительно более глубинных крупнозернистых ("хухутуинские") и приконтактовых среднезернистых (аляскитовидные) литий-фтористого и стандартного геохимических типов; б) дайковые фазы интрузий с амазонитовыми разностями в зоне эндоконтакта и куполовидных выступов (литий-фтористый тип); в) аплиты.

3. Группа метасоматических и жильных пород.

Гигантопорфировидные амфибол-биотитовые граниты состоят из вкрапленников тонкопертитового калиевого полевого шпата (25-35%), плагиоклаза №№ 20-26 (20-30%) и кварца (25-30%), а также мелко- и среднезернистой основной массы. В ее составе отмечены зерна плагиоклаза №№ 16-20, кварца, роговой обманки, биотита и акцессорных магнетита, апатита, циркона и сфена. Структура породы - порфировидная, а для основной массы гипидиоморфнозернистая, гранитная.

Крупнозернистые аляскиты состоят из калиевого полевого шпата (35%), плагиоклаза №№ 12-18 (≈25%), дымчатого кварца (≈ 40%) и биотита (протолитионит) (1-3%). Акцессорные и рудные минералы представлены магнетитом, флюоритом, ильменитом, цирконом.

Среднезернистые аляскиты ("аляскитовидные граниты") наиболее широко распространены в районе Югодзырьского месторождения. Среди них отмечались аляскиты с топазом, которые по составу и структуре полностью аналогичны микроклин-альбитовым гранитам Жанчивланского массива (Коваленко и др., 1971б). Они состоят из кварца (~ 40%), плагиоклаза №№ 10-12 (25-30%), калиевого полевого шпата (~ 35%) с примесью литиевого биотита и топаза. В аляскитах с топазом появляются акцессорные монацит, колумбит и молибденит.

Порфировидные мелкозернистые граниты дополнительной фазы интрузий сложены вкрапленниками калиевого полевого шпата, плагиоклаза №№ 13-16, кварца и мелкозернистой основной массой. В основной массе, кроме полевых шпатов и кварца, наблюдались литиевый биотит, флюорит и иногда топаз. Структура основной массы - аплитовидная, иногда гранофировая. Разновидностью данных жильных гранитов являются амазонитовые граниты, состоящие из амазонита, цинвальдита, альбита и заметных количеств топаза. Среди акцессорных минералов в них появляются монацит, колумбит, касситерит. Геохимическая характеристика гранитоидов приведена в табл. 6,7.

В пределах Сайханульской редкометальной зоны мезозойские гранитоиды (стандартный и литий-фтористый типы) встречаются крайне редко. Большинство показанных на геологической карте (1:1 500 000) массивов триасовых гранитов рассматриваемого участка представлены маломощными (до 3-5 м), полого залегающими дайками или скоплениями крутых даек, расположенных в серых меланократовых биотитовых гранитах.

Рассматриваемые дайки сложены белыми мелкозернистыми двуслюдяными и мусковитовыми с турмалином гранитами иногда со шлировыми пегматитами.

В пределах Сайханульской редкометальной зоны имеется ряд проявлений вольфрама и молибдена, связанных с кварцевыми жилами, а также с процессом кварц-пиритового метасоматоза гранитов (березитизация). На границе с Китаем располагается Пограничное месторождение вольфрамита.

Гранитоидные массивы участка верховьев р. Халхин-Гол (крайний юго-восток Монголии). Эти массивы кратко описаны Н.Г. Гражданцевым, М.П. Никулиной и В.С. Соловьевым в 1955 г.

Среди гранитоидов относительно древней группы выделены герцинские амфибол-биотитовые и биотитовые граниты и мезозойские массивы аляскитового состава с телами мелкозернистых, часто пегматоидных гранитов и гранофиров дополнительной фазы интрузий. Эти аляскиты по своему вещественному составу полностью аналогичны литий-фтористым аляскитам Югодзырьского узла. Аляскиты пересекаются биотитовыми среднезернистыми, иногда порфировидными, гранитами. В связи с биотитовыми гранитами отмечены поздние мелкозернистые граниты дополнительной фазы интрузий, а также жильные зоны мусковитовых грейзенов и кварцевые жилы с вольфрамитовой и касситеритовой минерализацией (рудопроявление Нумургингольское).

Молодые субвулканические тела гранит-порфиров в некоторых случаях трудно отличимы от вулканитов, среди которых они залегают. Правда, они имеют интрузивную форму залегания, образуя мелкие штоки, пологие дайки и жилы. Система таких тел, рассекающих аляскиты и биотитовые граниты вместе с их жильными дериватами, приурочена, например, к северо-восточному направлению, совпадающему с долинами рек Чулуту-Гол - Нумургин-Гол.

В табл. 6,7 приведены некоторые геохимические характеристики выделенных разновидностей мезозойских гранитоидов. Аляскиты литий-фтористого типа характеризуются, как правило, повышенными содержаниями фтора, лития, вольфрама, иногда олова по сравнению с их кларками в гранитах, что часто бывает характерно для двушпатовых аляскитов рассматриваемого типа. В поздних дайковых породах отмечается накопление лития, рубидия, вольфрама и уменьшение содержания бария и стронция. Однако для аляскитов левобережья р. Халхин-Гол отмечается несколько повышенное, по сравнению с типичными литий-фтористыми разностями, содержание стронция и бария. По этому показателю рассматриваемые аляскиты занимают промежуточное положение между литий-фтористыми и стандартными гранитами. Для аляскитов левобережья р. Халхин-Гол установлены обычно низкие (100 и ниже) величины калий-рубидиевого отношения, которые типичны для рудоносных гранитов.

Более поздние по отношению к аляскитам порфировидные биотитовые граниты, отнесенные нами к стандартному типу, по многим геохимическим показателям близки к ним. Но в поздних дифференциатах некоторых массивов отмечается накопление стронция и бария (Средне-Чулутинский массив), в других - постоянство во всех фазах концентраций лития, фтора или даже их уменьшение в поздних породах. В двух из трех изученных массивов стандартного типа происходит накопление в поздних дифференциатах окиси вольфрама, а повышенные содержания этого элемента по сравнению с кларками вообще характерны для всех разновидностей данных массивов. В связи с этими гранитами известны рудоносные грейзены и кварцевые жилы.

Такой же характер геохимической специфики отмечается для кислых эффузивов и связанных с ними субвулканических порфировых пород средне-вер-

хнеюрского возраста (см. табл. 6). Они характеризуются распределением редких элементов, типичным для стандартных гранитов.

Уланульский район протягивается вдоль границы Монголии с Китаем и охватывает площадь, расположенную между железной дорогой Улан-Батор – Пекин и 105° в.д. Северная граница района проходит южнее линии, соединяющей г. Далан-Дзадагад и г. Сайн-Шанд.

В тектоническом отношении район включает часть Южно-Монгольской герцинской эвгеосинклинальной системы, а также верхнепалеозойскую Внутренне-Монгольскую систему. Особенность магматизма этого района – встречаемость практически всех выделенных нами геохимических типов гранитоидов, кроме габбро-диоритового. Однако не исключено, что в дополнение к изученным нами гранитоидам следовало бы рассматривать гипербазитовые и габброидные массивы, поскольку некоторые из них, так же как и мезозойские гранитоиды, прорывают верхнепермские отложения.

В западной части территории, в районе оловянного месторождения Хара-Мориту, известны массивы стандартных и литий-фтористых гранитов, в южной – гранодиориты, стандартные граниты и, возможно, ультрабазиты и габброиды, в восточной – граниты стандартного и литий-фтористого типа. Кроме того, нами специально рассматривается Южно-Гобийский пояс щелочных пород.

Интрузивные породы крайнего юга района выделены Р.А. Хасиным в качестве хангаобинского комплекса. Мезозойский возраст их определяется на основании наблюдений по прорыванию вулканогенно-осадочных толщ с верхнепермской фауной породами этого комплекса; они перекрываются отложениями нижнего мела. Гранитоиды представлены умеренно кислыми разновидностями с отчетливо проявленными гибридными разностями гранодиорит-гранитного геохимического типа.

На крайнем западе района располагаются гранитные массы Хара-Моритинского рудного узла (Халцзанульский, Цаган-Обский, Сэлиминульский, Бичиктульский и Шаратологойский). Они приурочены к ядрам антиклинальных складок верхнепермских осадочных толщ. Массивы сложены довольно однообразными светло-серыми и белыми биотитовыми, а также двуслюдяными гранитами. Реже отмечались эндоконтактовые гибридные диориты (Харунхущунский массив). Большинство массивов имеет простое строение, и сложено гранитоидами одной интрузивной фазы. Более сложно построен самый крупный (площадь 170 км^2) Халзанульский массив. В его пределах выделены граниты главной интрузивной фазы (гигантопорфировидные, среднезернистые и реже мелкозернистые биотитовые граниты), граниты дополнительной интрузивной фазы (гранит-порфиры, мелкозернистые жильные граниты с шлировыми пегматитами), а также дайки граносиенит-порфиров и порфиритов.

По распределению редких элементов породы Халцзанульского массива весьма своеобразны. Они характеризуются повышенными, по сравнению с кларками в гранитах, концентрациями лития, рубидия, цезия, олова, фтора, бериллия, вольфрама, молибдена, бора, ниобия и гафния, а также пониженной концентрацией стронция (см. табл. 6).

Эти показатели сближают их с потенциально рудоносными гранитами литий-фтористого типа. Своеобразие их заключается в том, что породы главной интрузивной фазы здесь, как правило, наиболее обогащены указанными редкими элементами, так что в поздних дайковых гранитах уменьшаются содержания лития, рубидия, цезия, молибдена, тантала, бария и возрастают концентрации фтора, вольфрама, ниобия и стронция. Такое распределение редких элементов не типично для литий-фтористых гранитов, и дает основание отнести их к стандартному типу.

Мелкозернистыми гранитами белого цвета сложены Цаган-Обский и Сэлиминульский массивы. В первом из них имеются кварцевые жилы, формирование которых сопровождалось интенсивной грейзенизацией вмещающих гранитов. Граниты этих массивов по геохимическим (см. табл. 6) и петрографическим признакам близки к типичным стандартным гранитам.

Юго-западнее Халцзанульского массива расположено коренное оловянное месторождение Хара-Мориту. Оно приурочено к небольшому штоку грейзенизированных гранит-порфиров литий-фтористого типа (сопка Грейзеновая). На месторождении имеются рудоносные кварцевые жилы с касситеритом и вольфрамитом, грейзеновые зоны, а также жилы швиттеров, впервые выявленные здесь Г.Ф. Ивановой.

По биотитам из гранитоидов данного рудного узла нами получены первые определения возраста калий-аргоновым методом (см. табл. 10). Эти данные позволяют рассматривать гранитоиды Хара-Моритинского рудного узла в составе раннемезозойского интрузивного цикла.

Широкое развитие получили мезозойские гранитоиды и в самой восточной части рассматриваемого района. Здесь имеются массивы, сложенные породами гранодиорит-гранитного типа (ранние граниты Гобийского массива), стандартными гранитами (поздние разновидности Гобийского массива, Баин-Худукский, Улан-Ульский массивы, ранние граниты (Абдарантинского массива), литий-фтористыми двушпатовыми (Заставный массив) и моношпатовыми (поздние фазы Абдарантинского массива) аляскитами. Отметим также топазсодержащие с цинвальдитом аляскиты в Заставном массиве, которые по своему минеральному и химическому составу близки к колумбитоносным гранитам других районов.

Особую структурно-магматическую единицу района составляет Южно-Гобийский пояс щелочных пород. В его состав входят шесть массивов. Самый западный из них - Хар-Хадский - имеет оваловидную вытянутую в субширотном направлении форму и площадь выхода около 25 км^2. Судя по его контактам с вмещающими гранитоидами бонатитовой группы, он представляет собой куполообразное тело с падением северной поверхности контакта от массива под углами 40-60°, срезанное с юга тектоническим нарушением. Хар-Хадский массив сложен среднезернистыми, в эндоконтакте закаленными мелкозернистыми пегматоидными, арфведсонитовыми и арфведсонит-эгириновыми гранитами с обильными акцессорными цирконом, танталониобатами и другими редкометальными минералами. Содержание редкоземельных элементов в них достигает 0,4%. В приконтактовой области среднезернистые арфведсонит-эгириновые и эгириновые граниты прорываются многочисленными дайками мелкозернистых, иногда порфировидных, экеритов и грорудитов. Положение даек контролируется системой трещин, параллельных контакту массива, и только в редких случаях дайки пересекают контакты щелочных гранитов и вмещающих пород.

Мощность даек колеблется от первых сантиметров до 3-4 м.

В востоку от Хар-Хадского массива расположен самый крупный (более 1000 км^2) Хан-Богдинский массив щелочных гранитов, подробно описанный ранее (Коваленко и др., 1971). Он сложен такими же гранитами, как и Хар-Хадский массив. Щелочно-гранитные пегматиты и экериты этого массива содержат до 0,5% р.з.э., до 0,08% Nb_2O_5, до 3-5% - ZrO_2. Здесь широко развиты разнообразные цирконосиликаты щелочей (эльпидит и др.), танталониобаты и т.п. Щелочной амфибол гранитов представлен типичным арфведсонитом.

Еще далее к востоку расположен небольшой, слабо вытянутый в широтном направлении Лугингольский массив калиевых нефелиновых сиенитов. Это первый массив таких пород, обнаруженный в Монголии.

Барун-Богдинский (в 60 км к югу от г. Сайн-Шанд), Элесутуинский (в 35 км к западу от сомона Улан-Бадарху) и Дзамынудский (в 15 км к северу от станции Дзамынуд) массивы сложены в основном среднезернистыми катофоритовыми и амфибол-эгириновыми гранитами. Среди поздних пород этих массивов отмечаются жилы щелочных гранитов, гранофиров, пегматитов, а в некоторых массивах - лампрофиров (Барун-Богдинский) и кварцевых порфиров (Элесутуинский).

ОБЩАЯ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА И МЕСТО В НЕЙ МЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ МОНГОЛИИ

Чтобы лучше понять и нагляднее представить себе закономерности пространственного размещения мезозойских гранитоидов в пределах Монголии, необходимо рассмотреть их положение среди всего комплекса мезозойских интрузий и структур восточной окраины Азии. Хорошо известно, что в мезозойское время восток Азии был охвачен интенсивными тектоническими движениями, сопровождавшимися интрузивным магматизмом. Эти движения в значительной степени переработали более древнее домезозойское основание всей территории восточной части Азии (Нагибина, 1963).

Мезозойский этап развития многими авторами трактуется по-разному. Одни геологи определяют его как активизацию того или иного типа (Комаров, 1970; Щеглов, 1968), другие – как ревивацию (Нагибина, 1963), еще ряд геологов определяют его как эпигональное (Комаров, Хренов, 1962), или орогенное (Хасин и др., 1967) развитие. При любой трактовке бесспорна приуроченность ареала мезозойских магматических образований и структур к обрамлению Тихоокеанского кольца. Это хорошо было подмечено М.С. Нагибиной (1963). Еще раньше С.С. Смирнов (1966) связал с тем же обрамлением рудную зональность тихоокеанского пояса.

Восточная Монголия с ее проявлениями мезозойского магматизма образует крайнюю западную часть одного из звеньев этого кольца. В связи с этим авторы поставили задачу попытаться выяснить, существуют ли какие-либо закономерности в пространственно-временном размещении магматизма и мезозойских структур в поперечном сечении – от внутренних частей Тихоокеанского кольца, приближенных к Тихому океану, и его внешним, находящимся на территории Забайкалья и Монголии. Для этого были составлены схемы (масштаба 1:5 000 000) размещения магматизма и структур Монголо-Охотского сегмента Тихоокеанского пояса для отдельных интервалов времени, отвечающих крупным этапам его геологического развития (рис. 48–50).

Многочисленные исследования, проведенные в Забайкалье (Комаров, Хренов, 1962; Старченко, 1962), Приамурье (Красный, Андреев, 1968) и Монголии (Нагибина, 1958, 1963; Зоненшайн, 1972) показали, что мезозойские структуры этого региона – новообразованные, наложенные на различное по возрасту и составу более древнее основание и начинают собой новый самостоятельный цикл, а не продолжают предшествующую историю палеозойского развития. Для территории Монголии этот факт был обоснован М.С. Нагибиной (1971). Ею было показано полное несоответствие структурного плана верхнепалеозойских орогенных и мезозойских структур. Если первые распространены почти на всей территории Монголии (за исключением крайнего северо-запада), то вторые тяготеют только к востоку от 100–105° в.д. Мезозойским структурам присуща меридиональная зональность, в то время как палеозойские геосинклинальные структуры характеризуются субширотной зональностью. Мезозойские структуры Монголии резко наложены на разновозрастное (палеозойское и докембрийское) основание. Само послепалеозойское (мезозойское) развитие не является единым, а распадается на два самостоятельных этапа (ранне- и позднемезозойский), разделенных эпохой складчатости и структурной перестройки, происходившей в середине юры.

Возрастной объем раннего этапа трактуется несколько по-разному: одни исследователи определяют его как верхняя пермь – нижняя юра, другие – как верхний триас – нижняя-средняя юра. Поздний этап охватывал интервал времени от средней-верхней юры до нижнего мела включительно. Более молодые, верхнемеловые и палеогеновые отложения слагают в Монголии платформенный чехол. В то же время в более восточных частях Монголо-Охотского пояса (Малый Хинган, Буреинский хребет) среди образований этого возраста вновь появляется большое количество магматических пород, а струк-

туры неотличимы от мезозойских структур Монголии. Поэтому появилась необходимость составления схемы и на третий этап, охватывающий интервал времени от верхнего мела до палеогена.

Рассмотрение всех составленных схем подтверждает ранее установленную тенденцию к смещению магматизма и тектонической активности во времени на восток, по направлению к Тихому океану (Нагибина, 1958, 1963). Это подтверждается и при анализе размещения ассоциаций геохимических типов гранитоидов. Одинаковые ассоциации геохимических типов гранитоидов (например, габбро-диоритовые, гранодиорит-гранитные и др.) последовательно "омолаживаются" с запада на восток.

Наиболее существенно то, что на всех временных уровнях обнаруживается закономерная и примерно одинаковая смена по площади одних структурных элементов другими и одних магматических образований другими по мере удаления от внутренних частей Тихоокеанского кольца, занятых эвгеосинклинальными зонами, к его внешним, в пределах которых домезозойское основание было переработано более поздними движениями.

Для каждого временного среза по направлению с востока на запад выделяется следующая структурно-магматическая зональность.

1. Эвгеосинклинальная зона со спилит-диабазовым магматизмом: для раннего мезозоя - восточная часть Сихотэ-Алиня, для позднего мезозоя - восточный Сахалин и Хоккайдо, для верхнего мела-палеогена - зона Симанто (Япония).

2. Морской прогиб с терригенной седиментацией; для раннего мезозоя - Монголо-Охотский прогиб, для позднего мезозоя - прогиб западного Сихотэ-Алиня, для верхнего мела-палеогена - Западно-Сахалинский прогиб. Магматизм в пределах всех перечисленных зон проявлен ограниченно. Конфигурация этих прогибов не вполне одинакова для каждого из рассматриваемых этапов. Если для верхнемелового-палеогенового времени Западно-Сахалинский прогиб вытягивался сравнительно неширокой полосой, примыкая к эвгеосинклинальной зоне и следуя параллельно ей, то раннемезозойский (Монголо-Охотский) прогиб вдавался далеко в глубь континента вдоль Монголо-Охотского разлома. Аналогичный прогиб позднемезозойского времени обладал промежуточной конфигурацией.

3. Область развития гранитоидов и наземного вулканизма. В раннем мезозое - это районы Центрального и Западного Забайкалья, Восточная Монголия и западной части Станового хребта; в позднем мезозое - это все Забайкалье, восточная часть Станового хребта, верхнее Приамурье, Большой Хинган и северо-восточная часть Монголии; в позднем мелу - палеогене - восточная часть Сихотэ-Алиня (Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс) и площади развития рудоносных гранитов в пределах центральной части Сихотэ-Алиня и Малого Хингана.

Рассмотрим строение последней области более подробно. В пределах области развития гранитоидов и наземного вулканизма выделяются две зоны: внутренняя, прилегающая к "амагматичному" морскому прогибу с наиболее характерными для нее крупными интрузивами гранодиорит-гранитного геохимического типа, и внешняя, для которой примечательно развитие интрузивных пород повышенной щелочности. Эти зоны обособливаются также и по характеру вулканизма: известково-щелочному во внутренней зоне и щелочному (трихибазальтовый и трахилипаритовый) во внешней. В течение мезозойского этапа вулканизм концентрировался вдоль границы между двумя отмеченными зонами. В раннемезозойском этапе проявился резкий изгиб обеих зон, в целом образовавший в пределах Хэнтэя крупное замыкание (северо-восточный интрузивный ареал в Монголии), соответствующее апофизе морского прогиба и подчиненное Монголо-Охотскому шву, проникающему далеко в глубь континента. В пределах этого замыкания намечается определенная симметрия: центральная часть характеризуется гранодиорит-гранитными батолитами, по периферии она окаймляется (с севера, запада и юга) зоной распространения щелочных пород.

Во внутренней зоне, как уже упоминалось, наиболее широким распространением пользуются гранодиорит-гранитные батолиты (Бага-Хэнтэйский, Ононский, Даурский и др.). Для них характерно полифазное строение с ранними габброидными, диоритовыми породами и гранодиоритами, слагающими главные интрузивные фазы. В этих массивах четко проявлены участки развития гибридных пород.

Имеется много данных, указывающих на то, что эти гранитоиды образовались с участием процессов гранитизации вмещающих толщ, без существенного перемещения гранитоидного вещества.

Имеющиеся геофизические данные (Канищев, Менакер, 1971) указывают на значительное увеличение мощности гранитного слоя (до 25 км) в пределах развития крупных массивов гранитоидов, по сравнению с мощностью гранитного слоя в прилегающих районах (максимум 10-15 км).

Интенсивная деформация всех отложений зоны, сильный их катаклаз, в совокупности с геофизическими данными характеризуют обстановку сжатия, которая могла привести к скучиванию сиалических масс и к образованию Даурско-Хэнтэйского свода (Зоненшайн, 1971).

Гранодиорит-гранитные батолиты, слагающие только лишь центральную часть зоны, на юго-западной периферии сменяются площадью развития сравнительно мелких массивов гранитов стандартного и в меньшей мере литий-фтористого типа. Эти интрузии - типичные гипабиссальные. К ним принадлежат, например, Юдугьинский, Модотинский, Цаган-Дабинский и другие массивы. К юго-западу массивы этого типа становятся все мельче (Онгон-Хайрханский, Абдарский, Бага-Газрынский и др.).

Во внешней зоне располагаются массивы щелочных гранитоидных пород (малокуналейский и куналейский интрузивные комплексы Забайкалья и Центрального района Восточной Монголии). В пределах Монголии они иногда образуют вулкано-плутонические комплексы (Брандт и др., 1970).

Намеченная зональная картина осложняется положением раннемезозойских интрузий Южной Монголии (юго-восточная полоса). В ней распространены массивы стандартных и самые крупные массивы литий-фтористых гранитов, а также массивы щелочных пород Южно-Гобийского пояса.

В связи с небольшим количеством фактического материала по территории Китая в настоящее время не удается установить, в каких соотношениях с генеральной зональностью находится эта зона. Предлагаемый, крайне гипотетический, вариант изображен на приложенных выше схемах (см. рис. 48, 49).

На рассматриваемые схемы нанесены мезозойские месторождения и проявления олова, вольфрама, молибдена, а также редкометальная минерализация в связи с литий-фтористыми гранитами. Эта минерализация пространственно связана с гранитами стандартного и литий-фтористого типов. Кроме того, в Хэнтэе упомянутая минерализация сосредоточена в пределах замыкания внутренней зоны вне полей развития гранодиорит-гранитных батолитов. Широко распространенное представление о линейных металлогенических поясах северо-восточного направления, протягивающихся из Восточного Забайкалья в Монголию, для раннемезозойского времени не подтверждается.

В течение позднемезозойского этапа ареал распространения магматизма оставался примерно тем же (см. рис. 49). Однако поля развития гранодиорит-гранитных батолитов резко сместились к востоку. Юго-западный изгиб зон магматизма проявлен и в это время, но он обнаруживается в основном по распространению вулканитов разного состава. В целом, внешняя зона, характеризующаяся щелочным магматизмом, оконтуривается по массивам щелочных пород Алданского района и Шилко-Олекминского междуречья.

На широкой площади, в том числе и во внешней зоне, здесь оказались развиты более мелкие массивы гранитов стандартного и литий-фтористого типов.

Основное поле развития крупных массивов этого типа располагается в пределах Станового хребта (Красный, 1966). Очевидно, для них можно предполагать те же условия становления, что и для гранитоидов Даурии и Хэнтэя.

Тектоническое скучивание сиалических масс обосновывалось А.В. Пейве (1968). На юго-западном продолжении Становика, в Восточном и Центральном Забайкалье развиты мелкие массивы стандартных (Дурулгуевский, Белухинский и др.) и литий-фтористых гранитов (Соктуйский, Тургинский и др.), а также очень мелкие тела габбро-диоритов (акатуевский комплекс). Именно в этой области, которую можно назвать областью "распыленного" магматизма, сконцентрированы оловянно-вольфрамовые месторождения позднемезозойского возраста (Шерлова гора, Хапчеранга, Букука, Белуха и др.).

На периферии ареала распространения мезозойского магматизма развиты очень мелкие массивы тех же стандартных и литий-фтористых гранитов (Барун-Цогто, Ихэ-Наротин-Хид, Их-Хайрхан и др.). Показательно, что с подавляющей частью этих массивов связаны промышленные месторождения вольфрама. В отличие от более внутренних районов "распыленного" магматизма с их оловянно-вольфрамовой и оловянной спецификой здесь резко преобладают вольфрамовые месторождения. Для Монголии это обстоятельство представляет большой практический интерес.

Позднемезозойское время характеризуется теми же особенностями, которые существовали для раннемезозойского цикла: приуроченность массивов литий-фтористых гранитов к массивам стандартных гранитов; пространственная связь оруденения с массивами стандартных и литий-фтористых гранитов; концентрация всего оруденения в зоне "распыленного" магматизма; отсутствие прямолинейных металлогенических поясов, протягивающихся из Забайкалья в Монголию (очевидно, кроме золоторудного). Следует сказать, что южное продолжение всех этих зон (в пределах Китая) остается совершенно неизвестным. Представляется, что и в это время как и в раннемезозойский этап, роль Монголо-Охотского разлома остается существенной. Однако юго-западный фланг в зоне "распыленного" магматизма перестает играть магмоконтролирующую роль. Интересно отметить, что в последующий, раннемеловой-палеогеновый этап вся зональность приобретает меридиональное направление, и влияние на него Монголо-Охотского разлома практически уже не ощущается.

Очевидно, в течение рассматриваемых этапов (от раннего к позднему) движения по этому разлому постепенно затухают в направлении с Запада на Восток. На основании всего изложенного представляется возможным сделать следующие выводы.

1. Закономерная структурно-магматическая зональность, строго подчиненная в своем расположении внутренним частям Тихоокеанского кольца, занятого эвгеосинклинальными зонами, однозначно указывает на то, что развитие мезозойского магматизма континентальных площадей Монголо-Охотского сегмента Восточной Азии было тесно связано с событиями, происходившими в эвгеосинклинальных зонах Тихоокеанского кольца. Следовательно, и магматизм, и формирование мезозойских структур можно рассматривать, как явления, сопряженные с геосинклинальным процессом. При такой трактовке представления об автономной активизации территории теряют смысл. В то же время этот вывод вполне согласуется с представлениями о структурах ревивации, развитыми М.С. Нагибиной (1963а).

2. Весьма существенным является анализ латеральных рядов структур и зон магматических проявлений по определенным интервалам геологического времени. Такой подход позволяет более правильно понять особенности металлогении регионов.

3. Рассматриваемая зональность мезозойского магматизма может быть обусловлена различными динамическими условиями, приводящими к различным глубинам формирования коровых магматических очагов. Так, наиболее крупные тела, располагающиеся в областях сжатия и утолщения коры, возможно, возникали за счет плавления вмятых вглубь сиалических корней. Такое переплавление могло вызывать дальнейшее изостатическое сводообразование в зоне "батолитов" (воздымание за счет увеличения объема и уменьшения плотности расплава по сравнению с твердой породой). В то же время более мел-

кие массивы внешней зоны формировались скорее всего в более высоких уровнях земной коры (гипабиссальные и приповерхностные).

4. Учитывая упомянутые закономерности, необходимо предполагать единую причину появления указанной структурно-магматической зональности. О ней можно пока высказать только гипотетические предположения. Представляется перспективным выяснение этой причины на основе положений глобальной тектоники, в частности, предполагая перемещение в горизонтальном направлении отдельных глыб литосферы под воздействием растяжения и новообразования коры в пределах новых эвгеосинклинальных зон (Зоненшайн, 1971). При любой трактовке этой проблемы следует предполагать глубинную тектоническую зону, уходящую наклонно от эвгеосинклиналей под континент, т.е. зону глубокофокусных землетрясений А.Н. Заварицкого (1945), или тектонофера Ю.М. Шейнманна (1968).

НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА МЕЗОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ

При обсуждении генезиса рассмотренных гранитоидов целесообразно выделить вопросы общего характера, объясняющие взаимосвязи важнейших элементов тектоно-магматической зональности ареала, и вопросы регионального характера, учитывающие влияние геологической обстановки конкретных районов на происхождение отдельных комплексов пород. В качестве вопросов общего характера мы рассматриваем:

1) причины появления ареала магматизма и интерпретацию генеральной тектоно-магматической зональности;

2) факторы, обусловливающие вещественную зональность ареала магматизма.

Естественно, кроме причин, вызывающих появление, например, всей зоны пород повышенной щелочности и относящихся к разряду общих генетических проблем, важно знать, почему в отдельных районах преобладают щелочные основные породы, в других – щелочные пересыщенные кремнеземом, в третьих – недосыщенные кремнеземом и т.д. Для решения таких вопросов требуются более детальные исследования конкретных геологических комплексов и отдельных массивов, приводимые с учетом всей геологической истории развития района. В настоящей работе рассматриваются преимущественно вопросы общего характера. В первую очередь это касается генетической интерпретации генеральной тектоно-магматической зональности.

Отмечается известный параллелизм в описанной в предыдущем разделе зональности мезозойского магматизма Монголо-Охотского пояса с картиной распределения магматических проявлений, возникавшей при взаимодействии плит литосферы с континентальной и океанической корой. Установлено (Dickinson, 1970), что при удалении от эвгеосинклинальной зоны возрастает отношение окиси калия к окиси натрия, а в вулканитах (андезиты, риолиты) отмечается смена толеитовых серий высокоглиноземистыми, а тех в свою очередь – щелочными.

В западной части Монголо-Охотского пояса и Станового хребта также известна зона крупных гранодиорит-гранитных массивов, непосредственно примыкающих с Запада и Севера к зоне морского прогиба. Зона крупных массивов окаймляется с запада, севера и юга зоной пород повышенной щелочности. Эффузивные проявления также меняются в том же направлении от известково-щелочных к щелочным сериям. Своеобразие рассматриваемого случая, в отличие от описанной выше зональности поясов кордильерского типа (Dickinson, 1970), то, что зона "батолитов" ориентирована здесь почти перпендикулярно к простиранию эвгеосинклинальной зоны (см. рис. 49, 50), а также то, что зона "батолитов" примыкает не непосредственно к последней, а к промежуточной зоне прибрежно-морского прогиба, заложенного на континентальной коре. На наш взгляд, в этом своеобразии отразилась роль по-

перечного к Тихоокеанскому кольцу Монголо-Охотского линеамента. Предполагается, что этот крупный глубинный разлом, рассматриваемый нами как своеобразный аналог трансформного разлома, способствовал не только проникновению морского прогиба далеко в глубь азиатского континента, но и перемещению области воздымания и фронта гранитообразования далеко на запад от зон мезозойских эвгеосинклинальных прогибов. Монголо-Охотский разлом, пронизывающий, по-видимому, всю толщу литосферы вместе с континентальной корой, играл роль не только магмоподводящей, но и магмогенерирующей структуры. Он мог быть проводником энергии глубин земли от тектонофера внутрь континента. Таким образом, предлагаемая гипотеза увязывает возникновение эвгеосинклинальных прогибов, проявление ультраосновного и основного магматизма, ареалов гранитоидного внегеосинклинального магматизма с процессами, протекающими в мантии Земли. Естественно, что в этом аспекте факторы, формирующие непосредственно вещественную магматическую зональность, требуют специального рассмотрения.

Сам факт присутствия на громадных площадях с гетерогенным геологическим строением выдержанных зон пород с повышенной (периферическая зона) или нормальной (центральная зона) щелочностью свидетельствует о существовании единой, общей, причины, регулирующей определенную щелочность в таких масштабах. Для объяснения этой причины наиболее логично привлечь концепцию трансмагматических потоков вещества Д.С. Коржинского (1952, 1972), которая в настоящее время поддерживается крупнейшими советскими петрологами и тектонистами (Кузнецов, Яншин, 1968).

Приведенный фактический материал свидетельствует об увеличении щелочности пород ареалов и соответственно трансмагматических потоков вещества по мере удаления в глубь континента (от "батолитового" ядра к периферии ареала). Одним из вероятных объяснений этого может служить различная глубина генерации трансмагматических потоков и связанных с ними магм в мантии. Такой механизм уже рассматривался на примере континентальных и океанических базальтовых серий (Белоусов, 1968). Связь щелочных магм с бо́льшими глубинами, чем глубина формирования щелочноземельных магм, доказана прямыми сопоставлениями содержания щелочей в современных изливающихся лавах с глубиной очагов глубокофокусных землетрясений.

Рассматриваемая зональность выражается также в проявлении магматизма различных фаций условной глубинности в зависимости от положения интрузий в пределах ареала. Наиболее глубинные - гранодиорит-гранитные "ядра", которые могли быть вблизи непосредственно к магматическим очагам (Кузнецов, 1964), а наиболее приповерхностные - гранитоиды периферической зоны, тесно связанные с наземными вулканитами. В этом случае можно было бы предполагать, что в глубинных условиях, в которых возникают гранитоидные магматические очаги за счет гранитизации вмещающих толщ под воздействием трансмагматических потоков, образовались расплавы, соответствующие главным образом породам гранодиорит-гранитного геохимического типа. В случае перемещения магмы из такого очага в верхние структурные этажи проявляются в виде гранитоидов, как правило, стандартного геохимического типа. Дифференциация первичного гранодиорит-гранитного расплава, обусловленная в данном случае глубиной формирования массива, имеет тенденцию к образованию тем более кислых и калиевых гранитных расплавов, чем ближе к поверхности происходит формирование массивов. Эту гипотезу удобно рассмотреть в трех аспектах: 1) пути формирования гранодиорит-гранитных "батолитов", 2) условия формирования исходной или исходных гранитоидных магм, 3) возможные направления их дифференциации.

В качестве гранитоидных очагов ареала гранитообразования наиболее естественно представить, как уже говорилось, батолитовые автохтонные (либо близкие к ним) тела гранодиорит-гранитного геохимического типа. Формирование "батолитовых" тел, как правило, начинается с образования небольших тел габброидов, которые в пределах рассматриваемых батолитов обычно встреча-

ются в виде ксенолитов в гранодиорит-гранитах. Вслед за формированием габброидов происходит образование основного тела "батолита", сложенного гранодиорит-гранитами. Механизм их образования рассмотрен многими исследователями. Большинство из них считает, что гранодиорит-граниты батолитов образуются при воздействии глубинных гранитизирующих потоков на осадочные и метаморфические толщи континентальной коры на глубинах порядка 10-15 км. Среди большинства советских геологов преобладает мнение о том, что "ни для одного гранитного плутона нельзя доказать подкоровое или мантийное происхождение его магмы" (Кузнецов, Яншин, 1968). Это мнение как будто бы не находится в противоречии с имеющимися геологическими материалами о положении гранодиорит-гранитных массивов в "зоне ядра". Действительно, по данным А.Д. Канищева и Г.И. Менакера (1971), состав наиболее древних толщ, вмещающих батолиты, близок к среднему составу гранодиорита - кварцевого диорита. Следует отметить, однако, что эта гипотеза не объясняет всех имеющихся фактов. Например, с этих позиций нелегко объяснить довольно выдержанный состав гранодиоритов Бага-Хэнтэйского массива, редкость в них реликтов вмещающих пород и обилие в то же время ксенолитов габброидов, отсутствующих среди вмещающих пород. Эта гипотеза подвергается серьезной критике в настоящее время и с общих петрологических, геофизических и геохимических позиций. Например, предполагается комагматичность пород батолитов с андезитоидными сериями островных дуг, причем батолиты в этом случае представляются "корнями" андезитовых поясов. Такое предположение высказано в отношении мезозойских батолитов и андезитов Кордильер (Dickinson, 1970).

Но даже если гипотеза мантийного происхождения магм батолитов подтвердится для рассматриваемого региона, дальнейшая их дифференциация должна быть такой, как рассмотрено выше. Действительно, главная особенность батолитов - это ряд признаков автохтонности в них. Даже если их магмы образовались при частичном плавлении мантии в присутствии воды (Kushira a. oth., 1968), как наиболее низкоплавкие расплавы в тех условиях, то на рассматриваемом эрозионном уровне они явно "застряли", возможно, из-за малой разницы плотностей между их расплавами и сиалическими породами коры. "Застряв", они по всем геологическим признакам своих массивов стали частично разрастаться за счет вмещающих пород, несомненно, с участием потоков трансмагматических растворов. По-видимому, и в этом случае неспособность (или крайне ограниченная способность) к интрузивному перемещению из таких очагов является их важнейшей особенностью, сближающей обе рассмотренные гипотезы формирования батолитов.

В отличие от гранодиорит-гранитных батолитов неперемещенной или ограниченно перемещенной мезоабиссальной фации, массивы гранитов стандартного геохимического типа формируются из магмы, способной к перемещению в пространстве. Поскольку процесс гранитизации[1] любых пород в условиях континентальной коры (давление до 10 кбар) имеет тенденцию к образованию пород гранитного состава, "расплавы-минимум" которых по составу соответствуют стандартным гранитам, то именно из них, по-видимому, эти граниты и формировались. Если процесс гранитизации вмещающих толщ не дошел до стадии появления "расплавов-минимум" в объемах, достаточных для интрузий, формируются батолиты гранодиорит-гранитного геохимического типа. Если же способные к инъекции расплавы сформировались, то они должны покинуть

---

[1] При дальнейшем рассмотрении эволюции гранитоидов мы исходим из гипотезы формирования батолитов за счет гранитизации и частичного палингенеза вмещающих пород. Оно правомерно также в случае предположения, что магма батолитов внедрилась из мантии, а здесь "застряла" с постепенным разрастанием новой магматической камеры за счет гранитизации вмещающих пород.

глубинный очаг, хотя бы в силу эффекта уменьшения плотности расплавов по сравнению с твердыми породами, в таких случаях можно наблюдать их в относительно более высоких структурных этажах.

Уместно, по-видимому, отметить, что нередко магматические очаги (батолиты) приурочены к древним метаморфическим, часто гнейсовым, породам. Возможно, последние являлись наиболее "удобными", в смысле геохимической подготовленности, к появлению в них гранитоидных очагов. Определенную роль могли иметь так называемые гнейсовые купола, в которых появлялись разрастающиеся гранитоидные очаги (Летников, 1972). Естественно, что в зависимости от состава гранитизированного субстрата, еще до появления подвижных расплавов, могли возникать батолиты как гранитного, так и более сложного, комплексного, состава (Кузнецов, 1964). В то же время подвижные, перемещенные гранитные расплавы имели более выдержанный и независимый от химизма вмещающих пород состав, отвечавший в первую очередь минимуму плавления в гранитной системе, что характерно для гранитов стандартного геохимического типа. Таким образом, согласно данной гипотезе, родоначальной, собственно гранитной магмой мезозойских гранитоидов является анатектическая магма стандартных гранитов.

Как было показано выше, в ряде районов Монголии гранитоиды стандартного геохимического типа характеризуются в среднем кларковыми содержаниями большинства редких элементов при несколько повышенном, по сравнению с кларком в гранитах, содержанием рубидия. В то же время, для различных мигматитов установлены довольно низкие уровни содержаний ряда литофильных редких элементов (Петрова, Пожарицкая, 1971), хотя, конечно, ясно, что "гранитофильные" и "гранитофобные" элементы при гранитизации ведут себя принципиально по-разному (Менерт, 1971). Важно поэтому сравнить распределение характерных редких элементов в стандартных гранитах, которые мы, как указывалось выше, склонны рассматривать в качестве первичных палингенных гранитных расплавов, с распределением редких элементов в мигматитах.

На рис. 51 приведены гистограммы распределения средних содержаний рубидия, лития и стронция в 70 массивах стандартных гранитоидов Монголии. Видно, что гистограммы частот встречаемости массивов стандартных гранитов с различными средними содержаниями рассматриваемых элементов имеют асимметричный характер. При этом достаточно часто встречаются массивы с низкими содержаниями рубидия (90-150 г/т) и особенно лития (0-20 г/т), что характерно для мигматитовых образований (Петрова, Пожарицкая, 1971). Следовательно, можно полагать, что среди массивов стандартных гранитов имеется, по крайней мере, определенная их часть, при образовании которой могли играть большую роль процессы, аналогичные анатексису и мигматизации. Следует подчеркнуть, что для этих гистограмм использованы средние содержания лития и рубидия только для пород главных интрузивных фаз массивов, для которых в целом намечается прямая корреляционная связь содержаний рубидия и лития. Это замечание важно в связи с возможной ролью дегазации гранитных магм в определенных условиях, которая обсуждается ниже. Дело в том, что редкие щелочи, особенно литий, в своей геохимической эволюции тесно связаны с режимом летучих компонентов и, в первую очередь, с режимом фтора (Таусон и др., 1970). Не исключено поэтому, что низкие содержания лития в некоторых массивах стандартных гранитов могут быть связаны не с уровнем его содержания в исходных палингенных расплавах, а с их дегазацией.

Сходная картина отмечается и для распределения стронция, но с некоторыми особенностями, заключающимися, видимо, в разных исходных количествах стронция в первичных расплавах. Известно, что содержание стронция в магматических породах зависит от степени фракционирования первичного расплава (Noble a.o., 1969; Коваленко и др., 1971). Этот вывод подтверждается и данными по стандартным гранитам Монголии (рис. 52): в поздних

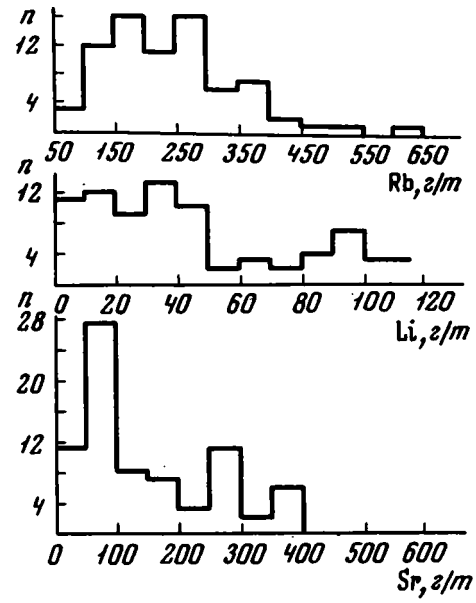


Рис. 51. Гистограммы распределения средних содержаний рубидия, лития и стронция в массивах гранитоидов стандартного геохимического типа; *n* - число проб

породах комагматических серий содержание стронция, как правило, понижается. Если принять, что массивы с относительно низким содержанием рубидия и лития являются первично палингенными, то следует признать и довольно большие колебания в них содержания стронция (рис. 51).

Имеющиеся геохимические данные указывают на реальность предположения о разнообразии степени дифференцированности массивов стандартных гранитов. Это положение подтверждается широким спектром средних содержаний рубидия, лития и стронция в массивах стандартных гранитов Монголии, а также их вполне закономерной связью между собой. Характерно, что имеются все промежуточные разности между стандартными и литий-фтористыми гранитами (рис. 51, см. рис. 47); причем тенденция в корреляции рубидия и лития всей совокупности массивов стандартных гранитов в основном сохраняется такой же, как и в литий-фтористых гранитах (Коваленко и др., 1971_2). В связи с этим можно считать, что литий-фтористые граниты представляют собой наиболее поздние остаточные дифференциаты магмы стандартных гранитов. Все разнообразие массивов стандартных гранитов также формируется в соответствии с этой тенденцией, т.е. в результате дифференциации первичной магмы гранитов в период от ее возникновения до появления в данной камере. Эта гипотеза хорошо подтверждается пространственной приуроченностью массивов литий-фтористых гранитов к зоне наиболее широкого развития массивов стандартных гранитов (см. рис. 47). Следует, однако, отметить, что этот процесс, отличающийся, как правило, по своему механизму от дифференциации магмы с образованием обычных жильных гранитов и аплитов, характерен больше для глубинных камер, хотя случай сходной дифференциации иногда отмечались и для дифференциатов массивов (Улан-Баторский, Хошутулинский массивы и др.). В соответствии с предлагаемой гипотезой количество массивов стандартных гранитов с повышенными содержаниями лития и рубидия, а тем более массивов литий-фтористых гранитов падает по отношению к общему числу массивов стандартных гранитов (см. рис. 51). Предлагаемое объяснение зонального распределения мезоабиссальных батолитов гранодиорит-гранитного типа и окружающей их зоны гипабиссальных массивов стандартных и реже литий-фтористых гранитов, не исключает возможности закономерного изменения состава палингенных гранитоидных очагов при удалении их от "зоны батолитов". По крайней мере, появление зон "распыленного гранитоидного магматизма" свидетельствует о затухании в этом направлении процессов гранитного магмообразования, о большей разобщенности очагов и, по-видимому, об уменьшении их размеров.

Как уже указывалось, самая периферическая зона ареала характеризуется интрузивными и эффузивными породами повышенной щелочности. Поскольку здесь имеются и гранитоидные, и сиенитовые, и нефелинсодержащие, и основные породы, трудно допустить для них какой-то один механизм образования. Представляется более вероятным, что их магмы формировались в разных физико-химических условиях. Однако для всех них главным фактором, поддерживавшим

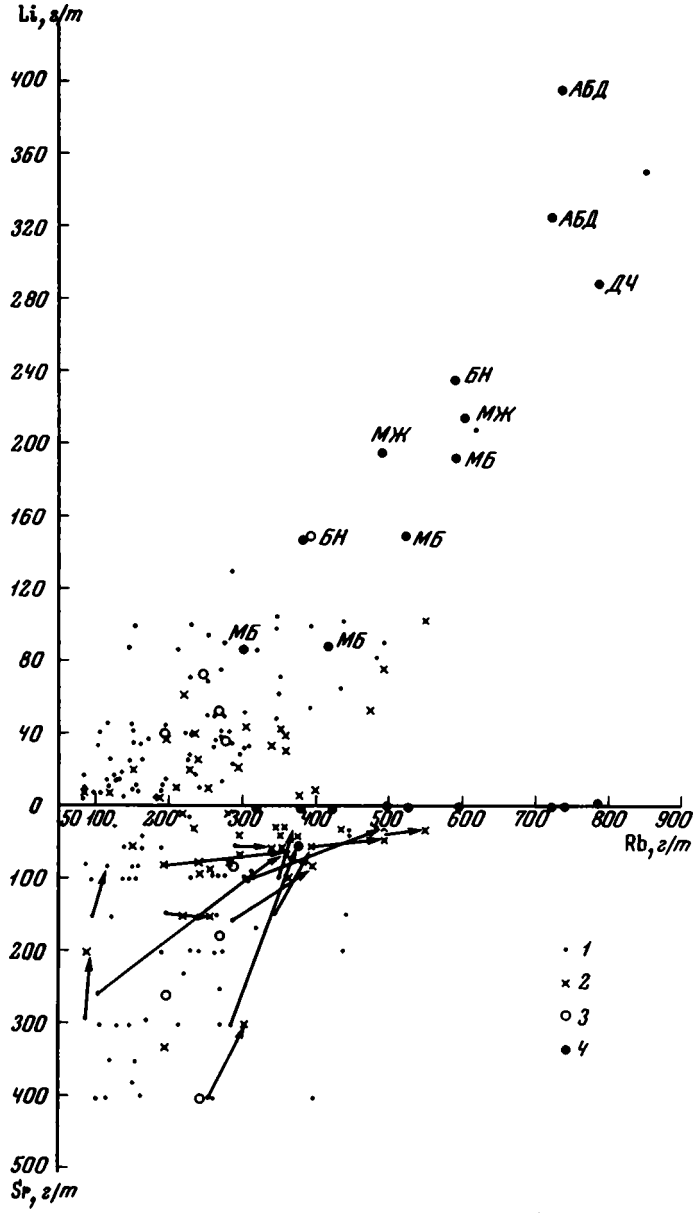


Рис. 52. Корреляция средних содержаний лития, рубидия и стронция в массивах стандартных и литий-фтористых гранитов

1 – средние содержания элементов в породах главных фаз массивов стандартных гранитов; 2–3 – то же, в гранитах дополнительных (2) и жильных (3) фаз; 4 – то же, в литий-фтористых гранитах. Стрелками показано изменение содержаний элементов при становлении массивов: Абд – Абдарский, Дч – Жанчивланский, БН – Бага-Газрынский, МБ – Барун-Цогтинский

повышенную щелочность в таких разных по генезису магмах, являлись потоки трансмагматических растворов, которые зарождались на бо́льших глубинах, чем для центральной зоны щелочноземельного магматизма.

Конечно, воздействие потоков повышенной щелочности не было непрерывным на площади периферической зоны. Судя по гранитоидам нормальной ще-

лочности, оно было дискретным. Возможно, в этом проявилось неоднородное "буферирующее" воздействие на такие потоки кислых пород континентальной коры. Подчеркнем все же, что даже для массивов стандартных гранитов в этой зоне часто проявляются хотя и менее заметные, но признаки повышенной щелочности, например, повышенная магнезиальность биотитов (Коваль и др., 1972б). Попытаемся показать, что сама геологическая обстановка формирования магматических пород в данной зоне также способствует их повышенной щелочности. Так, одна из важнейших геологических особенностей магматических пород данной зоны – тесная связь интрузивных пород с вулканитами – дает основание предполагать хотя бы периодическую связь магматических камер с поверхностью Земли. Следовательно, при их формировании существенное значение могли иметь процессы дегазации магмы не только в смысле отделения летучих компонентов от расплавов, но и в смысле их миграции из одной части магматической камеры в другую. Дегазация расплавов может приводить к разным следствиям в зависимости от состава расплавов и условий рассматриваемого процесса. Очевидно, одним из проявлений дегазации может служить формирование обычных аплитов, которые скорее всего формируются из дегазированного "пегматитового" расплава (Заварицкий, 1950). В аплитах, как правило, уменьшаются или остаются постоянными содержания лития, фтора и некоторых редких элементов, что как раз, видимо, и связано с дегазацией их магмы, в то время как содержания рубидия и стронция, определяющие в основном степень фракционирования магм, соответственно возрастают и уменьшаются. Как известно, аплиты в петрографическом и петрохимическом отношении нередко являются двушпатовыми и резко лейкократовыми породами, весьма близкими к стандартным гранитам многих массивов южной части внешней зоны ареала.

Дегазация литий-фтористых гранитных расплавов, судя по онгонитам (Коваленко, 1973, Коваленко и др., 1971а), приводит к несколько другим явлениям. Как известно, альбит-лепидолитовые граниты, или онгониты, являющиеся конечными дифференциатами массивов литий-фтористых гранитов, по составу приближаются к граносиенитам (Коваленко и др., 1971б). Кристаллизация такого дегазированного "граносиенитового" расплава осуществляется в условиях расширенного поля щелочных полевых шпатов, т.е. с образованием пород с пониженным содержанием в них кварца. В пределе, при полной потере фтора, например, тот же онгонитовый расплав должен дать граносиенит, либо целый комплекс пород с участием как сиенитов, как и гранитов.

С другой стороны, потеря магмой летучих должна повышать температуру ее кристаллизации, в связи с чем из малокальциевых гранитов литий-фтористого типа кристаллизуются преимущественного моношпатовые породы. Таким образом, дегазация расплавов литий-фтористых гранитов или понижение активности в них летучих кислотных компонентов равносильно повышению их щелочности, что способствует образованию граносиенитов, щелочных гранитоидов и моношпатовых гранитов, столь характерных для внешнего обрамления северо-восточного ареала мезозойских гранитоидов. При такой трактовке предполагаемая генетическая связь щелочных гранитоидов с литий-фтористыми подтверждается аномально низкими содержаниями стронция и бария в щелочных гранитах (Дашибалбарский, Баян-Уланский и другие массивы), а также пространственной близостью рассматриваемых гранитов и всеми промежуточными между ними разностями в пределах Баян-Уланского массива. Понижения содержания многих редких элементов в этих, тесно связанных с эффузивами породах подтверждают вероятность дегазированного характера расплава, из которого они кристаллизовались.

Кроме магм литий-фтористых гранитов, дегазации могли подвергаться и расплавы стандартных гранитов. В этом случае состав эвтектического гранитного расплава может приближаться к граносиениту (при давлении воды, несколько большем 5 кбар). Дегазация таких расплавов, видимо, тоже могла привести к появлению щелочных пород. Не исключено, что, таким образом, в

пределах внешней зоны могли образоваться некоторые граносиениты, щелочные и моношпатовые граниты с кларковыми содержаниями стронция.

Рассмотренный механизм касается, конечно, исключительно гранитоидов и не может быть принят в качестве главного для всей периферической зоны. Остается совершенно необходимым предположение о глубинных потоках растворов повышенной щелочности, с участием которых генерируются магмы разного состава. В целом же, конечно, интрузивные породы внешней зоны имеют различное происхождение. Для генезиса таких пород, по-видимому, большое значение имели глубинные расколы от мантии до поверхности, которые могли быть как проводниками растворов повышенной щелочности, так и причиной дегазации гранитоидных расплавов.

Предложенные схемы происхождения гранитов позволяют высказать ряд общих соображений о положении редкометального оруденения в эволюции магматических пород ареала. Как уже отмечалось в ряде наших публикаций (Коваленко, 1973; Коваленко и др., 1971б), оруденение, связанное с литий-фтористыми гранитами, имеет, очевидно, типично магматический гранитный источник. Оно появляется в результате накопления ряда редких элементов (лития, олова, тантала, бериллия, цезия) с фтором в остаточных магмах, формирующихся при длительной магматической дифференциации исходного палингенного гранитного расплава. В этом смысле оно является аналогом пегматитового оруденения, хотя может проявляться в совершенно других рудных формациях: грейзеновой, кварцево-жильной, цвиттеровой, альбититовой, микроклиновой и даже скарновой.

Процесс формирования рудоносных расплавов, флюидов и растворов представляется в этом случае вполне естественным и наглядным даже при самом упрощенном его рассмотрении: оруденение появляется в наиболее глубоко дифференцированных остаточных гранитных магмах.

В то же время, оловянное и особенно вольфрамовое оруденение бывает связано со стандартными гранитами (Их-Хайрханское, Онгон-Хайрханское, Модотинское и другие месторождения), для которых, судя по геохимическим данным, нет оснований предполагать остаточный характер исходной магмы. Мы не имеем возможности рассмотреть механизм формирования рудоносных флюидов в этом случае, поскольку до сих пор не ясны даже многие общие вопросы геохимии вольфрама, но не исключено, что рудоносные флюиды формировались не на месте кристаллизации гранитоидов в теле массива, а на более глубоких горизонтах, возможно, при парагенетической связи магмы и рудоносного флюида. Характерно, что на многих таких месторождениях обнаружены многочисленные дайки лампрофиров и диабазов, указывающие, по мнению Ю.А. Кузнецова (1964), на перемещение очага плавления в самые нижние горизонты земной коры (базальтовый слой) или даже в мантию. Это свидетельствует, по крайней мере, о длительной связи вещества массива с такими глубинами Земли, где возникали сами гранитные и другие расплавы. В противоположность этому массивы литий-фтористых гранитов практически лишены поздних лампрофиров, что свидетельствует о полной потере ими связи с нижними горизонтами коры и об относительной независимости преобразования вещества внутри магматической камеры от подкоровых процессов.

По-видимому, не случайно сейчас все чаще высказывается мнение о связи некоторых вольфрамовых и оловянных месторождений непосредственно с мантией (Барсуков, Дмитриев, 1972). Но в этом случае нельзя исключать и более простых предположений, например, о формировании рудоносных остаточных расплавов и флюидов в более глубоких горизонтах той же магматической камеры, не выведенных на современную эрозионную поверхность.

Наконец, коснемся вопроса о выделении интрузивных комплексов в пределах Монголии. В своем исследовании мезозойских гранитоидов мы практически не пользовались понятием "интрузивный комплекс". На наш взгляд, выделение комплексов в Монголии до сих пор было мало обоснованным из-за слабого знания главных элементов, которые кладутся в основу их выделения

(Кузнецов, 1964): вещественного состава интрузивных и связанных с ними пород, возраста, связи с геологическими структурами, геологической обстановки образования. В принципе, на основе рассмотрения пространственных закономерностей распределения геохимических типов гранитоидов различных возрастных циклов и их связи с главными тектоническими структурами не представляет особого труда обосновать выделение конкретных интрузивных комплексов. Например, в соответствии с определением интрузивного комплекса, данного Ю.А. Кузнецовым (1964), для мезозойских интрузивных пород могли бы быть выделены комплексы, соответствующие рассмотренным выше главным ассоциациям интрузий различных геохимических типов каждого интрузивного цикла, распространенных в пределах конкретных достаточно крупных структурных элементов ареала.

Однако выделение, на наш взгляд, комплексов на данном этапе исследования не добавляет новой информации по сравнению с той, которая приведена на карте мезозойских гранитоидов. Тем не менее мы считаем, что обоснование интрузивных комплексов будет полезным при более детальных геохимических исследованиях и, в частности, при разработке вопросов об особенностях проявления магматизма в пределах различных геологических структур.

Все изложенное в данном разделе авторы рассматривают скорее как постановку проблемы генезиса магматических интрузивных пород, гранитоидного ряда, чем как ее решение. При дальнейшей разработке вопроса о генезисе повторного гранитообразования в пределах ранее уже сформированной гранитной коры континентов (как это имеет место в Монголии) необходимо в качестве исходной предпосылки учитывать это обстоятельство.

ОБЩАЯ СХЕМА МЕЗОЗОЙСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ МОНГОЛИИ

В основу предлагаемой металлогенической схемы Монголии (практически – Восточной Монголии), разработанной В.И. Коваленко, М.И. Кузьминым, П.В. Ковалем, Ю.П. Цыпуковым и В.С. Антипиным при участии Л.П. Зоненшайна, положены установленные в последние годы особенности пространственного размещения массивов мезозойских гранитоидов, определяемые главными закономерностями тектонического развития Монголо-Охотского пояса. Сочетание тектонических и геохимических (в широком смысле) факторов позволило установить главные закономерности временной и пространственной эволюции мезозойского магматизма и место его в общей истории мезозоя Монголо-Охотского пояса. Ранее предлагавшиеся металлогенические схемы (Каленов, 1947 а,б; 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, главным образом редкометальных, месторождений определяются в первую очередь не этим, а объясняются, на наш взгляд, зональной структурой ареалов мезозойского магматизма. Размещение же конкретных интрузивных тел и сопутствующих им рудных зон, узлов, полей и отдельных месторождений в пределах зон распространения ассоциаций гранитоидов определенных геохимических типов и рудных поясов несомненно управлялось системой глубинных разломов и других разрывных нарушений, которые выступают как металлогенические факторы второго и более высоких порядков. Эти вопросы требуют специального, более детального исследования рассматриваемых объектов. Мезозойская металлогения Монголии определяется в первую очередь следующими принциальными особенностями области распространения мезозойского магматизма:

1. Существованием двух ареалов магматизма: северо-восточного, охватывающего юго-западную часть Монголо-Охотского пояса, и южно-монгольской полосы интрузий.

2. Зональностью распределения массивов гранитоидов различных геохимических типов и вулканитов в пределах северо-восточного ареала по отноше-

нию к Тихоокеанской геосинклинальной зоне, Монголо-Охотскому линеаменту и мезозойским прогибам (см. рис. 53, 54), что подробно рассмотрено выше.

3. Закономерной связью определенных типов рудных месторождений с фациями интрузий конкретных геохимических типов. Так, со стандартными гранитами связано наиболее распространенное в пределах 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-циркониево-ниобиевая и фенакит-флюорит-бертрандитовая минерализация. Установлена пространственная ассоциация коренного золоторудного оруденения кварцево-жильной формации с многофазными интрузиями, ранние фазы которых представлены габбро-диоритами (рис. 53).

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 меньшем эрозионном срезе массивов позднемезозойских интрузий, по сравнению с раннемезозойскими, 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. Такая трансформация выражается прежде всего в том, что оловянно-вольфрамовый пояс испытывает замыкание, а золото-молибденовый и полиметаллический приобретают вольфрамовую специфику. Это дает основание наметить во внешней части северо-восточного ареала мезозойского магматизма "замыкающий" его вольфрамовый пояс, протягивающийся от Их-Наротин-Хидского массива в направлении Их-Хайрханского "ствола" интрузий и далее на север до Джидинского района.

В раннемезозойском цикле (рис. 54) выделены две металлогенические провинции: Северо-Восточная (или Монголо-Забайкальская) и Южно-Монгольская, которые совпадают соответственно с северо-восточным ареалом и Южно-Монгольской зоной распространения раннемезозойских 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 не известно. В примыкающей к ней с внешней стороны зоне, названной нами Хэнтэйским рудным поясом, отмечаются месторождения золота, ассоциирующие с полифазными габбро-диорит-гранитными массивами (Харинская и Ерогольская группы кварцево-жильных золоторудных месторождений); месторождения и проявления вольфрама и олова, а также тантала и ниобия, генетически связанные с гипабиссальными массивами гранитов стандартного и литий-фтористого геохимических типов. В Монголии в пределах этого пояса известны месторождения и рудопроявления олова и вольфрама Юдугыинского Восточного и Модотинского массивов стандартных гранитов, олово-вольфрамовые кварцево-жильные и шиттеровые месторождения Жанчивланского массива, оловянно-вольфрамовое месторождение Салбыртэ, а также оловянно-вольфрамовые грейзеновые шиттеровые и кварцево-жильные проявления литий-фтористых гранитов асакан-шумиловского комплекса (Централь-

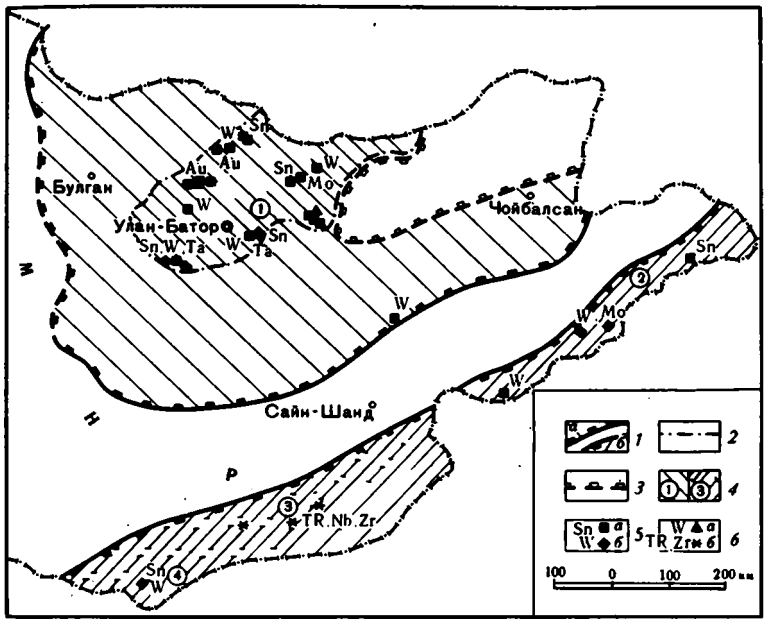


Рис. 54. Схема металлогении раннемезозойского цикла Восточной Монголии

1 - Северо-Восточная (а) и Южно-Монгольская (б) металлогенические провинции и их границы; 2 - граница между внутренней и внешней зонами Северо-Восточной металлогенической провинции; 3 - граница области, в которой проявления гранитоидного магматизма не известны; 4 - рудные пояса (штриховка) и районы (цифры в кружках): 1 - Хэнтэйский, 2 - Нукут-Дабано-Халхингольский, 3 - Южно-Гобийский, 4 - Хара-Моритинский; 5 - месторождения и рудопроявления, связанные с гранитоидами стандартного (а) и литий-фтористого (б) геохимических типов; 6 - месторождения и рудопроявления, связанные с гранитоидами гранодиорит-гранитного (а) и агпаитового (б) геохимических типов

ное Забайкалье), приуроченными к северо-западной периферической части Даурского свода. В Хэнтэйском поясе 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 (например, вольфрамовое месторождение Онгон-Хайрхан и оловянно-вольфрамовое Багагазрын). Эта зона весьма перспективна в отношении бериллиевой минерализации бертрандит-фенакитового типа, в пределах Монголии пока не установленной. В этой же зоне сконцентрировано большинство флюоритовых месторождений. Восточную часть провинции занимает обширная "безрудная" область, охватывающая значительную часть Ононского морского прогиба, в пределах которой не известны проявления раннемезозойского магматизма.

В пределах Южно-Монгольской провинции выделены Нукутдабанско-Халхингольский оловянно-вольфрамовый рудный пояс с вольфрамово-молибденовыми месторождениями Югодзырьской группы, Сайханульской группой молибдено-вольфрамовых месторождений и вольфрамовыми проявлениями р. Нумургин-Гол, а также расположенный к юго-западу от него Южно-Гобийский редкоземельно-циркониево-ниобиевый пояс. На юго-западном фланге провинции находится Хара-Моритинский оловянно-вольфрамовый рудный район.

В позднемезозойский цикл (рис. 55) в соответствии с общим смещением ареала магматизма к востоку происходит заметное сокращение площади металлогенических провинций, и Северо-Восточная провинция остается единственной крупной металлогенической единицей позднемезозойского цикла. На территории Монголии она представлена двумя зонами. Внутренняя зона располагается в пределах Хэнтэйского нагорья и Прононья. В этой зоне широко представлено оловянно-вольфрамовое оруденение, генетически связанное с гипабиссальными интрузиями гранитов стандартного геохимического типа.

В Монголии в пределах зоны известны олово-вольфрамовые проявления верхнего Кумыра, вольфрамовое месторождение Чулун-Хуритэ и оловянное - Хуху-Ула. По всей вероятности, внутренняя зона представляет собой область замыкания позднемезозойского оловянно-вольфрамового рудного пояса Восточного Забайкалья.

Внешняя зона позднемезозойской Северо-Восточной провинции Монголии характеризуется ассоциацией гипабиссальных и приповерхностных массивов гранитов стандартного геохимического типа (реже литий-фтористого) с проявлениями кислых и основных вулканитов. В соответствии с этим ее основное металлогеническое направление определяется месторождениями и проявлениями вольфрама, олова, молибдена и реже тантала. Зона весьма перспективна также в отношении флюоритовой и бериллиевой минерализации флюорит-бертрандитовой формации. Размещение интрузий и пунктов оруденения в пределах данной зоны крайне неравномерное. В восточной части находится поле основных вулканитов; позднемезозойские гранитоиды здесь не известны, в связи с чем перспективность этой территории может считаться пока весьма ограниченной. Во внешней части отчетливо намечается уже упоминавшийся "замыкающий" вольфрамовый пояс, непрерывность которого требует подтверждения на участке между Джидинским рудным районом советского Забайкалья и Их-Хайрханским рудным полем. Общий анализ строения ареалов мезозойского магматизма дает серьезные основания предполагать на этом участке обнаружение приповерхностных и гипабиссальных рудоносных (может быть, невскрытых) интрузий стандартного, либо литий-фтористого геохимических типов. Для "замыкающего" пояса в западной его части характерно молибдено-вольфрамовое, в меньшей степени полиметаллическое оруденение (Джидинский рудный район), в центральной части - преимущественно вольфрамовое (Их-Хайрханская группа месторождений), а в восточной - вольфрамовое оруденение, сопровождающихся молибденом и бериллием (вольфрамовые месторождения Барун-Цогт, Тумен-Цогт).

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 - ранний мезозой, Внутренний - поздний мезозой) поясами и зонами с преобладающим вольфрамовым и молибденовым оруденением (внешняя зона раннемезозойской провинции, Замыкающий вольфрамовый пояс, поздний мезозой).

В отношении промышленных типов месторождений особенно интересны для золота Хэнтэйский пояс (ранний мезозой), вольфрама - Замыкающий (поздний мезозой), Внутренний оловянно-вольфрамовый (поздний мезозой), Хэнтэйский (ранний мезозой) и Нукутдабанско-Халхингольский (ранний мезозой) пояса; для олова - Внутренний оловянно-вольфрамовый пояс (поздний мезозой) и Хара-Моритинский рудный район (ранний мезозой); для тантала - Хэнтэйский и Внутренний оловянно-вольфрамовый и для ниобия, редких земель, циркония - Южно-Гобийский пояса.

В общем перспективность позднемезозойской металлогенической провинции в отношении промышленного вольфрамового, молибденового и оловянного эндогенного оруденения может быть оценена выше, чем перспективность раннемезозойской провинции.

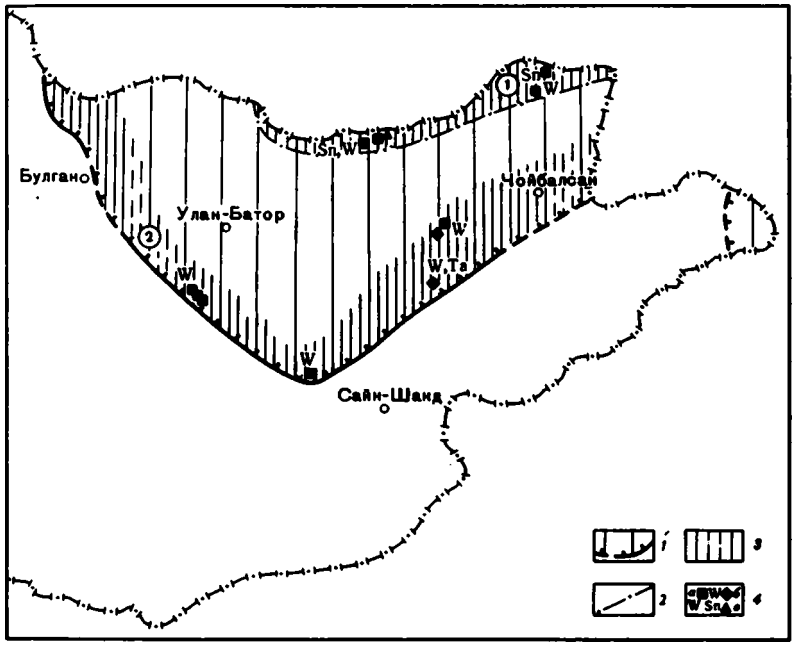


Рис. 55. Схема металлогении позднего мезозоя Восточной Монголии

1 - позднемезозойская металлогеническая провинция и ее границы; 2 - граница, разделяющая внутреннюю (северную) и внешнюю (южную) зоны провинции; 3 - рудные пояса (цифры в кружках обозначают: внутренний оловянно-вольфрамовый (1) и Замыкающий вольфрамовый (2); 4 - месторождения и рудопроявления, связанные с гранитоидами стандартного (а), литий-фтористого (б) и гранодиорит-гранитного (в) геохимических типов

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 и т.п. (Коваленко и др., $1971_{2,3}$).

Размещение интрузий и оруденения в пределах намеченных металлогенических провинций, зон, рудных поясов и районов, как отмечалось выше и было известно благодаря более ранним исследованиям, контролируется разнообразными разломами, системами трещиноватости, характером и составом вмещающих пород, морфологией, геохимическим типом и степенью дифференцированности гранитоидных массивов и т.п.

Рассмотрим некоторые особенности распределения месторождений и проявлений олова, вольфрама, бериллия, золота, а также некоторых новых для Монголии редких элементов.

Олово. Оловянная минерализация распространена практически на всей территории развития мезозойских гранитоидов Восточной Монголии. Рудные же концентрации олова сосредоточены главным образом в пределах Внутреннего оловянно-вольфрамового, Хэнтэйского, Нукутдабанско-Халхингольского рудных поясов и Хара-Моритинского рудного района. Эндогенное 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 и цвиттеровыми оловянно-вольфрамовыми проявлениями (Коваленко и др., 1970, 1971а). Оловоносные гранитоиды характеризуются

высокими содержаниями олова в биотитах (более 50 г/т), ростом его содержаний в породах поздних фаз и в послемагматических образованиях, высокими дисперсиями содержаний олова в гранитах (Таусон и др., 1966). По данным В.Л. Барсукова, рудопроявления олова сопровождаются мощными первичными ореолами рассеяния фтора.

Во внутреннем оловянно-вольфрамовом поясе широко распространены кварцево-жильные и грейзеновые проявления олова (Верхний Кумыр, Хуху-Ула, многочисленные месторождения советского Забайкалья). 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, Багагазрын) типов. Отдельные месторождения олова таких типов имеются во внешней зоне Северо-Восточной металлогенической провинции (например, Штокверковый участок на Онгон-Хайрханском месторождении).

В Южно-Монгольской провинции наиболее перспективен Хара-Моритинский район, где кроме грейзеновых и цвиттеровых оловянных проявлений имеются сульфидные месторождения и весьма вероятно нахождение сульфидно-касситеритовых оловянных месторождений.

В Нукутдабанско-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.

Вольфрам. Вольфрамовая минерализация, как и оловянная, распространена практически на всей площади Северо-Восточной и Южно-Монгольской металлогенических провинций. Она сконцентрирована в пределах Внутреннего оловянно-вольфрамового Хэнтэйского, Замыкающего вольфрамового, Нукутдабано-Халхингольского рудных поясов и Хара-Моритинского рудного района. Все известные проявления вольфрама Восточной Монголии связаны со стандартными и литий-фтористыми гранитоидами гипабиссальной и приповерхностной фаций глубинности. Большинство рудопроявлений относятся 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 (во внешней зоне Северо-Восточного ареала) обнаружены вольфрамоносные эффузивы (данные М.Д.Скурского).

Неизмененные граниты главных фаз "вольфрамоносных" массивов обычно характеризуются содержаниями вольфрама, близкими (стандартные граниты) или несколько превышающими (литий-фтористые граниты) средние содержания его в гранитах. В поздних интрузивных породах таких массивов, а также в продуктах наиболее типичной для них грейзенизации (двуслюдяные, мусковитовые и альбит-мусковитовые граниты и грейзены) наблюдается повышение содержаний вольфрама. Для таких гранитных массивов характерны широкие ореолы ороговикования вмещающих алюмосиликатных пород с проявлением в роговиках оловянной минерализации с высокой железистостью касситерита и общей обогащенностью вольфрамом экзоконтактовых ореолов (Левашов, 1972).

Во Внутреннем оловянно-вольфрамовом поясе распространены главным образом кварцево-жильные и грейзеновые проявления вольфрамового оруденения (Чулун-Хуритэ, Верхний Кумыр). Перспективными на вольфрам являются здесь районы, расположенные между р. Верхний Кумыр и г. Хайрхан, а также крайний северо-восток Монголии.

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 Абдар-Баян-сомона, Модотинского и Юдугыинского гранитных массивов. К типично вольфрамоносным относится

Богдо-Улинский (Улан-Баторский) гранитный массив, и в его окрестностях вероятны находки новых вольфрамовых проявлений или месторождений.

Весьма перспективным в отношении собственно вольфрамового (безоловянного) оруденения является 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 Их-Хайрханского ствола массивов, западную часть Джидинского и Орхон-Селенгинского районов в области их пересечения Замыкающим вольфрамовым поясом. В последних двух районах возможны находки слабо эродированных и невскрытых эрозией вольфрамоносных массивов. Здесь можно рассчитывать на обнаружение самостоятельных месторождений вольфрама, подобных месторождениям Джида, Булунтай и Бом-Горхон. Во внешней зоне раннемезозойской Северо-Восточной провинции также можно ожидать обнаружение вольфрамового оруденения в связи со стандартными и двушпатовыми литий-фтористыми гранитами (цвиттеры Бага-Газрына, кварцево-жильное месторождение Сала). Здесь же возможны находки эффузивов с вольфрамовой минерализацией и эпитермальных киноварь-антимонит-ферберитовых проявлений.

В Южно-Монгольской раннемезозойской провинции перспективны Югодзырьский и Халхин-Гольский районы. В Югодзырьском районе, в 30 км к юго-востоку от рудника Югодзырь, в процессе наших работ было открыто новое рудопроявление вольфрама кварцево-жильного типа с вольфрамитом, молибденитом и самородным висмутом. Благоприятен для новых находок проявлений вольфрама Хара-Моритинский рудный район.

Во всех перечисленных районах весьма важны рудные узлы с комплексным оловянно-вольфрамовым, а также тантал-ниобиевым оруденением. Значительное расширение перспективности Восточной Монголии в отношении вольфрама может быть связано с открытием новых для нее типов вольфрамовой минерализации - минерализованных эффузивов и киноварь-антимонит-ферберитовых месторождений. Необходимо также учитывать возможность проявления шеелитоносных скарнов, в первую очередь в связи с гранитоидами гранодиорит-гранитного типа.

Бериллий. В Восточной Монголии бериллиевая минерализация известна в пегматитах гранитов стандартного и литий-фтористого типов, а также в кварц-вольфрамитовых месторождениях. Она может быть обнаружена также в вольфрамоносных грейзенах и альбитовых гранитах мусковитового типа. Такие же рудопроявления характерны для рудных поясов с вольфрамовой и оловянной спецификой, но самостоятельного интереса они пока не представляют. Они должны учитываться при комплексной разработке месторождений вольфрама, олова и тантала. Более перспективным представляется обнаружение в Восточной Монголии месторождений флюорит-фенакит-бертрандитовой и флюорит-бертрандитовой формаций. Благоприятными для их проявления являются районы распространения гипабиссальных и приповерхностных фаций субщелочных и агпаитовых гранитоидов среди вмещающих их кислых эффузивов, основных и карбонатных пород (внешние зоны северо-восточного ареала: районы Джидинский, Орхон-Селенгинский, между Дэлгэр-Хан-сомоном и Их-Наротин-Хидом, Хара-Моритинский). Не исключена возможность находок бериллиевой минерализации непосредственно в вулканитах (например, туфах) или в субвулканических породах типа онгонитов и в их грейзеновых ореолах.

Новые типы редкометального оруденения Восточной Монголии. В последние годы в пределах Монголии, сотрудниками Советско-Монгольской экспедиции был открыт ряд новых типов редкометальной минерализации. В первую очередь, - это тантало- и литиевоносные альбит-лепидолитовые граниты, установленные впервые в Жанчивланском массиве Г.Богуславским и В.Ушаковым (Каленов и др., 1966), редкоземельно-циркониево-ниобиевые проявления в связи со щелочными породами Южно-Гобийского пояса (Коваленко и др.,

1969, 1971в, 1972), цезиевоносные кислые стекла (Коваленко и др., 1971г), субвулканические редкометальные онгониты (Коваленко и др., 1970, 1971а, 1972), цвиттеровый тип олово-вольфрамового с танталом оруденения и редкоземельные калишпат-плагиоклазовые метасоматиты (Коваленко и др., 1971б). Все это расширяет перспективы Восточно-Монгольской редкометальной провинции, в которой, кроме традиционных для Монголии вольфрама и олова, можно ожидать открытия крупных месторождений других редких металлов.

Тантал, ниобий, литий. Большинство известных сейчас проявлений тантала (с соотношением в породах ниобия к танталу меньше пяти) и лития в Восточной Монголии связано с двушпатовыми литий-фтористыми гранитами и реже с пегматитами и с турмалинсодержащими гранитами в связи с гранитами стандартного типа (тантал). Ниобиевая минерализация связана главным образом с щелочными породами и с некоторыми разновидностями литий-фтористых гранитов, аналогами "колумбитоносных" гранитов. В связи с этим наиболее перспективными на рассматриваемый комплекс элементов бесспорно являются области распространения гранитоидных массивов литий-фтористого геохимического типа. Это южная часть раннемезозойского Хэнтэйского рудного пояса (Абдарский, Богдоулинский, Жанчивланский, Юдугыинский массивы), внешняя зона раннемезозойской Северо-Восточной провинции (Бага-Газрынский, Онгон-Хайрханский массивы), Нукутдабанско-Халхингольский рудный пояс (Югодзырьские и Заставный массивы), Хара-Моритинский рудный район, позднемезозойский Замыкающий вольфрамовый пояс (Барун-Цогтинский массив), и, наконец, внутренний оловянно-вольфрамовый пояс, где по аналогии с Забайкальем также можно ожидать обнаружение литий-фтористых гранитов.

Повышенные концентрации (вплоть до рудных) рассматриваемых элементов установлены в породах глубоко дифференцированных массивов с участием микроклин-альбитовых и амазонит-альбитовых гранитов и особенно в наиболее поздних из них альбит-лепидолитовых гранитах и связанных с ними грейзенах, цвиттерах и альбититах, а также в литий-фтористых пегматитах и в субвулканических аналогах альбит-лепидолитовых гранитов - онгонитах. Наряду с танталом, упомянутые породы характеризуются также высокими содержаниями лития, олова, рубидия и ряда других редких элементов. Главным носителем тантала в этих образованиях является колумбит-танталит, в меньшей степени - пирохлор и плюмбопирохлор, лития - слюды ряда сидерофиллит - лепидолит - мусковит (Коваль и др., 1972а). Подробная геохимическая характеристика танталоносных гранитов Монголии была приведена ранее (Коваленко и др., 1971б).

В заключение еще раз подчеркнем танталоносность ряда уже известных вольфрамовых месторождений Монголии, связанных с литий-фтористыми гранитами, что указывает на комплексный вольфрам-бериллий-танталовый профиль.

Цезий. В пределах Монголии пока не известны 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 Монголии (Юдугыинский массив) удалось обнаружить дайки кислых стекол, которые содержат резко повышенные концентрации цезия (до 880 г/т) такого же порядка, что и липариты Сибири (Шатков, Гущин, 1969) и туфы риолитов в штате Юта (США). Интересно, что в раскристаллизованных участках стекол калиевый полевой шпат характеризуется весьма малой степенью рентгеновской триклинности (0,0÷0,1), а содержание цезия уменьшается с ростом степени их раскристаллизации. Несмотря на неравномерность распределения цезия в рассматриваемых породах, это с несомненностью свидетельствует о первичномагматическом

характере высоких концентраций цезия в них. Кроме цезия, в стеклах установлены несколько повышенные содержания фтора, бериллия и ниобия.

В настоящее время еще преждевременно оценивать закономерности пространственного размещения цезиеносных объектов на территории Монголии.

Редкоземельные элементы, цирконий, ниобий. Проявления концентрированной эндогенной редкоземельной, циркониевой и ниобиевой (с соотношением Nb/Ta, большим пяти) минерализации связаны в пределах Монголии 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 Южно-Гобийский редкоземельно-циркониево-ниобиевый пояс, совпадающий с одноименным поясом щелочных пород. Заметной редкоземельной минерализации в связи с щелочными гранитоидами внешнего обрамления раннемезозойского Северо-Восточного ареала пока не установлено, возможно, в связи с приповерхностным характером и малой дифференцированностью слагаемых ими массивов.

В Южно-Гобийском поясе рассматриваемая минерализация отмечается в щелочных гранитах (Хан-Богдинский и Хар-Хадский массивы) и в калиевых нефелиновых сиенитах (Лугингольский массив). В Хан-Богдинском массиве щелочных гранитов установлено более 10 участков концентрированной редкометальной минерализации в северо-западной, западной и юго-западной эндоконтактовых частях, приуроченных к останцам кровли кислых и средних вулканитов. Минерализованные тела экеритов и щелочногранитных пегматитов, часто образующих сложные образования с полосчатой текстурой, состоят в основном из микроклина, альбита, кварца, арфведсонита, эгирина и эльпидита ($Na_2ZrSi_6O_5 \cdot 3H_2O$), иногда с астрофиллитом.

Кроме того, в заметных количествах в них присутствуют монацит, синхизит, редкоземельный сфен, циркон, нептунит, минералы группы давидита, кубический цирконосиликат, самородное золото. В этих же породах открыт новый минерал из группы цирконосиликатов ($CaZr(Si_6O_{15}) \cdot 2,5H_2O$), названный армстронгитом (Владыкин и др., 1973). В этих породах содержание редкоземельных элементов (комплексный состав) достигает 0,8%, ниобия - 0,06%, циркония - 5,8%, гафния - 0,048%. Несомненно, что этот массив представляет не только практический интерес, но и является уникальным местонахождением редчайших в мире редкометальных минералов, интенсивное изучение которых продолжается.

Существенно редкоземельная минерализация в калиевых нефелиновых сиенитах проявлена преимущественно в поздних карбонатных и флюорит-карбонатных жилах и штокверках в контактовой зоне Лугингольского массива. Содержание редкоземельных элементов в таких породах достигает 17%, носителями минерализации являются редкоземельные фтор-карбонаты (бастнезит, паризит).

В упомянутых выше микроклин-плагиоклазовых метасоматитах в массивах литий-фтористых гранитов повышенные содержания редкоземельных элементов (до 0,15%) проявлены, когда в них интенсивно развит флюорит (Бага-Газрынский массив). В этих породах установлены флюорит, рутил, монацит, ксенотим, фторкарбонаты редких земель, циркон и редко колумбит.

Золото. На территории восточной части Монголии встречается во внутренней части раннемезозойской Северо-Восточной металлогенической провинции (Хэнтэйский рудный пояс) и в верхнепалеозойской Хангайской области (рис.56). Все наиболее важные в практическом отношении золотоносные объекты Монголии представлены россыпными месторождениями, а известные коренные месторождения и многочисленные рудопроявления принадлежат 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 и большинство раннемезозойских гранитоидных массивов. По-видимому, последние тяготеют к поверхности несогласия между отложениями нижнего палеозоя и девона. Наиболее частое условие проявления здесь золотоносности - полифазные интрузии: диорит (габбро-диорит) - гранодиорит или биотитовый гранит - лейкократовый гранит. Золотое оруденение обычно сопровождается березитизацией пород. Березитизированные граниты содержат золота до 100-200 мг/т. По данным геологов из ГДР А.Кампе и В.Готтесмана, граниты раннего мезозоя и золотоносные березиты имеют близкие значения цифр калий-аргонового возраста (195-245 млн. лет).

Исследования последних лет (Ю.П.Цыпуков, Г.И.Хубльдиков, Д.Ломбо и др.) показывают, что в пределах северной ветви Хэнтэйского рудного пояса практически все известные россыпи, коренные месторождения и проявления образуют две субширотные полосы (рис. 56, 57), 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.

В северной субширотной полосе этого района сконцентрированы почти все месторождения и проявления золота бассейна р. Еро, а в южной - месторождения Боро, Дзун-Мод, Нарин-Тологой, Судэ-Ухтэ, Хара-Ямату. В золотых месторождениях большей глубинности (до 4-5 км, бассейн р. Бугунтай) отмечено крайне низкое отношение Ag/Au, меньшее единицы. Проявления же в бассейне р. Бухулейн (гипабиссальная ассоциация) относятся к типично золото-серебряным (Ag/Au > 10).

В последнее время в Хэнтэйском рудном поясе 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.

Несомненно, что перспективы золотоносности Хэнтэйского рудного пояса далеко не исчерпаны. Особенно интересными представляются районы, характеризуемые контрастной габбро-диорит-гранитной серией интрузивных пород на простирании отмеченных выше широтных разломов. При этом могут быть практически интересными как проявления золото-кварцевой формации, так и зоны минерализованных разломов с окварцеванием, березитизацией и т.п. Особенно

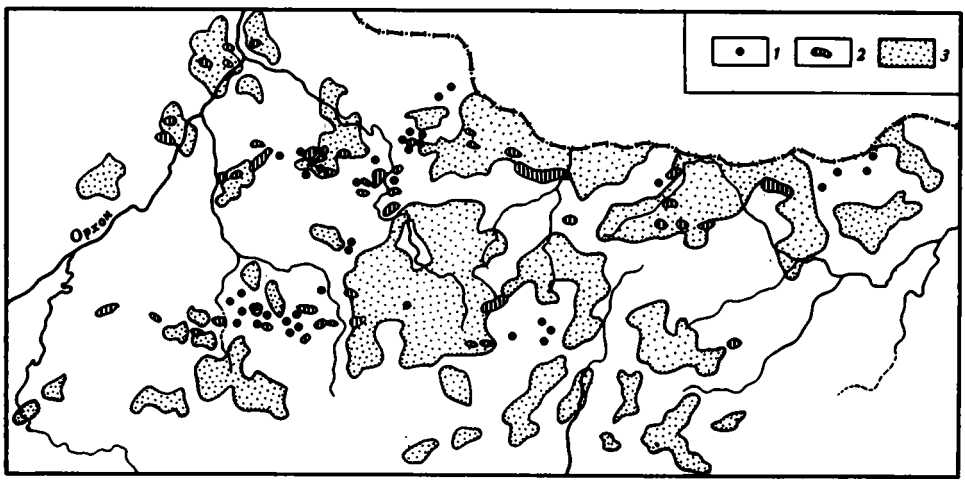


Рис. 56. Схема размещения золотого оруденения в районе хр. Хэнтэй

1 - коренные и россыпные месторождения (проявления); 2,3 - мезозойские интрузивы: 2 - габбро-диоритов, 3 - гранитоидов

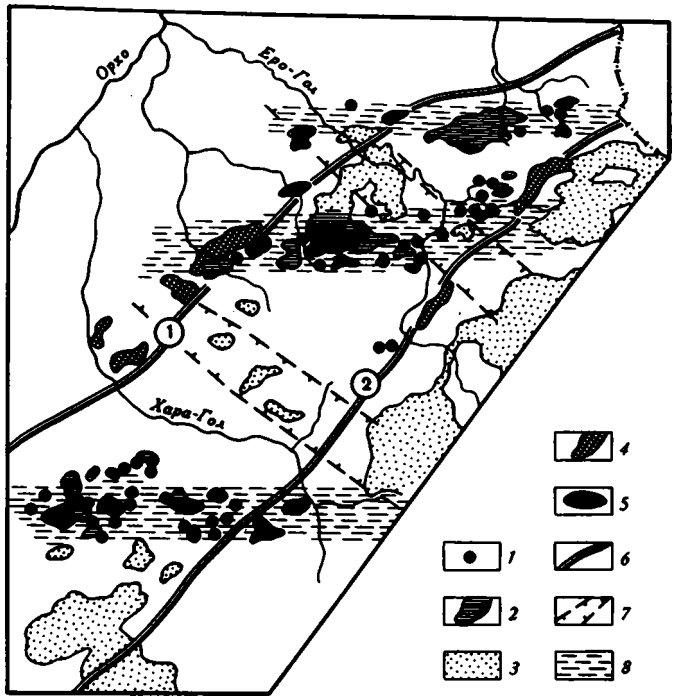


Рис. 57. Схема золотоносности северо-западной части хр. Хэнтэй

1 - россыпные и коренные месторождения и рудопроявления золота; 2-4 - раннемезозойские интрузивы: 2 - многофазные массивы, 3 - массивы гранитоидов стандартного типа, 4 - массивы габбро-диоритов; 5 - раннепалеозойские габброиды; 6-8 - разломы: 6 - продольные глубинные (цифры в кружках): 1 - Баянгольский, 2 - Ерогольский, 7 - зоны поперечных разломов, 8 - скрытые широтные разломы

перспективными могли бы быть находки месторождений золота балейского типа, для которых, по мнению многих геологов, магматический контроль не имеет места. Перспективы поисков золоторудных месторождений в пределах ареалов мезозойского магматизма, вероятно, не ограничиваются площадями известных к настоящему времени проявлений. Представляется необходимым проведение специальных исследований на месторождениях и проявлениях магнетита, полиметаллов, а также в районах, где гранитоидные массивы прорывают основные породы (пояса габброидов, эвгеосинклинальные спилит-диабазовые серии и т.п.).

Подводя итог краткому рассмотрению общей схемы мезозойской металлогении Монголии, еще раз подчеркнем, что она акцентирует внимание на структуру ареалов магматизма, геохимические и фациальные особенности 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 служить основой для составления металлогенических и прогнозных карт более крупных масштабов.

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНИТЫ[1] МОНГОЛИИ

Широкое распространение позднемезозойских эффузивов в Восточной Монголии установлено съемочными работами. На геологической карте масштаба 1:1500000 (1971 г.) среди них выделяются толщи средневерхнеюрского и верхнеюрского – нижнемелового возраста, разделенные несогласием. При этом среди средне-верхнеюрских эффузивов выделяются породы среднего состава и перекрывающие их кислые вулканиты; последние развиты особенно широко. Верхнеюрские – нижнемеловые образования представлены преимущественно базальтами; подчиненное значение здесь принадлежит липаритам, трахилипаритам. Верхнеюрские – нижнемеловые и средневерхнеюрские вулканиты разделены внедрением интрузий гранитоидов.

Следует отметить, однако, что подобное дробное подразделение эффузивов по возрасту, принятое для территории Монголии, недостаточно обосновано палеонтологическими данными. В то же время, все участки, охарактеризованные позднемезозойскими органическими остатками, обладают сходными формационными признаками развитых в их пределах толщ, что позволяет достаточно уверенно относить к классу позднемезозойских вулканитов (без унифицированного возрастного подразделения) и другие поля развития вулканогенных образований. Эти признаки следующие: моноклинальное и пологое залегание слоев, пестрый состав при преобладании пород основного ряда и приуроченности их к низам разреза, тесная связь пород в интрузивном и эффузивном залегании, слабая степень проявления в них вторичных изменений. Позднемезозойский возраст большей части указанных на схеме (рис. 58) вулканитов предполагается именно на основании этих формационных признаков и наблюдаемых соотношений с геологическими образованиями установленного возраста.

Схема составлена по данным предыдущих съемочных работ, а также учитывает результаты проведенного нами в 1970–1972 гг. совместно с М.С.Нагибиной специального изучения позднемезозойских вулканитов Монголии. Схема включает поля вулканитов, условно картировавшихся ранее как средне-верхнеюрские, верхнеюрские – нижнемеловые (цаганцабская свита) толщи. При этом, проведенные нами исследования позволяют утверждать, что большая часть развитых здесь кислых вулканитов относится не к эффузивной, а к интрузивной субвулканической фации.

Кроме того, схема охватывает ряд изученных нами участков развития вулканитов, которые относились ранее к образованиям пермского, триасового, нижнеюрского и кайнозойского возраста, но обладают, как выяснилось, формационными признаками и геологическими соотношениями, позволяющими определять их как позднемезозойские образования. Такими участками, в частности, являются районы рек Халхин-Гол и Джаргалантуин-Гол и Гал-Шарыйн-сомона.

На геологической карте МНР масштаба 1:1500000 (1971) основные эффузивы бассейна р. Халхин-Гол индексированы как кайнозойские, а кислые –

---

[1] Вулканитами мы будем называть породы, петрографический облик которых отвечает эффузивным образованиям. Они и картировались ранее в Монголии в большинстве случаев как эффузивы. Ниже будет показано, что многие из них слагают интрузивные субвулканические тела.

Рис. 58. Схема полей развития вулканитов позднемезозойского возраста и расположения районов работ на востоке Монголии

1 - вулканиты позднемезозойского возраста; 2 - районы работ (обозначены цифрами на схеме): 1 - Северо-Чойбалсанский (междуречье Керулен и Ульдза), 2 - р. Джаргалантуин-Гол, 3 - сомон Бэрхэ, 4 - Гал-Шарыйн-сомон, 5 - Мунху-Ханый-сомон, 6 - р. Халхин-Гол

как средне-верхнеюрские и нижнемеловые образования. Однако степень эродированности базальтовых толщ этого района значительно больше, чем у заведомо кайнозойских образований (например, базальтоидов плато Дариганга). В то же время, кайнотипный облик и ассоциация с кислыми вулканитами, среди которых отмечаются субвулканические разности, отвечают представлениям о позднемезозойском возрасте развитых здесь образований. В пользу этого свидетельствуют также наши наблюдения об относительно более молодом, по сравнению с базальтами, возрасте развитых здесь липаритов (рис. 59).

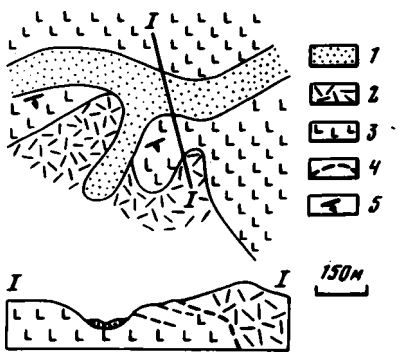


Рис. 59. Соотношение липаритов и базальтов в бассейне р. Халхин-Гол

1 - рыхлые отложения; 2 - липариты; 3 - базальты; 4 - геологические границы; 5 - залегание пород

Таблица 11

Результаты определения абсолютного возраста вулканитов

Обр. №	Порода, район *	Содержание			Возраст, млн. лет
		Калий, %	Радиогенный аргон, нг/г	$Ar^{40}_{рад}$ / $Ar^{40}_{общ}$	
339	Липарит, Сайхан-Обо	1,24±0,02	11,8±0,6	59; 66	315±9
1031/3	Липарит, Джаргалантуин-Гол	2,77±0,03	40,6±0,9	82; 85	206±8
1102/3	Трахилипарит, р. Ульдза	6,17±0,05	68,0±1,4	92; 92	156±6
1062	Трахилипарит, Сомон Мунху-Ханый	3,70±0,04	61,0±1,4	80; 83	228±9
1052/5	То же	4,79±0,05	46,5±1,0	67; 74	138±6
291	Фельзит Мурон-Гол	4,38±0,05	53,0±1,2	77; 81	170±7
1120	Липарит, Сайхан-Обо	3,58±0,04	36,9±0,9	45; 48	147±7
1112/5	Трахидацит, Гал-Шарыйн-сомон	3,92±0,04	37,4±0,8	54; 70	136±6
1153	Липарит, р. Халхин-Гол	3,67±0,04	31,1±0,7	56; 62	123±5
1190/1	Микросиенит, пос. Бэрхэ	4,49±0,04	43,4±0,9	65; 63	137±6
1195	Липарит, пос. Бэрхэ	4,27±0,04	39±0,8	71; 74	131±6
1246	Микросиенит, Гал-Шарыйн-сомон	3,16±0,04	43,5±0,9	79; 80	192±8
1302	То же	4,62±0,04	53,8±1,2	55; 61	165±7
151	Фельзит, Цаган-Обо-сомон	3,87±0,04	44,5±0,9	69; 69	162±7
122	Фельзит, Гал-Шарыйн-сомон	3,55±0,04	37,7±0,8	70; 78	150±7
1218/1	Микросиенит, пос. Бэрхэ	3,41±0,04	45,8±0,9	61; 63	189±8
1263	Трахибазальт, Гал-Шарыйн-сомон	1,58±0,03	12,9±0,6	23; 30	117±7

Примечание. Определение содержания радиогенного аргона производилось в лаборатории абсолютного возраста ИГЕМ АН СССР (аналитик М.Х.Аракелянц) на аргоновой установке конструкции ИГЕМ и масс-спектрометре МИ-1301 методом изотопного разбавления с применением в качестве эталона Ar^{38}. Определение калия производилось методом пламенной спектрофотометрии. Расчет возраста осуществлялся по константам, принятым Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций на 1964 г., а именно: $\lambda_k = 0{,}557 \cdot 10^{-10}$ год$^{-1}$; $\lambda_\beta = 4{,}72 \cdot 10^{-10}$ год$^{-1}$; $K^{40} = 0{,}000122K$ (по весу).

Вулканиты участка р. Джаргалантуин-Гол картировались ранее как нижне-среднеюрские или верхнетриасовые - нижнеюрские эффузивы (Зоненшайн, 1972). При этом считалось, что основные и кислые вулканогенные образования являются составными частями стратиграфического разреза, охарактеризованного ископаемой флорой. В результате наших работ доказан относительно более молодой возраст развитых здесь вулканических и субвулканических образований основного и кислого состава (см. ниже). Вместе с тем потоки основных

лав залегают полого и моноклинально и прорываются туфолавами липаритов. Эти признаки в целом характерны для позднемезозойских образований.

Наконец, в районе Гал-Шарыйн-сомона обнаружены интрузивные контакты пород, считавшихся ранее кислыми пермскими эффузивами с позднемезозойскими базальтоидами. Эти породы образуют закономерную ассоциацию как с базальтоидами, так и с полнокристаллическими образованиями кислого и щелочно-кислого состава, на основании чего и должны определяться теперь как позднемезозойские.

В соответствии с принятой в настоящем сборнике тектонической схемой (см. рис. 1) район р. Джаргалантуин-Гол относится к Монголо-Охотской системе прогибов; участок междуречья Ульдза и Керулен - к Северо-Чойбалсанской системе прогибов, район сомонов Мунху-Ханый, Гал-Шарыйн - к Южно-Чойбалсанской системе прогибов и поднятий и, наконец, участок р. Халхин-Гол - к Южно-Монгольской системе прогибов и поднятий. Возраст рассматриваемых образований мы условно принимаем средне- верхнеюрским - нижнемеловым (обоснование см. в разделе о мезозойской тектонике в настоящем сборнике). Подчеркнем, однако, что определения возраста по органическим остаткам, собранным в осадочных прослоях, заключенных среди рассматриваемых вулканитов, зачастую неоднозначны и противоречивы. Наиболее уверенно при этом дается верхнеюрский - нижнемеловой возраст (Балла, 1973). Противоречивы и цифры абсолютного возраста (табл. 11).

Условия формирования позднемезозойских вулканитов

Эффузивные фации позднемезозойских вулканитов повсюду в Монголии являются континентальными образованиями. Неоднократно в различных пунктах отмечались шлаковые корки, бомбы, включения среди основных эффузивов (на востоке - в урочище р.Халхин-Гол, на севере - в междуречье Ульдзы и Керулена, в бассейне р. Онон, в районе сомонов Бата-Норбойн и Мунху-Ханый, в Центральной Монголии - у сомона Цагани-Обо). Другой показатель наземного образования вулканитов - прослои среди них континентальных, зачастую косослоистых осадочных пород, содержащих ископаемую флору или пресноводную фауну.

Мезозойские эффузивы налегают на более древние образования нередко со значительным стратиграфическим несогласием. Наблюдения свидетельствуют, что эффузивы изливались на относительно выровненные и приподнятые участки поверхности. Так, например, базальтоиды условно позднемезозойского возраста, прослеженные на левом борту долины р. Хураху-Гол (приток р. Онон), наблюдались в виде отдельных выходов только в самой долине. Поле эффузивов здесь вытянуто в субмеридиональном направлении и приурочено к самой долине и ее бортам. Ширина долины и соответственно полосы эффузивов составляют около 10 км. В левом борту долины, на юго-восточных склонах горы Тубур-Ундур, наблюдался контакт эффузивов с древними гранитами (рис. 60). Слои базальтов мощностью до 10 м слагают нижнюю половину склона и полого падают в сторону долины; угол их падения несколько больше угла наклона склона. В верхней части склона выходят палеозойские граниты.

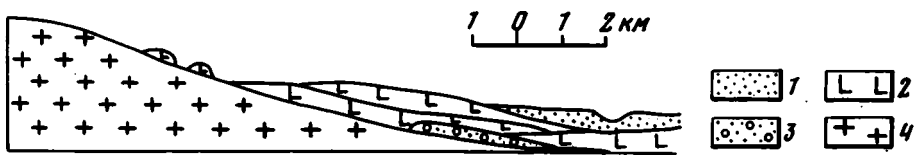


Рис. 60. Налегание базальтов на граниты в Ононском грабене

1 - современные рыхлые отложения; 2 - базальты; 3 - конгломераты; 4 - граниты

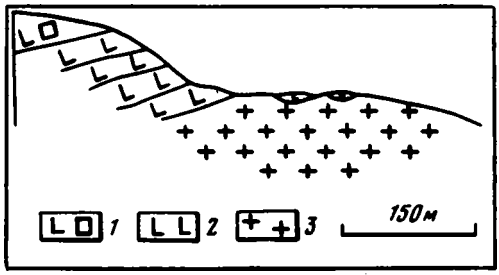


Рис. 61. Налегание базальтов на граниты к востоку от Бата-Норбойн-сомона

1 - мегапорфировые андезиты; 2 - базальты; 3 - граниты

В базальтовых потоках не отмечается какого-либо изменения мощности по падению, а в основании всей пачки не наблюдалось базальных конгломератов или гравелитов. В верхней части склона, в поле развития гранитов, где базальтовые слои уже отсутствуют, было встречено несколько глыб базальта. Линия контакта базальтов с гранитами дешифрируется как линия горизонтали. Отсутствуют какие-либо признаки тектонической нарушенности контакта. В базальтовой пачке не отмечалось прижерловых фаций.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что первичное залегание базальтов было практически горизонтальным. Базальты были распространены шире, чем сейчас, частично перекрывая поле современного развития гранитоидов. Отсутствие в основании пачки базальтов терригенных образований позволяет утверждать, что поверхность, на которую изливались первые их потоки, представляла собой положительную структуру рельефа. Сходные соотношения базальтов с породами основания наблюдались в бассейне р.Онон, в районе Бата-Норбойн-сомона (рис. 61), а в центральной Монголии в районе Гал-Шарыйн-сомона, на юге - у сомона Тэбшин-Ширэ.

Более высокие части разреза формируются уже в условиях прогибания. Для описанного выше поля эффузивов р. Хураху-Гол такие разрезы наблюдались на юго-восточном склоне горы Бендурья-Ула (они расположены, кстати, относительно ближе к оси современной долины). Здесь пачка базальтов из основания разреза сменяется пачкой осадочных пород аркозового состава. В этой пачке отмечаются отдельные линзы и слои базальтов, но их количество постепенно уменьшается вверх по разрезу. Осадочная пачка также полого (10-15°) падает на восток-юго-восток. Мощность ее составляет 200-250 м, мощность отдельных прослоев - 10-15 см; они выклиниваются по простиранию. Прослои представлены преимущественно гравелитистыми разностями, реже встречаются тонкозернистые породы. Эти данные свидетельствуют о том, что накопление этой части разреза происходило уже в условиях прогиба.

По данным Б.Янчки и С.И.Мормиля, сходные разрезы верхнемезозойских пород отмечаются при проведении картировочного бурения в современных депрессиях. Эти разрезы занимают более высокое стратиграфическое положение, чем разрезы, имеющие монотонно лавовое строение.

Наряду с описанными соотношениями известны примеры налегания эффузивов верхнемезозойского разреза на более древние породы через конгломераты. Их отмечали М.С.Нагибина - к северу от г. Чойбалсана, в районе Дашибалбарского массива, Г.А.Шатков в районе г. Чойрен. Эти примеры, представляя собой более редкий случай, отвечают скорее всего периферическим частям вулканических построек и свидетельствуют о существовании отдельных депрессий в период, предшествовавший накоплению позднемезозойских вулканитов.

Формы залегания вулканитов

Среди рассматриваемых пород отмечаются представители различных по составу групп - кислых и щелочных базальтоидов. Хорошая обнаженность в большинстве случаев позволяет установить формы залегания позднемезозой-

ских вулканитов и тем самым реконструировать характер палеовулканической деятельности. Он оказывается различным для пород основного и кислого ряда; щелочность при этом не играет существенной роли.

Вулканиты основного состава пользуются преимущественным распространением среди позднемезозойских образований. Чаще всего они образуют потоки, мощность которых колеблется от 4 до 20 м. Протяженность потоков в современном срезе достигает нескольких километров. 5–10 потоков обычно составляют серию, в которой существенно не меняются по разрезу ни мощность, ни условия залегания, ни состав лав. Такие стратифицированные разрезы наблюдались в районе р. Джаргалантуин-Гол на горе Сумбур, в долине р. Онон, на востоке Монголии по р. Халхин-Гол, в районе сомона Гал-Шарыйн.

Субвулканические тела основного состава легко распознаются лишь в полях развития пород фундамента. На правобережье р. Джаргалантуин-Гол, на западных склонах горы Ихэ-Халиусчин и горы Сумбур, подобные тела пластовой формы составляют значительную долю развитых здесь пород. Они сложены порфиритами – аналогами распространенных здесь же лавовых потоков. Порфириты – плотная, массивная порода, обычно насыщенная крупными (до 2–3 см) вкрапленниками плагиоклаза. Реже отмечаются афировые разности. Цвет пород темно-зеленый, почти черный. В некоторых образцах наблюдались ярко-зеленые миндалины, выполненные хлоритом. Мощность тел порфиритов – 4–30 м, залегание – от пологого (20°) до крутого (70°). Тела порфиритов прорывают толщу песчаников и алевролитов, отмечаются интрузивные контакты и между отдельными телами порфиритов (рис. 63). Во всех случаях наблюдаются зоны закалки, мощность которых зависит от мощности тел и у самых крупных из них достигает 0;5 м. В зонах закалки уменьшается содержание вкрапленников.

Пластовые тела основного состава, залегающие среди эффузивов того же состава, распознаются с трудом. Такие тела отмечались, в частности, на левобережье р. Онон и у сомона Тадал. Здесь толща базальтоидов сложена серией потоков мощностью 5–10 м, характеризующихся глыбовой отдельностью, обилием пористых участков, шлаковыми корками. В согласном залегании среди них отмечаются тела того же состава, но отличающиеся большей (до 20 м) мощностью, столбчатой отдельностью, перпендикулярной плоскости залегания, массивным и однородным строением; здесь отсутствуют участки развития пор и пустот, не наблюдается обожженных разностей. Некоторые из этих тел (в отличие от развитых здесь же потоков) имеют многочисленные изгибы в различных направлениях.

Приведенные данные о значительной мощности и протяженности базальтовых потоков, пластовом характере субвулканических тел, отсутствии жерловых некковых фаций и туфовых пород позволяют предположить трещинный тип позднемезозойских вулканических процессов, генерировавших вулканиты основного состава.

Формы и условия залегания вулканитов кислого состава очень разнообразны. Различаются экструзии, туфогенно-осадочные породы, субвулканические дайки и штоки, реже лавовые потоки. В некоторых случаях они встречаются в закономерных ассоциациях, позволяющих выявлять палеовулканические постройки. В зависимости от глубины среза преобладают те или иные формы залегания кислых вулканитов и их соотношения. Из изученных районов наиболее эродированы, по-видимому, участки долины р. Джаргалантуин-Гол, Гал-Шарыйн-сомона, менее вскрыты участки пос. Бэрхэ; Мунху-Ханый-сомона; в междуречье Ульдза-Керулен и бассейне р. Халхин-Гол глубина среза незначительна. Описание форм залегания кислых вулканитов и их соотношений представляется целесообразным дать по участкам, в соответствии с этой последовательностью.

В районе Джаргалантуин-Гол субвулканические породы кислого состава представлены туфолавами и лавобрекчиями, которые залегают в виде штоков, силлов, экструзий. Экструзии диаметром до 100–200 м отмечались у горы

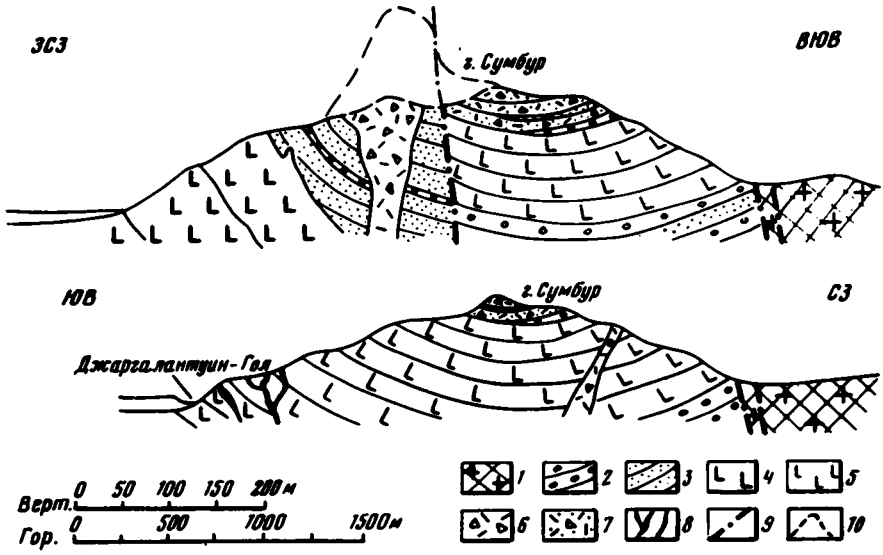


Рис. 62. Геологические разрезы через гору Сумбур (правобережье р. Джаргалантуин-Гол). Составили М.С. Нагибина и Д.И. Фрих-Хар

1 - палеозойские граниты и метаморфические породы; 2-8 - мезозойские образования: 2 - конгломераты, 3 - песчаники, 4 - субвулканические тела базальтовых порфиритов, 5 - потоки базальтовых порфиритов и базальтов, 6 - лавобрекчии липаритов, 7 - туфоконгломераты, 8 - жилы буро-красных яшмовидных кремней; 9 - разрывные нарушения; 10 - предполагаемая форма липаритового тела

Сумбур (рис. 62), а также близ северного контакта массива диоритов на правобережье р. Джаргалантуин-Гол. Для них характерны изометричные очертания границ, монотонность состава и плотность пород, правильная коническая форма. В обоих случаях в современном срезе наблюдаются переходы от экструзивных конических форм залегания к собственно интрузивным образованиям. Строение последних может быть охарактеризовано на примере штока, вскрытого в 3 км к юго-западу от горы Ихэ-Халиусчин-Ула. Изометричный в плане шток диаметром около 200 метров имеет четко выраженную концентрическую зональность, подчеркиваемую расположением слоев с различной величиной обломков. Мощность слоев - несколько сантиметров, они наклонены "внутрь" штока. Здесь же отмечается пластовое тело туфолав, протягивающееся в северо-восточном направлении, в соответствии с простиранием осадочных пород. Повсюду это тело имеет псевдослоистое строение. Отдельные "слои" отличаются друг от друга величиной слагающих их обломков, мощность "слоев" от 1 см до 1-2 м; по простиранию они выклиниваются. Мощность всего тела непостоянна (около 200 м), наибольшей величины оно достигает у горы Ихэ-Халиусчин-Ула. Неоднократно наблюдалось срезание телом туфолав липарита вмещающих слоев песчаников и более ранних даек, а также обломки последних в цементе туфолав.

Отмечаются и более мелкие интрузии туфолав липарита. В частности, маломощные дайки их (мощностью до 1-2 м) наблюдались среди порфиритов горы Сумбур, у северного контакта диоритового массива.

Породы, названные нами "туфолава липарита", ранее (Зоненшайн, 1973) определялись здесь как туфы. При этом отмечалось их послойное залегание и полосчатость - признаки, характерные для осадочных образований. Однако при детальном изучении магматическая, лавовая, природа этих пород устанав-

ливается однозначно. Об этом свидетельствуют рвущие интрузивные контакты этих образований с вмещающими породами.

Близки туфолавам по возрасту и условиям залегания гранит-порфиры. Тела, сложенные этими породами, располагаются на тех же горизонтах, что и тела, сложенные туфолавами. Маломощные дайки гранит-порфиров отмечаются в поле развития порфиритов на юге территории. Шток их диаметром до 100 м картируется у северного контакта диоритового массива, а пластовое ороговикованное тело гранит-порфиров мощностью в 50 м наблюдается в экзоконтакте гранитного массива к западу от горы Ихэ-Халиусчин. У восточного окончания этого тела отмечена флюидальность - признак субвулканических образований. В ряде случаев гранит-порфиры слагают и центральные части тел, экзоконтакты которых представлены туфолавами липаритов.

Вулканогенно-осадочные образования кислого состава отмечались в привершинных частях массива горы Сумбур (рис. 63), где они перекрывают толщу порфиритов. Здесь наблюдались континентальные туфоконгломераты, туфопесчаники с кислым туфогенным цементом и плохо окатанными обломками, среди которых присутствуют разнообразные породы, в том числе и порфириты. Породы слабо литифицированы. Видимая мощность толщи - 50 м. Эти образования являются возрастными аналогами туфолав липаритов, соответствуют им по составу.

Район Гал-Шарыйн-сомона. Кислые вулканиты слагают здесь преимущественно экструзии, которые и в современном рельефе выражены положительными формами. Площадь экструзивных массивов различна - от 0,2-0,3 км^2 до 20-50 км^2. Наиболее мелкие из них, расположенные, в частности, к западу от горного массива Гал-Шарыйн-Ула, в поле базальтоидов, выделяются как конусы, иглы и сложены флюидальными трахилипаритами, липаритами. Флюидальность имеет преимущественно вертикальную ориентировку. С некоторыми из этих тел связаны радиальные дайки.

Другие массивы - Дзун-Барга, Сум-Барга, Барун-Барга, Барун-Мандал-Обо - достигают значительных размеров. Их слагают как брекчиевые, так и массивные породы. На северных отрогах горы Барун-Мандал-Обо преобладают брекчии с величиной обломков до 10-20 см. Интересно, что они залегают здесь как в виде горизонтальных линз, так и в виде концентрических и линзовидных тел диаметром от 3-4 до 15-20 м, располагающихся один от другого на расстояниях такого же порядка. Концентрическое строение подчеркивается отдельностью. Эти образования, по-видимому, выполняют эруптивные центры и жерла. Сливаясь вместе, продукты этих центров и образуют указанные экструзивные массивы. Состав пород здесь колеблется от липаритов до трахилипаритов при преобладающей роли трахилипаритов.

Эффузивную природу в районе Гал-Шарыйн-сомона имеют, по-видимому, игнимбритоподобные туфолавовые породы, поля которых прослежены к востоку от месторождения Хамрус-Булак. Эти породы образуют пластообразные залежи, среди них, так же как и среди экструзивных построек, различаются и липариты, и трахилипариты, и трахиты. Преимущественным распространением пользуются туфолавы липаритов.

С проявлением кислого вулканизма в районе мы связываем также формирование туфогенно-осадочных пород. Примером их является линза, которая залегает на базальтоидах к западу от месторождения Хамрус-Булак. Линза имеет трехчленное строение. В ее основании залегают туфоконгломераты, галька которых представлена преимущественно андезито-базальтами (но есть и трахилипариты). Выше, на конгломератах, а местами непосредственно на базальтоидах прослеживается пласт туфопесчаников кислого состава. Венчают разрез туфоконгломераты, в которых галька липаритов преобладает. В туфопесчаниках собрана ископаемая флора нижнемелового возраста. Эти породы - несомненно континентальные образования. Так же, как и экструзивные трахилипариты, они образовались позже базальтоидов. Состав обломков в них аналогичен составу трахилипаритов экструзий. Эти данные позволяют рассматривать указанные образования в качестве фациальных аналогов экструзий.

Другая форма проявления в районе кислых вулканитов - дайки и субвулканические тела. Характерна дайка, прослеженная в субмеридиональном направлении (согласно с напластованием вмещающих базальтов) на 2,5 км к юго-востоку от оз. Хангин-Нур. Протяженность дайки - 100 м при мощности до 5 м. Дайка имеет четко зональное строение. В эндоконтактах отмечается зона серого флюидального стекла. Центральные части сложены полосчатой брекчией липарита. Между этими зонами располагаются туфолавы.

Пластовые тела, сложенные массивными трахилипаритами, трахитами, липаритами и их автобрекчиями, достигают мощности до 100 м. Они наблюдались на северных отрогах горы Гал-Шарыйн-Ула и к востоку от нее, слагают массив горы Ноен-Ула и массив, расположенный к северу от высоты 1237. Наиболее распространены в них породы трахитового состава. Ранее эти тела картировались Б.М.Казаковым как пермские эффузивы. Действительно, породы этих массивов, часто имеют стекловатый облик, флюидальную, иногда игнимбритоподобную текстуру, содержат обломки как близкого, так и чужеродного состава. Эти признаки обычно присущи эффузивам, однако они известны и для интрузий. Ряд наблюдений, полученных нами при специальном изучении этих тел, заставляет принять точку зрения не об эффузивном, а о субвулканическом интрузивном залегании указанных образований. Эти наблюдения следующие:

1. Породы, слагающие эти тела, не содержат характерных для эффузивов обожженных разностей, шлаковых корок, бомб. Характер контактов между петрографическими разностями, слагающими подобные тела, не соответствует контактовым поверхностям между отдельными потоками. Обычно уже макроскопически в объеме тел выделяются разности: стекловатые, порфировые, с вкрапленниками кварца, с вкрапленниками биотита, автобрекчии с большим количеством обломков родственных пород, автобрекчии с малым количеством таких обломков, туфолавы и т.д. В вертикальных разрезах смена разностей фиксируется появлением уступов на склонах. Прослеживая эти разности по площади, можно видеть, что они залегают в виде линз. Мощности линз различны, у горы Ноен-Ула они составляют 5-10 м, у горы Гал-Шарыйн-Ула - 10-15 м, на юго-востоке территории - до 30-40 м. Протяженность линз в 3-10 раз больше их мощности. Нигде в контактах этих линз не обнаружено шлаковых, обожженных разностей. Контакты эти либо резкие, либо постепенные, иногда по ним развивается брекчия. Подобные соотношения между родственными по составу породами известны в сложных дайках, флюидальных, субвулканических телах.

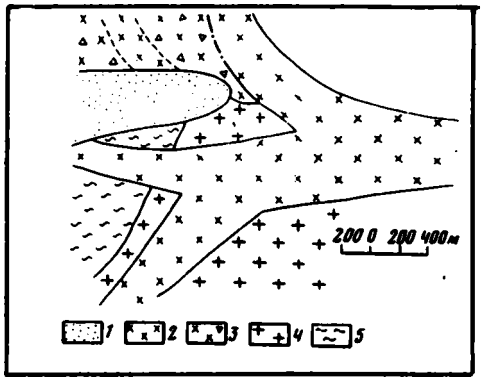
3. В массиве горы Ноен-Ула, сложенном преимущественно темно-серыми разностями эффузивоподобных трахитоидных пород, четко прослеживается пластовое тело серовато-розовых сиенит-порфиров мощностью около 10 м (рис. 63). Интрузивная природа этого тела однозначно устанавливается по прорыванию им расположенного рядом массива гранитов и по симметричному изменению степени раскристаллизации по отношению к контактам. Это тело, согласное с флюидальностью вмещающих пород, имеет с ними постепенные, а местами тектонические контакты. Его состав и геологическое положение одинаковы с вмещающими эффузивоподобными породами. Соответственно и последние нужно рассматривать, по-видимому, как интрузивные образования.

4. В 10 км восточнее горы Гал-Шарыйн-Ула прослеживается еще одно пластовое тело эффузивоподобных пород трахитового состава мощностью около 10 м. Оно залегает среди андезито-базальтов и падает на юго-восток. Тело имеет симметричное строение; близ контактов отмечаются брекчированные осветленные и слабо раскристаллизованные разности. Все эти признаки указывают на интрузивную природу тела.

5. В массивах горы Гал-Шарыйн-Ула, а также высоты 1237 эффузивоподобные образования грубоконцентрически окружают породы полнокристаллического, порфировидного строения. Интрузивная природа последних не вызывает сомнений. По-видимому, такой же генезис следует предпо-

Рис. 63. Карта соотношений граносиенит-порфиров с трахитами, гранитами и палеозойскими вулканитами

1 - рыхлые отложения; 2 - граносиенит-порфиры; 3 - трахиты и их лавобрекчии; 4 - граниты; 5 - палеозойские кислые вулканиты



лагать и для связанных с ними постепенными переходами эффузивоподобных пород.

Приведенные данные свидетельствуют о широком проявлении в районе субвулканических, в частности пластовых, тел кислой и щелочно-кислой магмы.

Из последнего примера следует также и то, что субвулканические породы тесно связаны с более глубинными интрузивными образованиями. Таким образом, в районе намечается единая ассоциация вулканических и плутонических пород. Последние по времени формирования несколько запаздывают по отношению к эффузивным фациям. В этой ассоциации плутонические образования могут рассматриваться как корни вулканических построек, останцы которых сохранились в виде участков развития эффузивных фаций.

В районе пос. Бэрхе кислые вулканиты пользуются незначительным распространением. По составу среди них различаются кварц-санидиновые мегапорфировые трахилипариты, липариты и их брекчии, трахиты. Условия их залегания разнообразны.

К западу от месторождения Бэрхе вершины группы сближенных сопок сложены мегапорфировыми трахилипаритами. Площадь обобщенного контура этих выходов составляет 6 км^2, максимальная видимая мощность - 40-50 м. Между выходами трахилипаритов в эрозионных понижениях обнажаются базальтоиды. Скорее всего, данные породы слагают основание грибообразной экструзии, частично уже эродированной (рис. 64).

Липариты и их брекчии, часто афировые, обнажены на отрогах гор, расположенных непосредственно к северу и северо-западу от месторождения. Среди них отмечаются разности, по облику и составу переходные к описанным выше трахилипаритам. Вмещающими для них здесь являются туфогенно-осадочные породы кислого состава, обломки которых отмечаются в липаритах. Условия обнаженности не позволяют здесь откартировать все конкретные тела липаритов и их брекчий, однако все же можно с уверенностью говорить о том, что они составляют главную массу распространенных здесь пород. Многократность вулканических импульсов несомненна. Приведенные данные позволяют рассматривать эти кислые вулканиты как прижерловые образования; они состав-

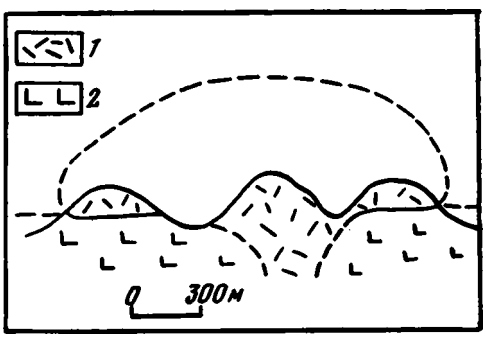


Рис. 64. Предполагаемая форма экструзии липаритов к западу от месторождения Бэрхэ

1 - мегапорфировые липариты; 2 - базальты

ляют, по-видимому, приповерхностные корни вулканической постройки, ныне эродированной. На данном участке не наблюдается соотношений липаритов и их брекчий с базальтоидами. Однако несколько севернее (у Бата-Норбойн-сомона) подобные же брекчии и липариты прорывают толщу базальтоидов.

В основании горы Конс-Ундур-Обо базальтоиды прорваны трахилипаритами и их брекчиями, а также и телами трахитового состава, в одних случаях стекловатыми и флюидальными, часто брекчированными, в других - раскристаллизованными до порфировидной структуры. Облик пород весьма напоминает облик эффузивов и это, видимо, послужило поводом для отнесения их при проведении более ранних геологических съемок к вулканогенной толще. Однако у южного гребня горы канавой вскрыт контакт трахитовых пород с вмещающими базальтоидами. Характер контакта не оставляет сомнения в его интрузивной природе. Поверхность трахитового тела - плоскость, падающая на северо-восток под углом 40°, в то время как базальтоиды имеют в этом районе углы падения, не превышающие 20-25°. От поверхности к центру тела увеличивается степень раскристаллизации. На южном склоне горы выделяется несколько уступов, каждый из которых, по-видимому, соответствует телу трахитов. Однако четких контактов между телами, как и в приведенных выше примерах для района Гал-Шарыйн-сомон, не наблюдается.

На этом участке тела трахитового и трахилипаритового состава по общему своему облику и ряду петрографических признаков (набор вкрапленников, общий состав) отвечает дайкам микросиенитов, связанным с Бэрхэйской интрузией граносиенитов и сиенитов. Эта связь определяется, прежде всего, геологическими соотношениями. Бэрхейская интрузия окружена полукольцом автобрекчий, цементом которых являются флюидальный трахит, игнимбритоподобный трахит и микросиениты. Обломки величиной от долей сантиметра до 10-15 см представлены преимущественно гранитами и микросиенитами. Выделяются линзы того же состава до нескольких метров мощностью, согласные с флюидальностью и лишенные обломков; контакты их с вмещающей брекчией не активные. Здесь же отмечаются дайки, сложенные эффузивоподобными породами трахитового состава с резкими контактами, однако без следов закалки. Наблюдался активный контакт интрузии с брекчией. Вместе с тем в экзоконтакте интрузии аналогичные брекчии и дайки отмечаются и в виде рвущих апофиз. По своему облику и составу цемент брекчий и даек весьма близок к облику и составу интрузии, особенно ее приконтактовым частям. С другой стороны, он также отвечает описанным выше трахитовым телам горы Конс-Ундур-Обо. Таким образом, выявляется гамма родственных пород, образовавшихся, по-видимому, почти одновременно. Эту гамму составляют полнокристаллические и порфировидные граносиениты и сиениты, автобрекчии с цементом разнообразной структуры и субвулканические тела трахитового и трахилипаритового состава.

В районе Мунху-Ханый-сомона кислые вулканиты различных фаций находятся в соотношениях, позволяющих реконструировать палеовулканические постройки. Реликты такой постройки впервые были обнаружены З.Балла в районе высоты 1290,8-м (рис. 65). Кислые вулканиты образуют экструзии и лавовые потоки, прижерловые образования и субвулканические дайки.

Наибольшую площадь занимают флюидальные и массивные липариты. В современном рельефе эти породы слагают ряд сближенных удлиненных пологих возвышенностей. Длина возвышенностей до 2 км, ширина - до 500 м. Южные окончания этих возвышенностей более высокие, имеют относительно крутые склоны, северные - низкие и пологие. Подобные формы характерны для кислых по составу лавовых потоков и экструзий областей современной вулканической деятельности. Это позволяет и данные образования рассматривать в качестве отпрепарированных или слабо эродированных вулканических экструзий.

Господствующая высота 1290,8 м сложена плотными массивными липаритами с относительно раскристаллизованной (до фельзитовой и микропойкилитовой структур) основной массой. Вместе с автомагматическими брекчиями

эти породы выполняют вертикальное тело изометричной формы и диаметром до 300 м. Отсюда радиально расходятся дайки липаритов. По-видимому, здесь располагается один из вулканических центров постройки и радиальные дайки липаритов связаны с его развитием. Можно предполагать, что другие центры находятся под отпрепарированными экструзиями.

На северо-западной окраине поля развития кислых пород обнаружено тело обсидианов и перлитов площадью около 0,08 км^2 (рис. 66). Перлиты, наиболее широко здесь распространенные, образовались в результате гидратации обсидианов: реликты последних отмечаются в поле развития перлитов, а прожилки перлитового состава пронизывают массив обсидианов. В пределах тела отмечаются также дайки кислого стекла и шток кварцевых липаритов и их автомагматических брекчий. Кроме того, здесь же наблюдаются дайки микрогранитного состава, секущие перлиты и в свою очередь прорванные телом кварцевых липаритов. Вся ассоциация магматических пород, слагающих тело, является, по-видимому, прижерловой. Это становится более очевидным, если учесть его изолированное положение в поле развития туфогенно-осадочных пород, многоэтапный характер формирования и присутствие автомагматических брекчий.

Другая вулканическая постройка, общей площадью 3,5 км^2, реконструируется в районе высоты с отметкой 1333,0 м. Кислые вулканиты слагают гряды-возвышенности, расходящиеся радиально от высоты с отметкой 1333 м. При этом сама высота располагается в северо-западной части горного массива. По структуре и условиям залегания здесь выделяются различные фации вулканитов. Сама вершина и примыкающие к ней с юго-востока участки гребней сложены флюидальными липаритами и стеклами, местами переходящими в перлиты. При этом флюидальность иногда носит плойчатый характер, что скорее всего свидетельствует о высокой вязкости расплава.

По-видимому, здесь мы встречаем останцы покрова кислых стекол. Этот покров был одним из поздних в истории развития вулкана. Судя по ориентировке флюидальности, он образовался из центра, расположенного к северо-западу от покрова. На северо-запад от высоты 1333 м к этому предполагаемому центру, возможно, приурочено изометричное тело перлитов и обсидианов диаметром около 50 м, расположенное среди туфобрекчий.

Гряды-возвышенности, отходящие от высоты 1333 м, сложены в основном туфогенными породами. Среди них выделяются разности с различной величиной обломков. В их составе преобладают породы кислого состава, однако встречаются обломки и глыбы и основных эффузивов. Отмечается некоторое увеличение размера обломков в направлении к вершине. Мощность туфогенной пачки не превышает 50 м, подошва ее неровная, о чем свидетельствуют выходы базальтоидов в эрозионных окнах. Южные оконечности двух гряд сложены перлитами и флюидальными стеклами, связанными между собой взаимопереходами. Флюидальность здесь субгоризонтальная. Мы предполагаем собственно эффузивную природу этих стекол. На удлиненных грядах, возможно, они представляют некковую фацию.

Кислые по составу вулканиты, развитые в районе, в некоторых случаях не "вписываются" в конкретные палеопостройки. Так, вдоль западного обрамления Дэльгер-Нурской впадины, выполненной туфогенно-осадочными отложениями нижнего мела, прерывистой узкой полосой прослеживаются трахилипарито-дациты и трахилипариты с характерным фиолетовым оттенком. Аналогичные породы отмечаются и в 4 км к северо-западу от оз. Дэльгер-Нур.

В пределах этой полосы центральный отрезок, протяженностью в 4-5 км и шириной около 200 м, имеет ориентировку, согласную со слоистостью осадочных пород. В обнажениях у западной границы полосы видно, что под липарито-дацитами выходят базальты. Породы здесь однородные афировые, иногда флюидальные, с меняющейся отдельностью. Отмечаются магматические брекчии в жильном залегании и с постепенными переходами к массивным липарито-дацитам. Северный отрезок этой полосы в свою очередь распадается

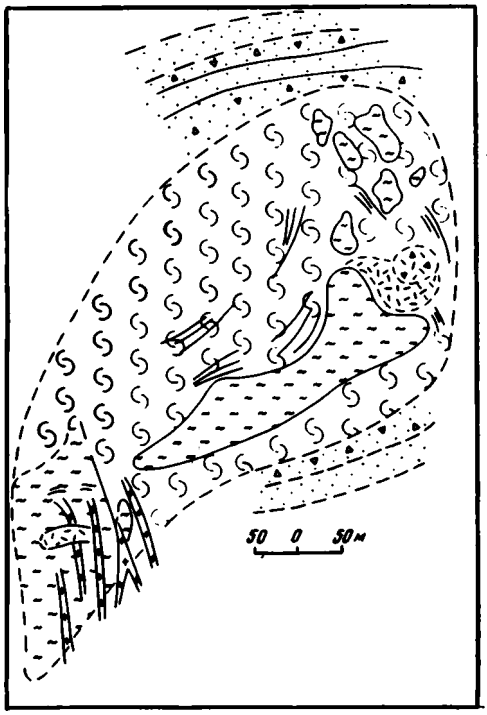


Рис. 66. Геологическая карта участка южного вулкана Мунхуанской группы

1 - рыхлые отложения; 2 - линии флюидальности; 3 - брекчии липаритов; 4 - липариты; 5 - гранит-порфиры; 6 - перлиты; 7 - обсидианы; 8 - туфогравелиты; 9 - туфопесчаники; 10 - предполагаемая граница тела перлитов

на ряд кулисообразно расположенных останцов, слагающих верхние части пологих сопок, в основании которых залегают базальтоиды.

Выходы липарито-дацитов в южном отрезке приурочены к верхней трети гребня, ориентированного согласно с простиранием осадочной толщи, выходящей в его основании. Общая протяженность выходов липарито-дацитов составляет 2 км, ширина - до 0,5 км. Для описываемого тела характерна флюидальность, незакономерно меняющаяся как по простиранию, так и по вертикали. Отмечаются многочисленные прожилки, выполненные кремнистым кислым материалом.

Фациальная принадлежность описываемых образований четко не определяется. Мы предполагаем, что они являются не эффузивами, а слагают пластовое тело, прорывающее толщи базальтоидов и туфогенно-осадочных пород. В пользу этого предположения свидетельствует отсутствие здесь шлаковых и пористых разностей, значительная протяженность выходов при сохранении мощности, более поздние, заведомо интрузивные тела, сложенные породами близкого состава.

Субвулканическое тело гранит-порфиров на западе территории условно может быть сопоставлено с описанными выше породами. Это тело, видимая мощность которого составляет 10-15 м, залегает в виде полого падающей на юго-запад пластовой интрузии. Эндоконтактовая зона его (а по существу только она и обнажена) насыщена обломками различных пород.

Как видно из геологической карты (см. рис. 65), все описанные выше разнофациальные кислые вулканические породы - относительно молодые. Они непосредственно налегают на базальтоиды или прорывают их. Налегают на базальтоиды и туфогенно-осадочные породы. Последние прорваны дайками липаритов и в то же время содержат обломки липаритов. Дациты и липарито-дациты также перекрывают пачку туфогенно-осадочных пород. Непосредственных соотношений их с липаритами вулканических построек не наблюдалось, однако среди кулисообразно расположенных тел липарито-дацитов отмечаются тела, сложенные породами, приближающимися по составу к липаритам. Все это поз-

воляет считать липариты, липарито-дациты, дациты и туфогенно-осадочные породы одновременными образованиями.

В междуречье Ульдзы и Керулена сохранились фрагменты разрезов, останцы вулканических построек, сложенных кислыми породами, реже обнажаются корни и жерла, питавшие эти постройки магмой.

К северу от оз. Бага-Дзосу-Нур обнажена слоистая пачка эффузивов. Отдельные потоки различаются по составу. Снизу вверх здесь прослеживаются:

	Мощность, м
а) пузыристые и брекчированные черные андезиты	10
б) плотные черные андезиты	10
в) красные липарито-дациты	2,5
г) черные плотные дациты	2
д) красные липарито-дациты	2,5
е) красные дациты	2
ж) красные липарито-дациты	2

Эти породы залегают на базальтоидах и прорываются дайками липаритовых брекчий.

Обширное поле вулканических пород кислого ряда прослеживается к северу от родника Дахилгату-Булак. Разрезы этого поля, составленные в разных пунктах, отличаются один от другого, так же как и от приведенного выше. Так, склоны горы Цаган-Обо сложены (снизу вверх) брекчией липарита (залегающей на базальтоидах), массивными липаритами, вновь брекчией липаритов и, наконец, потоком красных дацитов, местами пористых и брекчированных. Эта последовательность подтверждается в нескольких пересечениях, однако мощности выделенных разностей не остаются постоянными; суммарная мощность кислых пород массива Цаган-Обо составляет 60-100 м.

В более восточных участках поля из разрезов выпадают дациты. Широким развитием пользуются кварцевые и бескварцевые липариты, флюидальные фельзитовые липариты, перлитовые и сферолитовые трахилипариты и липариты. Часто отмечаются брекчиевые разности. Конкретные разрезы, составленные по склонам отдельных вершин, различаются в наборе разностей и их мощностях.

Приведенные данные скорее всего свидетельствуют о многоэтапном и многожерловом характере вулканизма, сформировавшего рассматриваемое поле кислых пород.

Подобный характер вулканизма, по-видимому, имел место и на других участках распространения кислых пород района. Так, у северо-восточного окончания бага-дзосунурского поля кислых вулканитов, среди более древних базальтоидов наблюдается целая группа изометричных и линзовидных тел, сложенных автобрекчиями кислого состава. Диаметр и мощность этих тел достигает 2-3 м, расстояние между ними - 10-20 м. По-видимому, указанные тела представляют собой субвулканические образования, заполнившие каналы, по которым кислая магма поступала на поверхность.

Другую разновидность субвулканических тел, развитых в районе, представляет штокообразное тело граносиенит-порфиров, залегающее среди базальтоидов, к югу от оз. Ихэ-Дзосу-Нур. От штока площадью около 0,5 км^2 ответвляются дайки-сателлиты. Это тело сложено относительно хорошо раскристаллизованными (до микрогранитной, пойкилитовой структур) массивными породами с зоной закалки. В его пределах не отмечается автомагматических брекчий, а в непосредственной близости - кислых лав. По-видимому, тело выполняло камеру, не имевшую непосредственного выхода на поверхность.

К категории субвулканических образований кислого состава мы относим также субвертикальные пластовые залежи, сложенные лавобрекчиями и лаво-

конгломератами. Они располагаются в толще базальтоидов, расположенной к северу от оз. Тосогыйи-Нур и к западу от оз. Бага-Дзосу-Нур. Мощности этих тел - 2-4 м, протяженность - до 200 м. Среди обломков, сцементированных кислыми лавами, преобладают породы такого же состава; при этом многие обломки имеют округлую, галькоподобную форму. Интрузивная природа некоторых из этих тел доказывается однозначно. Так, тела, расположенные к западу от оз. Бага-Дзосу-Нур, выполняют трещину, по которой ранее произошло смещение слоев базальтоидов.

В бассейне р. Халхин-Гол наибольшим развитием среди кислых вулканитов пользуются кварцевые липариты и туфолавы того же состава. Менее распространены стекловатые афировые липариты. Широко распространены экструзивные фации. Кварцевые липариты, расположенные к западу от р. Дэлгей-Гол, слагают изометричные в плане конусообразные возвышенности (рис. 67). Площади, ограниченные контурами этих возвышенностей, составляют первые квадратные километры. Примером их может служить гора Салхит-Ула. Она сложена монотонными липаритами, характер отдельности которых меняется по площади. На южных склонах горы отдельность пород имеет выдержанное северо-западное простирание, однако у самой вершины намечается концентрический ее рисунок. Здесь же в липаритах наблюдаются чужеродные обломки. Эти признаки позволяют предположить, что гора Салхит-Ула представляет собой отпрепарированную экструзию. Сходное строение имеют и другие возвышенности этого участка.

На правобережье р. Галдастайн-Гол, близ ее устья, располагается еще одно поле кислых вулканитов. Здесь преобладают туфолавы липаритов с кварцем и биотитом. Они слагают ряд сближенных округлых возвышенностей, в которых, как и у р. Дэлгей-Гол, наблюдается концентрическая отдельность. В ряде случаев к понижениям между возвышенностями приурочены выходы афировых разностей липаритов. Подобные же липариты и их брекчии слагают останец в долине р. Халхин-Гол, у впадения в нее р. Галдастайн-Гол, и протягиваются на северо-запад вдоль правого борта реки. Для этих пород характерна крупностолбчатая, местами изгибающаяся, отдельность. Наконец, в обнажениях, расположенных в основании долины р. Галдастайн-Гол, облик туфолав липаритов несколько меняется. Обнаженные здесь породы по своему строению приближаются к гранит-порфирам. По-видимому, кислые вулканиты на описываемом участке представлены разнотипными фациями. Туфолавы липаритов, слагающие округлые возвышенности, имеют экструзивную природу. Корневые части экструзивных вулканических построек представлены субвулканическими гранит-порфирами. Все эти образования прорываются субвулканическими телами липаритов и их брекчий.

Сходные условия залегания кислых по составу вулканитов наблюдались и в районе группы месторождений Сайхан-Ула, к юго-западу от р. Халхин-Гол. Здесь, близ урочища Уртын-Гол, в 1 км к северо-западу от высоты 984 м, выходят кварцсодержащие гранит-порфиры, раскристаллизованные в различной степени. Они прорывают метаморфизованные палеозойские песчаники и алевролиты. Общая площадь выходов этого штокообразного тела составляет около

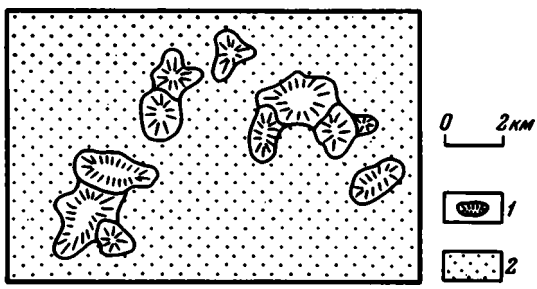
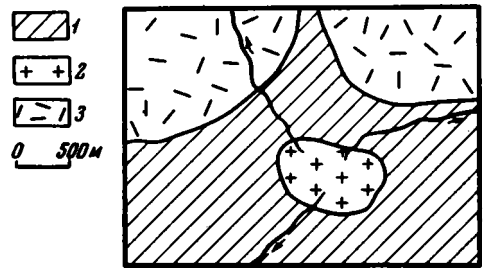


Рис. 67. Характер выходов туфолав липаритов у р. Халхин-Гол.

1 - реликтовые формы экструзивных тел липаритов; 2 - современные рыхлые отложения

Рис. 68. Схематическая геологическая карта ур. Уртын-Гол

1 – палеозойские сланцы; 2–3 – мезозойские образования: 2 – гранит-порфиры, 3 – липариты



1 км^2. В непосредственной близости от штока располагаются останцы липаритовых покровов. Обращает на себя внимание своеобразное расположение штока гранит-порфиров в современном рельефе (рис. 68); он приурочен к понижению, от которого радиально расходятся долины ручьев. Весьма вероятно, что шток выполняет подводящий канал палеовулканической постройки, руины которой представлены, кроме него, останцами лавовых покровов. По-видимому, "центральное" положение этого штока и радиальных трещин периода вулканической деятельности предопределило и расположение современных речных долин.

Приведенное описание форм и условий залегания кислых и щелочно-кислых вулканитов позволяет сделать ряд заключений о характере позднемезозойской вулканической деятельности.

1. Отмечается большое разнообразие в формах залегания кислых вулканитов. Среди полей их развития относительно малую роль играют туфы и лавы.

2. Поступление магмы к поверхности осуществлялось одновременно по многим каналам и жерлам, расположенным на незначительном расстоянии друг от друга.

3. Магматические импульсы проявлялись многократно.

4. Широко развиты субвулканические пластовые тела, приуроченные к разрывным нарушениям.

5. Устанавливается связь между собственно вулканическими и плутоническими образованиями.

О последовательности проявлений магматизма различного состава

Во всех изученных районах установлено, что развитие позднемезозойского магматизма происходило примерно по одной и той же схеме. Магматическая деятельность обычно начиналась с излияния андезитов, андезито-базальтов, иногда – трахибазальтов и трахиандезито-базальтов. Эти породы слагают основание разреза позднемезозойских вулканитов. Магматический цикл завершает гамма пород от трахиандезитов до трахитов и липаритов, залегающих часто в интрузивной форме. Известны и туфы того же состава. Интрузии сиенитов и гранитов проявлены не повсюду и являются образованиями, комагматичными соответствующим породам вулканического облика. Проиллюстрируем эту закономерность на примере нескольких изученных районов.

В междуречье Ульдзы и Керулена позднемезозойские вулканиты разнообразны и широко распространены. Здесь могут быть выделены несколько типов разрезов толщи вулканитов. Наиболее обычно такое строение толщи вулканитов, когда лавовые потоки трахиандезито-базальтов чередуются с туфогенно-осадочными породами. Соотношения осадочной и лавовой составляющей непостоянны, но близки к единице.

Трахиандезито-базальты обычно черные, имеют кайнотипный облик, в некоторых случаях содержат миндалины халцедона и хлорита; во вкрапленниках отмечаются плагиоклаз, реже – оливин, моноклинный пироксен. Мощность

отдельных потоков достигает 20 м. Осадочные породы в большом количестве содержат материал размываемого гранитного основания, а также обломки базальтов и кислых вулканитов.

Другой тип строения толщи, – когда она целиком состоит из потоков трахиандезито-базальтов. Такие разрезы отмечались в субширотной полосе, расположенной к северу от родника Дахилгату-Булак, подобная толща слагает высоту Хайсату-Обо и ее окрестности, высоту Бухат-Обо и ее отроги. Здесь наблюдаются потоки лав и их агглютинатов, каждый мощностью до 4-5 м. Отмечается увеличение мощности по падению. Породы обычно обожжены, особенно в кровле потоков, содержат большое количество миндалин и пор. Видимая мощность толщи подобного типа составляет 100-200 м.

Трахидациты, трахилипариты, липариты, их туфолавы и автобрекчии слагают горные массивы и образуют непрерывные разрезы третьего типа; в других случаях отдельные геологические тела выполнены лишь одной, двумя перечисленными разностями пород.

В плане эти образования обычно занимают изолированные участки. Максимальные суммарные видимые мощности толщ достигают 200 м, при мощности отдельных потоков от 4 до 20 м. Последовательность напластования лав в разных участках различна. В одних случаях серия потоков липаритового состава сменяется трахидацитовыми лавами, в других – наблюдается чередование трахидацитовых и трахилипаритовых пород. По-видимому, в этот период существовало несколько центров вулканической деятельности.

Определенные трудности возникают и при возрастном сопоставлении указанных типов строения толщи. С уверенностью можно говорить об относительно молодом возрасте пород кислой группы (рис. 69). И все же эти породы сформировались, по-видимому, вскоре после образования андезито-базальтового вулканического основания толщи; залегание не отличается от залегания базальтоидов, кроме того, наблюдается согласное залегание дацитов на толще переслаивающихся трахиандезито-базальтов и осадочных пород; базальные конгломераты здесь отсутствуют.

Монотонно-лавовые и вулканогенно-осадочные толщи формировались близко-одновременно. Первая из них характеризует периферические части вулканических построек и, в общем случае, по-видимому, является несколько более молодой. Основания для такого заключения следующие: а) породы обеих толщ, как об этом свидетельствуют данные петрохимии и петрографического изучения, близки по составу; б) одной из составляющих осадочных прослоев вулканогенно-осадочной толщи является кислый туфогенный материал, а магматические породы этого состава приурочены к верхам разреза; в) переслаивающиеся осадочные и вулканогенные породы в окрестностях горы Бухат-Обо, судя по элементам залегания, лежат выше монотонно-лавовой толщи основного состава.

В районе Мунху-Ханый-сомона позднемезозойский вулканизм представлен широким спектром пород, разрез которых имеет грубо двухчленное строение. Нижнюю его часть слагают породы основного ряда, а верхнюю – кислого. Обе части в свою очередь подразделяются по составу и фациальной принадлежности.

Основание видимой части разреза составляют трахибазальты. Трахибазальты характеризуются высокой степенью раскристаллизации основной массы, интерсертальной и долеритовой структурой последней. Во вкрапленниках присутствуют плагиоклаз, моноклинный пироксен, оливин. Отмечается различная степень изменения пород. Обращает на себя внимание высокое содержание щелочей (при SiO_2 = 47,54%, Na_2O = 4,72%, K_2O = 2,24%). Эти трахибазальты, хотя и не повсеместно, вверх по разрезу сменяются андезитами. В ряде обнажений можно видеть, что они залегают в виде потоков мощностью до 10-20 м каждый. Выделяются плагиоандезиты, а также потоки с вкрапленниками плагиоклаза, моноклинного, реже ромбического пироксена. Текстура пород массивная, реже миндалекаменная, миндалины выполнены халце-

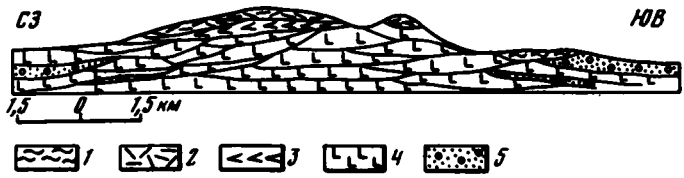


Рис. 69. Схематический геологический разрез серии вулканитов к северу от сомона Сэргэлэн

1 - нижнемеловые отложения, дзунбаинская серия: мергели, глины, песчаники; 2-5 - верхнеюрские - нижнемеловые образования, чойбалсанская серия: 2 - липариты, 3 - дациты, 4 - базальты, 5 - песчаники, конгломераты

доном и хлоритом. Обычно указанные породы изменены с новообразованием хлорита, альбита, карбоната. При этом степень изменения различна - отмечаются породы, измененные до облика порфиритов, в других замещается основная масса, вкрапленники пироксена. Со временем формирования этой части разреза мы связываем и образование тел роговообманковых андезито-дацитов. Эти тела залегают в толще андезитов. Высокая степень раскристаллизации центральных их частей, закономерное уменьшение кристалличности по направлению к контактам позволяют предполагать интрузивную природу этих образований.

Породы основного ряда вверх по разрезу сменяются трахиандезитодацитами, трахидацитами, липаритами, трахилипаритами. При этом трахиандезиты и трахиандезито-дациты по своей структурной позиции, облику и вещественной характеристике занимают промежуточное положение между базальтами и кислыми породами. К западу от оз. Дэльгер-Нур породы этого состава последовательно сменяют базальты, полоса их выходов проектируется как раз на простирание расположенного в 3-5 км южнее поля трахилипаритов, имеющих сходный облик. В то же время во многих случаях в основании кислой по составу верхней части разреза отмечаются туфогенно-осадочные породы, туфоконгломераты, туфопесчаники.

Схема эволюции позднемезозойского магматизма района сомона Гал-Шарыйн сходна с таковой для Мунху-Ханыйского района. Разрез здесь начинается потоками андезитовых лав, мощностью 5-10 м. Андезиты в той или иной степени изменены. С ними переслаиваются осадочные породы, содержащие позднеюрскую-нижнемеловую фауну. Обобщенная мощность пачки - 200-300 м.

Стратиграфически выше в аналогичных потоках залегают трахибазальты; обычно это кайнотипные породы. Мощность базальтовой пачки - 300-400 м. На потоках базальтов отмечаются потоки трахиандезитов, трахидацитов, несущих следы преемственности от базальтов и сменяемые, в свою очередь, трахилипаритами и липаритами.

Широкий спектр составов характерен для кислых магматических пород. В совместном залегании часто отмечаются липариты, трахилипариты, трахиты, вулканические стекла. При этом липариты и кислые вулканические стекла обычно представляют собой наиболее поздние дифференциаты. Эти породы залегают стратиграфически выше и андезитовой, и базальтовой пачек. Извержение их происходило из многих жерл. Стратиграфическими аналогами этих пород являются эффузивно-осадочные образования, насыщенные обломками кислых вулканитов, окатанными в различной степени. Повсюду они налегают на базальтоиды (при более ранних геологических работах многие из этих образований картировались как добазальтовые на основании определений возраста собранной в них ископаемой флоры).

Таблица 12

Химические анализы мезозойских эффузивов Восточной Монголии

Обр., №	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	CaO	MgO
1097/1в	55,99	1,09	17,62	6,28	0,45	0,14	4,66	2,03
1101/а	52,35	2,64	15,21	6,28	3,73	0,28	7,84	2,12
1088	54,77	0,80	17,84	9,31	0,77	0,098	6,00	2,20
1096	63,40	0,55	16,84	1,94	2,16	0,084	4,37	1,83
1096/1	59,89	0,65	16,90	2,77	2,17	0,09	5,37	2,29
1096/3	68,59	0,47	14,95	2,64	0,49	0,069	2,48	0,47
1096/4	62,17	0,81	15,86	2,32	2,78	0,083	4,30	2,17
1096/7	69,50	0,52	14,61	3,62	0,21	0,039	3,30	0,61
1093	67,71	0,77	13,96	3,68	0,89	0,04	4,80	-
1101/6	70,27	0,43	13,05	2,80	0,72	0,03	0,77	-
1102/3	74,00	0,24	12,25	1,08	0,76	0,043	0,83	0,11
99	74,08	0,30	12,09	0,70	0,18	0,01	1,91	0,18
1085	70,33	0,51	14,51	2,10	0,63	0,02	2,49	0,68
1056/1	59,53	0,85	18,45	4,66	0,96	0,08	5,66	-
1051	47,54	3,06	18,03	3,49	7,83	0,24	7,68	3,40
1055/9	64,94	1,06	15,52	3,94	0,49	0,04	3,59	-
1052/5	68,81	0,60	14,09	2,76	0,59	0,87	1,77	-
1003/1	51,84	1,88	18,20	3,99	6,23	0,28	7,89	3,06
1031/3	72,08	0,12	14,90	1,31	1,06	0,02	1,5	0,19
1038	49,75	2,89	16,65	5,74	5,33	0,18	9,32	2,44
1023	51,78	2,29	17,95	3,49	5,89	0,18	7,43	3,70
1023/2	75,03	0,36	12,01	1,04	0,76	0,02	0,94	-
1025	69,78	0,51	15,53	0,54	2,05	0,04	1,51	0,73
234/69	49,15	1,18	16,93	4,87	5,42	0,18	9,28	5,94
238/69	53,26	1,02	16,86	4,78	3,57	0,16	10,17	3,52
239/69	67,99	0,68	14,51	2,27	1,03	0,02	2,77	0,26
247/69	97,34	-	-	0,60	0,4	-	1,14	-
243/69	69,07	0,64	14,78	2,36	0,30	0,04	2,27	-
252/69	66,59	0,47	15,38	2,26	1,98	0,11	4,52	0,57
248/69	98,03	-	-	0,38	0,31	-	1,14	-
339	92,90	0,17	2,58	1,00	0,15	0,11	0,65	0,07
1361/2	61,13	0,74	16,45	3,58	2,57	0,11	5,13	1,78
1349	70,03	0,51	14,85	2,89	0,60	0,06	1,46	0,32
1362/4	79,76	0,25	9,64	1,45	0,57	0,02	0,97	0,08
1154/10	54,57	1,36	14,82	1,64	7,45	0,16	8,50	6,11
1153	77,19	0,13	12,08	1,19	0,43	0,01	0,65	0,41
1062	76,22	0,17	11,17	1,93	0,36	0,04	1,26	-
1114/2	50,89	2,65	16,52	9,00	1,65	0,09	7,15	2,30
1113/3	58,24	2,27	16,46	5,20	1,99	0,07	5,37	0,73
1112/5	73,47	0,21	12,25	1,26	0,36	0,04	1,31	0,56
1270/2	47,77	1,99	14,50	5,07	4,43	0,31	9,55	3,70
1262	46,78	3,10	17,29	3,90	7,70	0,19	7,70	4,74
1263	48,88	3,08	15,81	4,25	6,55	0,17	8,20	3,14
1238/4	64,00	0,78	17,22	3,00	0,72	0,13	0,80	0,06
1239/1	66,20	0,48	17,00	2,16	0,20	0,08	0,60	0,10
1252	75,47	0,21	12,76	2,15	0,44	0,02	0,55	0,20
1269/2	73,66	0,24	13,08	2,34	0,00	0,03	0,46	0,20
1266/5	95,76	0,02	0,09	1,83	0,25	0,01	0,12	0,03
122	77,00	0,17	11,98	0,77	0,71	0,01	0,85	0,04
1192/1	55,95	1,15	16,77	7,54	1,07	0,07	7,44	2,49
1194	50,06	3,13	16,15	5,73	5,47	0,16	7,16	3,40
1176/1	57,20	1,58	16,77	4,74	2,08	0,096	5,62	2,37
1190/1	69,54	0,20	15,05	1,98	0,97	0,056	0,66	0,25
1195	65,60	0,76	16,57	3,27	0,25	0,09	2,84	0,09
1176	71,54	0,30	14,53	1,03	0,82	0,026	1,44	0,13

Na_2O	K_2O	H_2O^+	H_2O^-	P_2O_5	Rb_2O	Li_2O	Cs_2O	CO_2	Σ
4,42	4,01	1,04	1,76		0,0114	0,0051	0,0002		99,51
3,79	2,40	1,24	0,95	0,85					99,68
3,50	2,53	0,99	1,10		0,0044	0,0020	0,0006		90,914
3,89	3,09	1,28	0,44		0,0129	0,0023	0,0006		99,889
3,22	2,48	2,00	1,81		0,0098	0,0016	0,0003		99,65
3,50	4,24	0,76	0,84		0,0201	0,0036	0,0007		99,523
3,40	3,87	1,37	0,50		0,0179	0,0024	0,0009		99,654
3,34	2,89	0,44	0,86		0,0122	0,0015	0,0004		99,95
3,67	2,71	0,78	0,42	0,27					99,70
3,76	5,82	0,62	0,97	0,11					100,35
1,98	7,20	0,78	0,19		0,0248	0,0049	0,0004		99,492
3,44	6,10	0,31	0,12	0,02					100,16
3,79	3,66	0,64	0,74	0,19					100,29
7,53	0,91	0,30	0,60	0,40					99,93
4,72	2,24	0,60	1,60	1,49					99,75
4,63	4,53	0,78	0,82	0,27					100,61
4,86	5,87	0,38	0,22	0,11					100,30
5,38	0,71	0,30	0,17	0,28					100,21
3,92	4,12	0,60	-	0,06					99,89
3,51	1,64	1,17	2,11	1,60					99,76
3,83	2,54	1,16	0,64	1,26					100,15
3,45	5,64	0,12	0,33	0,11					99,81
4,33	3,20	0,91	0,22	0,20					99,55
3,93	1,32	1,78	0,46	0,16					100,60
3,58	1,68	0,59	0,40	0,27					99,86
6,10	4,12	0,10	0,20	0,11					100,16
0,38	0,27	-	0,30	0,01					100,67
6,38	3,65	0,67	0,32	0,18					100,66
5,54	1,83	0,80	0,44	0,14					100,63
0,38	0,24	-	0,16	0,01					100,65
0,19	1,46	0,31	0,17	0,10					99,76
4,58	2,82	0,90	0,16	0,23					100,18
4,93	4,07	0,21	0,22	0,03					100,24
2,76	4,07	0,38	0,06	0,01					100,02
3,19	0,81	0,58	0,10	0,24					99,53
1,68	4,83	0,42	1,21						100,33
3,10	4,78	0,75	0,80	0,06					100,64
3,85	2,90	0,78	1,67	0,55					100,00
4,06	3,66	0,75	0,73	0,44					99,97
2,45	4,58	1,12	1,72	0,08					99,44
2,79	1,81	2,77	0,34	0,99				3,60	99,62
4,55	1,77	1,28	0,50		0,0022	0,003	0,00004		99,50
3,95	1,99	1,87	0,50		0,0048	0,0023	0,00004	1,63	100,02
6,46	6,55	0,37	0,25		0,0126	0,0011	0,00032		100,34
6,10	7,00	0,35	0,20		0,0150	0,0019	0,00027		100,47
2,25	4,17	1,05	0,36	0,01					99,64
3,83	5,84	0,88	0,20		0,0147	0,0014	0,00043		100,06
0,064	0,08	1,27	0,08		0,0001	0,0025	0,00004		99,62
3,25	3,95	0,71	0,24						99,68
4,19	1,52	2,38	-	0,20					100,77
3,87	2,51	1,22	1,30		0,0044	0,0026	0,00004		100,16
4,35	3,52	0,60	0,61		0,0096	0,0033	0,00043		99,54
4,52	5,5	0,87	0,16		0,00155	0,0022	0,00031		99,76
4,66	5,22	0,35	0,30		0,0167	0,0052	0,00048		100,00
3,78	5,75	0,43	0,25		0,0235	0,0084	0,00022		100,05

Таблица 12 (продолжение)

Обр., №	a	c	$\bar{c}$	b	S	f'	m'
1097/1в	16,45	4,34	-	11,6	68,4	53,8	68,1
1101/а	11,54	7,58	-	14,07	67,43	61,9	25,3
1088	12,07	7,98	-	14,4	66,89	64,6	25,8
1096	13,29	4,80	-	8,23	73,56	46,3	46,8
1096/1	11,18	6,18	-	11,03	71,21	41,9	52,94
1096/3	13,9	3,11	-	3,59	80,26	79,9	20,1
1096/4	13,26	4,18	-	9,86	72,83	48,9	38,1
1096/7	12,68	3,99	-	4,48	79,89	78,4	20,06
1093	12,09	3,3	-	6,7	78,0	60,1	
1101/б	16,6	0,34	-	3,59	79,5	83,1	-
1102/3	14,60	0,76	-	2,14	82,64	78,1	8,4
99	-	-	-	-	-	-	-
1085	13,6	2,85		3,73	80,68	63,4	31,2
1056/1	18,36	3,69		7,36	69,76	60	
1051	14,2	1,9		24,91	59,64	44,6	24,1
1055/9	16,92	1,92		6,3	75	72,4	18,4
1052/5	18,37	-	0,33	4,53	76,9	55,1	
1003/1	13,12	5,91	-	18,33	62,41	43,4	35,1
1031/3	14,29	1,8	-	3,86	80,1	51,7	8,4
1038	9,2	2,89	-	24,07	62,4	44,1	18,1
1023	12,56	6,1	-	18,7	63,8	48,3	34,5
1023/2	14,78	0,13	-	4,74	80,36	32,2	
1025	13,62	3,13	-	7,04	76,25	44,4	16,7
234/69	11,76	6,16	-	25,15	57,88	38	40,6
238/69	9,49	6,29	-	20,29	62,9	38,6	30,1
239/69	18,72	-	-	6,38	75,01	43,3	6,2
247/69	-	-	-	-	-	-	-
243/69	18,74	0,2	-	4,62	76,42	52,9	-
252/69	14,88	2,79	-	6,42	75,97	58,5	14,8
248/69	-	-	-	-	-	-	-
339	-	-	-	-	-	-	-
1361/2	14,3	3,98	-	12,3	70,9	46,7	24,3
1349	16,38	1,6	-	3,68	78,5	81,9	12,7
1362/4	11,31	0,48	-	2,52	85,9	65,4	7,5
1154/10	8,25	5,68	-	23,4	62,7	36,6	43,6
1153	10,3	0,79	-	5,7	84	23	11,5
1062	13,23	0,52	-	2,82	83,3	67,5	-
1114/2	13,4	1,8	-	21,24	63,65	47,8	84,3
1113/3	14,66	4,02	-	10,74	70,7	62,6	11,8
1112/5	12,08	1,57	-	4,3	83,78	35,0	36,5
1270/2	9,55	5,82	-	23,41	61,2	41,5	29,1
1262	11,4	4,83	-	20,78	63,2	47,1	35,3
1263	12,2	5	-	21,8	61	48,7	26,0
1238/4	22,8	-	0,3	4,12	73	73,7	3,3
1239/1	22,2	-	0,67	2,28	74,5	58,6	9,0
1252	10,48	0,65	-	6,98	82	30,8	4,66
1269/2	15,6	0,53	-	2,7	81,3	70,5	12,2
1266/5	-	-	-	-	-	-	-
122	12,31	0,98	-	2,52	84,2	48,75	5,1
1192/1	11,8	5,63	-	15,83	66,6	49	27,8
1194	12,6	4,95	-	20,0	61,8	51,5	28,8
1176/1	14,8	4,03	-	14,05	67,4	50,5	28,7
1190/1	17,23	0,73	-	5,6	76,5	53	36,3
1195	17,71	2,20	-	4,53	76,8	67,8	4,51
1176	16,38		-	2,47	79,9	82,9	10,9

c'	a'	n	l	φ	Q	a/c
14,3		63	1,5	48,8	-1,23	3,8
12,85		70	3	37	3,58	1,5
7,6		67	1	58	0,32	1,5
6,98		65	0,7	20	15,84	2,76
51,6		66	0,8	22	14,28	1,8
		55	0,6	65	28,75	4,4
13		57	1	20	22,85	3,15
1,54		63	0,6	70,7	29,69	3,15
39,9		67	1	48	28,43	3,8
16,9		48	0,5	65	25,43	48
12,5		28	0,3	43	23,28	2,18
-		-	-	-	-	-
5,4		61	2	48	30,45	4,8
40		88	1	48	-0,06	5
31,4		76	4,5	12	-11,67	7,46
39,2		60	1,5	50	14,10	89
44,9		54	0,7	50	16,6	56
21,5		93	3	9	-7,10	2,25
-	39,9	58	0,1	27,8	29,77	7,9
37,8		70	4,1	31	4,95	3,28
17,2		69	3,2	16	-4,6	2,0
67,7		48	0,5	17	31,02	114,5
	38,9	67	0,5	18	22,09	4,3
21,4		82	2	17	-17,5	1,1
31,3		75	1,5	20,6	1,56	1,5
50,5		70	0,8	30	12,47	-
-	-	-	-	-	-	-
47,1	-	72	0,7	41	20,56	93,7
26,7		82	0,5	30	19,33	5
-	-	-	-	-	-	-
-	-	-	-	-	-	-
29	-	71,2	0,8	25,3	12,75	3,53
5,4	-	65	0,5	65,5	22,48	10,2
26,8	-	50,5	0,3	45,5	48,49	23,3
19,7	-	88,6	1,8	6,04	3,18	1,45
-	65,5	34,2	0,38	16,01	45,89	13,1
32,5	-	49,3	0,2	55	39,75	25,4
36,5	-	67	3,8	38	-1,39	7,4
25,6	-	66	3	43,4	7,94	3,6
-	28,5	45	3	23,8	40,10	7,9
29,1	-	70,3	3	40,4	-2,4	1,64
17,6	-	80	3	14,3	-1,44	2,35
25,3	-	75,3	3	17,7	-7,4	2,44
23	-	59	1	55	-0,12	76
32,4	-	55,6	0,5	50	4,28	33
-	64,5	44,7	0,25	25	42,26	16,1
-	17,3	51,6	0,3	70,6	30,74	2,91
-	-	-	-	-	-	-
-	46,15	56	0,2	32,4	42,79	12,58
23,3		81	1,5	42,3	4,18	2,1
19,7		68,5	3	24,2	-0,85	2,52
20,8		65,5	2	29,1	0,89	3,64
-	10,58	55,8	0,26	28,1	17,75	23,3
27,8		57	0,9	61,5	14,74	8,05
16,2		49,9	0,3	32,4	42,79	12,58

Непосредственными геологическими наблюдениями устанавливается интрузивная природа залегания многих тел, сложенных кислыми вулканитами. Установлено также их залегание в единых ассоциациях, часто с постепенными переходами к породам с порфировыми и кристаллическими структурами, образующими крупные интрузивные массивы. Таким, в частности, является массив Гал-Шарыйн-Ула. Вместе с тем, существует мнение и о возможном переслаивании лав кислого и основного состава; оно основано на результатах бурения. Действительно, в двух рядом расположенных скважинах, пробуренных в этом районе, кислые магматические брекчии встречены в виде пластового тела, расположенного под андезито-базальтами и переслаивающимися с ними осадочными породами. Однако сам контакт этих пород с базальтоидами в керн не попал, а в приконтактовых зонах и базальтов, и брекчий нет никаких признаков, которые могли бы указывать на принадлежность их к краевым частям потоков. Весьма вероятно, что брекчии находятся в интрузивном залегании, тем более, что на дневной поверхности дайки подобных же брекчий, согласные с простираниями вмещающих базальтоидов, отмечались неоднократно.

Установленная нами, таким образом, последовательность образования позднемезозойских вулканитов во многом не соответствует общепринятой точке зрения (см. геологическую карту МНР, 1971). Так, повсюду на изученных участках кислые вулканиты оказались наиболее молодыми образованиями позднемезозойского разреза. Таково же, по-видимому, и возрастное положение многих полнокристаллических интрузий, связанных переходными разностями с субвулканическими телами.

Кроме того, проведенные нами исследования показали, что среди позднемезозойских вулканитов ни по условиям залегания, ни по составу, ни по степени проявления вторичных изменений не могут быть выделены унифицированные для всей территории Монголии разновозрастные свиты и толщи. Напротив, позднемезозойские магматические породы различного состава и фациальной принадлежности образуют единую, закономерно построенную ассоциацию. Эта ассоциация с полным основанием может рассматриваться как формация.

Анализ строения толщ позднемезозойских вулканитов различных районов Восточной Монголии показывает, что кислые вулканиты появляются после основных, занимают обычно подчиненный по сравнению с ними объем, располагаются в полях развития последних и в некоторых примерах связаны с ними промежуточными по составу разностями. В то же время, не известно ни одного, строго установленного факта переслаивания собственно лавовых магматических пород основного и кислого состава; в непрерывных разрезах базальтоидов основания не фиксируется дифференциации в составе последовательных порций расплава, в то же время для последовательных порций кислой магмы характерны широкие колебания в составе. Все эти данные проще всего могут быть объяснены гипотезой об образовании вулканитов как основного, так и кислого состава при дифференциации одних и тех же магматических источников. В предыдущих разделах была показана взаимосвязь вулканических и плутонических образований. Таким образом, последние также следует рассматривать как естественный результат того же процесса. Для объяснения присутствия кислого туфогенного материала в осадочных породах, заключенных среди базальтоидов, можно воспользоваться предположением о неодновременном начале и конце позднемезозойской вулканической деятельности кислого (а возможно, и основного) состава в различных участках Восточной Монголии. Вполне допустимо (и это подтверждают данные современной вулканологии), что периоду формирования базальтоидов одного из участков было синхронно формирование кислых вулканитов другого участка. Известно, на какие огромные расстояния переносится обломочный материал эксплозий кислого вулканизма. Этим обстоятельством и можно объяснить появление кислого туфового материала в прослоях осадочных пород (заметим, кстати, что это повсюду мелкие частицы), залегающих среди толщ базальтоидов.

Примечание. Образцы 1097/1в, 1101/а, 1088, 1096, 1096/1, 1096/3, 1096/4, 1096/7, 1093, 1101/б, 1102/3, 99, 1085 - к северу от сомона Сэргэлэн; образцы 1056/1, 1051, 1055/9, 1052/5, 1062 - из района Мунху-Ханый-сомона; образцы 1114/2, 1113/3, 1112/5, 1270/2, 1262, 1263, 1238/4, 1239/1, 1252, 1269/2, 1266/5, 122 - из района Хаджи-Ула, Гал-Шарыйн-сомона; образцы 1003/1, 1031/3, 1038, 1023, 1023/2, 1025 - из района р. Джаргалантуин-Гол; образцы 234, 238, 239, 247, 243, 252, 248, 339, 1361/2, 1349, 1362/4 - из района Цаган-Обо; образцы 1154/10, 1153 - из района р. Халхин-Гол; образцы 1192/1, 1194, 1176/1, 1190/1, 1195, 1176 - из района пос. Бэрхе. Анализы образцов 1097/1в, 1088, 1096, 1096/1, 1096/3, 1096/7, 1096/4, 1102/3 выполнены в лаборатории ИГЕМ АН СССР аналитиками Г. Есиковой и Гундиенковой, 1176, 1176/1, 1190/1 - аналитиками Смирновой и Волковым, 1194, 1195, 1266/5, 1269/2, 1239/1, 1238/4, 1263, 1262 - аналитиками Л.П.Некрасовой и Волковым. Остальные анализы выполнены в химической лаборатории ГИНа. Образцы 99, 234, 238, 239, 247, 243, 252, 248, 339, 122 собраны М.С.Нагибиной.

Несколько иной представляется природа вулканической деятельности на крайнем востоке страны, в бассейне р. Халхин-Гол. Здесь кислые вулканиты, представленные почти исключительно кварцевыми липаритами, встречаются независимо от базальтоидов и по своему объему (судя по данным геологической съемки) не уступают им. Существуют данные о противоречивых возрастных соотношениях между породами обеих групп; не отмечается переходных по составу разностей. Здесь наиболее оправданной нам представляется гипотеза о независимом и одновременном существовании очагов кислой и основной магмы.

О химизме мезозойских эффузивов

Сведения по химизму мезозойских эффузивов крайне скудны. В дополнение к немногочисленным анализам отчетов и сводки НИЛЗарубежгеологии ниже приводятся анализы, выполненные по материалам М.С.Нагибиной и Д.И.Фрих-Хара (табл. 12).

Вся ассоциация мезозойских вулканитов располагается на границе щелочноземельных и щелочных типов (вариационная линия Этны, отделяющая, по А.Н.Заварицкому, щелочноземельные породы от щелочных, в первом приближении совпадает с вариационной линией рассматриваемой ассоциации). Наблюдается некоторое увеличение содержания щелочей (и в первую очередь K_2O) вверх по разрезу базальтоидного основания формации. Среди кислых по составу магматических продуктов отмечаются широкие колебания в содержании щелочей, а также относительно большое количество пород, обогащенных алюминием.

СТРУКТУРЫ ПЛАТФОРМЕННОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ МОНГОЛИИ (ПОЗДНИЙ МЕЛ—ПАЛЕОГЕН)

В течение большей части позднего мела и палеогена на территории Монголии существовал сравнительно спокойный тектонический режим. Преимущественно тонкозернистый песчано-глинистый состав отложений верхнего мела и палеогена, их незначительная суммарная мощность (от 200-300 до 600-700 м), горизонтальное или близкое к нему залегание, покровный характер указывают на то, что в конце мела и в палеогене активность тектонических движений заметно уменьшилась, по сравнению с предшествующими этапами развития страны, и они приобрели характер, близкий к платформенному.

В это время происходила общая нивелировка рельефа территории, завершившаяся к концу палеогена формированием единой полигенетической поверхности выравнивания (пенеплена) – денудационной в области сноса, охватывавшей запад и север Монголии, и преимущественно аккумулятивной в области осадконакопления на юге и юго-востоке (в Гоби).

В отличие от более древних мезозойских образований, распространенных в различных частях Монголии в виде сравнительно узких линейно вытянутых зон, контролируемых разломами, область развития отложений позднего мела и палеогена (кроме олигоцена) ограничена почти исключительно гобийским регионом. В пределах последнего эти отложения покрывают более 60% площади, слагая обширные равнинные пространства во впадинах и на платообразных возвышенностях. Нередко эти отложения можно встретить на склонах и даже в осевых частях молодых мелкосопочных и горных массивов, сложенных главным образом палеозойскими складчатыми образованиями фундамента. Данное обстоятельство, а также отсутствие сколько-нибудь заметных литолого-фациальных изменений осадков верхнего мела и палеогена близ некоторых современных горных хребтов в Гоби (Нэмэгэту, Арца-Богдо, частично Гурбан-Сайхан и др.) свидетельствуют о том, что в позднем мелу и палеогене платформенный чехол в Гоби был более сомкнутым и покрывал свыше 80% ее территории. Но сплошным он не был – в области прогиба существовали островные, небольшие по площади выступы доверхнемелового фундамента, не покрывавшиеся осадками верхнего мела и палеогена и выступавшие в качестве местных районов сноса. Это подтверждается литолого-фациальными особенностями отложений осадочного чехла, развитых вблизи.

Олигоценовые отложения в целом близки по своему составу к верхнемеловым, палеоценовым и эоценовым. Однако в отличие от них развиты преимущественно в Западной Монголии (в Долине Озер, Котловине Больших Озер, Барунхурайской впадине и др.); в Гоби они встречаются крайне редко. Здесь они завершают разрез покровного комплекса, а на западе, напротив, ими начинается разрез большинства современных впадин.

Указанное обстоятельство, наряду с отсутствием отложений верхнего мела и нижнего палеогена на западе и севере Монголии, позволило Т.В.Николаевой и В.Ф.Шувалову (1969) прийти к выводу о том, что олигоценовые отложения Западной Монголии, равно как и перекрывающие их здесь миоценовые и нижнеплиоценовые образования, относятся уже не к платформенным, а к молассоидным, сформировавшимся на начальной стадии новейшего горообразовательного этапа, в период зарождения основных контуров современных горных поднятий и межгорных впадин этого региона.

Е.В.Девяткин придерживается иной точки зрения, нашедшей отражение на карте мезозойско-кайнозойской тектоники Монголии. Согласно его мнению, платформенное развитие Западной Монголии продолжалось и в олигоцене.

Ввиду вышеуказанных разногласий структуры позднемелового – эоценового и олигоценового времени (для Западной Монголии) описываются нами раздельно.

ОТЛОЖЕНИЯ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА ГОБИЙСКОЙ ПЛИТЫ

В результате проведенных исследований установлено, что в строении осадочного чехла Гобийской плиты участвуют позднемеловые и палеогеновые отложения.

Осадки платформенного чехла прослеживаются почти непрерывно от крайних юго-западных районов Монголии (Заалтайская Гоби) до Тамцагской впадины (на востоке) и от монголо-китайской границы (на юге страны) до юго-восточной окраины Хангая, южных отрогов Хэнтэя и поднятий Северо-Востока, т.е. на всей гобийской части Монголии, включая юго-восточные районы Гобийского Алтая. Как показали наблюдения, возрастной объем и мощности чехла в области гобийского прогиба не постоянны. В большинстве районов

Гоби в строении чехла участвуют лишь верхнемеловые отложения; палеогеновые отложения пользуются крайне ограниченным площадным распространением. В зависимости от полноты стратиграфического разреза чехла и определенного колебания мощностей верхнемеловых и палеогеновых свит (толщ) по простиранию мощности покровного комплекса варьируют от 150–200 до 500–700 м.

Остановимся на характеристике отдельных стратиграфических подразделений, входящих в состав чехла и на его общей структуре.

В составе верхнемелового комплекса довольно четко выделяются три свиты: сайншандинская, баинширэинская и барунгойотская (Барсболд, 1969; Шувалов, 1970), датируемые соответственно сеноманом, сеноман–сантоном и кампан-маастрихтом.

Сайншандинская свита располагается обычно в основании разреза платформенного чехла и в настоящее время известна во всех гобийских районах Монголии (от Заалтайской Гоби до Тамцагской депрессии). Лишь на севере Южной Гоби достоверных отложений рассматриваемой свиты пока неизвестно. В составе свиты участвуют красноцветные полифациальные (пролювиальные, речные, озерные и смешанного генезиса) отложения, представленные в различной степени сцементированными конгломератами, глинами и песчаниками, среди которых местами отмечаются маломощные покровы базальтов.

Для свиты характерны два типа разреза, один из которых прослеживается наиболее часто и наблюдается в окраинных зонах сеноманского прогиба, а второй, менее распространенный – в его центральных частях. В первом случае разрез свиты представлен ритмично переслаивающимися конгломератами, песчаниками и глинами, во втором – главным образом глинами и песчаниками. Литологические особенности пород, образующих первый тип разреза, свидетельствуют об их пролювиальном и речном происхождении. Во втором случае те же особенности (характер слоистости, вещественный состав и т.д.) отложений указывают на их озерный и озерно-речной генезис. В районах горы Души-Ула (Заалтайская Гоби), хр. Оши-Нуру и горы Сахалак-Ула (Северная Гоби) и горы Хара-Хутул-Ула (Восточная Гоби) в верхах разреза свиты присутствуют покровы основных эффузивов (базальты трапповой формации), мощностью от 20–30 до 100–120 м. Суммарная мощность свиты обычно колеблется в пределах 150–200 м; лишь в Восточной Гоби мощность свиты местами (гора Хара-Хутул-Ула, Хамарин-Хурал и др.) достигает 250–300 м.

Указанные выше литолого-фациальные различия в строении свиты свидетельствуют о том, что в начале сеномана тектоническая обстановка в Монголии еще полностью не стабилизировалась и движения, хотя они и характеризовались меньшей амплитудой, чем в раннемеловое время, были дифференцированными. Лишь к концу сеноманского времени движения приобретают сугубо платформенный характер, на что указывают литолого-формационные особенности отложений баинширэинской свиты.

Породы баинширэинской свиты согласно залегают на отложениях сайншандинской свиты и встречаются обычно в тех же районах, что и последняя. Наиболее широкое распространение она имеет в Восточной Гоби и на востоке Северной Гоби. В Заалтайской Гоби свита известна в Ширэгин-Гашунской, Ингэни-Хобурской и в некоторых других впадинах. Ее присутствие вполне вероятно в Баиндалайской впадине Южной Гоби, где она, по-видимому, скрыта под покровом более молодых верхнемеловых и кайнозойских осадков.

В отличие от сайншандинской свиты баинширэинская свита характеризуется довольно устойчивым по площади литолого-фациальным составом, выдержанностью отдельных пачек и горизонтов и незначительными изменениями их мощностей по простиранию.

В составе баинширэинской свиты преобладают озерные и озерно-речные сероцветные и пестроцветные (красные, красно-бурые, зеленовато-серые и серые) отложения, представленные рыхлыми и слабо сцементированными песчаниками, глинами с прослоями гравелитов (в низах разреза) и внутриформационных ("катунные") конгломератов. Мощность последних обычно не превышает 0,5–1 м.

Мощность свиты составляет 100–150 м; лишь в Восточной Гоби в районах горы Хара-Хутул-Ула, Баин-Ширэ и к северу от г. Сайн-Шанд она достигает 250–300 м.

Породы барунгойотской свиты согласно залегают на отложениях баинширэинской свиты; в некоторых районах Южной Гоби (близ Баин-Дзака, в районе Баин-Далай-сомона и др.) они непосредственно залегают на породах складчатого фундамента. Главными районами распространения свиты являются Заалтайская и Южная Гоби, южные районы Северной Гоби, а также Хара-Хутульский и Сайншандинский районы Восточной Гоби, где она известна под названием джибхалантской свиты (Мартинсон и др., 1969).

По своему формационному составу барунгойотская свита очень близка к баинширэинской свите, а также к палеогеновым отложениям. Низы ее разреза представлены красноцветными, хорошо отсортированными песчаниками с отдельными маломощными прослоями глин, карбонатных пород и реже гравелитов. Верхняя часть разреза сложена пестроцветными песчаниками и глинами с прослоями внутриформационных гравелитов и конгломератов, содержащих многочисленные костные остатки позвоночных и моллюсков. Именно в верхних горизонтах барунгойотской свиты, выделяемых Г.Г. Мартинсоном, А.В. Сочавой и Р.Барсболдом (1969) в Заалтайской Гоби в самостоятельную нэмэгэтинскую свиту, развиты основные местонахождения остатков динозавров и других позвоночных. В фациальном отношении низы свиты представлены главным образом озерными, речными, дельтовыми и эоловыми образованиями, а верхи – речными и озерными отложениями. Характерна исключительная выдержанность литолого-фациального состава свиты и отдельных ее горизонтов и пачек на больших расстояниях, а также крайне незначительные изменения их мощностей по простиранию, свидетельствующие о монотонности и выровненности рельефа в областях осадконакопления и прилегающих к ним районах сноса в конце позднего мела.

Мощность свиты обычно не превышает 100, реже 120–130 м.

Палеогеновые отложения, как уже отмечалось, развиты в Гоби весьма ограниченно. Палеоценовые отложения распространены на севере Южной Гоби, близ Баин-Дзака и колодца Хашиату, где они известны под названием формации Гашато (Berkey, Morris, 1927), и в Заалтайской Гоби (к югу от Бугин-Цаба и в районах Цаган-Хушу, Наран-Булак и Улан-Булак). На подстилающих отложениях барунгойотской свиты палеоценовые осадки лежат без видимого углового несогласия, но с размывом и стратиграфическим несогласием.

В составе отложений палеоцена преобладают озерные и аллювиальные пестроцветные и красноцветные песчаники и глины. Мощность их не превышает 50 –70 м.

Эоценовые отложения развиты главным образом в Нэмэгэтинском районе Заалтайской Гоби к северу от хр. Алтан-Ула (близ горы Хайчин-Ула). В указанном районе они согласно перекрывают вышеописанные палеоценовые отложения. Кроме того, небольшие по площади выходы эоцена известны на юге Восточной Гоби (у горы Эргиль-Обо) и в Долине Озер (Холболджи-Нур, Мэнхэн-Тэг).

Эоценовые отложения представлены главным образом песчаниками и глинами преимущественно серой, желтовато-серой, зеленовато-серой и светло-серой окраски. В верхах разреза эоцена наряду с сероцветными породами присутствуют красноцветные глины и песчаники. В генетическом отношении – это озерные и озерно-речные отложения. Видимая мощность эоценовых отложений колеблется от 30–50 до 80–100 м.

Олигоценовые отложения пользуются незначительным распространением в гобийских районах Монголии. В настоящее время они известны в Восточной Гоби (восточнее сомона Манлай и у горы Эргиль-Обо), а также юго-восточнее Наран-Булака (Заалтайская Гоби) и к югу от хр. Гурбан-Сайхан (в районе гряды Цахир) в Южной Гоби. Вполне вероятно присутствие олигоценовых отложений на западе Северной Гоби, в пограничных районах ее с Долиной Озер.

Наиболее низкие горизонты олигоцена наблюдаются в районе горы Эргиль-Обо. Здесь они представлены сероцветными и пестроцветными песчаниками и

глинами с отдельными горизонтами гравелитов и конгломератов (в верхах разреза). В генетическом отношении это озерные и речные образования; мощность их - 60-80 м.

В остальных районах развиты главным образом среднеолигоценовые песчано-глинистые красноцветные и пестроцветные отложения видимой мощностью от 30-50 до 100 м. В районе гряды Цахир они подстилаются толщей красноцветных конгломератов мощностью до 100 м. и более, относящейся, вероятно, к низам олигоцена.

Как видно из вышеизложенного материала, в состав гобийского покровного комплекса входят различные по возрасту, но довольно однотипные по литолого-формационному составу верхнемеловые и палеогеновые отложения. При этом возрастной объем чехла и его мощность в различных частях Гобийского прогиба не остаются постоянными. Наибольшей полнотой разрез платформенного комплекса характеризуется в южных районах Заалтайской Гоби, где в его составе участвуют все верхнемеловые свиты, палеоценовые, эоценовые и олигоценовые осадки суммарной мощностью до 400-450 м. Из них на палеоген приходится до 150 м и более. В Средней и Восточной Гоби платформенный чехол почти повсеместно представлен лишь верхнемеловыми отложениями, причем нередко с выпадением из разреза верхних горизонтов верхнего мела (барунгойотская свита); роль палеогеновых отложений, встречающихся здесь на весьма ограниченных площадях, незначительна. Суммарная мощность платформенного комплекса варьирует обычно в пределах 200-350 м, и только в Сайншандинском и Хара-Хутульском районах Восточной Гоби мощность верхнего мела достигает 600-700 м.

В Южной Гоби, напротив, в составе платформенного комплекса нередко отсутствуют низы верхнего мела, и он представлен (в северных районах) барунгойотской свитой и отложениями палеогена. Мощность чехла колеблется здесь от 150-200 до 300 м, при этом до 50% мощности приходится на образования палеогена.

Относительно внутренней структуры платформенного чехла Гоби отметим, что на всех подстилающих его складчатых домезозойских, юрских и нижнемеловых образованиях он залегает с заметным угловым региональным несогласием и со значительным размывом. В отличие от всех доверхнемеловых образований верхнемеловые и палеогеновые отложения характеризуются либо горизонтальным, либо близким к нему залеганием с наклоном пластов к центрам депрессионых зон до 2-3°. Существенное увеличение углов падения отмечается лишь в зонах, непосредственно прилегающих к новейшим разломам, где они достигают 20-30° (район горы Хара-Хутул в Восточной Гоби, горы Догшихуу-Ула и горы Сахалак-Ула в Северной Гоби, горы Души-Ула в Заалтайской Гоби и др.), реже до 80-90° (южные склоны хр. Нэмэгэту, гора Алтан-Ула в Заалтайской Гоби, северные склоны хр. Дунд-Сайхан в Южной Гоби). В районе хр. Хул-Хайрхан в Северной Гоби нами наблюдалось даже опрокинутое залегание пластов пород верхнего мела, на которые здесь круто надвинуты палеозойские граниты. Следует в то же время подчеркнуть, что даже при самом незначительном удалении от этих разломов пласты верхнего мела и палеогена быстро выполаживаются и приобретают близкое к горизонтальному залегание.

Изредка внутри чехла удается проследить пологие куполовидного типа брахиантиклинальные структуры с расплывчатыми в плане очертаниями и небольшой (до 100 м) высотой. Как правило, они имеют значительную (до 10-15 км) ширину и вытянутую в плане форму. Сводовым частям этих структур обычно соответствуют пластообразные возвышенности, где породы чехла залегают горизонтально. Более мелких складчатых структур в верхнемеловых и палеогеновых отложениях проследить не удается.

Все вышеуказанные дислокации покровного комплекса связаны в основном с этапом новейшего развития Гоби и являются эпиплатформенными. На это, в частности, может указывать и то, что в зонах разломов верхнемеловые и па-

леогеновые осадки дислоцированы совместно с четвертичными отложениями в одинаковой степени, а также явно новообразованный характер разломов и прилегающих к ним поднятий.

Характеристика структур

Анализ пространственного размещения верхнемеловых и палеогеновых (до эоцена) осадков, их формационного состава и мощностей позволяет выделить два основных элемента в платформенной структуре Монголии: Северо-Монгольское поднятие и Гобийский прогиб, или плиту (рис. 70).

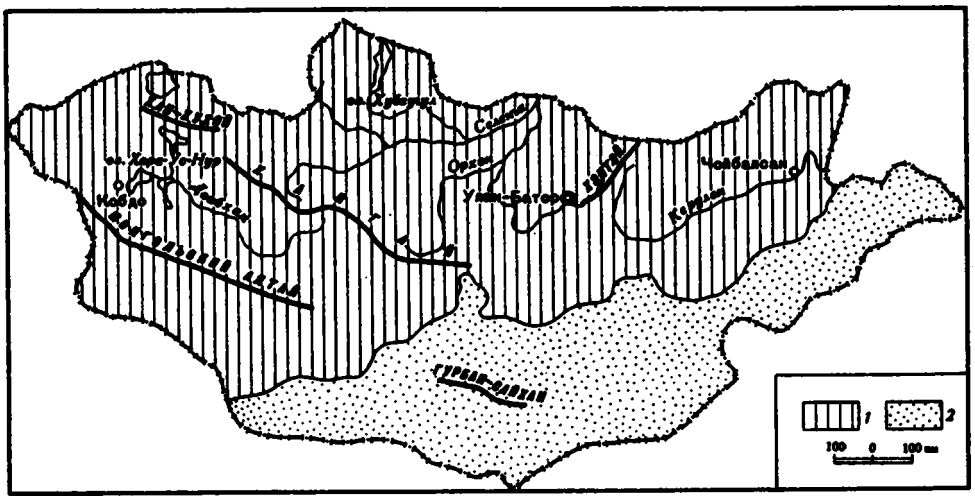


Рис. 70. Схема распространения главных структур платформенного позднемелового-палеогенового этапа развития Монголии

1 - Северо-Монгольское поднятие (щит); 2 - Гобийский прогиб (плита)

СЕВЕРО-МОНГОЛЬСКОЕ ПОДНЯТИЕ

Северо-Монгольское поднятие охватывает территорию Монгольского Алтая, Хангая, Хэнтэя, Прихубсугулья, северо-западную часть Гобийского Алтая и возвышенности, расположенные на северо-востоке страны. Поднятие сложено домезозойскими (главным образом) и мезозойскими (доверхнемеловыми) образованиями. О внутренней структуре поднятия на этапе его платформенного развития судить довольно трудно, ибо осадки верхнего мела и палеогена 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, районах Центральной Монголии и Северо-Востока Монголии, а также литолого-фациального состава отложений платформенного чехла и его мощности в пределах прилегающих районов Гобийской плиты свидетельствуют о том, что в конце позднего мела и в палеогене в области Северо-Монгольского поднятия господствовал равнинный и мелкосопочный денудационный рельеф. Относительные превышения над областью Гобийского прогиба измерялись десятками - первыми сотнями метров (Николаева, 1968, 1971; Николаева, Шувалов, 1969). В наиболее возвышенных частях поднятия относительные высоты были, возможно, несколько большими. Абсолютные высоты в целом, вероятно, не на много превышали его относительные высоты, так как уровень позднемеловых и палеогеновых ак-

кумулятивных равнин Гоби был, очевидно, близок к уровню моря и вряд ли превышал десятки – первую сотню метров. В пользу этого могут свидетельствовать данные об абсолютных высотах морских и континентальных аккумулятивных палеогеновых равнин в соседних районах Западного Китая. Они располагаются здесь на одинаковых отметках, достигающих местами более 2000 м (Мурзаев, 1966). Аналогичные данные о незначительных абсолютных высотах палеогеновых равнин Центральной Азии и соседних районов Сибири и Казахстана приводятся В.М. Синициным (1961), Н.И. Николаевым и С.С. Шульцем (1959), З.А. Сваричевской (1961) и некоторыми другими исследователями.

Одним из косвенных доказательств низкого гипсометрического уровня позднемеловых и палеогеновых равнин Гоби может служить также находка В.Ф. Шуваловым зубов и шипов акул в меловых отложениях Сайншандинского района Восточной Гоби.

Граница Северо-Монгольского поднятия с Гобийским прогибом чрезвычайно неровная, извилистая, с многочисленными "заливами". В краевых частях поднятия нередко наблюдаются отдельные плоские впадины, выполненные верхнемеловыми палеогеновыми осадками. Особенно много таких небольших (до 1500–2000 км^2) впадин на юго-востоке поднятия (Чойренская, Мандалгобийская, Чойбалсанская и др.). Мощность чехла не превышает здесь 100–200 м, чаще она измеряется десятками метров. Заметим, что маломощные отложения верхнего мела и палеогена нередко прослеживаются здесь не только в современных впадинах, но и на приподнятых участках. Это свидетельствует о том, что размеры отдельных впадин в окраинных районах рассматриваемого поднятия в позднем мелу и палеогене, несомненно, были бо́льшими, чем это наблюдается в современном эрозионном срезе, а некоторые из них, вероятнее всего, соединялись с областью Гобийского прогиба.

ГОБИЙСКАЯ ПЛИТА

Гобийская плита, или крупный Гобийский прогиб, в границах Монголии протягивается с востока на запад более чем на 1500 км; его ширина достигает 500 км. Прогиб занимает всю южную и юго-восточную части страны (Заалтайская, Южная, Северная и Восточная Гоби, Тамцагский и Тото-Шаньский районы и юго-восточная часть Гобийского Алтая). К югу от границы Монголии он простирается на территорию Китая. Внутренняя структура Гобийского прогиба довольно сложна. В ней находят отражение элементы как собственно платформенного, так и новейшего этапов развития этой территории (рис. 71). Последние местами значительно усложнили позднемеловую-палеогеновую структуру прогиба. 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, которые мы рассматриваем как синеклизы и разделяющие их, относительно приподнятые, внутренние поднятия. В пределах синеклиз наблюдаются максимальные мощности осадков верхнего мела – палеогена, на поднятиях платформеный чехол либо отсутствует, либо получил ограниченное развитие и имеет незначительную мощность. Синеклизы по своим размерам, как правило, значительно превосходят относительно приподнятые участки плиты; последние носят ярко выраженный островной характер. Внутри некоторых синеклиз в свою очередь также наблюдаются сравнительно небольшие по площади и амплитуде поднятия конседиментационные выступы доверхнемелового фундамента, разделяющие синеклизы на отдельные полуизолированные впадины.

Наряду с конседиментационными поднятиями в пределах синеклиз отмечаются новообразованные поднятия, имеющие, подобно первым, островной характер. Эти поднятия возникли в новейший – неоген-четвертичный – этап развития Монголии. В отличие от конседиментационных поднятий, существовавших в области Гобийского прогиба в позднем мелу и палеогене, новообразованные поднятия характеризуются разломными ограничениями и сильно расчлененным рель-

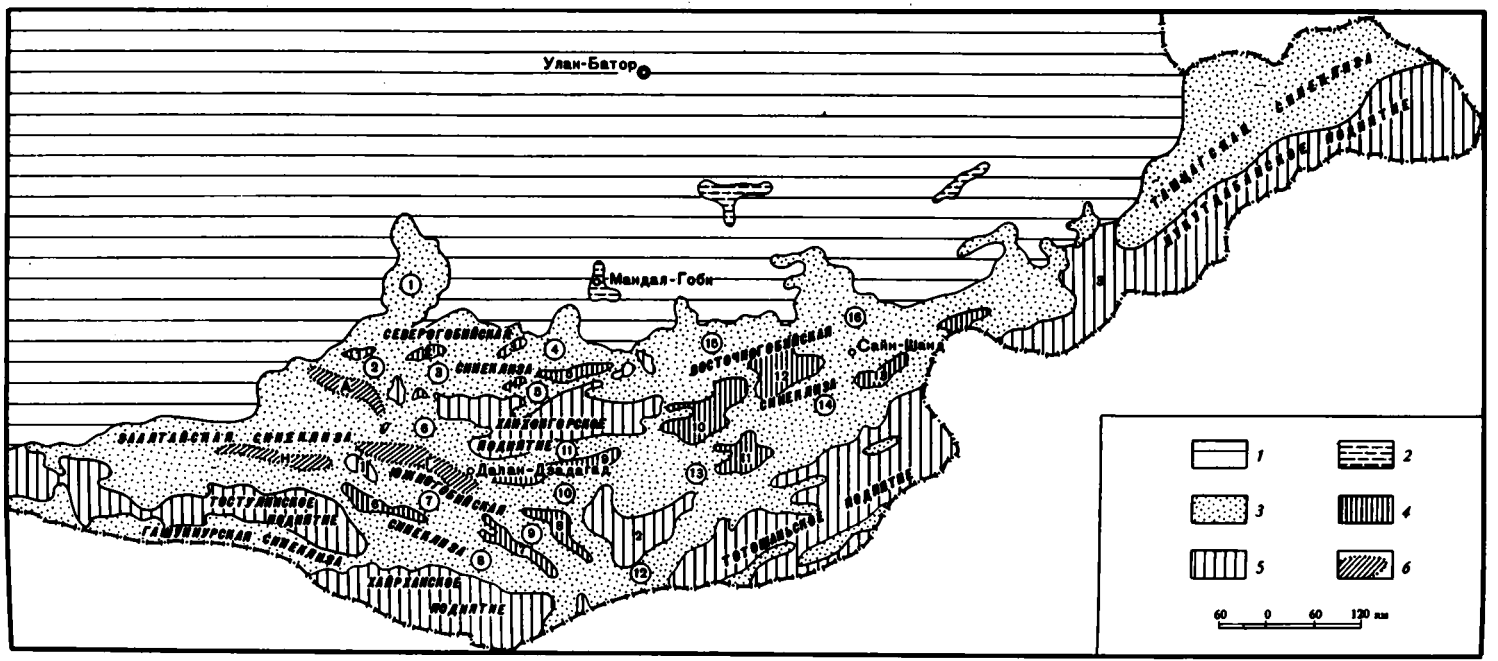


Рис. 71. Схема расположения основных структурных элементов Гобийской плиты

1,2 – Северо-Монгольское поднятие: 1 – область поднятия, 2 – впадина краевых частей поднятия; 3–6 – Гобийская плита: 3 – синеклизы и впадины, 4 – конседиментационные поднятия внутри синеклиз, 5 – поднятия, разделяющие синеклизы, 6 – новообразованные (новейшие) поднятия. Цифры на схеме: Северо-Гобийская синеклиза впадины (3): 1 – Тугуригская, 2 – Ошинуринская, 3 – Хошухидская, 4 – Олдахухидская, 5 – Цогтобинская конседиментационные поднятия (4): 1 – Тэгшинское, 2 – Ахариинское, 3 – Дзэгэстуинское, 4 – Ологойское, 5 – Багахуцинское; Южно-Гобийская синеклиза, впадины (3): 6 – Булганская, 7 – Баиндалайская, 8 – Гунхудукская, 9 – Сангиндалайская, 10 – Аргалинтинская, 11 – Манлайская; конседиментационные поднятия (4): 6 – Дзурумтайское, 7 – Хурхинское, 8 – Яматинское, 9 – Цэцэйское; Восточно-Гобийская синеклиза впадины (3): 12 – Галбынгобийская, 13 – Улугейская, 14 – Дзунбаинская, 15 – Ундуршилинская, 16 – Сайншандинская; конседиментационные поднятия (4): 10 – Мантахское, 11 – Цагансубургинское, 12 – Сайхандуланское, 13 – Тугригинское; поперечные поднятия, разделяющие синеклизы (5): 1 – Бояндобинское, 2 – Могойтинское, 3 – Даригангское; новообразованные поднятия: А – Арцабогдинское, Г – Гурбансайханское, Н – Нэмэгэтинское

ефом. В их строении, наряду с доверхнемеловыми образованиями, обычно принимают участие и осадки верхнемелового-палеогенового возраста. Некоторые из этих поднятий возникли на месте внутренних поднятий позднемелового - палеогенового возраста, другие, такие как хр. Нэмэгэту, Арца-Богдо и другие, - в областях опускания, заполнявшихся отложениями верхнего мела и палеогена. Об этом свидетельствует литолого-фациальный состав развитых здесь верхнемеловых отложений.

Как показывают наблюдения, большинство внутренних конседиментационных поднятий в области Гобийского прогиба в течение позднего мела и палеогена осадками чехла полностью не покрывались, и оставались местными очагами сноса и районами денудационного выравнивания. Лишь единичные поднятия, например Ологойское в Северной Гоби, были перекрыты платформенным чехлом и освободились от него частично (в осевой части) в результате воздымания, происшедшего в конце неоген-четвертичного времени. Конседиментационные поднятия в пределах Гобийской плиты из-за отмеченной специфики не могут быть отнесены к категории антеклиз и поэтому рассматриваются нами под названием "внутренние" поднятия, в отличие от регионального Северо-Монгольского поднятия, являющегося "внешним" по отношению к Гобийскому прогибу.

Наличие внутри Гобийского прогиба конседиментационных поднятий, не перекрывавшихся осадками чехла или покрывавшихся ими частично, обусловлено в значительной мере континентальными условиями формирования этой структуры. Почти все известные эпипалеозойские плиты формировались в условиях морского осадконакопления. В области позднемелового - палеогенового прогиба Гоби озерные бассейны чередовались с участками слабо приподнятой суши, имевшими островной характер развития. Некоторые из этих участков в течение позднемелового и палеогенового времени никогда не перекрывались осадками и были местными областями сноса и районами денудационного выравнивания. Следует также отметить, что в начале позднемелового времени тектоническая активность территории Монголии, и Гоби в частности, была еще весьма значительной. Об этом свидетельствует состав сеноманских отложений и локальные излияния базальтовой лавы. Эти, а возможно и некоторые другие причины, очевидно, и привели к своеобразию внутренней структуры Гобийской плиты.

Внутренние поднятия по размерам и относительной высоте разделяются на две основные группы. К первой относятся поднятия, разграничивающие синеклизы, ко второй - поднятия внутри синеклиз. Первые называются нами внутренними поднятиями, вторые - внутридепрессионными. Разница между ними только в размерах и относительной высоте.

Поднятия первой группы значительно крупнее внутридепрессионных поднятий. Длина первых достигает нескольких сотен километров в длину и 100-150 км в ширину при относительной высоте 200-250 м. Длина внутридепрессионных поднятий обычно не более 80-100 км, ширина - до 30-40 км, а относительная высота составляет десятки метров.

Среди внутренних поднятий, разделяющих синеклизы, различаются ориентированные субпараллельно простиранию последних (продольные поднятия) и поднятия, ориентированные вкрест простирания синеклиз (поперечные поднятия). Наиболее крупные продольные поднятия - Тостулинское, Хайрханское, Хонгорское, Тотошаньское и Нукутдабанское, - разделяющие Заалтайскую, Северо-Гобийскую, Южно-Гобийскую, Восточно-Гобийскую и Тамцагскую синеклизы.

Заалтайская синеклиза расположена на крайнем юго-западе Монголии. С севера и северо-запада она ограничена алтайской частью Северо-Монгольского поднятия, с юга - Тостулинским внутренним поднятием, с северо-востока - молодым поднятием хр. Арца-Богдо. На востоке Заалтайская синеклиза соединяется с Южно-Гобийской синеклизой. Общая структура синеклизы рисуется в виде обширного плоского прогиба, в целом вытянутого в северо-восточном, близком к широтному, направлении. Протяженность ее по широте - свыше 300 км, по меридиану - до 160-170 км (в восточной части). В строении синеклизы участвуют отложения верхнего мела (сайншандинская, баинширэинская и барун-

гойотская свиты), а также осадки палеоценового, эоценового и олигоценового возраста. При этом палеогеновые отложения развиты лишь на юге и в центральной части синеклизы, где наблюдаются и наибольшие мощности чехла, достигающие 350–400 м. В северной части синеклизы мощность чехла, представленного только отложениями верхнего мела, не превышает 250–300 м.

Внутри Заалтайской синеклизы прослеживаются значительные по площади и высотам поднятия (хребты Алтан-Ула, Нэмэгэту, Гильбэнту, гора Онгон-Улан-Ула и др.), ориентированные преимущественно в субширотном направлении и разделяющие синеклизу на ряд соединяющихся впадин: Нэмэгэтинскую, Ширэгин-Гашунскую, Ингэни-Хобурскую, Эхингольскую и др.

Следует, однако, сразу же подчеркнуть, что никакого существенного изменения в литолого-фациальном составе осадков чехла даже в непосредственной близости от этих поднятий не наблюдается; все они ограничены с севера и юга разломами. С учетом этих обстоятельств, а также их современного облика, эти поднятия несомненно следует рассматривать как новообразованные. Складчатые и разрывные дислокации в осадках верхнего мела и палеогена наблюдаются лишь в зонах разломов, ограничивающих указанные выше новейшие поднятия. На остальной части синеклизы платформенный чехол залегает либо горизонтально, либо со слабым (до 2–3°) уклоном к юго-востоку, югу и юго-западу.

Тостулинское внутреннее поднятие ограничивает Заалтайскую синеклизу с юга, протягиваясь на расстояние до 400 км от горы Цаган-Богдо (на западе) до горы Ноян-Ула (на востоке). Ширина этого поднятия составляет 30–50 км. К югу от Тостулинского поднятия располагается Гашуннурская синеклиза, основная часть которой находится за пределами Монголии, в Китае.

Современные границы и абсолютные высоты (до 2500 м) Тостулинского поднятия отличаются от его контуров и высот в позднемеловое и палеогеновое время. Сохранившиеся в различных его частях реликты мел-палеогенового пенеплена указывают на то, что поднятие это представляло собой чередование небольших по площади участков денудационного рельефа, представленного мелкосопочниками и цокольными равнинами, чередующимися в окраинных частях с аккумулятивными аллювиальными и реже пролювиальными равнинами, где мощность осадков чехла не превышала первых десятков – 100 м. Высота отдельных мелкосопочных массивов, сложенных главным образом домезозойскими породами складчатого основания, составляла не более 100–150 м над поверхностью аккумулятивных равнин. Эти отдельные поднятия располагались в виде цепи субширотного простирания, раскинувшейся от современного горного массива Цаган-Богдо на западе до горы Ноян-Ула на востоке. На конседиментационный характер Тостулинского поднятия указывают как реликты древнего денудационного рельефа в его осевых частях, так и преобладание близ него в составе отложений чехла более грубых осадков, чем в центре Заалтайской синеклизы.

Об островном характере мелкосопочных массивов, входивших в состав Тостулинского поднятия, свидетельствуют многочисленные реликты маломощного платформенного чехла, сохранившегося в различных, в том числе и в центральных его частях.

Северо-Гобийская синеклиза, известная в литературе под названием Средне-Гобийской депрессии (Васильев и др., 1959; Николаева, Шувалов, 1969; Николаева, 1971), или Северо-Гобийского прогиба (Шувалов, 1972), занимает крайнюю северо-западную часть Гобийской плиты. С севера и северо-запада она ограничена хангайской частью Северо-Монгольского поднятия; от соседних с юга Заалтайской и Южно-Гобийской синеклиз ее отделяют соответственно молодые поднятия хр. Арца-Богдо и Ханхонгорское конседиментационное внутреннее поднятие. На востоке Северо-Гобийская синеклиза отделяется поперечным субмеридиональным Баиндобинским поднятием от Ундуршилинской впадины (Восточно-Гобийская синеклиза).

В целом, Северо-Гобийская синеклиза представляет собой плоский, вытянутый в субширотном направлении более чем на 300 км прогиб, выполненный преимущественно верхнемеловыми пестроцветными отложениями изменчивой

мощности (от 150–200 до 350–400 м). Наибольшей ширины он достигает в западной своей части (до 150–160 км).

Колебания мощностей верхнемеловых отложений внутри прогиба объясняются неровностями его дна; во многих местах складчатые доверхнемеловые образования выходят здесь на дневную поверхность и участвуют в строении конседиментационных поднятий различной величины и ориентировки.

К числу наиболее значительных внутридепрессионных поднятий относятся Ахариинское, Олгойское, Дзэгэстуинское, Багахуцинское, Хэцуцабское и Тэгшинское. Конседиментационный характер этих поднятий подчеркивается их выровненным денудационным рельефом и литолого-фациальными особенностями отложений чехла, развитыми как близ них, так и на самих поднятиях. Некоторые из этих поднятий, в частности Ологойское, в позднемеловое время в значительной мере были перекрыты осадками платформенного чехла и освободились от него лишь в конце кайнозоя в результате новейших поднятий. Об этом свидетельствует рельеф денудационных равнин восточной части Ологойского поднятия, отличающийся многочисленными островами маломощного верхнемелового покрова и реликтами красноцветной коры выветривания, сохранившимися в пониженных участках этих равнин.

Отмеченными выше конседиментационными поднятиями Северо-Гобийская синеклиза разделяется на ряд полуизолированных впадин: Тугуригскую, Ошинуринскую, Хошухидскую, Олдахухидскую и Цогтообинскую, ориентированных (за исключением Тугуригской впадины) в субширотном направлении. Последняя вытянута в северо-восточном и субмеридиональном направлении.

Тугуригская впадина расположена в северо-западной части Северо-Гобийской синеклизы, в среднем течении р. Онгыйн-Гол. Протяженность впадины около 160 км, ширина – до 60 км. Впадина выполнена преимущественно отложениями сайншандинской и баинширэинской свит. В юго-западной части впадины в ее строении, наряду с верхнемеловыми отложениями, участвуют маломощные палеогеновые осадки. Суммарная мощность отложений в северо-восточной части впадины колеблется от 150 до 250 м, на юге она несколько больше (до 300–350 м).

Ошинуринская впадина расположена к югу от Тугуригской и отделяется от нее частично Тэгшинским и Дзэгэстуинским поднятиями. С соседней с юга Заалтайской синеклизой она соединяется в районе хр. Арца-Богдо. Протяженность впадины по широте – до 70–80 км, по меридиану – до 40 км. В своих северной и центральной частях впадина выполнена отложениями сайншандинской и баинширэинской свит, имеющих суммарную мощность до 300 м; на западе, кроме того, присутствуют палеогеновые отложения мощностью до 50–70 м, а на юго-востоке – отложения барунгойотской свиты.

Хошухидская и соседняя к востоку Олдахухидская впадины почти целиком выполнены верхнемеловыми отложениями сайншандинской и баинширэинской свит мощностью от 250–300 до 400 м. Лишь в северной и западной частях Хошухидской впадины, кроме верхнемеловых отложений, возможно присутствие незначительной мощности палеогеновых осадков, а на юге и в центре впадины – отложений барунгойотской свиты.

Обе впадины характеризуются сложными очертаниями своих северных частей, прилегающих к Северо-Монгольскому поднятию, и довольно значительными размерами. Хошухидская впадина имеет протяженность с севера на юг около 100 км, а с востока на запад – около 130 км, Олдахухидская – соответственно 80 и 100 км.

Цогтообинская впадина расположена к югу от Олдахухидской и отделяется от нее Багахуцинским и частично Олгойским поднятиями. От Южно-Гобийской синеклизы рассматриваемая впадина отделена Ханхонгорским внутренним поднятием. Протяженность впадины с запада на восток составляет более 70 км, с севера на юг – 30–50 км. Впадина выполнена отложениями сайншандинской и баинширэинской свит, имеющих суммарную мощность до 300–350 м.

Отмеченные выше внутридепрессионные поднятия значительно уступают по площади описанным впадинам и подобно большинству из них вытянуты в субширотном направлении. Прослеживаемая в современном эрозионном срезе их ширина колеблется от 5–7 до 25–30 км, а протяженность – от 20–30 до 70–80 км. На всех поднятиях сохранились реликты маломощного платформенного чехла, свидетельствующие о том, что в позднем мелу и начале палеогена выступы складчатого фундамента в пределах Северо-Гобийской синеклизы имели значительно меньшие размеры, чем это наблюдается сейчас. Многочисленные реликты древней поверхности выравнивания в пределах этих поднятий указывают на то, что они характеризовались выровненным равнинно-мелкосопочным рельефом, отдельные вершины которого возвышались на несколько десятков метров над уровнем окружавших их аккумулятивных равнин.

Ханхонгорское внутреннее поднятие разделяет Северо- и Южно-Гобийскую синеклизы и протягивается в субширотном направлении от старого сомона Мандал-Обо (на западе) до сомона Манлай (на востоке) на расстояние до 270 км. Наибольшей своей ширины (до 80 км) оно достигает к северу от сомона Хан-Хонгор. Поднятие сложено главным образом метаморфизованными палеозойскими и частично нижнемеловыми складчатыми образованиями. Местами, кроме того, присутствуют маломощные (до 50–60 м) отложения верхнего мела. Конседиментационный характер поднятия четко фиксируется заметным погрубением близ него осадков покрова и развитием по его окраинам пролювиальных и аллювиальных фаций верхнего мела.

Ханхонгорское поднятие характеризуется равнинно-мелкосопочным рельефом, вершины которого возвышались не более чем на 100 м над поверхностью окружающих его равнин, сложенных верхнемеловыми и палеогеновыми отложениями.

Южно-Гобийская синеклиза расположена в южной части Гобийской плиты. С севера она ограничена описанным выше Ханхонгорским поднятием, с юга – Хайрханским внутренним поднятием. От соседней с востока Восточно-Гобийской синеклизы ее частично отделяет Могойтинское поперечное поднятие, а от Заалтайской синеклизы – Дэлгэрэхско-Эрэнское поднятие. В целом Южно-Гобийская синеклиза представляет собой обширный плоский прогиб доверхнемелового фундамента, вытянутый в северо-западном направлении на 350–400 км при ширине более 200 км. Этот прогиб выполнен преимущественно верхнемеловыми и в меньшей мере палеогеновыми отложениями суммарной мощностью до 300–350 м.

Внутри прогиба выделяются Булганская, Аргалинтинская, Баиндалайская, Сангиндалайская, Гунхудукская и Манлайская впадины и разделяющие их Гурбансайханское, Дзурумтайское, Яматинское, Хурхинское и Цэцэйское внутридепрессионные поднятия.

Булганская впадина, приуроченная к северо-западной части синеклизы, вытянута с северо-запада на юго-восток более, чем на 200 км при ширине до 80 км. С севера она ограничена Ханхонгорским региональным поднятием, а с юга – Гурбансайханским поднятием. Впадина выполнена преимущественно верхнемеловыми отложениями барунгойотской свиты и палеоценовыми осадками мощностью до 250 м.

Баиндалайская впадина, отделенная от Булганской впадины Гурбансайханским поднятием и расположенная к югу от нее, имеет такую же ориентировку, но значительно уступает Булганской впадине по размерам (около 130 км в длину и до 50 км в ширину). От расположенной южнее Гунхудукской впадины ее отделяет сравнительно узкое (до 25 км) Дзурумтайское поднятие. Баиндалайская впадина выполнена главным образом отложениями барунгойотской свиты мощностью до 150 м. В северо-западной части впадины у гряды Цахир в ее строении, кроме того, участвуют олигоценовые отложения. Вполне вероятно, что Булганская и Баиндалайская впадины в позднем мелу и палеогене представляли собой единую впадину, а разделяющее их Гурбансайханское поднятие либо полностью отсутствовало, либо было значительно меньшим по протяженности. Об этом свидетельствуют границы Гурбансайханского поднятия,

выраженные разломами, альпийский рельеф, отсутствие заметных фациальных изменений верхнемеловых отложений по мере приближения к этому современному хребту высотой свыше 2000 м и сходство разрезов осадков чехла в разделяемых им впадинах.

Аргалинтинская впадина расположена на востоке синеклизы. В своей восточной части она имеет северо-западное, близкое к меридиональному направление, а на западе - субширотное. Протяженность впадины около 180 км, ширина - до 30 км. С севера ее ограничивает Цэцэйское, а с юга Гурбансайханское и Яметинское поднятия. От Восточно-Гобийской синеклизы Аргалинтинская впадина частично отделяется Могойтинским поперечным поднятием. Рассматриваемая впадина выполнена верхнемеловыми отложениями сайншандинской, баинширэинской и барунгойотской свит мощность до 250-300 м.

Сангиндалайская впадина, расположенная юго-западнее, значительно уступает Аргалинтинской по размерам (около 80 км в длину и 30 км в ширину) и имеет северо-западное простирание. Она сложена верхнемеловыми и частично, возможно, палеогеновыми отложениями небольшой мощности. С северо-востока ее ограничивает Яматинское поднятие, с юго-запада - Хурхинское. На юго-востоке Сангиндалайская впадина постепенно переходит в Галбын-Гобийскую впадину, относящуюся к Восточно-Гобийской синеклизе.

Гунхудукская впадина расположена в южной части описываемой синеклизы к югу от Дзурумтайского и Хурхинского поднятий. С запада она ограничена Тостулинским, а с юга Хайрханским внутренними поднятиями. Впадина вытянута с юго-востока на северо-запад более чем на 200 км; наибольшая ее ширина около 50 км. Она выполнена верхнемеловыми, а на юго-востоке и палеогеновыми отложениями суммарной мощностью до 350 км.

Манлайская впадина занимает крайнюю северо-восточную часть Южно-Гобийской синеклизы, располагаясь между Ханхонгорским внутренним поднятием с севера и Цэцэйским внутридепрессионным поднятием с юга. Впадина вытянута в субширотном направлении на 130 км при наибольшей ширине до 35 км. В строении впадины участвуют главным образом отложения сайншандинской, баинширэинской и барунгойотской свит мощностью до 250-300 м. В восточной части впадины совместно с верхнемеловыми отложениями присутствуют олигоценовые осадки мощностью до 50-60 м.

Отмеченные выше внутридепрессионные поднятия в целом уступают впадинам по размерам и сложены преимущественно палеозойскими метаморфизованными образованиями. Наиболее крупными из них являются Цэцэйское, Яматинское и Хурхинское, имеющие протяженность до 100 км и ширину от 10-15 до 35-40 км. За исключением Хурхинского поднятия,все они характеризуются слабо расчлененным равнинно-мелкосопочным денудационным рельефом. Хребет Хурхэ-Ула, являющийся продолжением на юго-восток горной группы Гурбан-Сайхан, характеризуется низкогорным рельефом с относительными высотами до 600-700 м, возникшим в эпоху новейшей активизации. Сохранившиеся в его осевых и краевых частях реликты мел-палеогенового пенеплена свидетельствуют о том, что в позднем мелу и палеогене это поднятие по своему рельефу было, вероятно, сходно с Цэцэйским, Яматинским и др. Но нельзя исключить вероятность того, что значительная часть Хурхинского поднятия является новообразованной, подобно Гурбан-Сайханскому поднятию. Состояние изученности литолого-фациального состава окружающих поднятие осадков верхнего мела и палеогена не дает пока возможности однозначно ответить на этот вопрос.

Хайрханское внутреннее поднятие ограничивает Южно-Гобийскую синеклизу с юга, занимая крайний юг гобийской части Монголии. В пределах Монголии расположена лишь северная часть этого поднятия, включающая хр. Барун-Цохе-Нуру, массивы с вершинами Халдзан-Ула, Элигэн-Ула, Хух-Мориту-Ула, Ончи-Хайрхан-Ула и др. Поднятие вытянуто в субширотном направлении, имеет протяженность свыше 200 км при максимальной ширине (в пределах территории Монголии) до 100-110 км. В его строении участвуют

главным образом доверхнемеловые (палеозойские и мезозойские) складчатые образования, местами перекрытые маломощным (до 50–70 м) покровом горизонтально залегающих осадков верхнего мела и, возможно, местами палеогена. Относительные высоты поднятия колеблются от нескольких десятков до 150–200 м, реже до 300 м.

Восточно-Гобийская синеклиза, расположенная на юго-востоке Гоби, является одной из наиболее крупных. Этот обширный плоский прогиб доверхнемелового фундамента вытянут с юго-запада на северо-восток более чем на 500 км. Ширина его колеблется от 100–150 до 200–250 км (в районе г. Сайн-Шанд). Синеклиза выполнена главным образом верхнемеловыми отложениями сайншандинской, баинширэинской и барунгойотской (джибхалантской) свит суммарной мощностью от 200–300 до 600–700 м. С юга Восточно-Гобийская синеклиза ограничена крупным Тотошаньским внутренним поднятием, с севера – Северо-Монгольским региональным поднятием, точнее его юго-восточной частью, расположенной к югу от Хэнтэя. От смежных Южно-Гобийской и Тамцагской синеклиз Восточно-Гобийская синеклиза отделена Могойтинским и Даригангским поперечными поднятиями. В западной части синеклизы расположены Сайхандуланское и Мантахское внутридепрессионные поднятия, разделяющие синеклизу на две субпараллельные ветви – северную (Ундуршилинскую) и южную (Улугейско-Дэунбаинскую); обе ветви соединяются в районе г. Сайн-Шанд.

Ундуршилинская ветвь представлена одноименной впадиной, вытянутой в северо-восточном направлении более чем на 160 км, ширина ее колеблется от 15–20 до 60 км (в районе сомона Ундур-Шиль). От соседней с запада Северо-Гобийской синеклизы Ундуршилинская впадина отделена Баяндобинским поперечным поднятием.

В строении впадины участвуют красноцветные отложения верхнего мела и, возможно, палеогена (к западу от сомона Ундур-Шиль) мощностью до 300–350 м. Наибольшие мощности отмечаются в центральной части впадины.

Южная ветвь синеклизы состоит из трех соединяющихся впадин: Галбын-Гобийской, Улугейской и Дэунбаинской.

Галбын-Гобийская впадина занимает крайнюю юго-западную часть синеклизы и расположена к югу от Могойтинского поднятия и к западу от Тотошаньского внутреннего поднятия. В пределах Монголии находится лишь ее северная часть. Впадина вытянута в субширотном направлении, имеет длину около 100 км и ширину (в пределах Монголии) – до 60 км. Слагающие ее осадки изучены пока крайне слабо. Судя по последним данным, полученным Палеонтологической экспедицией АН СССР и АН МНР, впадина сложена верхнемеловыми отложениями видимой мощностью до 100 м. Исходя из данных о строении других позднемеловых и палеогеновых впадин Монголии, можно предположить, что мощность отложений платформенного чехла должна достигать здесь не менее 200–250 м.

Улугейская впадина имеет изометричную, но сложных очертаний форму с наибольшим поперечником с запада на восток до 250 км и с севера на юг – до 100–120 км. Она сложена главным образом верхнемеловыми отложениями барунгойотской и баинширэинской свит, а на юго-востоке (близ горы Эргиль-Обо) – олигоценовыми и, возможно, эоценовыми осадками. Вполне вероятно присутствие здесь и отложений сайншандинской свиты. Мощности верхнемеловых и палеогеновых отложений достигают соответственно 250–300 и 100–150 м. С запада впадина ограничена Могойтинским поперечным поднятием, с севера – Мантахским поднятием, с юга – Тотошаньским внутренним поднятием. От расположенной к северо-западу Дэунбаинской впадины ее частично обособляет Цагансубургинское внутридепрессионное поднятие.

Дэунбаинская впадина расположена в центральной части Восточной Гоби. С северо-запада и с севера ее ограничивают Мантахское и Сайхандуланское поднятия, с юго-запада – Цагансубургинское, а с юго-востока – Тотошаньское поднятия. От Сайншандинской впадины на северо-западе она частично от-

делена Тугуригским внутридепрессионным поднятием. Впадина вытянута в северо-восточном, близком к широтному, направлении. Протяженность ее с востока на запад – около 200 км, с юга на север – до 100 км. Судя по мощности выполняющих ее верхнемеловых отложений (300–500 м, местами – до 700 м), – это наиболее глубокая позднемеловая впадина Монголии. Разрез ее представлен сайншандинской, баинширэинской и барунгойотской (джибхалантской) свитами. Наибольшей полнотой он характеризуется на северо-западе впадины, близ горы Хара-Хутул-Ула; здесь же отложения имеют и наибольшую (до 600–700 м) мощность. Не исключено, что здесь, наряду с верхнемеловыми, присутствуют и палеогеновые отложения. В других частях Дзунбаинская впадина сложена отложениями сайншандинской и баинширэинской свит мощностью от 300–400 до 500 м (район сомонов Хамарин-Хурал и Баин-Ширэ).

Северо-восточная часть Восточно-Гобийской синеклизы представлена Сайншандинской впадиной, имеющей сложную конфигурацию и в целом вытянутой в субширотном направлении. Протяженность ее (с запада на восток) свыше 300 км; наибольшая ширина (на западе) – до 150–160 км. Это одна из крупнейших позднемеловых впадин не только востока, но и всей гобийской части Монголии. Как мы уже отмечали, на западе она соединяется с Ундуршилинской впадиной, от которой частично обособляется Сайхандуланским поднятием. То же поднятие, наряду с Тугригинским, отделяет ее от Дзунбаинской впадины. От Тамцагской синеклизы Сайншандинская впадина отделена Даригангским поперечным поднятием. Северной ее границей служит краевая, юго-восточная часть Северо-Монгольского поднятия.

Сайншандинская впадина сложена верхнемеловыми отложениями. Наибольшей полнотой ее разрез характеризуется в центральной и юго-западной частях, где в нем участвуют отложения всех трех верхнемеловых свит суммарной мощностью до 500 м. На северо-западе и востоке впадина сложена сайншандинской и баинширэинской свитами, общей мощностью до 300 м.

Наиболее значительными внутридепрессионными поднятиями в пределах Восточно-Гобийской синеклизы являются Мантахское, Сайхандуланское и Цагансубургинское. Первые два из них сложены в основном палеозойскими метаморфизованными образованиями и характеризуются слабо расчлененным равнинно-мелкосопочным денудационным рельефом, приподнятым на несколько десятков метров (реже до 150 м) над поверхностью окружающих их впадин. Оба поднятия вытянуты в северо-восточном, близком к широтному направлении, имеют протяженность соответственно около 150 и 110 км и ширину – до 70–80 км.

Цагансубургинское поднятие характеризуется сложными очертаниями, но в целом также вытянуто с востока на запад. Длина его – до 100 км, ширина – до 50 км. В отличие от первых двух поднятий оно сложено в одинаковой степени как палеозойскими, так и юрско-нижнемеловыми складчатыми образованиями. Конседиментационный характер всех этих поднятий отчетливо фиксируется составом окружающих их осадков верхнего мела, среди которых основная роль принадлежит пролювиальным и речным фациям.

Как мы отметили, Восточно-Гобийская синеклиза от соседних синеклиз отделяется рядом поперечных поднятий (Могойтинским, Баяндобинским и Даригангским).

Могойтинское поднятие, разделяющее Южно- и Восточно-Гобийские синеклизы, почти целиком сложено домезозойскими складчатыми образованиями и подобно большинству других выступов фундамента характеризуется равнинно-мелкосопочным денудационным рельефом. Ширина его составляет около 100 км, протяженность по меридиану – до 120 км. В краевых его частях нередко отмечаются маломощные отложения покрова.

Баяндобинское поднятие, разграничивающее Ундуршилинскую впадину от Олдахухидской впадины (Северо-Гобийская синеклиза), отличается незначительной шириной (до 15 км) и протяженностью (до 40 км с севера на юг). Оно сложено также главным образом домезозойскими метаморфизованными породами фундамента.

Даригангское поднятие, в отличие от двух вышеописанных, сложено молодыми неоген-четвертичными базальтами и лишь на севере палеозойскими породами фундамента. Не исключено, что в южной части поднятия под базальтами залегают не только палеозойские, но и верхнемеловые отложения; Восточно-Гобийская и Тамцагская синеклизы в прошлом, вероятно, соединялись между собой.

Тотошаньское внутреннее поднятие расположено к югу от описанной синеклизы до границы с Китаем и вытянуто с юго-запада на северо-восток более чем на 500 км, наибольшая его ширина (в границах Монголии) в районах сомонов Улан-Бадрах и Хубсугул составляет около 120-130 км. В строении поднятия участвуют палеозойские и, в меньшей мере, мезозойские (юрские и нижнемеловые) складчатые образования. В его пределах наблюдается целый ряд относительно опущенных районов, где доверхнемеловой складчатый фундамент перекрыт маломощным (до 100 м) чехлом горизонтально залегающих осадков верхнего мела и палеогена. Последние в прошлом имели, вероятно, значительно большее распространение в пределах поднятия, о чем свидетельствует нередкая приуроченность их к депрессионным понижениям типа грабенов, ограниченных разломами, а также явно новообразованный молодой облик разделяющих их структур. Современный облик и рельеф Тотошаньское поднятие приобрело лишь в эпоху новейшей активизации. В позднем мелу и палеогене оно было несомненно менее контрастным и приподнятым. Судя по широко распространенным реликтам денудационного и аккумулятивного рельефа, в области современного хр. Тото-Шань и прилегавших к нему районах господствовал слабо расчлененный равнинный и мелкосопочный денудационный рельеф, сочетавшийся с аккумулятивными равнинами; относительные превышения рельефа составляли не более 150-200 м.

Тамцагская синеклиза занимает крайнюю, северо-восточную часть Гобийского прогиба и значительной своей частью расположена на территории Китая. В границах Монголии находится ее юго-восточная часть, вырисовывающаяся в виде плоского прогиба, имеющего северо-восточную ориентировку, заполненного отложениями сайншандинской и баинширэинской свит суммарной мощностью до 250-300 м. В ряде мест верхнемеловые отложения перекрыты неогеновыми и четвертичными осадками изменчивой (от 20 до 200 м) мощности. Протяженность синеклизы с юго-востока на северо-запад (в границах Монголии) - около 300 км, с севера на юг - до 150 км. С юга она ограничена Нукутдабанским внутренним поднятием, с запада - восточной частью Северо-Монгольского поднятия. В отличие от всех других синеклиз, Тамцагская синеклиза представляет собой единую впадину, наиболее прогнутую в центральной и северо-восточной своих частях.

Нукутдабанское внутреннее поднятие ограничивает с юго-востока Тамцагскую синеклизу, простираясь в северо-восточном направлении более, чем на 300 км. Ширина поднятия в границах Монголии - до 80-90 км. Оно сложено палеозойскими и юрскими складчатыми образованиями и гранитоидами. Сохранившиеся в хр. Нукут-Дабан реликты мел-палеогенового пенеплена свидетельствуют о том, что рельеф его был в это время сходен с рельефом большинства других региональных поднятий, располагавшихся в зоне Гобийского прогиба, представляя собой сочетание слабо приподнятых денудационных равнин и мелкосопочника.

Как видно из вышеприведенного материала, основные структурные элементы платформенного этапа развития Монголии заложились в начале позднего мела, когда обширная область слабого относительного поднятия, включавшая всю северную и западную части Монголии, обособилась от гобийской части страны, испытавшей общее опускание. К этому времени тектонический рельеф Монголии, возникший в эпоху предшествующей мезозойской активизации, еще не был полностью снивелирован, да и сами движения хотя и были невелики по амплитуде, но имели еще дифференцированный характер. В конце сеноманского времени тенденция Северной и Западной Монголии к общему слабому поднятию, а гобийского

региона – к относительному опусканию сохраняется, но движения приобретают уже характер, близкий к платформенному.

Область Северо-Монгольского поднятия постепенно выравнивается и сносимый с нее обломочный материал продолжает заполнять Гобийский прогиб. Нивелируется рельеф и в самом прогибе за счет уменьшения высоты внутренних поднятий при одновременном повышении уровня дна впадин.

В конце позднего мела в области прогиба отмечается некоторое расширение площади аккумуляции, происходившее за счет сокращения площади внутренних поднятий и дальнейшей нивелировки рельефа. К началу кайнозоя основные черты платформенной структуры Монголии были сформированы. В области Северо-Монгольского поднятия денудационные процессы привели к формированию равнинно-мелкосопочного рельефа, развитого на дислоцированных доверхнемеловых образованиях; в Гобийском прогибе к этому времени основным типом рельефа были аккумулятивные озерно-аллювиальные равнины, среди которых располагались островные, слабо приподнятые и небольшие по площади массивы денудационных равнин и мелкосопочников.

В начале и середине палеогена общий характер рельефа Монголии почти не изменился. Произошло лишь значительное сокращение площади осадконакопления в Гоби и превращение многих аккумулятивных равнин в денудационные плато. К концу эоцена общая пенепленизация территории Монголии практически завершилась, а количество и размеры районов осадконакопления сократились до минимума.

В олигоцене происходит существенное усложнение структуры Северо-Монгольского поднятия, особенно его западной и юго-западной частей. Здесь вовлекаются в опускание обширные впадины (Долина Озер, Котловина Больших Озер, Барунхурайская и др.). Развитие гобийского региона Монголии в это время продолжается в плане, унаследованном с начала и середины палеогена.

СТРУКТУРЫ ПЛАТФОРМЕННОГО ЭТАПА РАЗВИТИЯ МОНГОЛИИ

Верхний мел – палеоген для территории Монголии рассматриваются как этап платформенного развития (Николаева, Шувалов, 1969; Нагибина и др., 1970). К концу нижнего мела процессы мезозойской активизации ослабевают; в верхнем мелу и палеогене происходит постепенная нивелировка тектонического рельефа и образование поверхности выравнивания. Последняя имела полигенетический характер – эрозионно-денудационный в областях поднятий и аккумулятивный в относительно опущенных районах.

Важно отметить, что отражением стабилизации тектонического режима и выравнивания рельефа было образование регионального горизонта коры выветривания, затронувшего как породы домезозойского основания, так и отложения нижнего мезозоя (Девяткин, 1970; Девяткин и др., 1970а,б).

Отложения платформенного чехла в Западной Монголии сохранились в пределах Предалтайской и Долиноозерской депрессионных зон, где они плащеобразно залегают как на размытой поверхности дислоцированных нижне- и верхнемезозойских отложений, так и на денудированных структурах палеозойского основания. В ряде участков Западной Монголии отложения платформенного чехла сохранились от размыва и за пределами зон мезозойских прогибов.

В Западной Монголии и Долине Озер осадки платформенного чехла охватывают только верхи эоцена-олигоцена (свиты Холбоджи-Нур, Хан-Тайшири, Бэгэр или Шанд-Гол). Причем для крайних северо-западных и западных частей этого региона известны лишь средне-верхнеолигоценовые отложения, что подтверждает общую закономерность, выражающуюся в сокращении возрастного объема и омоложении платформенного чехла, выявленную для всей территории Монголии (Барсболд, 1969).

Отложения платформенного чехла Западной Монголии представлены полимиктовыми песками, гравийниками и галечниками, глинами (эоцен-нижний олигоцен), сменяющимися выше красноцветными глинами и песками среднего-верх-

него олигоцена, изредка содержащими несколько прослоев базальтов. Их общая мощность не превышает 150–200 м. Наиболее выдержаны и широко распространены по площади осадки самых верхних частей разреза платформенного чехла (свиты Бэгэр и Шанд-Гол). Они отличаются наибольшей тонкозернистостью своего состава (красноцветные глины, пески). Эти отложения развиты как в пределах впадин, так и выходят далеко за их окраины, встречаясь в понижениях денудационного рельефа поверхности выравнивания. Такой литолого-формационный состав осадков указывает на максимальную стабилизацию тектонических движений и резкое ослабление денудационных процессов, которое было характерно для заключительных стадий платформенного этапа.

В отличие от красноцветных толщ среднего – верхнего олигоцена отложения нижних горизонтов разреза платформенного чехла (эоцен-нижний олигоцен) приурочены в своем распространении к относительно опущенным в то время зонам Предалтайской и Долиноозерной впадин. Это указывает на то, что в период платформенного развития территории тенденция унаследованности к прогибанию некоторых (наиболее мобильные и крупные) зон мезозойских впадин сохранилась. По распространению отложений платформенного чехла в Западной Монголии вырисовываются следующие структуры.

Барунхурайская синеклиза расположена на крайнем юго-западе Монголии. Она представляет очень плоский прогиб домезозойского основания, в пределах которого развиты почти горизонтально лежащие осадки олигоцена небольшой (до 100 м) мощности. В плане синеклиза имеет нечеткие очертания, достигая длины около 150 км и ширины до 100 км. По окраинам этой структуры породы основания выходят на поверхность отдельными невысокими массивами, имеющими четкий денудационный облик. Олигоценовые отложения обрамляют эти выступы, заходят на пониженные перемычки между ними, подчеркивая их конседиментационный характер. Фациальный анализ осадков платформенного чехла показывает, что погрубение материала осадков также характерно для окраинных частей синеклизы, а наибольшие мощности приурочены к ее центру.

Алтайское поднятие в течение этапа платформенного развития территории было выражено в виде относительно приподнятой структуры, где господствовали процессы денудации. Сформировавшаяся в то время денудационно-эрозионная поверхность выравнивания хорошо сохранилась до настоящего времени в осевых частях Монгольского и Гобийского Алтая. Она представляет собой слаборасчлененную, всхолмленную поверхность, с отдельными останцовыми массивами, возвышающимися над ней, с очень дряхлыми чертами эрозионного рельефа, имеющего относительные превышения (в пределах единой поверхности) не более 300–500 м.

Общий облик рельефа этой поверхности выравнивания довольно типичен для многих районов Монголии. Он сохранился как в областях новейших поднятий (Алтай, Хангай), так и в относительно опущенных зонах, особенно по окраинам новейших впадин (Николаева, Шувалов, 1969; Николаева, 1971). Очень важно определение первичного гипсометрического положения этого древнего рельефа, особенно для анализа амплитуд последующих новейших деформаций. Так, Т.В. Николаева и В.Ф. Шувалов (1969) определяют его гипсометрический уровень в первые сотни метров, считая его наиболее низким за всю мезокайнозойскую историю. Материалы по этому вопросу по сопредельным регионам СССР (Алтае-Саянская область, Тува), приводимые Е.В. Девяткиным (1965) и И.С. Чумаковым (1965), в книге "Алтае-Саянская область"(1969), Г.И. Рейснером (1971) и другими позволяют оценивать гипсометрическое положение рельефа поверхности выравнивания в этих регионах в пределах до 1000 м абсолютной высоты. Эта, хотя и весьма ориентировочная, величина вполне согласуется с материалами по Монголии. Так, средние высоты поверхностей выравнивания, лежащих на окраинных частях сводовых поднятий новейшего времени (Южно-Хангайское плато, Западный Хангай), на переходе их к областям новейших опусканий – межгорным впадинам (Долиноозерская, Котловина Больших Озер) – составляют примерно эту величину. Приблизительно на

этих же высотах развита полигенетическая поверхность, сформированная осадками платформенного чехла в Заалтайской и Юго-Восточной Гоби. Таким образом, данную величину можно принять за относительный "высотный репер", позволяющий оценивать послеплатформенные деформации.

Естественно, что на этапе платформенного развития области поднятия должны были занимать более высокое положение, поскольку они были объектами денудации и сноса материала в пониженные области - синеклизы. Их высоты должны были на несколько сотен метров превышать поверхности синеклиз. Таким образом, палеорельеф Алтайского поднятия на этапе платформенного развития представлял собой, по-видимому, слабо расчлененную мелковсхолмленную поверхность, с отдельными платообразными массивами и низкогорными кряжами, возвышающимися над общей пенепленизированной поверхностью.

Предалтайская зона в период платформенного развития территории Монголии представляла собой цепочку плоских депрессий, в которой накапливались осадки олигоцена небольшой (до 120-140 м) мощности. Они представлены рыхлыми конгломератами, гравелитами и песками (низы разреза), выше сменяющимися красноцветными песчано-глинистыми отложениями. Изучение разрезов олигоцена вкрест простирания структур Предалтайской зоны показывает погрубение отложений у бортов этих плоских впадин (Бэгэрская, Шаргаингобийская), что говорит об их первичном характере.

Структурное положение впадин Предалтайской зоны, их тенденция к прогибанию, выраженная и на этапе платформенного развития, свидетельствует об унаследованности прогибания этой крупной зоны и о постоянной мобильности в ее развитии на протяжении всего мезозоя и кайнозоя.

Зона Котловины Больших Озер в течение олигоцена, так же как и Барунхурайская впадина, представляла собой крупную относительно плоскую синеклизу, с очень нечеткими очертаниями бортов и отдельными останцовыми массивами, возвышавшимися над ее поверхностью. Осадки платформенного чехла в виде маломощных (до 30-50 м) толщ красноцветных глин и песков олигоцена сохранились кое-где по ее окраинам, часто залегая на коре выветривания по породам домезозойского основания. В центральных частях Котловины Больших Озер эти отложения, вероятно, погребены под толщами неогена и плейстоцена.

Первичная структура синеклизы значительно нарушена новейшими тектоническими движениями, однако общий выровненный рельеф сохранил свой еще "платформенный" облик и может рассматриваться в качестве хорошего примера палеорельефа платформенного этапа развития территории.

Хан-Хухэйское поднятие существовало, по-видимому, и во время платформенного развития территории в виде относительно приподнятого, слаборасчлененного низкогорного массива. Обширные останцы поверхности пенеплена сохранились до настоящего времени в осевых частях хр. Хан-Хухэй и представляют собой пологоволнистые водоразделы. Относительное расчленение в их пределах не превышает 300-400 м, за исключением отдельных останцовых массивов, сохранившихся от денудации.

Рассматриваемый древний рельеф поверхности выравнивания, особенно хорошо сохранившийся на водораздельных пространствах хр. Хан-Хухэй, в результате тектонических движений новейшего времени по широтным разломам, ограничивающим хребет, приподнят более чем на 1500 м над поверхностью Котловины Больших Озер. Лишь в крайней юго-западной части хр. Хан-Хухэй удается наблюдать постепенный, относительно плавный подъем денудационного пенеплена от борта синеклизы к осевым частям Хан-Хухэйского поднятия. Здесь, на южных склонах хр. Тохтохин-Шили-Нуру, на поверхности выравнивания местами сохранилась кора выветривания и маломощный (десятки метров) чехол олигоценовых красноцветных отложений, перекрывающих этот пенеплен. Примерно такой же плавный переход от Хан-Хухэйского поднятия к пониженной части Котловины Больших Озер наблюдается и на юго-востоке хребта. Эти два рай-

она, в меньшей степени затронутые новейшими дислокациями, как бы ограничивают конседиментационный борт описываемой синеклизы.

Убсанурская синеклиза в течение платформенного этапа оставалась, по-видимому, относительно опущенной структурой, с полого залегавшими осадками платформенного чехла. Анализ палеорельефа ее окраин, особенно в западной и восточной частях, менее затронутых новейшими тектоническими дислокациями, позволяет говорить о его выровненном характере, с относительным расчленением не более первых сотен метров. В Убсанурской впадине пока неизвестно хороших и полных разрезов осадков платформенного чехла, а ее центральные части перекрыты отложениями новейшего этапа. Поэтому оценить мощности, а следовательно и величину прогибания этой структуры на этапе платформенного развития, затруднительно. По аналогии с другими синеклизами Западной Монголии, можно предполагать, что они составляли не более одной-двух сотен метров.

Заканчивая описание структур этапа платформенного развития Западной Монголии, можно подчеркнуть их следующие особенности:

- в течение верхнего мела – палеогена происходило выравнивание тектонического рельефа, созданного в предшествующее время;
- в областях мезозойских поднятий происходила денудационная пенепленизация рельефа, а в пределах синеклиз – накопление тонкообломочных маломощных осадков платформенного чехла.

Общий структурный план на этапе платформенного развития сохранял свои главные черты, определенные предшествующим развитием территории.

Относительное расчленение палеорельефа в зонах поднятий достигало 300–500 м, а их превышение над сравнительно опущенными поверхностями синеклиз могло достигать 1000–1200 м.

СТРУКТУРЫ НОВЕЙШЕГО ЭТАПА АКТИВИЗАЦИИ МОНГОЛИИ (НЕОГЕН–АНТРОПОГЕН)

Этап новейшей 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 (Девяткин, 1965; Гросвальд, 1965; Алтае-Саянская..., 1969; Николаева, Шувалов, 1969; Уфлянд и др., 1969; Кожевников и др., 1970; Николаева, 1971). Начало этого этапа фиксируется оживлением тектонической активности, что выразилось в изменении характера осадконакопления,– в появлении грубообломочных молассоидных толщ (особенно в горных долинах и в прибортовых частях межгорных впадин), проявлении эффузивного базальтоидного вулканизма преимущественно по зонам длительно-живущих и вновь образованных разломов, резким усилением эрозионных процессов в долинах рек, расчленяющих поднимающиеся новейшие морфоструктуры.

Интенсивность процесса 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 были в меньшей степени затронуты процессом новейшей активизации, еще сохраняя в своем развитии черты предшествующего платформенного этапа.

Структуры этапа новейшей активизации Монголии (по преобладающему знаку движения) разделяются на две основные группы: структуры новейших поднятий (горные хребты и массивы) и структуры новейших опусканий (межгорные и внутригорные впадины).

Н.А. Флоренсов (1965) предложил выделять так называемый гобийский тип новейшего горообразования, свойственный северным районам Центральной Азии, и показал его отличия от "байкальского" типа. Н.А. Флоренсов (1968) также наметил отличия межгорных впадин Монголии от депрессионных неоструктур "байкальского" типа и привел их характеристику.

Одна из отличительных черт "гобийского" типа новейших структур поднятий – та, что при их росте постепенно вовлекаются в поднятия предгорья и прилегающие части межгорных впадин. Это выражается в образовании передовых хребтов (форбергов).

"Гобийский" тип межгорных впадин отличается от "байкальского" своими бо́льшими размерами, заложением впадин на мезозой-кайнозойском основании (в чем проявляется явная унаследованность развития), относительно плоскими формами.

Развивая мысль Н.А. Флоренсова (1965, 1968) о своеобразии "гобийского" типа горообразования, нам хотелось бы подчеркнуть и существующие различия в механизме образования и морфологии крупных морфоструктур разных районов Монголии. В настоящее время представляется возможным выделить по типу, формам и масштабам проявления новейших движений на территории Монголии несколько различных районов (Девяткин, Шувалов, 1973).

Для поднятий Монгольского и Гобийского Алтая характерна четко выраженная линейная форма структур горных хребтов и разделяющих их впадин, в целом повторяющая простирание структур палеозойского основания и структур мезозойского этапа развития. Эти новейшие поднятия ограничиваются крупными разломами, отделяющими их от межгорных впадин, причем разломы часто имеют форму надвигов, направленных под основание горных сооружений. По этим разломам отмечаются сдвиговые горизонтальные движения, хорошо зафиксированные при изучении Гоби-Алтайского землетрясения (1963). Типичной формой структур поднятий "алтайского" типа являются форберги – узкие односторонние горсты предгорной части новейших поднятий. Другая их морфологическая особенность – крутые предгорные шлейфы – бэли, занимающие все подножия новейших поднятий, захваченные общим направленным вертикальным движением. Они подчеркивают первично сводовый характер новейших дислокаций, проявившихся, вероятно, в первой половине неотектонического этапа (в миоцене – плиоцене). В дальнейшем новейшая структура поднятий "алтайского" типа формировалась главным образом под влиянием дизъюнктивных нарушений, приведших к ее раздроблению на отдельные блоки разной амплитуды, разделенные узкими грабенами – впадинами. Этот тип движений особенно интенсивно проявился в позднем плиоцене – плейстоцене.

Другим типом структур крупных новейших поднятий являются горные массивы Хангая и Хэнтэя. Они имеют в плане изометричную форму, и представляют собой крупные сводовые поднятия, осложненные, по-видимому, на втором подъэтапе новейшей активизации блоковыми структурами, имеющими различную ориентировку. Эти морфоструктуры заложены на гетерогенном основании и четко не отражают в своем плане элементы палеозойской и мезозойской структуры. Для структур поднятий "хангайского" типа менее характерны такие формы предгорий, как бэли и форберги. Кроме того, в отличие от "алтайского" типа, по окраинам сводовых поднятий Хангая и Хэнтэя часто наблюдается плавный переход к межгорным впадинам, хорошо фиксируемый реликтами пологонаклоненной поверхности выравнивания.

Новейшие структуры Северной Монголии отличаются меридиональным простиранием горстовых поднятий – горных хребтов и разделяющих их межгорных впадин, имеющих форму грабенов. Эти структуры лежат на юго-западном окончании Байкальской рифтовой зоны; они не отражают структуры основания и их формирование произошло, по-видимому, в плиоцен-четвертичное время.

Своеобразный тип новейших структур характерен для гобийской части Монголии – для Заалтайской, Юго-Восточной и Средней Гоби. Эти территории на этапе новейшей активизации во многом еще наследуют черты платформенного развития. Такой своеобразный "консерватизм" в развитии выражается в том, что на фоне слабо дислоцированного платформенного чехла или полигенетической (денудационной и аккумулятивной) поверхности выравнивания, созданной в верхнем мелу – палеогене, горообразование проявилось локально, хотя его интенсивность и амплитуды движений достаточно контрастны (от сотен до тысяч метров за неоген-четвертичное время).

К области локального или слабого проявления новейших тектонических движений относятся также районы Северо-Восточной Монголии.

Таким образом, среди областей новейших поднятий выделяются четыре основных морфологических типа, отличающихся особенностями своего развития - северомонгольский (байкальский), хангайский, гобийский и алтайский.

Новейшие депрессионные структуры Монголии были выделены Н.А. Флоренсовым (1968) в два типа: гобийский и байкальский. Структуры первого типа заложены на месте мезозойских впадин и частично наследуют их. Представляется, что по своей морфологии, формационному составу выполняющих их осадков, а также по соотношению со структурами активизации и ревивации, с одной стороны, и структурами платформенного этапа, с другой, впадины "гобийского" типа можно разделить на два подтипа.

К первому подтипу относятся крупные изометричные впадины, выполненные преимущественно озерными и аллювиальными отложениями неогена и плейстоцена; они получили развитие в Котловине Больших Озер (Убсанурская и др.) и, вероятно, в Северо-Восточной Монголии. Морфология этих впадин близка мульдообразным структурам этапа активизации и платформенного этапа развития.

Другой подтип - линейно вытянутая зона Предалтайских и Долиноозерских новейших впадин. Они имеют вид узких грабен-синклиналей, выполненных отложениями озерного, пролювиального и аллювиального генезиса, обладающими сравнительно большой мощностью. Морфология этих структур также наследует основную форму мезозойских депрессий.

Кроме этих крупных межгорных впадин, разделяющих основные структуры поднятий, в пределах последних были заложены относительно небольшие приразломные грабены, имеющие удлиненную форму и резко выраженные крутые борта. Такие внутригорные впадины характерны для Монгольского и Гобийского Алтая, для центральных частей Хангая и Хэнтэя; они выполнены обычно осадками неогена - плейстоцена.

Впадины Северной Монголии (Прихубсугулья) относятся к другому генетическому типу, выделенному Н.А. Флоренсовым под названием байкальского. Эти впадины лежат на южном окончании байкальской рифтовой зоны, имеют меридиональное простирание и тектоническое ограничение бортов. Впадины этого типа (Хубсугульская, Дархатская, Бусингольская) подробно были изучены А.К. Уфляндом, А.В. Ильиным и А.И. Спиркиным (1969).

Новейшие структуры Монголии подразделяются на структуры нескольких порядков. В.А. Апродов (1960) выделил три группы таких структур: панрегиональные, полирегиональные и региональные. Необходимо отметить, что оценка величин поднятий производилась им от современного нулевого уровня без учета первичного гипсометрического положения донеогенового палеорельефа, который, как показано выше, занимал более высокий гипсометрический уровень. Карты новейшей тектоники отдельных регионов Монголии были составлены Т.В. Николаевой (1971) и А.В. Кожевниковым (1970).

НОВЕЙШИЕ СТРУКТУРЫ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

Алтайское поднятие является одной из крупнейших новейших структур Западной Монголии. Оно протягивается с северо-запада на юго-восток почти на 1500 км. Его ширина на северо-западе достигает 300 км, в юго-восточном направлении она постепенно уменьшается до 50-80 км. Это крупное поднятие в общем плане соответствует положительным структурам предшествующего - мезозойского - этапа развития территории, хотя (особенно в Гобийском Алтае) мезозойские структуры подвергались значительной переработке.

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 подъэтапа. В миоцене-нижнем плиоцене, по-видимому, преобладали медленные движения, происходило изгибание жесткого основания и образование линейно ориентированного свода (или системы сводовых структур); в среднем и верхнем плиоцене - раннем плейстоцене основную роль стали играть разрывные деформации, осложнившие общую сводовую структуру. Эти движения по разломам привели к раздроблению поднятия (особенно в его западной части) на горстовые блоки, разделенные узкими приразломными впадинами. По мере роста этой новейшей мегаструктуры в поднятие стали "втягиваться" окраинные части межгорных впадин, разбитые у бортов молодыми разломами.

Особенно сложную морфологию имеет Алтайское поднятие в своей западной части. Здесь, в пределах самого поднятия выделяется несколько узких зон внутригорных впадин приразломного типа, выполненных плиоценовыми и плейстоценовыми, преимущественно грубообломочными отложениями. Таковы впадины, занимаемые озерами Дургун-Нур и Даян-Нур в верховьях р. Кобдо, система мелких впадин, используемая долиной р. Уйгурин-Гол и оз. Толбо-Нур, впадина оз. Тал-Нур. Анализ общего рисунка гидрографической сети этой части Монгольского Алтая показывает, что многие участки долин ориентированы в северо-западном направлении и, по-видимому, используют зоны обновленных разломов и мелкие тектонические грабены, лежащие вдоль них. При поперечном пересечении горстовых блоков они образуют резкие изгибы антецедентных, глубоко врезанных участков долин. Особенно хорошо выражены коленообразные изгибы долин рек Буянту-Гол и Хойт-Цэнхир-Гол, стекающих с северо-восточного склона Монгольского Алтая в сторону Дзергенской впадины и всегда направленных в одну сторону. Такой плановый рисунок гидросети дает основание предполагать, что на северо-восточном склоне Монгольского Алтая, в зоне перехода к Предалтайским депрессиям, происходили молодые горизонтальные движения.

Анализ современного высотного положения остатков донеогеновой поверхности выравнивания в Монгольском Алтае говорит о значительных амплитудах поднятия этой территории за неоген-четвертичное время, достигающих в осевых частях хребтов около 3000 м.

Северо-восточная часть Монгольского Алтая (хребты Алтан-Ула, Тургени-Ула, Хархира-Ула) отделена от основных северо-западных хребтов Алтая системой новейших впадин. Они ориентированы также в северо-западном направлении и включают в себя Ачитнурскую впадину и мелкие впадины, используемые долиной р. Кобдо. На юго-востоке впадины этой системы соединяются с впадинами Предалтайской зоны. Мощности плиоценовых и четвертичных отложений в Ачитнурской впадине и в долине низовий р. Кобдо достигают, по геофизическим и буровым данным, не менее 150-200 м, заметно увеличиваясь в сторону Предалтайской зоны.

Горный массив, включающий в себя хребты Алтан-Ула, Тургени-Ула и Хархира-Ула, представляет собой сложное сводово-глыбовое поднятие. Оно разбито на ряд блоков различной ориентировки. Это новейшее поднятие имеет асимметричное строение - с севера и востока оно обрывается резко выраженными тектоническими уступами, а с юго-запада имеет довольно пологого наклоненный склон. Общая амплитуда поднятия за новейший этап (в центральной и северной части) оценивается в 3000 м (Don, Dumiez, 1969).

К северу от массива Тургени-Ула расположена Урюнкурская впадина, представляющая восточное продолжение зоны Предшапшальских впадин Алтая (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, поднимающимся почти на 2000 м. Вдоль хребта образовалась система довольно пологих надвигов как на советской (Башарина, 1968), так и на монгольской территории. Эти надвиги хорошо выражены обеленными зонами гидротермально измененных пород. Зона Цаган-Шибэтинского (Шапшальский) разлома и в настоящее время высокосейсмична, о чем свидетельствуют палеосейсмодислокации, наблюдаемые вдоль нее (Девяткин, 1965).

Зона Предалтайских впадин заложена вдоль крупных разломов, проходящих у северо-восточного подножия Монгольского Алтая (рис. 72, 73). В новейшее время, как и в мезозое, она была очень мобильной структурой (Девяткин, 1967, 1970). От г. Улангома зона протягивается в меридиональном направлении на юг, до оз. Хара-Усу-Нур, четко ограничивая восточный склон Монгольского Алтая. Узкие грабены этой части Предалтайской зоны хорошо выражены в рельефе. К югу от г. Улангом по данным электрозондирования (Don, Dumiez, 1969) устанавливается узкий (несколько километров) глубокий грабен, разделяющий поднятый блок хр. Цаган-Шибэту-Ула от западного окончания хр. Хан-Хухэй. Этот грабен выполнен неогеновыми и плейстоценовыми отложениями до 1200 м мощностью. Геологическая интерпретация этого профиля (рис. 74) приведена В. Слованьским (Slowanski, 1970).

Южнее и юго-восточнее вдоль описываемой зоны впадин геофизическими методами устанавливаются значительные мощности кайнозойских отложений. В Дзэрэгской впадине (вблизи южного оз. Хара-Усу-Нур) они составляют около 600 м, по данным С. Дуда (Duda, 1970). Новейшая структура Дзэргенской впадины представляет собой узкую грабен-синклиналь с четкими разломными ограничениями ее бортов. Она вытянута от оз. Хара-Усу-Нур до сомона Дариби почти на 150 км при ширине 15-20 км. В северо-восточном борту этой впадины широко проявлены надвиги узких блоков палеозойских пород на юрские, а последних - на кайнозойские отложения. Типичным примером такого надвига служит юго-западный край горной гряды Ошин-Боро-Удзюр-Ула. Сама гряда является узким горстовым асимметричным выступом - форбергом, - сложенным юрскими отложениями. Вдоль западного и юго-западного ее краев прослеживается довольно пологий (25-30°) надвиг юрских песчаников и конгломератов на рыхлые осадки кайнозоя (рис. 75).

В юго-восточной части Дзэрэгской впадины (район Алтан-Тээли) синклинальная форма этой новейшей структуры хорошо видна по наклонному падению слоев (до 15-25°) олигоцена, неогена и плейстоцена на ее крыльях; эта новейшая синклинальная впадина (рис. 76) была описана еще М.Ф. Нейбург (1964).

В Ихэснурской впадине, расположенной к востоку от Дзэрэгской, также устанавливаются значительные (до 300 м) мощности новейших отложений. Впадина имеет крутой юго-западный и относительно пологий северо-восточный борт. Ряд продольных разломов разбивают ее на узкие блоки, в которых на поверхность выведены дислоцированные мезозойские и кайнозойские породы (рис. 77).

Анализ морфологии Дзэрэгской и Ихэснурской впадин и мощностей выполняющих их новейших отложений показывает, что в течение неогена и плейстоцена они испытали значительное прогибание, которое составило не менее 300-600 м, а поднятие окружающих горных массивов достигало 2000-3000 м. Таким образом, амплитуда перемещения по разломам, ограничивающим борта впадин, выражается значительной величиной порядка первых тысяч метров.

Шаргаингобийская структра является одной из наиболее крупных новейших структур Предалтайской зоны. Она достигает длины около 150 км и ширины 75 км. На западе она соединяется с Ихэснурской, а на востоке с Бэгэрской межгорными впадинами. Мощность кайнозойских отложений во впадине оценивается (по немногочисленным буровым данным) не менее чем в 350-500 м.

Борта впадины - тектонические; особенно хорошо новейшие дислокации выражены на ее северо-восточном борту. Здесь, параллельно склону хребта проходит ряд новейших разломов северо-западного направления, вдоль которых осадки олигоцена, неогена и плейстоцена смяты в пологие (20-25°) складки (рис. 78).

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 на 1500 м. Северная часть грабена очень сильно переработана новейшими движениями, состоит из узких (2-3 км) блоков палеозойских пород, относительно поднятых и разделенных грабенами, выполненными кайнозойскими осадками.

Рис. 72. Схема структурного положения новейших впадин Предалтайской зоны (составил Е.В. Девяткин)

1 - области поднятий, сложенные породами домезозойского основания; 2 - выходы пород мезозоя (юра - нижний мел); 3 - новейшие впадины, сформированные в неогене-антропогене; 4 - глубинные и длительноживущие разломы; 5 - разломы, проявившиеся в новейшее время (а), новейшие надвиги (б); 6 - новейшие впадины (1 - Урюкнурская, 2 - Намирингольская, 3 - Дзэрэгская, 4 - Ихэснурская, 5 - Шаргаингобийская, 6 - Бэгэрская); 7 - линии геолого-геофизических и геологических профилей

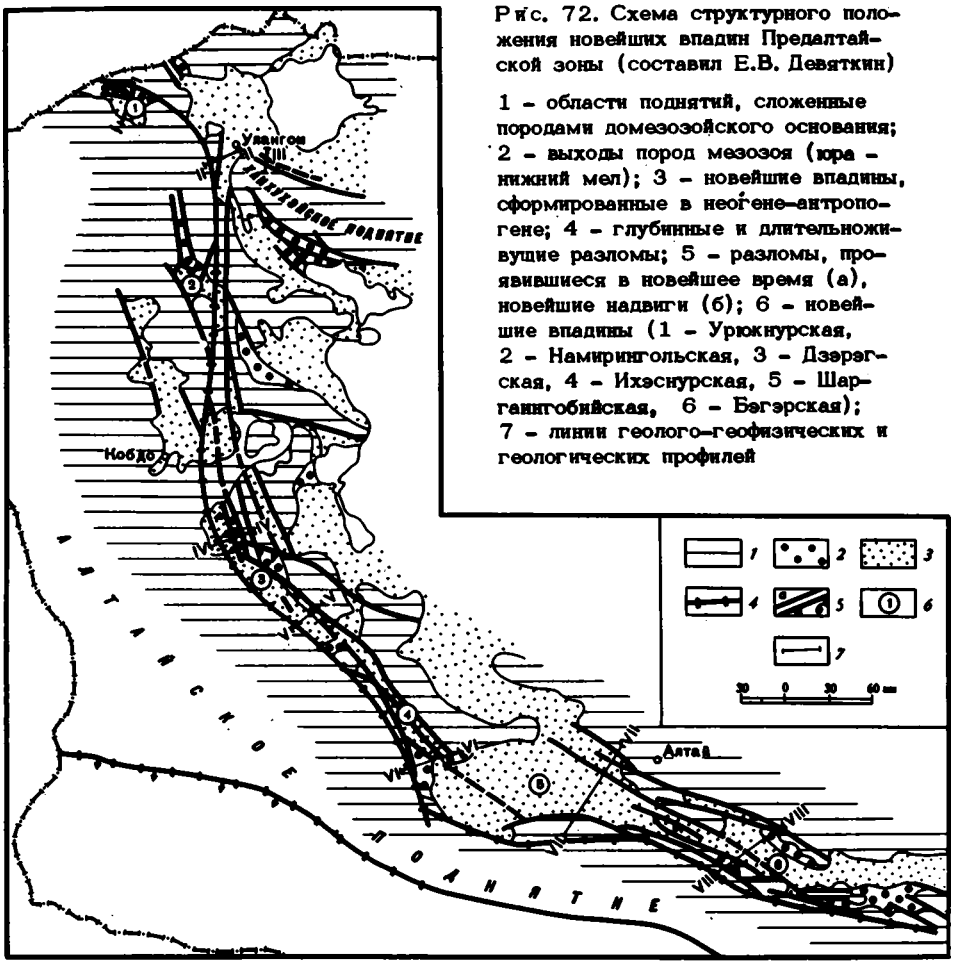
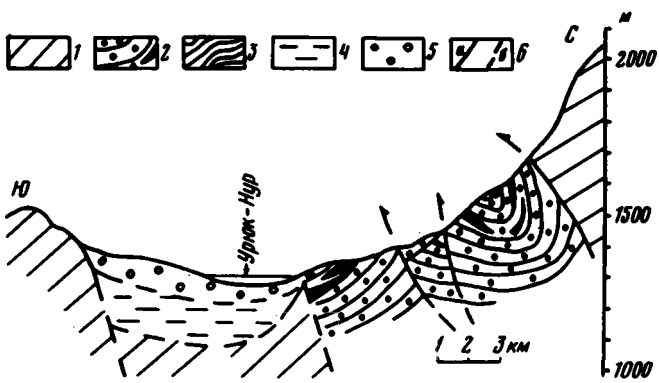


Рис. 73. Схематический геологический профиль (I–I) через восточную часть Урюкнурской впадины

1 - породы домезозойского основания; 2 - породы нижней - средней юры; 3 - породы верхней юры - нижнего мела; 4 - отложения позднего палеогена - неогена; 5 - отложения антропогена; 6 - разломы (а) установленные, (б) предполагаемые по геологическим и геофизическим данным



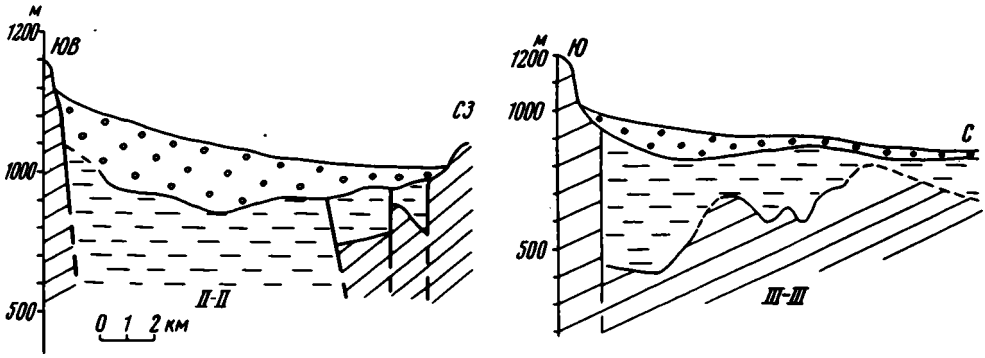


Рис. 74 Схематические геолого-геофизические (ВЭЗ) профили в районе г. Улангом (II–II) и по южной окраине Убсанурской впадины (III–III), составленные В. Слованьским (Słowanski, 1970a)

Условные обозначения см. на рис. 73

Прекрасно выраженные дислокации кайнозойских отложений наблюдаются по правому берегу р. Халюн-Гол. Здесь, к северу от широтного разлома, ограничивающего Халюнский грабен, хорошо выражена антиклинальная складка, образованная породами олигоцена и неогена. Южное крыло этой структуры осложнено флексурообразным крутым (65–80°) изгибом, местами с запрокидыванием замка, и сорвано разломом, имеющим вид крутого (падающего на север) надвига. Ширина складки – до 300 м, видимое простирание – около 2,5–3 км. Наблюдаются также поперечные разломы меридиональной ориентировки.

Бэгэрская впадина – крайняя восточная структура Предалтайской зоны. Это узкий (до 30 км) грабен, длиной около 60–80 км. Он ограничен с юга передовыми уступами Монгольского Алтая, а с севера – хр. Хан-Тайшири. Общая мощность кайнозойских отложений, выполняющих впадину, оценивается примерно в 300–400 м, причем, на отложения неогена-плейстоцена приходится не менее 100–150 м. Борта впадины сложены мезозойскими породами, которые разбиты продольными субширотными разломами и в виде узких блоков участвуют в строении предгорий. Дислокации прибортовых частей впадины затрагивают и кайнозойские (до четвертичных включительно) 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 от 15 до 60–70° (рис. 79).

Подобное строение окраин Бэгэрской впадины, выражающееся в образовании разновысотных блоков – форбергов, – сложенных молодыми породами, говорит о значительной переработке прибортовых частей ее в течение новейшего этапа, вовлечении их в поднятия, что характерно для всей зоны Предалтайских впадин и Долины Озер.

К северу от новейших впадин восточной части Предалтайской зоны расположены узкие хребты – Джаргаланту-Хайрхан, Умун-Хайрхан, Дарбийн-Нуру, Хасагту-Ула, Хан-Тайшири,– отделяющие впадины Предалтайской зоны от впадин Котловины Больших Озер. Эта система новейших горстовых блоков выделяется нами под названием зоны Предалтайских поднятий. Она состоит из двух частей: первая ограничивает с севера Дзэрэгскую, Ихэснурскую, а также частично и Шаргаингобийскую впадину (на северо-западе), а вторая ограничивает Шаргаингобийскую (на северо-востоке) и Бэгэрскую впадины. Горстовые выступы, входящие в эту зону поднятий, отделены друг от друга пониженными перемычками, приуроченными к поперечным разломам. В целом новейшие поднятия имеют асимметричный характер: крутые склоны, обращенные на юг, к

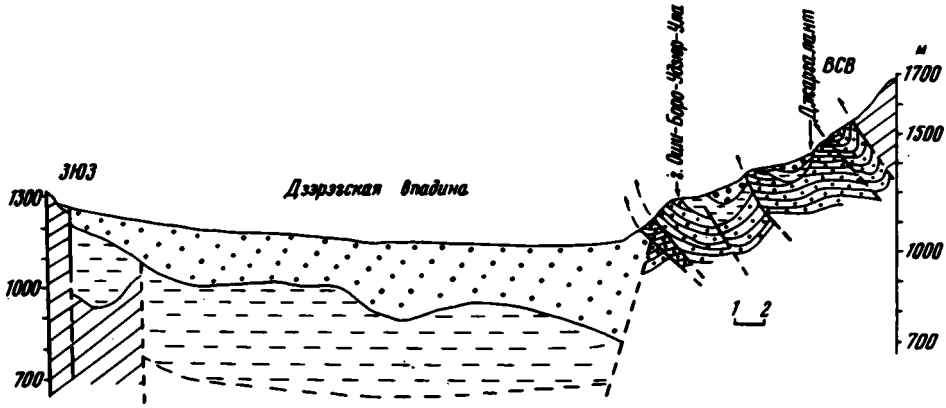


Рис. 75. Схематический геолого-геофизический профиль (IV–IV) через северо-западную часть Дзэрэгской впадины. Составлен с использованием геофизических материалов В. Слованьского

Условные обозначения см. на рис. 73

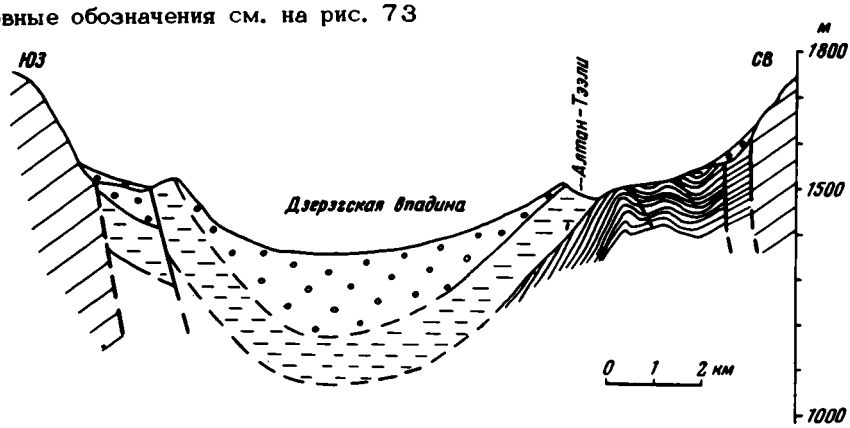


Рис. 76. Схематический геологический профиль (V–V) через юго-восточную часть Дзэрэгской впадины

Условные обозначения см. на рис. 73

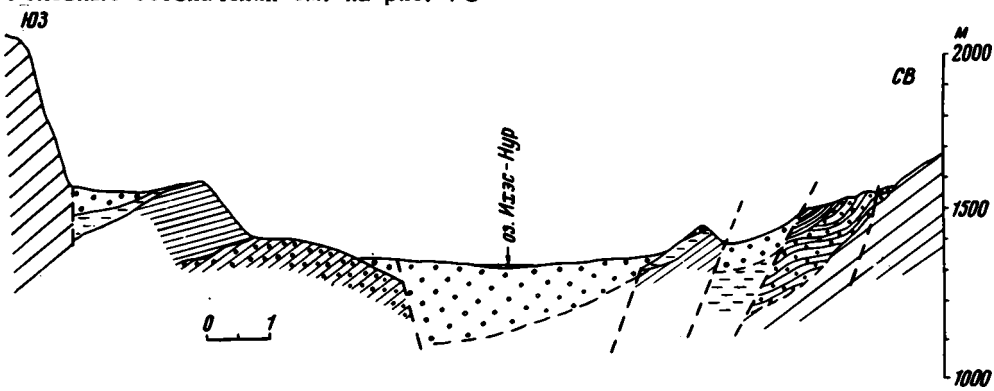


Рис. 77. Схематический геологический профиль (VI–VI) через Ихэснускую впадину

Условные обозначения см. на рис. 73

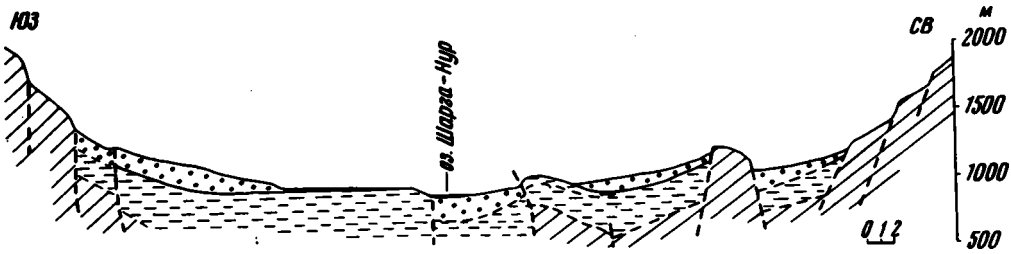


Рис. 78. Схематический геологический профиль (VII–VII) через восточную часть Шаргаингобийской впадины

Условные обозначения см. на рис. 73

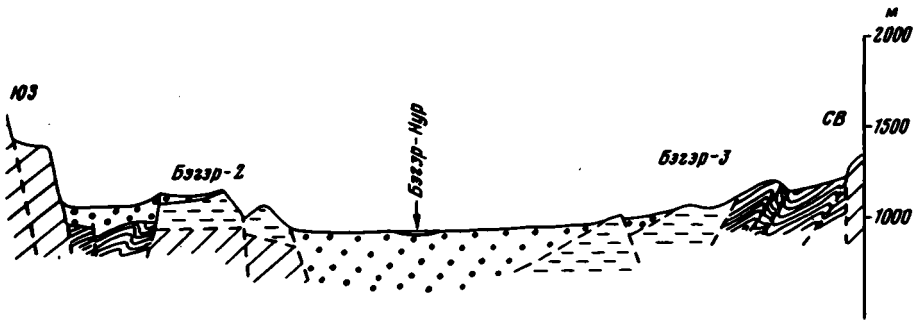


Рис. 79. Схематический геологический профиль (VIII–VIII) через Бэгэрскую впадину

Условные обозначения см. на рис. 73

впадинам Предалтайской зоны, и более пологие, обращенные на север, в сторону Котловины Больших Озер. Ширина зоны Предалтайских поднятий составляет от 25 до 50 км. Общая амплитуда поднятий за новейший этап оценивается в 1500–2500 м.

Зона впадин Котловины Больших Озер на западе ограничена меридионально ориентированным крутым тектоническим уступом Монгольского Алтая, на востоке – пологими склонами Хангая. Северной границей этой зоны впадин служит южный склон хр. Танну-Ола. Котловина Больших Озер в плане представляет собой крупный опущенный блок, имеющий в плане треугольную форму с широтно ориентированным основанием (на север) и вершиной (на юго-восток). Эта зона депрессий, заложение которой относится еще к этапу мезозойской активизации, ограничена мобильными и длительно живущими крупными разломами – Южно-Таннуольским (на севере), Цаганшибэтинским (на западе и юго-западе) и Дзабханским (на востоке).

Зона Котловины Больших Озер – это сложно построенная система новейших впадин, разделенных субширотными поперечными горстовыми выступами. В общем плане она отражает мезозойские депрессионные структуры, хотя в ряде мест они значительно переработаны новейшими движениями. В строении Котловины Больших Озер еще во многом сохранились черты от предшествующего платформенного этапа. Это выражается в общем выровненном рельефе ее окраины (в местах, не затронутых новейшими движениями), слабом эрозионном расчленении небольших горных массивов и хребтов центральных частей Котловины, представляющих собой остатки палеорельефа платформенного этапа.

На самом севере Котловины Больших Озер находится Убсанурская впадина. С севера она ограничена резко выраженным тектоническим уступом

хр. Танну-Ола, на юге - северными склонами хр. Хан-Хухэй. Убсанурская впадина достигает длины 250 м, при ширине до 100 км. Северный борт Убсанурской впадины значительно осложнен новейшими дислокациями. Здесь наблюдаются широтно ориентированные разновозрастные горстовые выступы - форберги. Отложения неогена и плейстоцена северного борта впадины затронуты новейшими дислокациями, образуя пологие складки, параллельные борту впадины. При общем пологом падении пластов пород неогена и плейстоцена к центру впадины, в отдельных блоках углы наклона их достигают 15-30°.

В восточной части впадины находится узкий диагональный горст, ориентированный в северо-восточном направлении. В него входит хр. Адыр-Даг и небольшая полоса выходов палеозойских пород, протягивающаяся от сомона Дзун-Гоби на северо-восток, навстречу хр. Адыр-Даг. По юго-восточному краю этого узкого горста неогеновые и плейстоценовые породы дислоцированы. На южном склоне хр. Адыр-Даг наблюдаются надвиги палеозойских пород на неогеновые породы и на рыхлые пролювиальные отложения четвертичного возраста. Пласты этих пород погружаются под хребет под углом 15-25°.

Южный борт Убсанурской впадины у подножия хр. Тохтохин-Шили-Нуру осложнен узким, расположенным параллельно хребту, погребенным грабеном глубиной до 500 м, выполненным преимущественно третичными отложениями. Эта структура была выявлена вертикальным электрозондированием (см. рис. 75).

Общая мощность неогеновых и плейстоценовых отложений в центре Убсанурской впадины может оцениваться по немногочисленным буровым данным, имеющимся в восточной (советская) и в западной (район г. Улангом) частях впадины не менее чем в 500-700 м, а возможно и более. Вероятно, максимальные глубины впадины совпадают с ее центральной частью, занятой озером.

Хан-Хухэйское поперечное поднятие разделяет Котловину Больших Озер на две части. Поднятие ориентировано в широтном направлении, его ширина около 50-60 км, длина до 250 км. Поднятие асимметрично: северный борт поднят по разломам, южный - пологий и ступенчато спускается к Хиргиснурской впадине. Вдоль него хорошо выражены предгорные продольные гряды, разделенные понижениями. Эти гряды представляют собой узкие тектонические блоки палеозойских и юрских пород, разделенные грабенами, возникшими в новейшее время, поскольку эти деформации захватывают и породы неогена. По южным бортам этих горстов местами хорошо выражены надвиги. Так у северного побережья оз. Хиргис-Нур прослеживается довольно пологий (20-25°) надвиг юрских пород на неогеновые и четвертичные отложения. Общая амплитуда поднятий хр. Хан-Хухэй за новейший этап оценивается в 1500-2000 м.

Хиргиснурская впадина, расположенная у южного подножия Хан-Хухэйского поднятия, представляет собой относительно неширокую (до 30 км) тектоническую депрессию, протягивающуюся в широтном направлении почти на 150 км, сужаясь к западу и востоку. Центральная часть впадины занята оз. Хиргис-Нур. Борта впадины тектонические: южный борт ограничен горстовыми грядами палеозойских пород, отделяющих впадину от южной части Котловины Больших Озер.

Новейшая Хиргиснурская впадина в плане частично наследует раннемезозойскую структуру того же названия. Однако она несколько смещена к югу, так как породы мезозоя на севере участвуют в строении предгорий Хан-Хухэя. Мощности отложений неогена и плейстоцена, выполняющих впадину, оцениваются не менее чем в 300-350 м (рис. 80).

Новейшие впадины южной части Котловины Больших Озер - Сангиндалайнурская, Хойсуингобийская, Хараусиурская - представляют собой довольно плоские прогибы изометричной формы с глубинами до 150-200 м. В плане они совпадают с верхнемезозойскими мульдами, занимая преимущественно их центральные части. Восточные борта впадин ограничены разломами северо-западного простирания, по которым выведены на поверхность блоки палеозойских пород, образующие невысокие гряды и массивы.

При общей выровненности современной поверхности впадин южной части Котловины Больших Озер можно предполагать, что подошва неогеновых и чет-

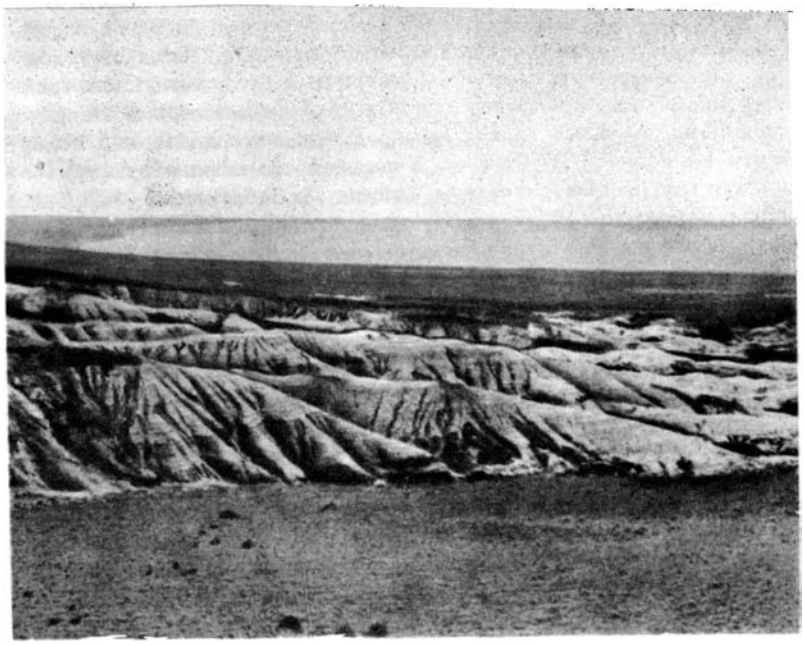
Рис. 80. Надвиг юрских угленосных пород на отложения среднего-верхнего

вертичных отложений имеет очень неровный рельеф, обусловленный молодыми дислокациями. В пределах этих впадин имеются отдельные грабены северо-западного простирания, разделенные более поднятыми блоками. Хорошим примером такого строения новейших впадин может служить геофизический (ВЭЗ) профиль, приводимый В. Слованьским для небольшой депрессии, лежащей к востоку от Хойсуингобийской впадины (Slowanski, 1969). На профиле ясно, что под плоской поверхностью впадины (абс. высота 1700-1800 м) между массивом Джаргаланту-Нуру (северная часть хр. Хасагту-Хайрхан-Ула) и невысоким массивом Уши-Ундур-Нуру находятся узкие опущенные блоки пород докайнозойского основания с мощностью кайнозойских осадков до 300 м.

Хангайское поднятие расположено в западной и частично в центральной частях Монголии и протягивается с северо-запада на юго-восток на расстояние более 700 км при ширине около 350 км. Оно является крупнейшей структурой этапа новейшей активизации. Хангайское поднятие выделялось многими предыдущими исследователями (Герасимов, Лавренко, 1952; Васильев и др., 1959; Апродов, 1960; Флоренсов, 1965; Кожевников и др., 1970; Николаева, 1971).

Хангайское поднятие на севере отделено от структур Северной Монголии зоной впадин и долин, расположенных вдоль широтного Хангайского разлома (Маринов, 1955); южный склон Хангайского поднятия постепенно понижается к кайнозойским впадинам Долины Озер. Западной границей Хангайского поднятия служат окраины Котловины Больших Озер, примерно совпадающие с Дзабханским разломом, а на востоке пониженные горные массивы междуречья Орхона и Толы, отделяющие Хангай от Хэнтэя.

Хангайское поднятие имеет изометричную форму, оно сформировано на гетерогенном складчатом основании палеозойского и, частично, раннемезозойского возраста, в общем плане наследуя положительную структуру, существовавшую в позднем мезозое и на этапе платформенного развития территории.



плиоцена в северном борту Хиргиснурской впадины. Фото Е.В. Девяткина

По своей современной форме Хангайское поднятие представляет крупный свод, осложненный блоковыми структурами второго порядка, имеющими вид горстовых выступов и грабенов разной амплитуды.

В Хангае, особенно по его южной и западной периферии, широко развиты фрагменты реликтового рельефа. Это остатки денудационно-эрозионной поверхности выравнивания, сформированной в верхнем мелу и палеогене. На южной окраине Хангайского поднятия (Южно-Хангайское плато) во многих местах хорошо видно, что полого снижающаяся к югу реликтовая поверхность перекрывается платформенными красноцветными песчано-глинистыми осадками свиты Шанд-Гол среднего-верхнего олигоцена, а также бронируется платобазальтами олигоценового и неогенового возраста. Это позволяет, как указывалось выше, рассматривать район, как опорный "высотный репер" при анализе амплитуды поднятия Хангайского нагорья в течение новейшего этапа.

Положение этой переходной, как бы "шарнирной", зоны между областью поднятия (Хангайский свод) и областью прогибания (Долиноозерная зона впадин) определило ее относительно стабильное тектоническое положение на этапе новейшего развития. Широкое распространение здесь реликтового денудационного рельефа, созданного в течение платформенного этапа, является определенным доказательством данного положения. Поэтому такой относительный "нулевой репер" может быть принят при оценке амплитуд новейших поднятий Хангая. Относительный характер "нулевого репера" понятен, поскольку нам точно не известны абсолютные высоты территории в период формирования полигенетической поверхности выравнивания (мел-палеоген). Мнения геологов по этому вопросу различны.

Т.В. Николаева (1971) при подсчете амплитуды поднятия Хангая за неоген-четвертичное время использовала метод изучения деформаций древних поверхностей выравнивания (Горелов, Ранцман, 1964). Для гор Забайкалья - района, наиболее близкого к рассматриваемому,- авторы "Карты новейшей тектоники

¼18 100

СССР" масштаба 1:5 000 000 (Николаев, Шульц, 1961) исходили из предположения, что исходная поверхность располагалась на высоте 100 - 200 м над уровнем моря. К такому же выводу пришел В.В. Заморуев (1967), определивший высоту местности исходной поверхности по характеру отлагавшихся в то время осадков. Применив этот метод, он установил величину уклона рек того времени. Полученные результаты позволили ему утверждать, что территория современной водораздельной части хр. Хамар-Дабан находилась над областью накопления на высоте не более 150-200 м. Учитывая сходство структурно-геоморфологического развития рассматриваемого района и Забайкалья (Флоренсов, 1960б), Т.В. Николаева принимает за основу установленные там высотные отметки поверхности выравнивания перед началом новейших тектонических движений.

Кроме того, имеются и некоторые данные для восстановления уровня исходной поверхности по территории Центральной Азии. По мнению В.М. Синицына (1961), абсолютные высоты палеогеновых континентальных равнин были близки к уровню Мирового океана. Одним из доказательств данного положения служит тот факт, что осадки палеогенового моря, проникавшего в Центральную Азию с запада, залегают сейчас, как указывает Э.М. Мурзаев (1966), в горных районах Западного Китая на абсолютных высотах до 2500 м, т.е. на тех же высотах, что и континентальные палеогеновые отложения. Аналогичные абсолютные отметки характеризуют и районы распространения палеогеновых образований в пределах исследованной территории. Так, красноцветные палеогеновые глины на южном склоне Хангая (к югу от хр. Тала-Нуру) поднимаются до высоты 2800 м. На юго-восточном окончании Хангая, к северо-востоку от гор Арбай-Хэрэ красноцветы лежат на высоте 1800 м при максимальной высоте хребта в данном месте около 2300 м. По мнению Т.В. Николаевой (1971), высота палеогеновых континентальных равнин Центральной Монголии была близка нулю, а окаймляющие их с севера возвышенности имели высоты, едва ли превышающие первые сотни метров. Таким образом, в течение этапа новейшей активизации суммарная амплитуда тектонического поднятия Хангая составила 2000-3000 м. Близкая оценка амплитуды поднятия Хангая приводится также А.В. Кожевниковым (Кожевников и др., 1971).

Е.В. Девяткин (1965, 1970) придерживается другой точки зрения. Полностью принимая методику определения амплитуд новейшего поднятия по положению реликтов поверхности выравнивания, он высказывает мнение о том, что абсолютные высоты самого этого рельефа не были столь низкими. Так, если проанализировать положение как денудационного, так и аккумулятивного рельефа платформенного этапа развития в местах его наибольшей сохранности (периферические части Хангайского поднятия, равнины Юго-Восточной и Южной Гоби), то оказывается, что они занимают определенный диапазон абсолютных высот - около 1200-1400 м. Конечно же, эти абсолютные высоты в определенной степени связаны с общим поднятием центральных частей Азии в новейшее время, но можно предполагать, что формирование "платформенного" рельефа в центре материка, вдали от побережий, шло на больших высотах, чем указывают некоторые исследователи. Для Горного Алтая высоты оцениваются в 700-1000 м (Ефимцев, 1964; Девяткин, 1965).

Хангай, как новейшая структура первого порядка, характеризуется высокой степенью сейсмичности. На схеме сейсмического районирования Монголии ("Гоби-Алтайское землетрясение", 1963) Хангай выделен в самостоятельную сейсмогенную зону с восьмибалльной силой землетрясений, хотя в отдельных его частях (вблизи сейсмоактивных линий) сила землетрясений возрастает до 10-11 баллов. Характерная черта Хангайского поднятия - неоднократное проявление новейшего вулканизма.

На фоне общего поднятия Хангая можно наметить локальные структуры более низких порядков. Они образованы как пликативными, так и дизъюнктивными дислокациями, проявившимися по-разному на последних этапах развития структуры первого порядка. Структурами второго порядка являются Се-

веро-Хангайское и Центрально-Хангайское поднятия, Баян-Хонгорская зона внутригорных впадин и Южно-Хангайское поднятие.

Северо-Хангайское поднятие отделено от новейших структур Северной Монголии широтной зоной Северо-Хангайского разлома. Вдоль западной части этой зоны протягивается цепочка неглубоких впадин, выполненных преимущественно грубообломочными четвертичными отложениями. Восточная часть этой зоны используется долиной р. Селенги. Последняя пересекает ряд мелких впадин, в которых развиты отложения плиоцена и плейстоцена.

Северо-Хангайское поднятие состоит из двух широтно ориентированных горстовых структур - хребтов Болнай-Нуру и Тарбагатай, - разделенных впадиной оз. Талмен-Нур и долиной р. Идэр-Гол. Хребет Болнай-Нуру имеет асимметричный характер - крутой, почти прямолинейный северный склон и более пологий южный. Хребет Тарбагатай на западе соединяется со структурой Центрально-Хангайского поднятия, а в восточной части отделен от него узким Тэрхин-Цаганнурским грабеном, также имеющим широтную ориентировку.

Обе горстовые структуры Северо-Хангайского поднятия и расположенные параллельно им грабены были в своих основных чертах сформированы, по-видимому, уже к плиоцену. Однако движения по ограничивающим их разломам продолжались и в четвертичное время. В Тэрхин-Цаганнурском грабене с этими субширотными разломами связано проявление базальтового вулканизма. Вулканическая деятельность здесь продолжалась от неогена до голоцена включительно (Девяткин и др., 1973).

Центрально-Хангайское поднятие совпадает с осевой частью Хангайского хребта и представляет собой его наиболее высокую часть. С юго-западной стороны Центрально-Хангайское поднятие имеет очень четкие очертания и ограничено Баян-Хонгорской зоной внутригорных впадин. На юго-востоке его граница с Южно-Хангайским поднятием менее четкая. За неоген-четвертичное время эта часть Хангая испытала максимальное поднятие, составляющее около 3000 м. Осевая часть Хангайского поднятия в основном сложена дислоцированными породами палеозойского возраста, кое-где прикрытыми маломощными (первые метры) рыхлыми четвертичными образованиями; в некоторых местах отмечаются покровы неогеновых базальтов и долинные базальты плиоцен-четвертичного возраста. Разрывные тектонические нарушения, обновленные в неоген-четвертичное время и выраженные в рельефе в виде крутосклонных уступов, имеют генеральное северо-западное простирание, соответствующее ориентировке оси Хангайского свода. Расположенные в Центрально-Хангайском поднятии новейшие тектонические внутригорные впадины по генезису близки к впадинам байкальского типа, выделенным Н.А. Флоренсовым (1965).

Типичный пример таких впадин - Сангыйн-Далайнурская впадина, находящаяся в юго-восточной части Хангая. Для нее характерна вытянутость параллельно оси Хангайского поднятия, т.е. с северо-запада на юго-восток, при значительном превосходстве длины (более 70 км) над шириной (5-7 км). С северо-востока и юго-запада впадина четко ограничена тектоническими уступами, высота которых составляет более 300 м над ее днищем. Фундамент впадины сложен палеозойскими породами, по данным ВЭЗ он опущен на глубину до 200 м и характеризуется неровной поверхностью. Впадина выполнена грубообломочными четвертичными отложениями, местами переслаивающимися с покровами базальтов. Подобные же впадины расположены в районе сомона Тулигун-Хайрхан, в верховьях р. Онгыйн-Гол и других местах.

Баян-Хонгорская зона внутригорных впадин образована несколькими впадинами (Дзагская, Баян-Цаганнурская, Баян-Хонгорская и др.) и протягивается с северо-запада на юго-восток почти на 250 км, при ширине 8-10 км. Эта зона впадин заложена вдоль Баян-Хонгорского глубинного разлома, обновленного в неоген-четвертичное время. Морфологически это узкие, линейно вытянутые (Баян-Хонгорская, Дзагская и др.) или изометричные (Баян-Цаганнурская) плоскодонные асимметричные впадины, с юга ограничен-

ные крутыми тектоническими уступами высотой до 500 м (уступ Джаргаланту-Нуру); северные их склоны постепенно сливаются со склоном Центрально-Хангайского поднятия. Вертикальное электрозондирование позволило установить, что наибольшую глубину впадины имеют у южного края, где фундамент опущен на 150 (Баян-Хонгорская впадина) - 240 м (Баян-Цаганнурская впадина), в то время как в северной части глубина залегания фундамента нигде не превышает 40 м. Поверхность фундамента северных частей впадин характеризуется слабой волнистостью и постепенным погружением к югу. В южных (юго-западные) частях этих впадин фундамент имеет иное строение. В Баян-Цаганнурской впадине он, например, состоит из различно приподнятых блоков и вследствие этого имеет неровную поверхность. В Баян-Хонгорской впадине фундамент довольно резко, двумя ступенями, отделенными друг от друга крутыми уступами, опускается к центральной части впадины. Верхний уступ прекрасно выражен морфологически, а нижний скрыт под покровом четвертичных отложений.

Впадины выполнены сравнительно мощной толщей четвертичных осадков различного генезиса. Они залегают либо горизонтально (центральные части впадин), либо слабо наклонно (краевые, главным образом юго-западные части впадин) на деформированной поверхности выравнивания, фиксированной корой выветривания.

Баян-Хонгорская зона внутригорных впадин, объединяющая ряд мелких впадин одинакового простирания, образовалась на границе Центрально-Хангайского и Южно-Хангайского поднятий, в зоне Баян-Хонгорского разлома в середине - конце плейстоцена. В это время тектонические движения приобрели резко дифференцированный характер, наиболее ярко проявившиеся в зоне Баян-Хонгорского глубинного разлома (Николаева, 1971).

Южно-Хангайское поднятие совпадает с южным склоном Хангайского хребта. От Центрально-Хангайского поднятия на северо-западе эта структура отделена Баян-Хонгорской зоной впадин; на северо-востоке четкая естественная граница отсутствует. На юге рассматриваемое поднятие граничит с межгорной Долиноозерской впадиной, а на юго-востоке со Средне-Гобийской депрессией. Юго-восточная часть Южно-Хангайского поднятия местами постепенно сливается с поднятиями Средне-Гобийской депрессии.

Рассматриваемая структура представляет собой южное крыло Хангайского свода, постепенно погружающегося в сторону Долиноозерской впадины. Максимальная амплитуда поднятия за неоген-четвертичное время составляет на севере около 2000 м. В строении Южно-Хангайского поднятия принимают участие как породы складчатого основания, так и мезозойско-кайнозойские отложения (в южной части поднятия), представленные главным образом палеогеновыми, неогеновыми и четвертичными осадками и в меньшей степени нижнемеловыми отложениями, локализованными в узких небольших грабенах. Очень широко здесь развиты покровы палеогеновых и неогеновых базальтов.

Реликты поверхности выравнивания, занимающие большие площади в пределах Южно-Хангайского поднятия, имеют уклон к югу, юго-западу и юго-востоку (2-3 до 5-6°). Особенно четко наклоны древней поверхности выравнивания прослеживаются в районах развития базальтовых покровов. Соответственно уклону поверхности наклонены слои и красноцветных палеогеновых отложений. Наиболее крутые углы падения (до 10°) наблюдаются в северо-восточной части Южно-Хангайского поднятия близ границы его с Центрально-Хангайским поднятием. Наклон пластов становится значительно меньшим (до горизонтального залегания) вблизи Долины Озер и Средне-Гобийской депрессии.

Южно-Хангайское поднятие характеризуется неоднородной внутренней структурой. Наиболее сложное строение имеет северо-западная часть поднятия, где расположена зона Баян-Хонгорского разлома. Более простыми являются его восточная и юго-западная части. Северо-западная часть рассматриваемого поднятия состоит из серии небольших по площади поднятий, соответствующих

в рельефе хребтам и горам (Хурэ-Марал-Ула, Баян-Хуруту-Ула, Тала-Нуру, Джаргаланту-Нуру и др.), разделенных впадинами. Как правило, эти поднятия с одной или двух сторон ограничены разломами, выраженными в рельефе в виде тектонических уступов. Двустороннее ограничение поднятий разломами наиболее характерно для правобережья р. Байдарагин-Гол. К востоку от этой реки они ограничены тектоническими уступами только с севера, а к югу их ровная вершинная поверхность постепенно переходит в близлежащие равнины.

Морфологический облик впадин, их размеры и внутреннее строение различны. Наиболее широко развиты плоскодонные изометричные впадины. Они нередко вытянуты в северо-западном и субширотном направлениях; значительно реже отмечается иная их ориентировка. Иногда впадины группируются в виде цепочек, отделяясь в этих случаях друг от друга невысокими перемычками, где обнажаются породы складчатого фундамента. Площадь впадин колеблется от 25-30 до 300 км^2. Граница их с прилегающими горными массивами чаще всего резкая, тектоническая, что подчеркивается крутыми протяженными уступами, вытянутыми параллельно осям впадин. Относительно плавные переходы от днищ впадин к склонам горных массивов наблюдаются к востоку от р. Байдарагин-Гол, реже - к западу от нее. Основание впадин, по данным ВЭЗ и бурения, имеет, как правило, отчетливо выраженное мелкоблоковое строение. Глубина его залегания от дневной поверхности колеблется от 10 до 100 м, в редких случаях достигает 200 м. Приподнятые ступени фундамента приурочены обычно к северным частям впадин, иногда отмечаются и в южных частях, на простирании горных массивов. Все впадины выполнены четвертичными рыхлыми песчано-гравийно-галечными отложениями различного генезиса, нередко содержащими значительную примесь обломков и щебня. Описанная выше часть Южно-Хангайского поднятия характеризовалась наиболее дифференцированными вертикальными движениями в четвертичное время, по сравнению с остальными его частями, что объясняется пространственной связью с зоной Баян-Хонгорского разлома.

Впадины, расположенные южнее, на некотором удалении от зоны Баян-Хонгорского глубинного разлома, имеют уже иное строение фундамента. Последний, плавно изгибаясь, постепенно погружается в сторону Долиноозерской впадины. Склоны впадин этого типа сочленяются с поднятиями путем постепенных переходов. Юго-западная и юго-восточная части Южно-Хангайского поднятия, представляющие собой периферические части Хангайского свода, постепенно погружаются в сторону Долиноозерской впадины и Средне-Гобийской депрессии и характеризуются сравнительно простым строением. Это слабо дифференцированные части Хангайского поднятия, с обычным для них широким развитием реликтов денудационной поверхности выравнивания, почти непрерывно прослеживающихся от самого края поднятия до высоты 1800-2200 м. Несмотря на слабую дифференцированность, здесь же отмечаются отдельные впадины и поднятия, резко возвышающиеся над окружающими их равнинными пространствами. И впадины, и поднятия характеризуются асимметричным строением. Опять же более крутыми склонами у поднятий являются северные, а у впадин - соответственно южные. Зоны поднятий и сопряженных с ними впадин субширотного простирания, например, наблюдаются к северу от Долины Озер, в западной части рассматриваемой территории. Амплитуда этих поднятий не превышает 200-300 м.

Южно-Хангайское поднятие, как структурная единица первого порядка, наметилась в результате первых проявлений новейших тектонических движений в позднеолигоценовое - миоценовое время. Эти движения имели характер пологих изгибов фундамента и способствовали возникновению тектонических уступов, расположенных в зоне Баян-Хонгорского глубинного разлома. В это время обособляется Баян-Хонгорская зона внутригорных впадин, происходит перестройка речной сети южного склона Хангая. Наиболее отчетливо эта пе-

рестройка выражена в районе Баян-Хонгорской впадины, ограниченной с юга крутым тектоническим уступом хр. Джаргаланту-Нуру (Николаева, 1971).

Как указывалось выше, Хангайское поднятие постепенно понижается в восточном направлении. Оно осложнено разноориентированной системой невысоких горстовых блоков и впадин-грабенов. Некоторые из них имеют северо-восточное простирание, совпадающее с общим планом позднепалеозойских структур. Таковы Дзамарский, Лун-сомонский, Дашинчиленский и Верхнеорхонский грабены, выполненные плиоцен-четвертичными отложениями мощностью до 100-150 м, а также мелкие впадины того же простирания, часто используемые речными долинами.

Некоторые впадины имеют широтное (Угэй-Нурская и др.), либо меридиональное (Среднеорхонская, Хануйская и др.) простирание. Можно предположить, что меридиональная ориентировка ряда впадин этой территории отражает влияние новейших рифтовых ("байкальские") структур Северной Монголии. С ними как раз и связаны современные проявления сейсмичности (например, магодское землетрясение 1967 г.).

Хэнтэйское поднятие представляет собой периклинальную часть крупного Даурского свода, ориентированного в северо-восточном направлении. Как и Хангай, эта структура существовала еще на этапе платформенного развития территории (верхний 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 и соавторы (1973) указывают, что новейшее поднятие Хэнтэя (как и Хангайское поднятие) формировалось в несколько этапов. Вначале поднятие было проявлено в центральных частях этих структур, затем постепенно в него были вовлечены их окраинные части. Особенно интенсивные движения по обновленным и новейшим разломам происходили в позднем плиоцене - раннем плейстоцене, в результате чего первичная форма свода была значительно осложнена горстами и грабенами второго порядка. Таковы горсты Бага-Хэнтэй-Хана, Богдо-Улы, Абдар-Улы и грабены Шарынгольский, Харагольский, Тольский, Верхнекеруленский, Ононский и др. Грабены выполнены преимущественно плиоцен-четвертичными отложениями, местами значительной (100-120 м) мощности. Общая амплитуда поднятия в течение новейшего этапа его развития оценивается А.В. Кожевниковым (1973) в 1500-2500 м.

Северная Монголия (Прихубсугулье) относится к южному окончанию Байкальской рифтовой зоны и обладает всеми специфическими чертами последней (Уфлянд и др., 1969). Для нее характерно меридиональное простирание блоков, образующих современные горные хребты, которые разделены узкими грабенами - межгорными впадинами - Терехольской, Бусингольской, Дархатской и Хубсугульской. Впадины имеют очень четкое разломное ограничение своих бортов, особенно хорошо выраженное по западному и восточному берегам оз. Хубсугул. Эти впадины были заложены, вероятно, во вторую половину этапа новейшей активизации: в позднем неогене - антропогене. Их формирование происходило не одновременно: наиболее ранняя из этих структур - Дархатская впадина, выполненная отложениями плиоцен-четвертичного возраста значительной (до 200-300 м) мощности.

В Бусингольской впадине известны только позднечетвертичные отложения, а Хубсугульская впадина вмещает оз. Хубсугул, являясь некомпенсированной, очень молодой структурой (Маринов, 1967; Уфлянд и др., 1969).

Хубсугульская впадина представляет собой сложный грабен длиной около 150 км, при ширине до 35 км, имеющий ступенчато-блоковое строение дна. На приведенных Н.А. Мариновым (1967) поперечных профилях глубин озера четко намечаются резкие перегибы ложа, отвечающие сбросовым уступам. В середине озера выражен меридиональный узкий горст, который выражен островом Дала-Кой (126 м над уровнем озера). Наиболее опущен блок, расположенный между островом и западным бортом впадины.

Здесь отмечаются глубины более 200 м (максимальная - 265 м). В целом оз. Хубсугул является, как отмечает Н.А. Маринов, асимметричным грабеном, осложненным узкими горстовыми блоками.

Дархатская впадина протягивается на расстояние около 110 км при ширине от 10 до 40 км. Как указывают А.К. Уфлянд, А.В. Ильин и А.И.Спиркин (1969), очертания и строение впадины "... подчинены системе прямолинейных или плавно изогнутых в плане разломов. В северной части большинство разрывов имеет субмеридиональное простирание. В южной части, наряду с северо-северо-восточными разломами, заметное развитие приобретают разрывы субширотного направления, которые несколько искажают общий меридионально вытянутый контур впадины и обусловливают резкое расширение ее центральной части" (стр. 11). Дархатская впадина асимметрична. Ее восточный борт ограничен поднятым по разлому хребтом Хардыл Сардык, западный борт впадины имеет ступенчатое строение, он весьма полого понижается к центру впадины. Поперечные (к общему простиранию Дархатской впадины) субширотные разломы разделяют впадину на три части. Наиболее погружена центральная часть, где, по данным бурения, ее глубина превышает 200 м. Можно допустить, что глубины этой части Дархатской впадины могут достигать 250-300 м, поскольку бурением вскрыты лишь средне- верхнеплейстоценовые отложения, а неогеновые отложения, по-видимому, находятся под ними.

Бусингольская впадина представляет собой узкий и глубокий асимметричный грабен длиной до 70 км и шириной 10-12 км. На юге она отделена невысокой перемычкой от Терехольской впадины. Восточный борт впадины, возвышающейся над ней почти на 2000 м, представляет собой крутой сбросовый уступ; западный борт впадины более пологий, состоит из нескольких постепенно возвышающихся ступеней.

Бусингольская и Терехольская впадины перекрыты с поверхности плейстоценовыми ледниковыми и водноледниковыми отложениями. Вполне вероятно присутствие в этих впадинах и плиоценовых отложений.

С развитием новейших структур Северной Монголии широко связан молодой базальтовый вулканизм, проявившийся, по данным А.К. Уфлянда, А.В. Ильина и А.И. Спиркина (1969), в несколько этапов - в миоцене, позднем плиоцене и в плейстоцене - в основном по зонам омоложенных и новейших разломов, ограничивающих новейшие впадины.

Горстовые блоки хребтов, разделяющих 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, разделяющего Дархатскую и Хубсугульскую впадины.

Новейшие структуры Северной Монголии пересекают докайнозойские структуры этой территории. От новейших структур остальной части Монголии они отделены зоной широтного Северо-Хангайского разлома, значение которого было специально подчеркнуто Н.А. Мариновым (1955).

Долиноозерская впадина разделяет поднятия Хангая и Гобийского Алтая и протягивается с северо-запада на юго-восток на расстояние около 400 км. Границы Долиноозерской впадины определяются различными исследователями по-разному. Одни (Герасимович, Лавренко, 1952; Синицын, 1959; Цэгмид, 1962) относят к Долине Озер и Южно-Хангайское поднятие, тем самым смещая ее северо-восточную границу по направлению к Баян-Хонгорской впадине. Так, В.М. Синицын (1959), например, считает, что наклонное плато с высотами до 2400 м уже не принадлежит Хангаю, а является элементом озерной равнины. Другие авторы (Мурзаев, 1952) проводят северную границу Долины Озер южнее, и Южно-Хангайское плато относят к Хангаю. По нашим представлениям, Долина Озер - это сравнительно узкая (от 20-30 до 50 км) межгорная впадина, ограниченная на северо-востоке невысоким уступом Южно-Хангайского поднятия, а на юго-западе - четко выраженным крутосклонным поднятием Гобийского Алтая. Южно-Хангайское поднятие не является в на-

стоящее время элементом Долины Озер, а представляет собой южное крыло поднимающегося Хангайского свода. Долина Озер, отделенная от Южно-Хангайского поднятия отчетливо выраженным в фундаменте перегибом профиля, была областью относительного опускания и аккумуляции палеогеновых и неоген-четвертичных отложений. Морфологически это асимметричная впадина с пологим северным бортом и крутым южным. Последний ограничен прекрасно выраженным тектоническим уступом, образованным Ихэ-Богдинским глубинным разломом, обновленным в новейшее время.

Таким образом, в асимметричности Долиноозерской впадины проявилась та же общая закономерность, которая характерна для большинства впадин южного склона Хангая.

Мы рассматриваем Долину Обер как новейшую структуру относительного прогибания, выполненную сравнительно мощной (более 300-400 м) толщей пород палеоген-неогенового и четвертичного возраста. В Средне-Гобийской депрессии эти породы отсутствуют. Поэтому Долину Озер, как новейшую структуру прогибания, нельзя объединять со Средне-Гобийской депрессией, испытывавшей относительное поднятие в течение новейшего тектонического этапа (Николаева, 1971).

Долиноозерская впадина образует восточное продолжение описанной выше зоны Предалтайских впадин. Она в определенной степени наследует общий план раннемезозойских депрессий, вытянутых вдоль северного склона Гобийского Алтая. Таким образом, как и для Предалтайской зоны, здесь также устанавливается общая унаследованность в развитии депрессионных структур на протяжении мезозоя и кайнозоя, контролируемых глубинным Ихэ-Богдинским разломом. Надо отметить, что мезозойские структуры в новейшее время подверглись здесь весьма сильной переработке, и часто отложения юры и нижнего мела встречаются не только в области новейшего прогибания, но оказываются вовлеченными и в области поднятий, встречаясь в их центральных частях (Гоби-Алтайское землетрясение, 1963).

Внутренняя структура Долиноозерской впадины довольно сложна и требует дальнейшего детального изучения. Немногочисленные данные по скважинам, пробуренным на разных гипсометрических уровнях на участке от р. Байдарагин-Гол до р. Туин-Гол, позволяют высказать некоторые предположения о характере докайнозойского фундамента ее северного склона.

Фундамент впадины постепенно погружается от 70 до 120 м в интервале высотных отметок дневной поверхности 1620-1500 м и резко погружается на 180 м (от 120 до 300 м) ниже высотной отметки поверхности 1500 м. Этот перегиб фундамента на поверхности не находит четкого отражения в рельефе. Наиболее погружена южная часть впадины. В этой же ее части наибольшей подвижностью отличается докайнозойский фундамент. Исходя из внешнего морфологического сходства Долиноозерской впадины с Баян-Хонгорской и другими впадинами южного склона Хангая, а также из приведенных выше данных, можно, по-видимому, высказать предположение и о сходстве их внутреннего строения. В таком случае Долину Озер следует рассматривать как довольно сложную асимметричную впадину со сравнительно пологим северным и крутым, очевидно многоступенчатым, южным бортом. Об этом свидетельствуют передовые хребты Алтая - форберги.

Наибольшей мобильностью в неоген-четвертичное время отличаются северный и особенно южный борт Долиноозерской впадины. По северному борту, на сочленении его с Южно-Хангайским поднятием Е.В. Девяткин наблюдал весьма активные признаки молодых движений по разломам. Так, в междуречье Тациин-Гол и Хсанда-Гол прослеживается субширотная зона новейших разломов, вдоль которой осадки палеогена, неогена и горизонты базальтовых потоков дислоцированы. По-видимому, разломы этой зоны имеют надвиговый характер, отчетливо фиксируемый, в частности, в районе Буйлясутуин-Худук. Здесь кайнозойские отложения (совместно с породами нижнего мела) образуют опрокинутую на юг антиклинальную складку, ось которой совпадает

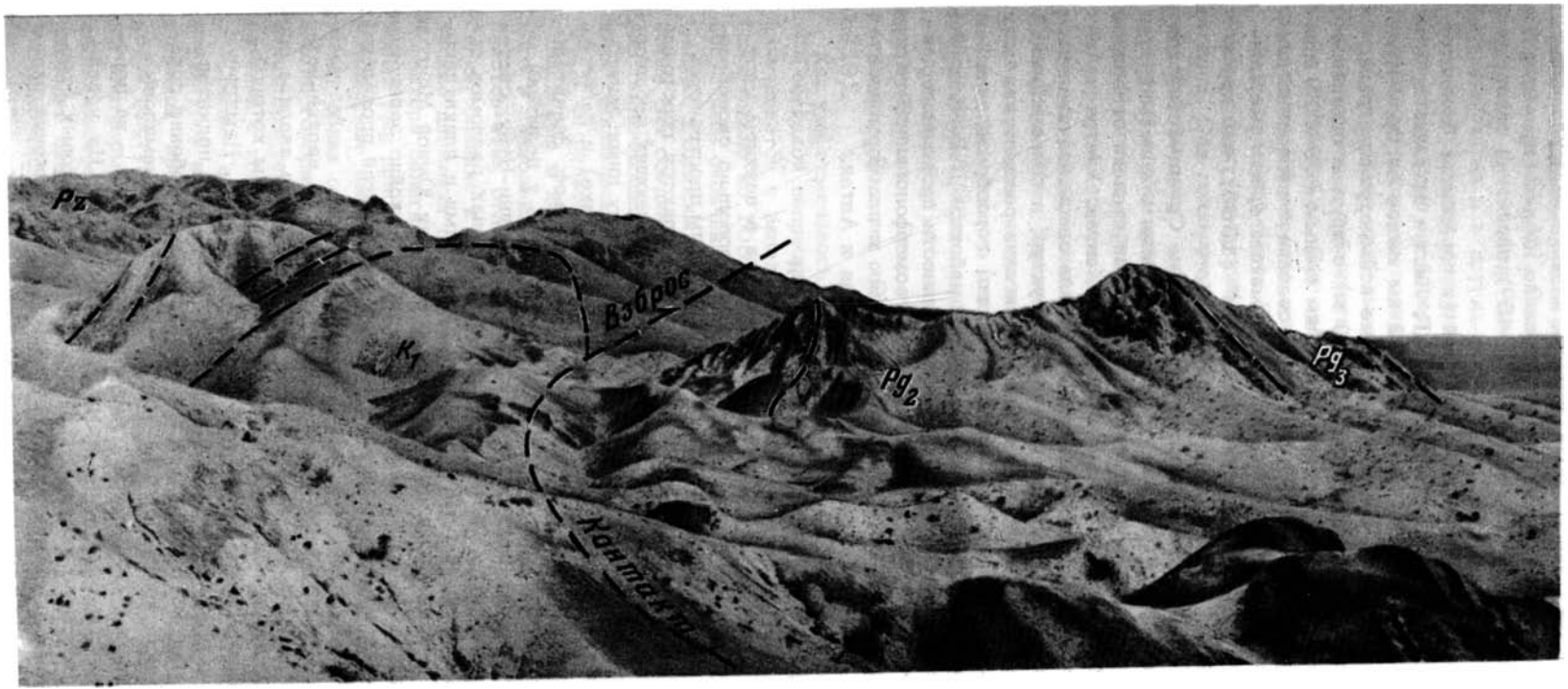


Рис. 81. Складчатые дислокации пород нижнего мела и отложений палеогена, развитые вдоль разлома (северный борт Долино-озерской впадины, район Буйлясутуин-Худук). Фото Е.В. Девяткина

с простиранием надвига (рис. 81). Непосредственное надвигание пород нижнего палеозоя на отложения олигоцена было установлено на левобережье р. Таиин-Гол. Плоскость надвига довольно полого (40-45°) падает на север, под хр. Ушугеин-Нуру.

Интенсивные дислокации палеогеновых отложений (и горизонтов базальтов, заключенных в них), наблюдали Е.В. Девяткин и И.Г. Лискун по южному борту впадины, у подножия Гобийского Алтая, в 10-12 км южнее оз. Орок-Нур. Отложения палеогена смяты здесь в довольно крутые асимметричные складки субширотного простирания (шириной до 200-250 м) с крутым северным (до 60-80°, местами вертикальным) и более пологим южным (30-40°) крылом. Такая дислоцированность отложений палеогена связана с непосредственной близостью их к зоне Ихэ-Богдинского разлома, имеющего, как указывают авторы монографии "Гоби-Алтайское землетрясение" (1963), вид крутого взброса, плоскость которого наклонена на юг, под хребет.

Территории Южной и Юго-Восточной Монголии, а также Средне-Гобийская или Дэлгэр-Ханская депрессия и Северо-Восточная Монголия в новейший этап тектонического развития имели определенные качественные отличия от областей интенсивного горообразования Северной Монголии, Хангая, Хэнтэя и Алтая. Интенсивность движений и амплитуды поднятий были здесь значительно меньшими, что определило и морфологию новейших структур, и современный рельеф этой территории. Поэтому указанная часть Монголии рассматривается нами как область относительно слабого (или локального) горообразования. Необходимо отметить, что один из авторов настоящей работы - Т.В. Николаева (1971) - по характеру новейших структур, интенсивности проявления движений в неоген-четвертичное время и общего анализа геоморфологического строения Средне-Гобийской депрессии, относит эту территорию к платформенной области, отделяя ее от областей горообразования Хангая и Алтая.

НОВЕЙШИЕ СТРУКТУРЫ ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ

В пределах заалтайской части Монголии, развивавшейся в верхнем мелу - палеогене как платформа, в новейшее время происходило довольно своеобразное развитие новейших структур. Здесь над общим равнинным 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 осадками верхнего мела (на востоке) и палеогена (на западе), сохранившими свой "платформенный" палеорельеф. Значительные мощности новейших осадков для них не характерны. Лишь у подножий молодых поднятий хребтов Байтал-Богдо, Аджи-Богдо, Эдрейнгини-Нуру, системы гор Алтан-Ула - Нэмэгэту-Гильменту и Тост-Ула в зонах разломов осадки платформенного чехла нарушены значительными разрывными и пликативными дислокациями. Такая блоковая раздробленность территории Южной Монголии на отдельные горстовые блоки, разделенные сравнительно спокойно залегающими осадками платформенного чехла, является специфической чертой проявления новейшей тектоники этого региона.

Амплитуда поднятия горстовых массивов Южной Монголии за неоген-четвертичное время составляет от 500 до 2500 м и определяется из анализа современного положения остатков поверхности выравнивания, реликты которой образуют вершины массивов Аджи-Богдо-Ула, Байтаг-Богдо-Ула, Нэмэгэту-Ула и др. Отложения платформенного чехла также вовлекаются в поднятия, часто встречаясь на значительных высотах в самих хребтах. Особенно показательны в этом отношении хребты системы Нэмэгэту, где верхнемеловые осадки встречаются в пределах осевой части новейшей структуры - на перемычках, разделяющих хребты Алтан-Ула, Нэмэгэту-Ула, Сэвэрэй. На новейшее поднятие этих хребтов ясно указывают дислокации верхнемеловых отложений у северных и южных подножий этих хребтов, где эти отложения ока-

зываются "задранными" в сторону поднимающихся блоков и падают от них под углом до 35-45°. Подобные новейшие деформации платформенного чехла известны и у подножия Аджи-Богдо, у южного подножия Монгольского и Гобийского Алтая и в других местах.

Мелкие структуры, выполненные неогеновыми и плейстоценовыми отложениями мощностью не более 100-120 м, протягиваются в виде цепочки впадин у самого южного подножия Монгольского Алтая (Бурунхурайская котловина). Эти узкие грабены шириной в 3-5 км, с четко выраженными бортами, располагаются в субширотном направлении в низовьях рек Булган, Уйэнчи-Гол и Бодончи-Гол. Они отделены от центральной части Бурунхуранской впадины системой широтно ориентированных узких горстовых выступов.

В центральной части Бурунхурайской впадины намечается небольшая новейшая структура прогибания, выполненная отложениями неогена (?) - плейстоцена. Она занимает наиболее прогнутую часть платформенной синеклизы того же названия.

Другой относительно крупной новейшей структурой запада заалтайской части Монголии является Алакнурская впадина. В плане она имеет треугольную форму. С севера впадина ограничена широтными разломами подножия Монгольского Алтая, с запада и востока - резко вздернутыми блоками массива Аджи-Богдо-Ула. Впадина выполнена неогеновыми и плейстоценовыми осадками мощностью не менее 100-150 м. Красноцветные олигоценовые отложения выходят по ее северному и восточному борту и местами значительно дислоцированы вблизи молодых разломов.

Средне-Гобийская депрессия совместно с Долиной Озер и Котловиной Больших Озер образует единый мезозойско-кайнозойский прогиб Котловины Больших Озер и Средне-Гобийской депрессии (Васильев и др., 1959).

Как уже отмечалось ранее (Николаева, 1971), Долина Озер в состав Средне-Гобийской депрессии нами не включается. Последняя пространственно ограничивается с запада линией сомон Гучин - сомон Хобдо, т.е. проходит приблизительно по 103° в.д. На севере Средне-Гобийская депрессия ограничена восточным окончанием Хангайского поднятия, а на юге - хребтом Гурван-Сайхан, входящим в Алтайское поднятие. На востоке через Ундуршилинскую ветвь она соединяется с Восточно-Гобийской депрессией. Восточная Монголия, включающая Средне-Гобийскую депрессию, в современных своих очертаниях оформилась в течение новейшего тектонического этапа. Однако основные черты ее рельефа и тенденция к относительному погружению четко обозначались еще в конце верхнего мела. Небольшая мощность осадков верхнемелового и кайнозойского возраста и преимущественно горизонтальное залегание пластов этих отложений могут указывать на тектонические условия их накопления, близкие к платформенным. Слабо дифференцированные новейшие тектонические движения положительного знака не смогли существенно изменить ни характера залегания осадков, ни равнинного облика данной территории, который был присущ ей в конце мела и в палеогене. Несмотря на значительные абсолютные высоты (более 1000 м), рассматриваемая территория и сейчас имеет облик относительно опущенной всхолмленной равнины. В связи с этим можно говорить об определенной унаследованности общей направленности и характера тектонических движений в пределах Средне-Гобийской депрессии, начиная с конца мезозоя.

Средне-Гобийская депрессия характеризуется довольно сложной внутренней структурой и может быть подразделена на ряд поднятий и прогибов. Первые сложены преимущественно домезозойскими образованиями и представляют собой выступы складчатого фундамента, вторые выполнены рыхлыми осадками платформенного чехла. Наиболее крупные поднятия - Сухаингольское, Сайхан-обосомонское, Дэлгэрхангайское, Холодуобинское и Цогтобинское. К числу наиболее значительных прогибов относятся Олдахухидский, Хошухидский и Мандалобинский. В период, предшествовавший новейшему тектоническому эта-

пу, эти поднятия представляли собой денудированные участки складчатого основания платформы, входящие в состав единой полигенетической поверхности выравнивания. В некоторых местах они были перекрыты маломощными красноцветными верхнемеловыми-палеогеновыми образованиями, о чем свидетельствуют участки приподнятых " откопанных" пенепленов, а также сохранившиеся локально "нашлепки" рыхлого покрова на вершинах и склонах некоторых возвышенностей. За неоген-четвертичное время все вышеперечисленные поднятия испытали воздымание большей амплитуды, чем прилегающие прогибы. Так, например, Олдахухидский прогиб за неоген-четвертичное время поднялся на высоту 1000-1250 м, в то время как близлежащие поднятия - на 1400-1500 м.

Дэлгэрхангайское поднятие достигло высоты даже 1900 м, что сближает его с областью горообразования. Исходя из этого, мы и называем подобные поднятия участками локального горообразования.

Признаки новейших воздыманий в пределах этих поднятий выражены чрезвычайно ярко. В пользу их молодости свидетельствуют многочисленные факты. Так, красноцветные верхнемеловые - палеогеновые отложения, аналогичные залегающим в Одахухидской впадине, наблюдаются на вершинах и в верхних частях склонов этих поднятий. Например, в Цогтобинском поднятии эти осадки обнаружены на вершине горы Баян-Хонгор-Ула (1421 м), где они залегают со слабым уклоном в сторону Олдахухидского прогиба. Аналогичная картина наблюдается в пределах этого же поднятия к западу, в районе горы Догшиху-Ула (Николаева, 1971).

Если в Олдахухидском прогибе красноцветные отложения залегают горизонтально или наклонны к ее центру, то на склонах гор или вблизи них наблюдается наклонное залегание красноцветных слоев с падением в сторону близлежащих впадин. Подобные факты наблюдались в пределах Холодуобинского и Дэлгэрхангайского поднятий. Кроме того, целый ряд геоморфологических признаков свидетельствует в пользу молодости поднятий. Среди них следует отметить широкое развитие гравитационных отложений на склонах молодых поднятий, густое и достаточно глубокое расчленение склонов руслами временных потоков, широкое развитие в пределах отдельных поднятий сквозных антецедентных долин (поднятия Дзун-Хайрхан-Ула, Унага-Ула, антецедентный участок долины р. Онгыйн-Гол около сомона Сайхан-Обо и др.), широкое развитие бэдлэнда по краям молодых поднятий, выпуклый профиль их склонов и т.д.

Перечисленные поднятия в своих центральных частях сложены в основном дислоцированными палеозойскими породами, а по краям - рыхлыми или слабо сцементированными меловыми и палеогеновыми отложениями, слои которых наклонены от центров поднятий к их краям. Эта закономерность хорошо устанавливается при анализе геологической и геоморфологической карт. И только Сухаингольское поднятие (Сухайтуинское, по А.Х. Иванову) сложено верхнеюрскими и нижнемеловыми породами.

Описанные поднятия в целом представляют собой куполовидные сводообразные структуры, вытянутые в субширотном, северо-восточном или северо-западном направлениях. Они осложнены глыбовыми, реже складчатыми структурами более низких порядков. Пространственно поднятия тяготеют к зонам крупных региональных разломов.

Внутренняя структура поднятий характеризуется сложным строением. Каждое из них состоит из целого ряда мелких поднятий, часто ограниченных разломами, и разделяющих их небольших долинообразных впадин, выполненных маломощными четвертичными отложениями, залегающими как на палеозойских, так и на рыхлых мезозойско-кайнозойских породах. Для примера рассмотрим Дэлгэрхангайское поднятие. Оно резко возвышается над равниной Олдахухидского прогиба и приподнято над ней на высоту до 500-600 м. Поднятие имеет северо-западное, близкое к широтному простирание; его протяженность составляет 50 км, ширина - 15-20 км. Поднятие слагается из целого ряда

возвышенностей, расположенных на общем пьедестале, поднятом над равниной на 50-100 м. Круто возвышающиеся отдельные поднятия, расположенные на общем цоколе, разделены впадинами такого же простирания. С поверхности эти полузамкнутые или замкнутые котловины выполнены щебнем, гравием и в меньшей степени глинистым материалом. С северо-западной стороны в Дэлгэрхангайское поднятие втянуты красноцветные загипсованные глины, слои которых падают под довольно крутым углом к северо-западу. С северной стороны поднятия, в непосредственной близости от хр. Дэлгэр-Хангай, расположена впадина глубиной 120-180 м, выполненная красноцветными глинисто-песчаными отложениями палеогенового возраста, перекрытыми в свою очередь четвертичными, грубо сортированными щебнисто-дресвяными отложениями. Судя по профилям ВЭЗ, фундамент впадины резко погружается вблизи хребта, т.е. на юге, а затем образует пологий синклиналеобразный изгиб. Такой же рельеф фундамента наблюдается и во впадине, расположенной южнее хр. Дэлгэр-Хангай, вблизи хр. Хул-Хайрхан.

Широким развитием в пределах поднятий пользуются разрывные тектонические нарушения типа надвигов. Характерный надвиг мы наблюдали на южном склоне хр. Хул-Хайрхан (между горой Дзун-Хайрхан-Ула и колодцем Хатабчи-Худук). В этом месте разгнейсованные нижнепалеозойские граниты, слагающие хребет, круто надвинуты на наклоненные к югу палеогеновые (?) красноцветные плотные загипсованные глины.

Локальные поднятия разделены прогибами, выполненными верхнемезозойскими - кайнозойскими отложениями. Наиболее крупные из них, как отмечалось выше, - Хошухидский, Мандалобинский и Олдахухидский прогибы, соединяющиеся между собой. Первые два выделены и кратко охарактеризованы А.Х. Ивановым (Васильев и др., 1959). Поэтому ниже мы остановимся главным образом на характеристике Олдахухидского прогиба. Он расположен между Дэлгэрхангайским и Холодуобинским поднятием на севере и Цогтообинским - на юге. На западе прогиб сливается с Хошухидским прогибом, а на востоке через Ундуршилинскую ветвь соединяется с Восточно-Гобийской депрессией. Прогиб имеет субширотное простирание и протягивается с востока на запад на расстояние около 150-180 км при ширине около 90 км. Он характеризуется равнинным рельефом. Наблюдается понижение поверхности прогиба от его краев к центру, расположенному приблизительно на широте развалин Олдаху-Хид. Равнинный рельеф, столь характерный для Олдахухидского прогиба, нарушается невысокими и обычно короткими грядами, представляющими собой приподнятые блоки фундамента.

О глубинном строении Олдаху-Хидского прогиба до последнего времени ничего не было известно. Данные ВЭЗ и бурения, полученные в последние годы, свидетельствуют о значительной мощности мезозойско-кайнозойских отложений, выполняющих впадину. Достаточно отметить, что даже наиболее глубокие скважины, глубиной 250-300 м, пройденные в районах Олдаху-Хид и к югу от сомона Холод, не вскрыли пород фундамента. Данные ВЭЗ показывают, что фундамент впадины в целом погружается довольно постепенно с севера на юг, согласно общему наклону топографической поверхности впадины. Плавное погружение фундамента местами осложняется отдельными его поднятиями; иногда поднятия фундамента в виде узких невысоких мелкосопочных гряд субширотного простирания достигают дневной поверхности.

Анализ геоэлектрических профилей свидетельствует о том, что слабо сцементированные и рыхлые породы чехла местами смяты в пологие куполовидные структуры и брахискладки с углами наклона на крыльях не более 5-7°.

Нередко погребенные выступы фундамента располагаются под антиклинальными перегибами пород чехла. Те же данные ВЭЗ показывают, что синклиналеобразная в целом структура впадины в прибортовых частях нередко осложнена разрывными тектоническими нарушениями. В южной части Олдахухидской впадины (к северу от сомона Цогто-Обо) один из таких разломов прекрасно выражен

в рельефе в виде прямолинейного уступа субширотного простирания, высотой до 50 м, в котором обнажаются породы как чехла, так и фундамента. Этот разлом имеет характер взброса с поднятым южным крылом.

НОВЕЙШИЕ СТРУКТУРЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ МОНГОЛИИ

Новейшая тектоника Северо-Восточной Монголии изучена очень слабо, мало имеется и стратиграфических материалов, необходимых для анализа развития этой территории в новейшее время и особенно данных бурения и геофизических работ, столь нужных для оценки состава и мощности неогеновых и четвертичных отложений, широко развитых в пределах этой территории.

В работе "Геологическое строение Монгольской Народной Республики" (Васильев и др., 1959) приведено описание мезозой-кайнозойских структур этого региона без специального выделения неотектонических структур. При описании новейших структур Северо-Восточной Монголии мы используем эти материалы, дополненные нашими полевыми исследованиями.

Общий структурный план палеозойского и раннемезозойского основания имеет северо-восточное простирание, которому подчинены и новейшие структуры этой территории. Здесь выделяются две относительно крупные впадины - Тамцагская и Чойбалсанская, - разделенные Бурунуртским поднятием. Более мелкие новейшие впадины имеются по долинам рек Ульдза и Керулен (в среднем и нижнем течении).

Тамцагская впадина протягивается в северо-восточном направлении почти на 450 км. Ее ширина постепенно увеличивается в том же направлении от 30-50 до 150-170 км. Намечается разделение впадины на две части - северную и южную, - разделенные Восточно-Тамцагским 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 тамцагской впадины ограничен хр. Большой Хинган, северо-западный борт - Бурунуртским поднятием.

Фундамент Тамцагской впадины, как показано на "Геологической карте МНР" (1972), сложен лородами палеозоя и нижнего мезозоя, достаточно сложно дислоцированными и разбитыми разломами северо-восточного направления. Судя по геофизическим материалам, полученным в 50-х годах, фундамент имеет очень сложный рельеф, подчеркивающий его блоковое строение. Вышележащие породы позднего мела и палеогена, имеющие меньшую мощность, залегают спокойно. Эти осадки платформенного чехла дислоцированы в виде пологих складок, части которых иногда выведены на поверхность, обнажаясь под неоген-четвертичными отложениями (поднятия Хамар-Дабан, Улан-Цэрэг и др.).

С поверхности Тамцагская впадина перекрыта неогеновыми и четвертичными отложениями, вероятно, значительной мощности (особенно в осевой части впадины). Здесь можно ожидать мощностей этих отложений порядка 300-400 м, возможно, - более (Маринов, Хасин, 1947). Они имеют спокойное залегание, осложненное отдельными пологими складками, по-видимому, отражающими структурные формы платформенного этапа развития территории. На южном борту Тамцагской впадины - в зоне ее перехода к поднятию Большого Хингана - четко выражено блоковое строение - чередование горстовых узких поднятий пород основания, разделенных отдельными грабенами, с тенденцией общего поднятия в сторону Большого Хингана.

Подобное строение Тамцагской впадины сближает ее по характеру проявления новейшей тектоники с районами Средней и Юго-Восточной Гоби, где этап новейшей активизации был проявлен слабо, вследствие сохранения "консервативных" черт платформенного развития территории. Однако, в отличие от этих районов, в Тамцагской впадине в новейшее время происходило медленное прогибание с накоплением значительной по мощности толщи неоген-четвертичных отложений.

Чойбалсанская впадина расположена к северу от Тамцагской, отделяясь от нее выступами палеозойского и раннемезозойского основания. А.Х. Иванов рассматривал эту структуру как мезозойско-кайнозойскую, состоящую из отдельных депрессий и поднятий более высокого порядка. Чойбалсанская новейшая впадина занимает лишь юго-западную часть этой структуры. Она расположена в среднем течении р. Керулен и на его левобережье, имеет длину около 120 км при ширине до 30-40 км. Как и Тамцагская, эта впадина выполнена неоген-четвертичными отложениями, предполагаемой мощностью до 200-300 м. Дно впадины имеет сложное строение, о чем свидетельствуют отдельные горстовые блоки пород основания, выведенные на поверхность в разных местах этой структуры.

* * *

Заканчивая описание этапа новейшей активизации Монголии, следует подчеркнуть, что на этой обширной части территории Центральной Азии мы имеем разные генетические и морфологические типы новейших структур. Их формирование в новейшее время во многом связано с предшествующими этапами развития территории, особенно во время мезозойской активизации (и ревивации) и на этапе платформенного развития. Этим определяется интенсивность проявления новейших движений и морфология новейших структур.

Уже сейчас можно наметить генетические и морфологические типы новейших структур (Девяткин, Шувалов, 1973).

А. Рифтовые структуры Северной Монголии (байкальский тип горообразования).

Б. Крупные сводово-блоковые поднятия Хангая и Хэнтэя (хангайский тип горообразования).

В. Линейные сводово-горстовые поднятия Монгольского и Гобийского Алтая (алтайский тип горообразования).

Г. Крупные линейные зоны впадин, наследующих элементы нижнемезозойских структур активизации (предалтайский и долиноозерский тип впадин).

Д. Области локального горообразования Южной, Средней и Юго-Восточной Гоби, во многом наследующие черты платформенного этапа развития территории (гобийский тип локального горообразования).

Е. Крупные, относительно слабо прогнутые в новейшее время впадины Северо-Восточной Монголии, во многом наследующие черты платформенного этапа развития территории (чойбалсанский тип впадин).

Как видно из описания конкретных структур территории Монголии и предложенной морфогенетической классификации, интенсивность новейших тектонических движений была весьма неравномерной. Наиболее активные движения в целом проявились в Западной, Северной и Центральной Монголии (Алтай, Хангай, Хэнтэй). Амплитуда относительных поднятий для этих регионов оценивается в 1500-3000 м, а погружений (для межгорных впадин) - до 100-500 м. С неотектоническим этапом связано образование высокогорного рельефа в центральных частях поднятий, проявление нескольких фаз новейшего (от олигоцена до голоцена включительно) базальтового вулканизма, высокая сейсмичность территории (до 9-12 баллов).

В Восточной и, частично, в Южной Монголии интенсивность проявления неотектонических движений была меньшей. Лишь для отдельных структур амплитуда поднятия составляет сотни, реже - 1000-1200 м. Межгорные впадины, испытывающие тенденцию к погружению, во многих своих частях сохранили элементы унаследованности от предшествующего платформенного этапа развития территории. Амплитуда прогибания для них не превышает 100-200 м. Проявления новейшего базальтового вулканизма для этих районов связаны с локальными зонами обновленных разломов и, за исключением района плато Дариганга, характерны лишь для начала неотектонического этапа. Районы Восточной и Южной Монголии отличаются относительно слабой сейсмичностью, достигающей 4-6 баллов.

С кайнозойским этапом развития структур на территории Монголии связаны многочисленные излияния базальтов, выходы которых распределены чрезвычайно неравномерно. В недавно опубликованной книге "Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение" (1973) рассматривается история изучения базальтов, приводится характеристика их состава и возраста, а также условий генерации базальтовых магм и других особенностей.

В этом разделе мы обратимся главным образом к новым данным, касающимся областей распространения, структурной позиции кайнозойских базальтов, некоторых особенностей их состава и времени излияний.

В последние годы в результате проведения специальных вулканологических исследований, а также стратиграфических работ с применением палеомагнитных методов определения возраста базальтов выявлены следующие особенности развития кайнозойского магматизма Монголии.

В результате исследований В.В. Кепежинскас, Е.В. Девяткина, И.В. Лучицкого, В.П. Чичагова, И.З. Дашдава (1973) выяснилось, что в пределах Монголии широким распространением пользуется недифференцированная серия щелочных оливиновых базальтов. Излияние этих базальтов происходило почти на всем протяжении новейшего (кайнозойского) этапа развития тектонических структур – в плиоцене, голоцене и плейстоцене.

В.В. Кепежинскас и И.В. Лучицкий (1972), изучавшие состав кайнозойских базальтов Монголии, выделяют три главные области их распространения: северо-западную (Хангайское нагорье, Прихубсугулье), юго-западную (Монгольский и Гобийский Алтай) и юго-восточную (плато Дариганга). Выходы базальтов во всех перечисленных областях связаны с кайнозойскими разломами или более древними палеозойскими и мезозойскими разломами, подновленными в кайнозое. Изолированные площади их развития в северо-западной зоне приурочены преимущественно к разломам северо-восточного, близкого к меридиональному направлению, поперечным по отношению к основным структурным элементам палеозойского и докембрийского основания.

На юго-западе выходы базальтов преимущественно связаны с подновленными в кайнозое сейсмоактивными глубинными продольными разломами Гоби-Алтайской системы и оперяющими их новообразованными кайнозойскими поперечными разломами.

В северо-западной области изолированные лавовые поля базальтоидов располагаются в озерных котловинах, долинах рек и на их водоразделах. Местами среди лавовых полей хорошо сохранились вулканические постройки. На юге, в верховьях рек Чулуту и Орхон, эта область смыкается с юго-западной областью, где базальты распространены вдоль северных склонов Гобийского и южных склонов Монгольского Алтая (р. Ку-Иртыс, Барун-Хурайская котловина). Редкие выходы кайнозойских базальтов, известные в других районах Монголии, обычно ничтожны по размерам.

В целом перечисленные области распространения базальтов приурочены к широкой зоне общего субмеридионального направления, протягивающейся от

района Прихубсугулья и далее к югу, где она пересекает юго-западные части Орхон-Селенгинской системы мезозойских прогибов, Хангайское поднятие, Барунбаянское поднятие и систему Предалтайских (Долиноозерских) прогибов и поднятие Монгольского и Гобийского Алтая. Базальты третьей, юго-восточной, области плато Дариганга резко отличаются от кайнозойских базальтов других областей Монголии. Они образуют сплошной лавовый чехол площадью до 10 000 км^2 (только на территории Монголии), приуроченный к плато Дариганга, приподнятому над окружающей равниной. Сплошные лавовые покровы базальтов за границей Монголии продолжаются далее к юго-востоку на китайскую территорию до котловины Баян-Нур - Далай-Нур на протяжении 600 км, где слагают площадь около 20 000 км^2. Комплекс базальтов плато Дариганга с насаженными на нем многочисленными вулканическими конусами сложен пикритовыми базальтами, лимбургитами, гавайитами и другими разновидностями.

Сравнение петрохимических особенностей кайнозойских базальтоидов Монголии позволило упомянутым выше авторам выделить две петрохимические провинции: базальтоидов с калиевой специализацией, приуроченных к описанной выше меридиональной зоне их распространения на западе Центральной Монголии, и базальтоидов с натровой специализацией - на плато Дариганга. Наличие в центре Азиатского континента натровых базальтов, сопоставимых по химизму с океаническими базальтами (ближе всего стоящими, по данным В.В. Кепежинскас, к базальтам гавайского типа), само по себе представляет большой интерес. Здесь следует отметить, что обе выделенные петрохимические провинции Монголии располагаются в различных структурных зонах.

Западная, калиевая провинция щелочных базальтов Центральной Монголии, имеющая меридиональное простирание, в своем расположении совпадает с редукционной структурой поднятий, по данным В.П. Солоненко (1963), также имеющей меридиональное простирание. К этой же структуре тяготеют эпицентры всех известных землетрясений Монголии. Та же структурная зона является границей между морфоструктурными областями Западной и Восточной Монголии. На Западе Монголии в кайнозойское время наиболее активно проявились неотектонические движения, создавшие современный высокогорный рельеф. Здесь проявились и наиболее сильные, в том числе катастрофические землетрясения (силой 10-12 баллов). На востоке Монголии неотектонические движения проявились слабо, для этого района характерны сглаженные формы современного рельефа. Сейсмичность территории выражена также слабо, землетрясения не превышают 4-6 баллов.

Юго-восточная провинция натровых (океанические) базальтов плато Дариганга занимает совершенно особое структурное положение на крайнем юго-востоке Монголии. Эта провинция в своем расположении неотделима от таких же областей развития платобазальтов, расположенных на территории Китая. Щелочные натровые базальты плато Дариганга представляют собой крайний северо-восточный выход в системе соизмеримых с ними по площади распространения платобазальтов, расположенных во внутренней Монголии и Китае. Базальтовые плато располагаются здесь вдоль краевых разломов Китайско-Корейской платформы, разломов южного обрамления Ханкайского массива и широтных разломов в Советском Южном Приморье.

Перечисленные разобщенные выходы платобазальтов образуют как бы гигантскую внутриконтинентальную "вулканическую дугу", протягивающуюся от побережья Японского моря в центральные районы Азии на расстояние более 1700 км. Видимо, такая крупнейшая система разломов, сопряженная со структурой Тихого океана, и могла служить своеобразным проводником "океанических" натровых базальтоидов к географическому центру Азиатского материка.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ СТРУКТУР И МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ МОНГОЛИИ

Из анализа тектонической карты и магматизма Монголии видно, что разнотипные мезозойские структуры ревивации и активизации подчинены четким закономерностям пространственного размещения. Мезозойские структуры ревивации, а также мезозойские вулканические образования различного состава и комагматичные им гранитоиды (от габбро-диоритов до аляскитов) развиты исключительно в восточной части Монголии. Западная граница распространения этих структур, изгибаясь, проходит в субмеридиональном направлении между 100-105° в.д., пересекая вкрест простирания все выше охарактеризованные субширотные элементы палеозойского и более древнего основания, образовавшиеся в байкальскую, каледонскую и герцинскую геотектоническую эпохи. В пределах этих структур в нижнем, среднем и верхнем палеозое широко проявились процессы гранитообразования и вулканической деятельности и была сформирована гранитная кора, имеющая, по данным В.С. Волхонина и П.Н. Степанова (1969), мощность от 40 до 50 км.

На западе Монголии распространены амагматичные мезозойские структуры активизации, которые резко отличаются от структур ревивации полным отсутствием магматических проявлений. Они сложены исключительно континентальными терригенными и угленосными отложениями молассоидной формации, мощность которой в зонах отдельных прогибов достигает 4 км.

В развитии этих типов структур отчетливо выделяются два этапа: ранний и поздний. Однако возрастные рамки этих этапов несколько различаются. Для структур ревивации Восточной Монголии (на современном уровне изучения стратиграфии) раннемезозойский этап охватывает период времени от триаса (поздний триас) до ранней юры (возможно, начало средней) включительно.

Позднемезозойский этап развития охватывал период времени от конца средней юры до раннего мела включительно. Для структур активизации Западной Монголии ранний этап продолжался от ранней до начала поздней юры, а поздний соответствовал периоду времени от поздней юры до раннего мела включительно.

При общей наложенности мезозойских структур того и другого типов на палеозойское и докембрийское основание наблюдается четкое наследование мезозойскими структурами простираний крупных тектонических форм основания, особенно простираний длительноживущих глубинных разломов и, в частности, глубинных разломов с гипербазитами.

Для раннего этапа мезозойских структур активизации Западной Монголии характерно развитие широких сводовых поднятий домезозойского основания, разделенных узкими зонами приразломных прогибов и рифтов, в пределах которых амагматичные молассоидные отложения смяты в брахиформные и узкие линейные приразломные складки. Для позднего этапа развития структур активизации характерно вовлечение в прогибание краевых частей поднятий и более простые формы дислокаций мезозойских отложений в прогибах. Они слагают плоские широкие синклинали, лишь местами осложненные приразломными складками.

Для раннего этапа формирования мезозойских структур ревивации характерно развитие протяженных линейных сводовых поднятий домезозойского кри-

сталлического основания, разделенных зонами прогибов; в их пределах выделяются цепочки мелких и крупных синклинальных структур, разделенных продольными и поперечными горст-антиклиналями. Одно из крупнейших мезозойских поднятий Монголии - Хэнтэйское. Непосредственным продолжением его на территории Советского Союза является Даурское поднятие и поднятие Станового хребта, общая протяженность которых составляет более 1000 км. Прогибы сложены мезозойскими континентальными и морскими терригенными и угленосными отложениями молассоидной формации, в подчиненном количестве содержащими вулканиты дифференцированного состава (диабазы, андезитовые и базальтовые порфириты, андезиты, трахиандезиты, трахиты, липариты и трахилипариты). Мощность верхнемезозойских отложений в прогибах колеблется от сотен метров до 4-6 км. Для обоих этапов развития структур ревивации характерны комагматичные интрузивные и эффузивные образования, типичные для вулкано-плутонических формаций, по Г.К. Устиеву.

Для раннего этапа развития в количественном отношении характерно преобладание интрузивных фаций магматических проявлений над эффузивными в пределах единой вулканогенно-плутонической формации. Интрузивные образования представлены габбро-диоритами, гранодиоритами, стандартными гранитоидами и аляскитами, а также щелочными и субщелочными разновидностями. Наиболее крупные массивы гранитоидов (гранодиоритового состава и стандартных гранитоидов) приурочены к упомянутой выше структуре сводового поднятия хребтов Хэнтэя и Станового, расположенных к северу и юго-западу от системы древних глубинных Монголо-Охотских разломов, подновленных в мезозое. Габбро-диоритовые интрузии обычно приурочены непосредственно к зонам глубинных разломов - Монголо-Охотскому, Ононскому и др. На флангах описанного сводового поднятия располагаются преимущественно субщелочные и щелочные гранитоиды. С поперечными разломами, пересекающими эту структуру, связаны цепочки более поздних в раннемезозойском этапе кислых литий-фтористых гранитов.

В течение позднемезозойского этапа развития структур ревивации происходила перестройка структурного плана, интенсивное расчленение сводовых поднятий; отдельные их блоки вовлекались в опускание, позднемезозойские структуры приобретали мозаичный характер и лишь некоторые, более крупные продолжали развиваться, наследуя раннемезозойские формы. В течение позднемезозойского этапа резко возросла роль вулканических фаций различного состава (от основных до кислых и субщелочных разновидностей), при этом характерно увеличение количества вулканогенного материала по направлению с запада на восток. Мощность терригенных и вулканогенных отложений в позднемезозойских прогибах колеблется от сотен метров до 2-2,5 км. На востоке Монголии для этого этапа характерно формирование специфических вулканотектонических структур типа кальдер проседания. Наблюдается сопряженность в развитии вулканических образований и формировании прогибов и впадин с вулканогенно-осадочным выполнением. Вверх по разрезу роль вулканогенных образований заметно сокращается.

Для позднемезозойского этапа развития вулканизма Монголии характерно преобладание основных вулканитов, приуроченных к нижней части разреза толщи, которая представлена базальтами, андезито-базальтами, трахибазальтами, трахиандезитами. В верхней части разреза развиты дациты, липариты и трахилипариты. Среди кислых и субщелочных разновидностей, по данным Д.И. Фрих-Хара и А.И. Лучицкой, распространены преимущественно субвулканические тела, тесно связанные с интрузивными фациями. Наиболее распространенными интрузивными образованиями являются лейкократовые и аляскитовые граниты и граносиениты, для которых в ряде мест удается проследить все переходы к субвулканическим образованиям, пересекающим базальты.

В зоне сочленения структур ревивации Восточной и Центральной Монголии с амагматичными структурами активизации Западной Монголии мезозойский магматизм постепенно затухает. На западе Центральной Монголии мезозой-

ские магматические образования имеют незначительное распространение и представлены почти исключительно эффузивными субвулканическими фациями (трахибазальты и липариты), там же встречаются небольшие криптовулканические образования, прорывающие отложения нижнего мела. С этими породами здесь связаны зоны окремнения и флюоритизации, наложенные как на мезозойские отложения, так и на породы палеозойского основания. В Восточном Забайкалье, по мнению Н.А. Фогельман, с аналогичными криптовулканическими телами кислого состава связано золотое оруденение балейского типа.

Представляется очень важным решение вопросов о соотношениях магматических проявлений с ранне- и позднемезозойскими дислокациями и структурами палеозойского основания, о причинах неравномерного размещения по площади Восточной Монголии различных геохимических типов гранитоидов и вулканитов.

Изучение геологического положения гранитоидных массивов и малых тел, их форм и условий залегания показывает, что проникновение их 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 прогибов и кристаллического палеозойского или более древнего основания. Малые гранитоидные тела (межпластовые интрузии, силлы, штоки, лакколиты) приурочены к более мелким дислокациям в толще мезозойских отложений.

Большинство выходов гранитных тел на поверхности занимают сравнительно небольшие площади, измеряемые обычно десятками и сотнями квадратных километров. Наиболее крупные площади гранитных массивов, превышающие 1000 км^2 или несколько тысяч квадратных километров, приурочены к зоне крупнейшего Хангайского сводового поднятия. Однако и в этом случае геологические и геофизические данные позволяют установить пластинообразную форму гранитных тел.

Из приведенного анализа взаимоотношений мезозойских структур ревивации и магматических образований видна теснейшая связь в их развитии. Совмещение карт мезозойской тектоники и геохимических типов мезозойских гранодиоритов, а также тектонических карт палеозойского и более древнего основания позволяет сделать следующие выводы: западная граница распространения мезозойских гранитоидов так же, как и мезозойских структур ревивации, пересекает почти вкрест простирания все крупнейшие разновозрастные палеозойские геосинклинальные складчатые зоны, имеющие простирание, близкое к широтному. Наблюдается также полное несовпадение площадей развития мезозойских структур ревивации и верхнепалеозойских орогенных структур. Подобное структурное и историческое положение описанных мезозойских структур ревивации и гранитоидов не позволяет рассматривать их в качестве завершающей орогенной стадии развития палеозоид, как это ранее было широко принято (Маринов, 1967).

Формирование мезозойских структур, проявление интенсивной вулканической деятельности и гранитного магматизма на востоке Монголии связано с самостоятельной эпохой мезозойского геотектонического развития.

Более сложным является решение второго вопроса – о причинах пространственного размещения различных по составу геохимических типов гранитоидов на территории страны.

Ранее М.С. Нагибина (1963) на основании изучения пространственного распределения мезозойских гранитоидов в пределах Монголо-Охотского пояса и прилегающих тектонических зон СССР и Китая и соотношения их с мезозойскими структурами ревивации и одновозрастными геосинклинальными обра-

зованиями отмечала определенные закономерности изменения состава гранитоидов и их возраста по направлению с востока на запад. Эти закономерности следующие: структуры ревивации с одновозрастными эвгеосинклинальными структурами составляют единую динамическую систему. По направлению с востока на запад, т.е. от мезозойских эвгеосинклиналей Тихоокеанского пояса в глубь континента наблюдается затухание мезозойского магматизма; одновременно устанавливается омоложение возраста гранитоидов по направлению от континента к Тихоокеанскому тектоническому поясу; в одновозрастных гранитоидах наблюдается увеличение их щелочности также по мере удаления от эвгеосинклиналей в глубь континента. Базируясь на этой общей закономерности и с привлечением более детальных геохимических исследований, проведенных В.И. Коваленко, М.И. Кузьминым, В.С. Антипиным, В.П. Ковалем и Ю.П. Цыпуковым в Монголии и в соседних районах Забайкалья и Приохотья (в зоне Монголо-Охотского пояса), были рассмотрены закономерности распределения в пространстве различных геохимических типов одновозрастных мезозойских гранитоидов и эвгеосинклиналей Тихоокеанского пояса, как это показано на рис. 50.

На основании анализа размещения различных геохимических типов гранитоидов в пространстве Л.П. Зоненшайн и перечисленные выше авторы сделали вывод о тесной зависимости состава мезозойских гранитоидов от мантийного вещества, поступавшего в верхние слои земной коры. Магмогенерирующими структурами были зоны глубокофокусных землетрясений (Заварицкий, 1946), тектонофер (Шейнманн, 1968) или зона Беньофа, поверхностное выражение которых представляли эвгеосинклинальные системы ранне- и позднемезозойского возраста, а также своеобразные аналоги трансформных разломов, проникающие далеко в глубь континента. Такими разломами являются Монголо-Охотский и другие, поперечные по отношению к Тихоокеанским талассогеосинклиналям.

В дополнение к высказанной гипотезе необходимо отметить, что главной особенностью мезозойского гранитообразования на востоке всего Азиатского континента и, в частности, в пределах востока Монголии был процесс повторного гранитообразования в пределах континентальной коры с ранее сформированным (в домезозойское время) гранитным слоем. Поэтому, наряду с мантийным веществом, в той или иной форме проникающим в континентальную кору, на состав магматических образований определенное влияние оказывало вещество той среды, в которой под влиянием миграции мантийного вещества возникали зоны плавления и зарождались магматические очаги.

Отмеченные ранее (Нагибина, 1963, 1970) закономерные связи процессов ревивации, наложенного (повторного) гранитообразования (в областях с ранее сформированной гранитной корой) и развитием одновозрастных мезозойских эвгеосинклиналей свидетельствуют о динамическом единстве формирования этих структур и проявлений мезозойского геосинклинального и внегеосинклинального магматизма. Следует подчеркнуть, что оба эти явления представляют следствие взаимосвязанного процесса движений земной коры и миграции глубинного мантийного вещества в ее верхние горизонты. Эти явления единовременно охватывали гигантские пространства, в данном случае периферическую зону континента Азии, прилегающую к обширной впадине Тихого океана.

В качестве зон проницаемости огромную роль на востоке Азии играли глубинные разломы, как поперечные по отношению к эвгеосинклиналям, расположенным по периферии Тихого океана (Монголо-Охотский, Яньшанский и др.), так и других направлений, в том числе параллельные или субпараллельные простиранию мезозойских эвгеосинклинальных систем Тихоокеанского пояса (Западно- и Восточно-Сихотэ-Алиньский, Большого Хингана, Катазиатский, Индо-Китайский и другие разломы). Под влиянием процессов мезозойской ревивации - повторного выплавления гранитоидов в пределах ранее сформированной гранитной коры - происходило преобразование вещества земной коры и в частности перераспределение мощности ее гранитного слоя. Об этом красноречиво свидетельствуют геофизические данные. Например, из схематической карты строения земной коры северо-западного сектора Тихоокеанского текто-

нического пояса, составленной Э.Э. Фотиади и И.К. Туезовым (1972), и карты глубинного строения земной коры Монголии, составленной В.С. Волхониным и П.П. Степановым (1960), видно, что мощность земной коры в областях повторного гранитообразования, связанного с развитием структур ревивации, сокращается от 50-45 до 40-35 км. Такое сокращение по направлению с запада на восток имеет место, например, по простиранию отдельных структурных зон - Алданского щита, Станового хребта, а также в Западной и Восточной Монголии. На соседних территориях тех же структурных зон, не затронутых процессом повторного гранитообразования, мощность земной коры составляет более 50 км.

Детальные карты строения коры отражают более сложную картину перераспределения вещества в пределах континентальной земной коры, позволяющие фиксировать форму новообразованных гранитных тел и другие ее неоднородности.

После периода относительного тектонического покоя и формирования в северной части Монголии в течение позднего мела и палеогена денудационных поверхностей выравнивания и после накопления краноцветных формаций платформенного чехла на юге Монголии, в неоген-четвертичное время вновь произошла активизация тектонических движений. Если в мезозое наиболее активно проявлялись тектонические движения на востоке Монголии с постепенным затуханием их к западу, то в кайнозое (неоген-четвертичное время) наиболее интенсивные тектонические движения проявились на западе Монголии с затуханием их в восточном направлении. В это время здесь происходило образование высокогорного рельефа, сейсмоактивных разломов, сводово-глыбовых поднятий, грабенов и грабен-синклиналей, сложенных молассоидными отложениями неоген-четвертичного возраста. Сейсмичность достигала 10-12 баллов.

На востоке Монголии неотектонические движения проявились слабо, формы рельефа здесь сглаженные, наблюдается тенденция к погружению обширных площадей. Сейсмичность не превышала 4-6 баллов (табл. 13).

Смена морфологии структур от одних кайнозойских зон Западной и Восточной Монголии к другим так же, как и в мезозое, проходила в направлении, близком к меридиональному, между 100 и 105° в.д., т.е. в зоне расположения редукционных структур, выявленных В.П. Солоненко (1959, 1963). К редукционной структуре поднятий тяготеют эпицентры всех известных землетрясений Монголии.

По своему характеру кайнозойские структуры активизации качественно отличались от мезозойских, что отразилось на составе связанных с их развитием магматических проявлений. С развитием кайнозойских структур активизации, в отличие от мезозойских структур ревивации, связано излияние недифференцированной щелочной базальтовой магмы, которая поднималась на поверхность из больших глубин, вынося включения лерцолитов и эклогитов и не взаимодействовала с веществом мощной гранитной коры. Такое различие свидетельствует о том, что в процессе развития кайнозойских структур существовали принципиально иные, чем в мезозое, условия тектонического и физико-химического взаимодействия глубинного мантийного вещества с гранитной корой.

Специальные исследования, проведенные В.В. Кепежинскас, Е.В.Девяткиным, И.В. Лучицким, В.П. Чичаговым, З. Дашдавом, показали, что излияние базальтов происходило почти на всем протяжении новейшего (кайнозойский) этапа развития структур - в плиоцене, голоцене и плейстоцене.

В.В. Кепежинскас и И.В. Лучицкий (1972), изучавшие состав кайнозойских базальтов, выделяют среди них две разновидности щелочных базальтоидов - с калиевой и натровой специализацией. Эти разновидности распространены в двух различных провинциях Центральной и Юго-Восточной Монголии (плато Дариганга).

Многочисленные выходы щелочных калиевых базальтов Центральной Монголии приурочены к широкой зоне общего субмеридионального направления, протягивающейся от района Прихубсугулья и далее к югу, пере-

Таблица 13

Соотношение различных типов мезозойских и кайнозойских структур Монголии

	ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ	ВОСТОЧНАЯ МОНГОЛИЯ	
Q N	Сильно проявленные процессы активизации образование высокогорного рельефа, сейсмоактивных разломов, сводово-глыбовых поднятий и грабен-синклиналей, сложенных молассоидными отложениями неогенового и четвертичного возраста. Сейсмичность до 10-12 баллов. Излияния базальтов	Слабопроявленные процессы активизации сглаженные формы рельефа, тенденция к погружению обширных площадей. Разломы Сейсмичность до 4-6 баллов. Излияние базальтов.	Q N
P_g K_2	образование отложений платформенного чехла		P_g K_2
K_1 J_3	Слабо проявленные процессы активизации Позднемезозойский этап: образование унаследованных от раннемезозойского этапа грабен-синклиналей и сводовых поднятий и новообразованных широких синклиналей, сложенных континентальными терригенными молассоидными отложениями до 1500 м мощности, осложненных линейной приразломной складчатостью	Сильно проявленные процессы ревивации Позднемезозойский этап: образование унаследованных от раннего этапа грабен-синклиналей и сводовых поднятий и новообразованных синклиналей, грабен-синклиналей, сложенных континентальными терригенными и вулканогенными образованиями и мозаичных вулкано-тектонических структур типа кальдер проседания. Магматические образования представлены базальтами, трахибазальтами, трахиандезитами, трахилипаритами и комагматичными гранитоидами. Мощность вулканогенно-осадочных отложений до 2500 м	K_1 J_3-K_1 J_{2-3}?
J_{1-2}	Раннемезозойский этап: образование широких сводовых поднятий и узких линейных приразломных прогибов, сложенных континентальными терригенными и угленосными молассоидными отложениями до 2000-2500 м мощности	Раннемезозойский этап: образование глыбово-складчатых структур - сводовых поднятий и прогибов, сложенных терригенными и угленосными молассоидными отложениями континентального и прибрежно-морского происхождения, переслаивающихся с базальтами, диабазами, их туфами, андезитами. Комагматичные гранитоиды. Мощность отложений до 4000-6000 м	J_{1-2} T_3

Структуры основания: докембрийские, раннепалеозойские, среднепалеозойские геосинклинальные системы и их орогенные комплексы

секая Хангайское нагорье, юго-восточные части Монгольского и Гобийского Алтая. Интересно отметить, что эта меридиональная зона также совпадает с редукционной структурой поднятия (Солоненко, 1963). К ней же тяготеют эпицентры всех известных крупных землетрясений Монголии.

Юго-восточная провинция натровых щелочных базальтов (плато Дариганга) также занимает особое структурное положение. Эти базальты по химическому составу ближе всего стоят к океаническим базальтам гавайского типа.

Базальты плато Дариганга представляют собой крайний северо-восточный выход крупной цепочки кайнозойских платобазальтов, располагающейся вдоль системы краевых разломов Китайско-Корейской платформы, южного обрамления Ханкайского массива, уходящего в Советское Южное Приморье. Эти выходы платобазальтов образуют как бы большую внутриконтинентальную "вулканическую дугу", протягивающуюся вдоль системы крупных разломов от побережья Японского моря в Центральные районы Азии на расстояние более 1700 км.

Упомянутая выше крупнейшая система разломов, вероятно, служила своеобразным "проводником" океанических базальтов к центру Азии.

Заканчивая рассмотрение некоторых общих закономерностей пространственного размещения мезозойских и кайнозойских структур и магматических образований на территории Монголии и сопредельных районов, необходимо подчеркнуть практическое значение выявленных закономерностей.

Основываясь на принципе генетической связи полиметаллических и оловянных, вольфрамовых, золотых и других редких элементов с определенными геохимическими типами мезозойских магматических образований, В.И. Коваленко, М.И. Кузьмин, В.П. Коваль и Ю.П. Цыпуков разработали схему металлогенического районирования Монголии, которую можно использовать для прогнозирования различных типов месторождений и проведения поисковых работ.

Перечисленные структурные и петрохимические особенности мезозойских гранитоидов Монголии и их металлогеническая специализация чрезвычайно близки особенностям мезозойских внегеосинклинальных гранитоидов, широко развитых на востоке Азии и, в частности, в районах, непосредственно прилегающих к территории Монголии: гранитоидам Даурско-Станового сводового поднятия и других районов Монголо-Охотского пояса, восточной окраины Алданского щита, районов северо-восточного Китая, а также Яньшанского и Катазиатского поясов.

С мезозойскими гранитоидами Монголо-Охотского, а также Яньшанского структурно-металлогенических поясов, .расположенных непосредственно к северу и к югу от Монголии, связаны однотипные крупные оловянные и вольфрамовые месторождения, а также месторождения редких металлов, золота, флюорита и других полезных ископаемых, т.е. весь комплекс месторождений, который частично уже выявлен на территории страны.

Охарактеризованные выше четкие пространственные закономерности развития на территории Монголии мезозойских и кайнозойских структур ревивации и активизации, а также различных геохимических типов гранитоидов, выделенных на карте мезозойской и кайнозойской тектоники особыми знаками, позволяют использовать эту карту прежде всего в качестве основы для металлогенического районирования.

Зоны сейсмоактивных разломов и районы развития кайнозойских базальтов являются перспективными для обнаружения минеральных источников, которые могут быть использованы в лечебных целях.

В отношении месторождений осадочного и органогенно-осадочного происхождения благоприятными являются терригенные отложения ранне- и позднемезозойского возраста. Их сероцветные комплексы перспективны в отношении выявления новых угольных месторождений, а красноцветные комплексы позднего мезозоя являются гипсоносными.

ЛИТЕРАТУРА

Александров Г.П. 1969. Новые данные о нижнеюрских угленосных отложениях юго-запада Тувы. - В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР, вып. 1. Кызыл, Тувинское книжное издательство.

Алтае-Саянская горная область. 1969. Из серии "История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока" (коллектив авторов).

Амантов В.А., Борзаковский Ю.А., Лувсанданзан Б. 1968. Основные черты тектоники Монгольской Народной Республики. - В кн.: Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 3. Орогенические пояса. М., "Наука".

Амантов В.А., Котляр Г.В., Попеко Л.И. 1966. Стратиграфия и палеогеография верхнего палеозоя Забайкалья и Монголии. - Изв. Забайк. фил. Геогр. об-ва СССР, т. II, вып. 4.

Амантов В.А., Михайлов Э.В., Старченко В.В. 1967. Системы разломов западной части Монголо-Охотской складчатой области и ее обрамления. - Геол. и геоф., № 6.

Антипин В.С., Кузьмин М.И., Пополитов Э.И., Знаменский Е.Б. 1969. О генезисе калиевых полевых шпатов и мезозойских порфировидных гранитоидах Восточного Забайкалья. - Геохимия, № 6.

Апродов В.А. 1960. О неотектонике и сейсмичности территории Монгольской Народной Республики. - Бюлл. Совета по сейсмологии АН СССР, вып. 10.

Аренс Л.Х. 1959. Возможное значение редких щелочных металлов для понимания происхождения изверженных пород. - В кн.: Геохимия редких элементов в связи с проблемой петрогенезиса. М., Изд-во АН СССР.

Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение. 1973. - Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции, вып. 7. М., "Наука".

Балла З. 1972а. О палеонтологическом обосновании возраста юрских отложений Монголии (критический обзор литературных данных). Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae, Tomus 16, p.p. 163-183.-Труды Венгерской Академии наук (геология), том 16, стр. 163-183, Будапешт.

Балла З. 1972б. О строении и распространенности юрского вулканогенного комплекса Восточной Монголии. - Acta Geologica Academia Scientiarum Hungaricae, Tomus 16, p.p. 185-210. Труды Венгерской Академии наук (геология), том 16, стр. 185-210, Будапешт.

Барсболд Р. 1969. Стратиграфия и пресноводные моллюски верхнего мела Гобийской части Монгольской Народной Республики. - Автореф. канд. дисс. М.

Башарина Н.П. 1968. Тектоника Каргинской впадины (Юго-Западная Тува). - Геол. и геоф., № 5.

Бобров В.А. 1962. О возрасте вольфрамового и молибденового оруденения района Югодзыря. - В сб.: Геология рудных месторождений, № 3.

Бобров В.А., Полевая Н.И., Спринцсон В.И. 1961. Предварительные данные о возрасте некоторых магматогенных пород восточных районов Монгольской Народной Республики. - В кн.: Труды девятой сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций (14-18 июня 1960). М.-Л., Изд-во АН СССР.

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.

Беззубцев В.В., Волчек И.И. 1963. Структурное положение гипербазитов Западной Монголии. - В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., Гостоптехиздат.

Белоусов В.В. 1966. Земная кора и верхняя мантия материков. М., "Наука".

Бескин С.М., Марин Ю.Б. 1972. Некоторые вопросы изучения гранитоидных формаций малых и средних глубин. - Зап. ВМО, II серия, ч. 101, вып. 2.

Благонравов В.А., Гольденберг В.И. 1970. О верхнетриасовых отложениях междуречья Ульдзы и Керулена (Северо-Восточная Монголия). Докл. АН СССР, т. 194, № 6.

Борзаковский Ю.А., Зоненшайн Л.П., Суетенко О.Д., Хасин Р.А. 1967. К тектонике монгольских герцинид - Бюлл. МОИП, отд. геол., 42, в. 2.

Борзаковский Ю.А., Суетенко О.Д., 1970. О некоторых позднепалеозойских геосинклинальных прогибах Центральной и Восточной Азии. - Геотектоника, № 5.
Борзаковский Ю.А., Выдрин В.М., Маринов Н.А., Хасин Р.А., Яковлев В.А. 1971. Очерк металлогении Монгольской Народной Республики. - В кн.: Магматизм и металлогения Монгольской Народной Республики. М., "Наука".
Брандт С.Б., Вороновский С.М. 1964. Дегидратация и сохранность радиогенного аргона в слюдах. Изв. АН СССР, серия геол., № 11.
Бранд С.Б., Зоненшайн Л.П., Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Нагибина М.С. 1970. О новой щелочной вулкано-плутонической ассоциации Восточной Монголии. - Изв. АН СССР, серия геол., № 11.
Брандт С.Б., Смирнов В.Н., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. 1969. Геологическая интерпретация несходящих значений возраста. Тезисы докладов XVI, сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М.
Васильев В.Г., Волхонин В.С., Гришин Г.Л., Иванов А.Х., Маринов Н.А, Мокшанцев К.Б. 1959. Геологическое строение Монгольской Народной Республики (стратиграфия и тектоника). Под ред. Ф.К. Шипулина. Л., Гостоптехиздат.
Виноградов А.П. 1962. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. - Геохимия, № 7.
Владыкин Н.В., Коваленко В.И., Кашаев А.А., Писарская В.А. 1973. Армстронгит - новый водный кальциевый цирконосиликат. - Докл. АН СССР, т. 209, № 5.
Вознесенский А.В. 1908. Землетрясение 26 июня (9 июля) 1905 г. на Танну-Ола.- Изв. Вост.-Сиб. отдела ИРГО, т. XXXV, № 2.
Волочкович К.Б. 1961. Стратиграфия и тектоника крайнего северо-запада Монголии. - Бюлл. МОИП, т. 66, отд. геол., т. 36, вып. 1.
Волхонин В.С., Степанов П.П. 1969. Современная структура и глубинное строение земной коры Монголии по геофизическим данным. - Сов. геол., № 5.
Воробьева О.А. 1971. О химизме нефелин-сиенитовых магм. - В кн.: Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. М., "Наука".
Геологическая карта Монгольской Народной Республики (масштаб 1 : 1 500 000), 1966. Под ред. Н.А. Маринова. М.
Геологическая карта Монгольской Народной Республики (масштаб 1 : 1 500 000), 1972.
Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Отв. ред. Л.И. Красный. М., "Наука".
Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. 1963. М., Изд-во АН СССР.
Герасимов И.П., Лавренко Е.М. 1952. Основные черты природы Монгольской Народной Республики. - Изв. АН СССР, серия геогр., № 1.
Гоби-Алтайское землетрясение. 1963. М., Изд-во АН СССР.
Горелов С.К., Ранцман Е.Я. 1964. Количественные методы оценки новейших движений земной коры. - В сб.: "Современные проблемы географии Монголии."
Горжевский Д.И., Фогельман Н.А., Александрова Е.А., Биндеман Н.Н., Варламов В.А., Зорина В.С., Константинов Р.М., Миронов Ю.П., Миронова С.Ф., Солодов А.А., Шлыгина Г.П. 1970. Геология и закономерности размещения эндогенных месторождений Забайкалья. М., "Недра".
Гребенников А.М. 1968. Вольфрамоносные и танталоносные типы гранитов кукульбейского интрузивного комплекса в Восточном Забайкалье. - В кн. "Второе совещание по минералогии, геохимии, генезису и возможностям комплексного использования вольфрамовых месторождений СССР (26-28 ноября 1968 г.). Л., Изд-е ЛГУ.
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. 1955. Развитие рельефа Саяно-Тувинского нагорья. Оледенение, вулканизм, неотектоника. М., "Наука".
Дворкин-Самарский В.А., Туговик Г.И. 1966. О возрасте магматических формаций Саяно-Байкальской горной области. Магматические формации Бурятии и связанные с ними полезные ископаемые. Улан-Удэ.
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 (автореферат доклада). - Бюлл. МОИП, отд. геол., № 3.
Девяткин Е.В. 1970а. Деформация поверхности выравнивания Западной Монголии за новейший этап тектонического развития. - В сб.: Поверхности выравнивания, т. 2. Иркутск.
Девяткин Е.В. 1970б. Геология кайнозоя Западной Монголии. - В сб.: Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М., "Наука".

Девяткин Е.В., Лискун И.Г., Черняховский А.Г. 1970. Коры выветривания в разрезе мезо-кайнозоя и синхронные им поверхности выравнивания в рельефе Монголии. - В сб. "Поверхности выравнивания, т. 2. Иркутск.

Девяткин Е.В., Лискун И.Г., Певзнер М.А., Бадамгарав Д. 1937. К стратиграфии кайнозойских базальтов Центральной Монголии (опыт геолого-геоморфологической и палеомагнитной стратиграфии базальтов). - В сб.: Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение . М., "Наука".

Девяткин Е.В., Черняховский А.С., Хосбаяр П. 1970. О коре выветривании в Бегэрнурской впадине (Западная Монголия) - В сб.: Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М., "Наука".

Девяткин Е.В., Шувалов В.Ф. 1973. Типы новейших морфоструктур Монголии. - В сб.: Структурная геоморфология горных стран. Фрунзе, "Илим".

Дергунов А.Б., Зайцев Н.С., Моссаковский А.А., Перфильев А.С. 1971. Герциниды Монголии и проблема палеотетиса. - В кн.: Проблемы общей и региональной тектоники. М., "Наука".

Дуранте М.В. 1971. Стратиграфия перми Монголии. - Автореф. канд. дисс. М.

Заварицкий А.Н. 1946. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях. - Изв. АН СССР, серия геол., № 2.

Заварицкий А.Н. 1950. Граниты и аплиты. Записки Всес. минерал. об-ва, ч. 79, вып. 2.

Заварицкий А.Н. 1956. Избранные труды т. I. М., Изд-во АН СССР.

Захаров М.Н. 1972. Петрология и геохимия акатуевского эффузивно-интрузивного комплекса в Приаргунской структурной зоне Юго-Восточного Забайкалья. - Автореф. канд. дисс. Иркутск.

Знаменский Е.Б. 1964. Относительно средних содержаний ниобия и тантала в гранитоидах. Химия земной коры, т. 2. М., "Наука".

Зоненшайн Л.П. 1970. Тектоническая история Центрально-Азиатского складчатого пояса. - Автореф. докт. дисс. МГУ.

Зоненшайн Л.П. 1971. Геосинклинальный процесс и "Новая глобальная тектоника."- Геотектоника, № 6.

Зоненшайн Л.П. 1972. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., "Недра".

Зоненшайн Л.П., Маркова Н.Г., Нагибина М.С. 1971. О соотношении палеозойских и мезозойских структур Монголии. - Геотектоника, № 4.

Иванов А.Х. 1961. Тектоника и основные черты геологического развития северо-востока Монголии. - Сов. геол., № 5.

Каленов А.Д. 1974. О продолжении рудных поясов Восточного Забайкалья на территории Монгольской Народной Республики. - Докл. АН СССР, т. 58, № 2.

Каленов А.Д. 1967. О возрасте рудоносных интрузий, оловянных и фольфрамовых месторождений Центральной и Восточной Монголии. -Докл. АН СССР, т. 176, № 6.

Канищев А.Д., Менакер Г.И. 1971. Химическое строение земной коры Центрального и Восточного Забайкалья. - Геохимия, № 1.

Кепежинскас В.В., Девяткин Е.В., Лучицкий И.В., Чичагов В.П., Дашдава З. 1973. Кайнозойские щелочные оливиновые базальты Монголии. - В кн.: Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение. Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции, вып. 7. М., "Наука".

Кепежинскас В.В., Лучицкий И.В. 1972. О петрохимии кайнозойских вулканических пород Центральной Азии. - Докл. АН СССР, т. 205, № 3.

Кепежинскас В.В., Моссаковский А.А., Салтыковский А.Я. 1970. О верхнепалеозойских вулканических породах Предхэнтэйского прогиба (МНР). - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XV (5).

Коваленко В.И. 1973. Распределение фтора в дайке топазосодержащего кварцевого кератофира (онгонита) и предполагаемая растворимость фтора в гранитных расплавах. - Геохимия, № 1.

Коваленко В.И., Владыкин Н.В., Горегляд А.В., Смирнов В.Н. 1972. Первая находка псевдолейцитовых пород в МНР и их ассоциации с редкометальными щелочными гранитами. - СибГЕОХИ, Ежегодник, 1971. Иркутск.

Коваленко В.И., Кузьмин М.И. 1969. О новой провинции редкометальных щелочных гранитов Восточной Монголии. - В кн. СибГЕОХИ, Ежегодник, 1968. Иркутск.

Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Антипин В.С., Петров Л.Л. 1971а. Топазосодержащий кварцевый кератофир (онгонит) - новая разновидность субвулканических жильных магматических пород. - Докл. АН СССР, т. 199, № 2.

Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Зоненшайн Л.П., Нагибина М.С., Павленко А.С., Владыкин Н.В., Цэдэн Ц., Гундсамбуу В., Горегляд А. 1971б. Редкометальные гранитоиды Монголии. - Труды Совм. Сов.-Монг. н.-и. эксп., вып. 5. М., "Наука".

Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Цэдэн Ц., Владыкин Н.В. 1970. Литийфтористый кварцевый кератофир (онгонит) - новая разновидность субвулканических жильных магматических пород. СибГЕОХИ, Ежегодник, 1969. Иркутск.

Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Черная Л.И. 1971. О повышенных концентрациях цезия в кислых стеклах из Монгольской Народной Республики. СибГЕОХИ, Ежегодник, 1970. Иркутск.

Коваленко В.И., Пополитов Э.И. 1970. Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитных 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., Писсаровская В.А., Юрченко С.А. 1972а. Минеральные парагенезисы, состав и номенклатура слюд редкометальных альбитсодержащих гранитоидов. - Докл. АН СССР, т. 202, № 2.

Коваль П.В., Кузьмин М.И., Антипин В.С., Захаров П.И., Знаменский Е.Б., Гормамова Г.С., Юрченко С.А. 1972б. Состав биотитов гранитоидов Восточного Забайкалья. - Геохимия, № 8.

Кожевников А.В., Дембэрэлдорж С., Болд Я. 1973. Новейшая тектоника Хангай-Хэнтэйской горной страны. - В сб.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек, № 5. М., Изд-во МГУ.

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".

Комаров Ю.В. 1970. Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. - Автореф. докт. дисс. Иркутск.

Комаров Ю.В., Хренов П.П. 1963. О типе развития континентальных мезозоид Восточной Азии. - Докл. АН СССР, т. 151, № 4.

Коржинский Д.С. 1952. Гранитизация как магматическое замещение. - Изв. АН СССР, серия геол., № 2.

Коржинский Д.С. 1957. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. М., Изд-во АН СССР.

Коржинский Д.С. 1972. Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации. - В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли, ч. 1, М., "Наука".

Корчагин У.А. 1969. Геологическое строение и структурные особенности Их-Хайрханского месторождения вольфрама. - Сов. геол., № 4.

Косалс Я.А. 1968. О молодых (позднегерцинских, P-T) гранитных интрузиях хребтов Хангар-Ул и Хамар-Дабан. - Минерало-петрографические очерки Забайкалья. Улан-Удэ.

Косалс Я.А., Мазуров М.П. 1968. Поведение редких щелочей, бора, фтора и бериллия при становлении Бату-Джидинского гранитного массива. - Геохимия, № 10.

Красный Л.И. 1967. Геоблоки. - Геотектоника, № 5.

Красный Л.И., Андреев Б.А. 1968. Геологическое строение, глубинное строение и история развития северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. - В сб.: Строение и развитие земной коры на Советском Дальнем Востоке. М., "Наука".

Кузнецов Ю.А. 1964. Главные типы магматических формаций. М., "Недра".

Кузнецов Ю.А., Яншин А.Л. 1969. Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма. - В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., "Наука".

Кузьмин М.И. 1971. Геохимические типы мезозойских гранитоидов западной части Монголо-Охотского пояса. - Международный геохимический конгресс (тезисы докладов), ч. II. М.

Левашов Г.Б. 1972. Геохимия олова и вольфрама в позднемезозойских гранитоидных сериях Приморья. - Автореф. канд. дисс. М.

Летников Ф.А. 1972. Гранитоиды глыбовых областей. - Автореф. докт. дисс. Иркутск.

Лувсанданзан Б. 1970. Новые данные о юрских отложениях в Монгольском Алтае. - В сб.: Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. М., "Наука".

Лукьянов А.В. 1963. Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях. - В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. М., Изд-во АН СССР.

Лучицкий И.В., Нагибина М.С. 1938. О молодых эффузивах Восточного Забайкалья. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XVI(1).
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., Хасин Р.А. 1947. О третичных отложениях восточной части МНР. - Сов. геол., № 24.
Маркова Н.Г., Федорова М.Е. 1971. О связи метаморфизма с тектонической структурой на примере юго-западной Монголии. - В кн.: Проблема теоретической и региональной тектоники. М., "Наука".
Мартинсон Г.Г. 1955. О разновозрастности континентальных отложений Забайкалья. - Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
Мартинсон Г.Г., Сочава А.В., Барсболд Р. 1969. О стратиграфическом расчленении верхнемеловых отложений Монголии. - Докл. АН СССР, т. 189, № 5.
Мартинсон Г.Г., Шувалов В.Ф. 1973. Стратиграфическое расчленение верхней юры и нижнего мела юго-восточной Монголии. - Изв. АН СССР, серия геол.,№ 10.
Менерт К. 1971. Мигматиты и происхождение гранитов. М., "Мир".
Мурзаев Э.М. 1952. Монгольская Народная Республика. Физико-географическое описание. М.
Мурзаев Э.М. 1966. Природа Синьцзяна и формирование пустынь Центральной Азии.
Нагибина М.С. 1946а. К вопросу о стратиграфии и возрасте континентальных верхнемезозойских отложений Забайкалья. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
Нагибина М.С. 1946б. К вопросу о тектонике верхнемезозойских впадин Забайкалья. - Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
Нагибина М.С. 1958. Новые данные по тектонике Монголо-Охотского пояса. - Бюлл. МОИП, отд. геол., № 7.
Нагибина М.С. 1959. Схема тектоники северной Маньчжурии. - Докл. АН СССР, 125, № 5.
Нагибина М.С. 1960. Структурное положение мезозойских гранитных интрузий в пределах Монголо-Охотского пояса и прилегающих районов. - В кн.: Материалы I Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса, вып. 2. Владивосток, Приморское изд-во.
Нагибина М.С. 1961. Вопросы стратиграфии мезозоя Восточного Забайкалья и прилегающих территорий. - Совещание по разработке стратиграфических схем Забайкалья (тезисы доклада). Л.
Нагибина М.С. 1963а. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М., Изд-во АН СССР.
Нагибина М.С. 1963б. Впадины и прогибы восочноазиатской группы и их положение в систематике тектонических форм. - Труды ГИН, вып. 92. Проблемы региональной тектоники.
Нагибина М.С. 1967. О тектонических структурах, связанных с активизацией и ревивацией. - 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. Поля доломитовых даек в разломах Гурбан-Сайхан (Южная Монголия). - В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники (к 60-летию академика А.Л. Яншина). М., "Наука".
Нагибина М.С., Бадамгарав Ж. 1974. Новые находки раннемеловой фауны в Центральной Монголии. - Докл. АН СССР, т. 214, № 6.
Нагибина М.С., Девяткин Е.В., Шувалов В.Ф. 1970. Основные черты мезозойской и кайнозойской тектоники и магматизма Монголии (тезисы). - В кн.: Материалы научной конференции, посвященной XXX-летию Геологической службы МНР. Улан-Батор.
Налетов П.И. 1962. Интрузивные горные породы Центральной части Бурятской АССР. М., Госгеолтехиздат.
Нейбург М.В. 1929. Геологические исследования в районе хр. Батыр-Хайрхан (Северо-западная Монголия) в 1926 г. Материалы Комиссии по исследованию Монгольской и Танну-Тувинской Народных Республик и Бурят-Монгольской АССР, вып. 7. Л., Изд-во АН СССР.

Николаев Н.И., Шульц С.С. 1959. Принципы и методы составления карты новейшей тектоники СССР. - Материалы Второго геоморфологического совещания. М.
Николаева Т.В. 1968. Геоморфологическое строение и основные этапы развития рельефа Центральной Монголии. - Автореф. канд. дисс. Л.
Николаева Т.В. 1971. Геоморфологическое строение Центральной Монголии. Л., Изд-во ЛГУ.
Николаева Т.В., Шувалова В.Ф. 1966. Юрские отложения юго-восточного Хангая и прилегающих к нему районов Северной Гоби. - Материалы по геологии МНР. М., "Недра".
Николаева Т.В., Шувалов В.Ф. 1969. Основные этапы осадконакопления и развития рельефа Центральной Монголии в мезозое и кайнозое. - Вестн. ЛГУ, серия геол., геогр., вып. 3, № 18.
Новожилов Н.И. 1954. Листоногие рекообразные верхней юры и мела Монголии. - Труды ПИН АН СССР, т. 48. М.
Обручев В.А. 1954. Восточная Монголия. Географическое и геологическое описание, ч. 3. Геологическое описание. М., Изд-во АН СССР.
Павловский Е.В. 1953. О некоторых общих закономерностях развития земной коры. - Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
Пейве А.В., Синицин В.М. 1950. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. - Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
Петрова З.И., Пожарицкая Л.К. 1971. Геохимия процессов ультраметаморфизма и флогопитообразования в основных кристаллических сланцах Албана. СибГЕОХИ, Ежегодник, 1970. Иркутск.
Писцов Ю.П. 1963. Тектоника верхнемезозойских впадин Восточного Забайкалья. - Геол. и геоф., № 9.
Писцов Ю.П. 1966. Стратиграфия верхнемезозойских пресноводно-континентальных отложений Восточного Забайкалья. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской области, вып. II. М., "Недра".
Разумовская Е.Э. 1946. К стратиграфии Монгольского Алтая. - Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
Рачковский И.П. 1932. Краткий очерк о результатах работ геологического отряда экспедиции АН СССР и научно-исследовательской комиссии МНР в 1931 г. - Труды Монгольской комиссии АН СССР, вып. 6.
Рейснер Г.И. 1971. О классификации новейших прогибов Горного Алтая. - Бюлл. МОИП, отд. геол., (3).
Рождественский А.К. 1954. Местонахождения верхнетретичных млекопитающих на западе МНР. - Сб. работ по палеонтологии МНР. Труды Монгольской комиссии АН СССР, вып. 59.
Салтыковский А.Я., Оролма Д. 1973. О появлениях субвулканического магматизма на северо-востоке МНР. - В сб.: Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение. М., "Наука".
Сваричевская З.А. 1961. Древний пенеплен Казахстана и основные этапы его преобразования. М., Изд-во МГУ.
Синица С.М. 1970. Биостратиграфия и остракоды верхнего мезозоя Центрального Забайкалья. - Автореф. канд. дисс. Новосибирск.
Синицын В.М. 1956. Заалтайская Гоби. Геологические рекогносцировки летом 1951 г. М., Изд-во АН СССР.
Синицын В.М. 1959. Центральная Азия. М.
Синицын В.М. 1961. История аридной области Центральной Азии в мезозое и кайнозое. - Доклады на ежегодных чтениях памяти В.А. Обручева, I-V. 1956-1960. М., Изд-во АН СССР.
Смирнов С.С. 1944. Очерк металлогении Восточного Забайкалья. М., Госгеолтехиздат.
Смирнов С.С. 1946. О тихоокеанском рудном поясе. - Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
Смолянский Е.Н., Гончар Г.А., Мордвин А.П. 1966. О строении Бату-Джидинского массива мезозойских гранитоидов (бассейн р. Джиды). - Труды Иркутского политехнического ин-та, вып. 30.
Соломин Д.С. 1965. О важной особенности химизма рудоносных интрузий амуджиканского типа в связи с вопросом их генезиса. - Тезисы докладов II научной конференции геологов секции имени В.А. Обручева. Чита.
Солоненко В.П. 1969. О сейсминском районировании территории МНР. - Докл. АН СССР, 127, 2.
Солоненко В.П. 1963. Сейсмичность территории МНР и положение эпицентральных зон Гоби-Алтайских землетрясений. - В кн.: Гоби-Алтайское землетрясение. М., Изд-во АН СССР.

Ставров Л.Д. 1963. Основные черты геохимии лития, рубидия, цезия в процессе становления гранитных интрузивов и связанных с ними пегматитов, вып. 21. М., Госгеолтехиздат.

Старченко В.В. 1962. Геолого-тектонический очерк Центрального Забайкалья. - В кн.: Тектоника Сибири, т. I. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР.

Старченко В.В. 1968. Геология юрских вулкано-плутонических формаций юго-восточной части Центрального Забайкалья и основные черты их металлогении. - Автореф. канд. дисс. Чита.

Старченко В.В., Беляков Е.А., Фомин И.Н., Барабашев Е.В. 1966. Геология средневерхнеюрских вулканогенных образований Центрального Забайкалья. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Читинской области, вып. II. М., "Недра".

Стасюкевич Т.В. 1964. Литологические особенности, фации юрских отложений и палеогеография Восточного Забайкалья в юрское время. - Автореф. канд. дисс. Л.

Таусон Л.В. 1961. Геохимия редких элементов в гранитоидах. М., Изд-во АН СССР.

Таусон Л.В., Анфилогов В.Н., Коваленко В.И., Козлов В.Д., Кузьмин М.И., Трошин Ю.П. 1970. Факторы потенциальной рудоносности гипабиссальных интрузий гранитоидов. - В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности. - Труды симпозиума, ч. I. Иркутск.

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. Под ред. А.Л. Яншина. 1966. М., "Наука".

Томуртогоо О. 1972. Тектоника и история развития Орхонской впадины (Север Центральной Монголии). - Геотектоника, № 12.

Уфлянд А.К., Ильин А.В., Спиркин А.И. 1969. Впадины Байкальского типа Северной Монголии. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XIV, вып. 5.

Ушаков В.А., Богуславский И.С. 1969. Геологическое положение, строение и состав альбититов Бурал-Хангайского массива (Центральная Монголия). - Уч. зап. НИИГА, регион геол., вып. 14.

Филиппова И.Б. 1969. Хангайский синклинорий, основные черты строения и развития. - Геотектоника, № 5.

Филиппова И.Б. 1970. Строение и тектоническое развитие варисцид Центральной Монголии. - Автореф. канд. дисс. МГУ.

Флоренсов Н.А. 1963. Сейсмотектоника. - В кн.: Гоби-Алтайское землетрясение. М., Изд-во АН СССР.

Флоренсов Н.А. 1965. К проблеме механизма горообразования во Внутренней Азии. - Геотектоника, № 4.

Флоренсов Н.А. 1968. Некоторые особенности котловины крупных озер Южной Сибири и Монголии. - В кн.: Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М., "Наука".

Флоренсов Н.А., Логачев Н.А. 1963. Тектоника. - В кн.: Гоби-Алтайское землетрясение. М., Изд-во АН СССР.

Фотиади Э.Э., Туезов И.К. 1972. Глубинное строение северо-западного сектора Тихоокеанского тектонического пояса. - Геол. и геоф., № 12.

Хасин Р.А. 1971. Основные черты эволюции магматизма Монголии. - В кн.: Магматизм и металлогения МНР. М., "Наука".

Хасин Р.А., Борзаковский Ю.А., Лувсанданзан Б., Михайлов Э.В. 1968. Интрузивный магматизм Монголии. - В кн.: Доклады советских геологов на XXIII сессии Международного геологического конгресса. Вулканизм и тектоника. М., "Наука".

Хасин Р.А., Храпов А.А. 1965. Новые гипербазитовые пояса Южной Монголии. - Докл. АН СССР, т. 165, № 4.

Хосбаяр П. 1972. Стратиграфия мезозоя Западной Монголии и история ее геологического развития за это время. - Автореф. канд. дисс.

Цэгмид Ш. 1962. Физико-географическое районирование Монгольской Народной Республики. - Изв. АН СССР, серия геогр., 5.

Чумаков М.С. 1965. Кайнозой Рудного Алтая. - Труды ГИН АН СССР, вып. 138.

Шейнманн Ю.М. 1968. Очерки глубинной геологии. М., "Недра".

Шейнманн Ю.М. 1969. Некоторые черты связей магмы и тектоники. - В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., "Наука".

Шеремет Е.М. 1970. Геология и геохимия раннемезозойских гранитоидов Витим-Каренгского междуречья (Северо-Западное Забайкалье). - Автореф. канд. дисс. Иркутск.

Шорыгина Л.Д. 1960. Стратиграфия кайнозойских отложений Западной Тувы. - Труды ГИН АН СССР, вып. 26.

Шувалов В.Ф. 1970. Стратиграфия Континентального развития Центральной Монголии. - Автореф. канд. дисс. М.

Шувалов В.Ф. 1973. Основные этапы развития мезозойских структур Центральной Монголии. - В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск, Сибирское отделение издательства "Наука".

Щеглов А.Д. 1968. Металлогения областей автономной активизации. Л., "Недра".

Kushiro J. 1968. Compositions of mugmas formed by partial zone melting of the Eurfh-s upper mantle.- Jour. Geofhys. Reserch, N 73, p.p. 619-634.

Noble D.C.. Haffty Y., Hedge C.R. 1969. Strontium and magnesium contents of some natural peralkaline silicic glasses and their petrogenetic. significance. - Amer. Sci., v. 267, N 5.

Slowanski W, 1969. Kenozeik polnoenym ebrzezenin Chasagtu-Chajrchan-Ula (Mongolia zachodina). - Bull. Inst. Geol. Warszawa. 220.

Slowanski W. 1970. Kenozoik kotliny Ubcy-nuv i Turgeni-ula oraz Cagan-Szibetu-nuru. - Bull. Inst. Geol.,226. Warszawa.

Turekjan K.K., Wedepohl K.H. 1961. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. - Bull. Geol. Soc. Amer., v. 72, N 2.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение (*М.С.Нагибина*) 5

История развития взглядов на мезозойскую тектонику Монголии (*М.С.Нагибина*) 8

Принципы классификации мезозойских структур (*М.С.Нагибина*) 10

Структуры палеозойского и более древнего основания (*М.С.Нагибина*) . . 13

Мезозойские структуры (*М.С.Нагибина*) 17

Мезозойские структуры ревивации Монголии (*М.С.Нагибина*) 18

Раннемезозойский этап развития структур (*М.С.Нагибина*) 18

Раннемезозойские структуры Северо-Восточной Монголии и Предхэнтэйской зоны (*М.С.Нагибина, Л.П.Зоненшайн, О.Томуртогоо, Х.Бадамгарав, Л.Жамьяндамба*) 19

Ранне- среднеюрские структуры Центральной Монголии (*В.Ф.Шувалов*) 56

Позднемезозойский этап развития структур (*М.С.Нагибина*) . . . 60

Позднемезозойские структуры Восточной Монголии (*М.С.Нагибина*) 60

Позднемезозойские структуры Центральной Монголии (*В.Ф.Шувалов*) 82

Мезозойские структуры активизации Монголии (*Е.В.Девяткин, М.С.Нагибина, П.Хосбаяр*) 87

Раннемезозойский этап развития структур (*Е.В.Девяткин, М.С.Нагибина, П.Хосбаяр*) 89

Предалтайская система прогибов 90

Предханхухэйская система прогибов 103

Позднемезозойский этап развития структур (*Е.В.Девяткин, М.С.Нагибина, П.Хосбаяр*) 106

Предалтайская система прогибов 108

Разломы Монголии (*М.С.Нагибина*) 115

МЕЗОЗОЙСКИЙ МАГМАТИЗМ 130

Мезозойские интрузивные породы Монголии (*В.И.Коваленко, М.И.Кузьмин, В.С.Антипин, В.П.Коваль, Ю.П.Цыпуков*) 130

Классификация мезозойских гранитоидов 130

Геохимические типы мезозойских гранитоидов 134

Габбро-диоритовый тип 134

Гранодиорит-гранитный тип 138

Граниты стандартного типа 145

Граниты литий-фтористого типа 156

Агпаитовые граниты и другие щелочные породы 164

Мезозойские гранитоиды различной условной глубинности 173

Возрастные группы мезозойских гранитоидов Монголии 175

Пространственное размещение геохимических типов мезозойских гранитоидов Монголии 182

Общая структура мезозойского интрузивного магматизма Монголии . . . 183

Пространственные ассоциации геохимических типов гранитоидов Монголии 185

Общая тектоно-магматическая зональность Монголо-Охотского пояса и место в ней мезозойских гранитоидов Монголии (*Л.П.Зоненшайн, В.И.Коваленко, М.И.Кузьмин, В.С.Антипин, В.П.Коваль, Д.Я.Салтыковский, Ю.П.Цыпуков*) 197

Некоторые проблемы генезиса мезозойских гранитоидов 201
Общая схема мезозойской металлогении Монголии (*В.И.Коваленко, М.И.Кузьмин, В.П.Коваль, Ю.П.Цыпуков*) 209

ПОЗДНЕМЕЗОЗОЙСКИЕ ВУЛКАНИТЫ МОНГОЛИИ (*Д.И.Фрих-Хар, Ж.Бадамгарав*) 220

Условия формирования позднемезозойских вулканитов 223
Формы залегания вулканитов 224
О последовательности проявлений магматизма различного состава. . . 235
О химизме мезозойских эффузивов 243
Структуры платформенного этапа развития Монголии (поздний мел-палеоген) (*В.Ф.Шувалов*) 243
Отложения платформенного чехла Гобийской плиты. 244
Характеристика структур 248
Северо-Монгольское поднятие 248
Гобийская плита 249
Структуры платформенного этапа развития Монголии (*Е.В.Девяткин*) 259
Структуры новейшего этапа активизации Монголии (неоген-антропоген) (*Е.В.Девяткин, Т.В.Николаева*) 262
Новейшие структуры Западной Монголии (*Е.В.Девяткин*). . . . 264
Новейшие структуры Южной Монголии(*Е.В.Девяткин, Т.В.Николаева*) 282
Новейшие структуры Северо-Восточной Монголии (*Е.В.Девяткин*) 286

КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ МОНГОЛИИ (*М.С.Нагибина*) 288

Некоторые общие закономерности пространственного размещения мезозойских и кайнозойских структур и магматических образований Монголии (*М.С.Нагибина*) 290

Литература 297

ГАРЧИГ

Оршил (*М.С.Нагибина*) 5

Монгол орны мезозойн тектоникийн судалгааны хегжлийн туух (*М.С.Нагибина*) 8

Мезозойн структурийг ангилах зарчим (*М.С.Нагибина*) 10

Палеозой болон туунээс эртний настай суурь структур (*М.С.Нагибина*) . . 13

Мезозойн структур (*М.С.Нагибина*) 17
Мезозойн ревиваций структур (*М.С.Нагибина*) 18
Мезозойн идэвхжилтийн структур (*М.С.Нагибина*) 87

Монгол орны хагарлууд (*М.С.Нагибина*) 115

МЕЗОЗОЙН МАГМАТИЗМ 130

Монгол орны мезозойн магматизм (*В.И.Коваленко, М.И.Кузьмин, В.С.Антипин, В.П.Коваль Ю.П.Цыпуков*) 130
Монгол-Агнуурын бусийн тектоник-магматизмын ерөнхий бусл ууржилт, БНМАУ-ын мезозойн боржингийн булгийн чулуугийн туу ндудотор эзлэх байр (*Л.П.Зоненшайн, В.И.Коваленко, М.И.Кузьмин, В.С.Антипин, В.П.Коваль, А.Я.Салтыковский, Ю.П.Цыпуков*) . . .
Мезозойн металлогений ерөнхий схем (*В.И.Коваленко, М.И.Кузьмин, В.П.Коваль, Ю.П.Цыпуков*) 197
Хожуу мезозойн эффузив чулуулаг (*Д.И.Фрих-Хар, Ж.Бадалкарав*) . . 220
Структурийн хегжил (хожуу цэрд - палеоген) (*В.Ф.Шувалов*) . . . 243
Шинэхэн уеийн идэвхжилтийн структур (неоген-антропоген) (*Е.В.Девяткин, Т.В.Николаева*) 262

МОНГОЛ ОРНЫ МЕЗОЗОЙ БА КАЙНОЗОЙН СТРУКТУР, МАГМАТИЗМЫН ХЕГЖЛИЙН ЗАРИМ ЕРЕНХИЙ ЗҮЙ ТОГТООЛ
(*М.С.Нагибина*) 290

Литература 297

CONTENTS

Introduction (M.S.Nagibina) 5

The history of development of views on the Mongolian Mesozoic tectonics (M.S.Nagibina) 8

The Principles of classification of Mesozoic structures (M.S.Nagibina) 10

Structures of the Paleozoic and more ancient basement (M.S.Nagibina) 13

Mesozoic structures (M.S.Nagibina) 17
Mesozoic revivation structures (M.S.Nagibina) 18
The Early–Mesozoic stage of structural development (M.S.Nagibina) 18
Early–Mesozoic structures of North–East Mongolia and Forkhenteyan zone (M.S.Nagibina, L.P.Zonenshine, O.Tomurtogoo, Zh. Badamagarav, L. Zhamjandamba) 19
Early–Middle Jurassic structures of Central Mongolia (V.F.Shuvalov) . . . 56
The Late Mesozoic stage of structural development (M.S.Nagibina) 60
Late Mesozoic structures of East Mongolia (M.S. Nagibina) 60
Late Mesozoic structures of Central Mongolia (V.F.Shuvalov) 82
Mesozoic activization structures (E.V. Deviatkin, M.S. Nagibina, P. Khosbayar) . . 87
The Early–Mesozoic stage of structural development (E.V.Deviatkin, M.S. Nagibina, P. Khosbayar) 89
Early–Mesozoic structures of the Foraltaian system of depressions 90
Early–Mesozoic structures of the Forkhankhukheyan system of depressions
The Late Mesozoic stage of structural development (E.V.Deviatkin, M.S. Nagibina, P. Khosbayar) 103
Mongolian fractures (M.S. Nagibina) 115
MESOZOIC MAGMATIZME 130

Mesozoic intrusive rocks of Mongolia (V.I. Kovalenko, M.I.Kuzmin, V.S. Antipin, V.P. Koval, Ju. P. Tsypukov) 130
Classification of Mesozoic granitoids 130
Geochemical types of Mesozoic granitoids 134
Gabbro–dioritic type 134
Granodiorit–granitic type 138
Granites of the standard type 145
Granites of the lithium–fluoric type 156
Agpaitic granitoids and other alkaline rocks 164
Age groups of Mesozoic granitoids 173
Spatial distribution of geochemical types of Mesozoic granitoids 182
The general tectonic–magmatic zonality of the Mongolian–Okhotsk belt and the place of Mongolian Mesozoic granitoids (L.P. Zonenshine, V.I. Kovalenko, M.I. Kuzmin, V.S. Antipin, V.P. Koval, A. Ja. Saltikovsky, Ju. P. Tsypukov) 197
The general scheme of Mesozoic metallogeneity of Mongoliy (V.I. Kovalenko, M.I. Kuzmin, V.P. Koval, Ju.P. Tsypukov) 209
Late Mesozoic vulcanites of Mongolia (D.I. Frikh–Khar, Zh. Badamgarav) 220
The mode of occurrence of vulcanites 223
On sequence of magmatic manifestation of different composition 235
On chemism of Mesozoic effusive rocks 243
The structures of the platform stage of development (Late Cretaceous–Paleogene) (V.F. Shuvalov) 243

Deposits of the platform mantle of the Gobi plate 244
Structural features 248
North Mongolian uplift 248
Gobi plate 249
Structures of the platform stage of development in West Mongolia (E.V. Deviatkin) 259
The structures of neotectonis activization (Neogene–Anthropogene) (E.V. Deviatkin, T.V. Nikolaeva) 262
Neotectonic structures of West Mongolia (E.V. Deviatkin) 264
Neotectonic structures of South Mongolia (E.V. Deviatkin, T.V. Nikolaeva) . 282
Neotectonic structures of North–East Mongolia (E.V. Deviatkin) 286
SOME COMMON REGULARITIES OF DEVELOPMENT OF MESOZOIC AND CENOZOIC STRUCTURES AND MONGOLIAN MAGMATISM (M.S. Nagibina) 290
Bibliography 297

МЕЗОЗОЙСКАЯ И КАЙНОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИКА И МАГМАТИЗМ МОНГОЛИИ

Труды Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции
Выпуск 11

Утверждено к печати Совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедицией

Редактор В.С. Федоровский. Редактор издательства Л.В. Миракова
Художественный редактор В.А. Чернецов. Технические редакторы
В.А. Дьяконова, Г.В. Лазарева

Подписано к печати 26/V - 75 г. Т - 02197. Усл.печ.л. 26,9+3,5 п.л. вкладки.
Уч.-изд.л. 32,5. Формат 70x108 1/16. Бумага офсетная № 1. Тираж 850 экз.
Тип.зак. 100 Цена 3 р. 55 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука", 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

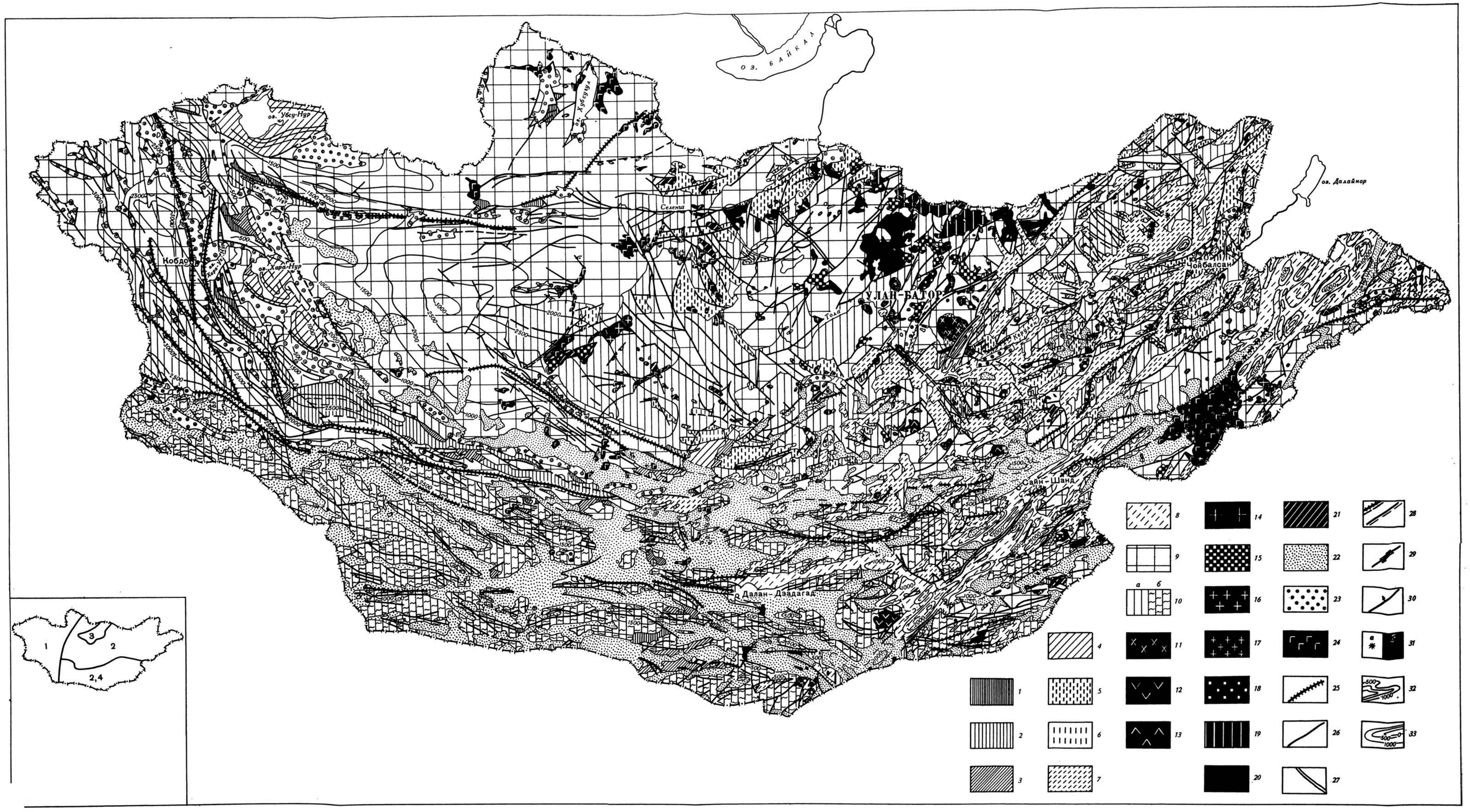


Рис. 1. Карта мезозойской и кайнозойской тектоники Монголии. Главный редактор академик А.Л. Яншин. Зам. главного редактора М.С. Нагибина. Редколлегия: Н.С. Зайцев, Л.П. Зоненшайн, Н.А. Флоренсов. Авторы: Е.В. Девяткин, М.С. Нагибина, О. Томуртогоо, В.Ф. Шувалов при участии Л.П. Зоненшайна, А.А. Моссаковского. Расчленение мезозойских гранитоидов по В.И. Коваленко и М.И. Кузьмину, В.С. Антипину, В.П. Ковалю, Ю.П. Цыпукову. Масштаб 1 : 3 000 000

1–4 – структуры мезозойской активизации: 1–2 – раннемезозойские (I_{1-2}): 1 – прогибы и грабен-синклинали, сложенные континентальными, терригенными и угленосными отложениями молассоидной формации; 2 – то же, под отложениями платформенного чехла (K_2–P_g); 3–4 – позднемезозойские (I_3 – K_1): 3 – грабенными, угленосными и битуминозными отложениями молассоидной формации, переслаивающимися с вулканитами различного (дифференцированного) состава и пирокластами; 8 – то же, под отложениями платформенного чехла; 9 – поднятия, сложенные докембрийскими и нижнепалеозойскими складчатыми комплексами; 10 – поднятия, сложенные средне- и верхнепалеозойскими комплексами: (а) миогеосинклинальными P_3г и (б) эвгеосинклинальными P_3г; 11–22 – геохимические типы мезозойских (T–I_1; I_{2-3} – K_1) гранитоидов: 11 – агпаитовые граниты с амфиболом гастингсит-рибекитового состава, граносиениты и кварцевые сиениты; 12 – агпаитовые граниты с амфиболом рибекит-арфведсонитового состава; 13, 14 – тип литий-фтористых гранитов: 13 – аляскиты с биотитом; 14 – двуслюдяные биотитовые аляскиты, в том числе амазонитовые и альбит-лепидолитовые разновидности; 15–18 – тип лейкократовых гранитов: 15 – равномернозернистые биотитовые граниты; 16 – гигантопорфировидные, часто амфиболсодержащие граниты; 17 – двуслюдяные и мусковитовые граниты; 18 – турмалинсодержащие граниты; 19 – гранодиорит-гранитовый тип: биотитовые и амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты; 20 – габбро-диоритовый тип: габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты; 21 – граниты неопределенного геохимического типа; 22 – структуры платформенного чехла, сложенные красноцветными и пестроцветными песчано-глинистыми, галечными и карбонатными отложениями, местами – с прослоями базальтов траппповой формации; 23, 24 – структуры кайнозойской активизации: 23 – грабены и грабен-синклинали, сложенные преимущественно неоген-четвертичными песчано-галечными отложениями; 24 – базальты; 25–34 – разломы и прочие обозначения: 25 – длительноживущие глубинные разломы, унаследованные от разломов, ограничивающих палеозойские эвгеосинклинали (в том числе контролирующие проявления основного и ультраосновного магматизма); 26 – длительноживущие разломы, унаследованные от разломов, разделявших крупные палеозойские структурно-формационные зоны; 27 – новообразованные мезозойские и кайнозойские разломы; 28 – сейсмоактивные разломы; 29 – сдвиги; 30 – надвиги; 31 – вулканические аппараты мезозойские (а) и кайнозойские (б); 32 – глубина залегания палеозойского и более древнего основания в пределах мезозойских и кайнозойских прогибов под осадочным чехлом (по расчетам Р.А. Хасина); 33 – изолинии поднятий за период новейшей – кайнозойской – активизации.

На врезке – схема авторских макетов: 1 – Е.В. Девяткин, 2 – М.С. Нагибина, 3 – А.А. Моссаковский, О. Томуртогоо, 4 – В.Ф. Шувалов

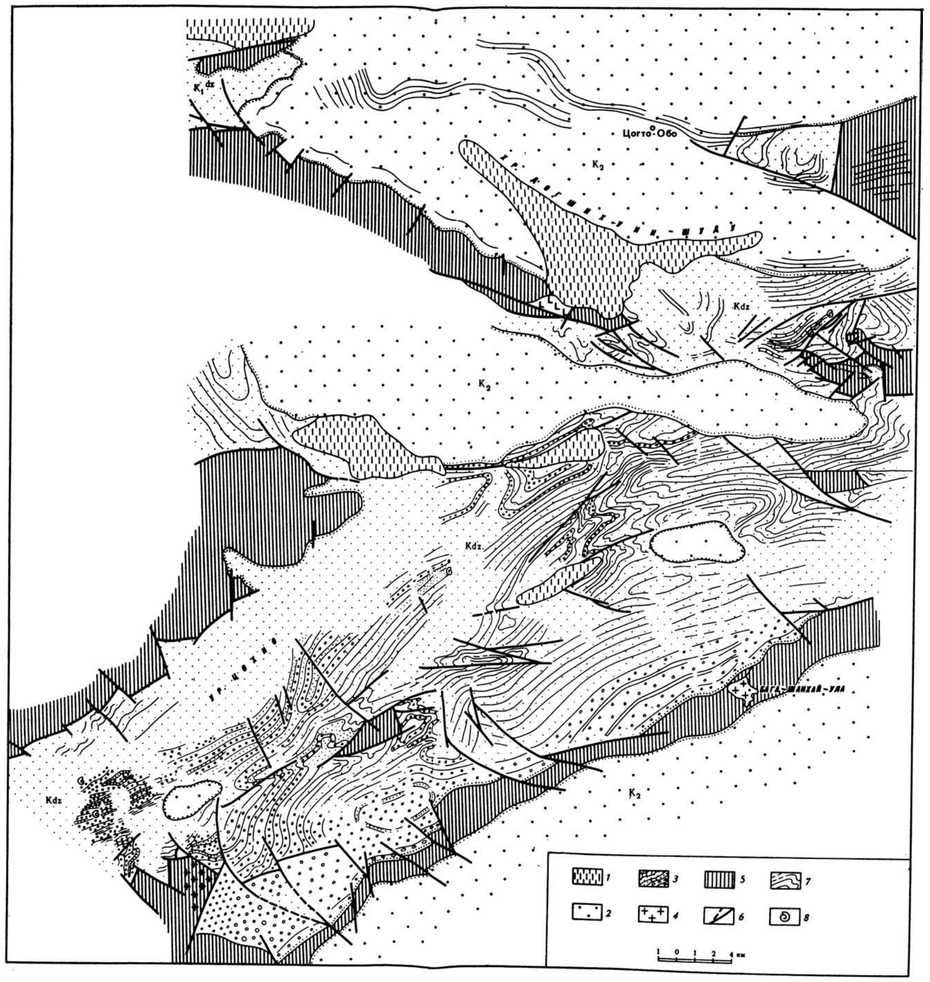


Рис. 28. Геолого-структурная карта центральной части Цогтообинского прогиба. Составили М.С. Нагибина, В.Ф. Шувалов (1969)

1 – кайнозойские пески и галечники; 2 – верхнемеловые красноцветные пески с прослоями галечников и карбонатных пород; 3 – нижнемеловые сероцветные конгломераты, песчаники с прослоями углистых сланцев и карбонатных пород (дзунбаинская серия); 4 – мезозойские гранодиорит-порфиры; 5 – выступы палеозойского основания: девонские кремнистые сланцы и граниты; 6 – разломы; 7 – простирание слоистых пород нижнего мела; 8 – фауна

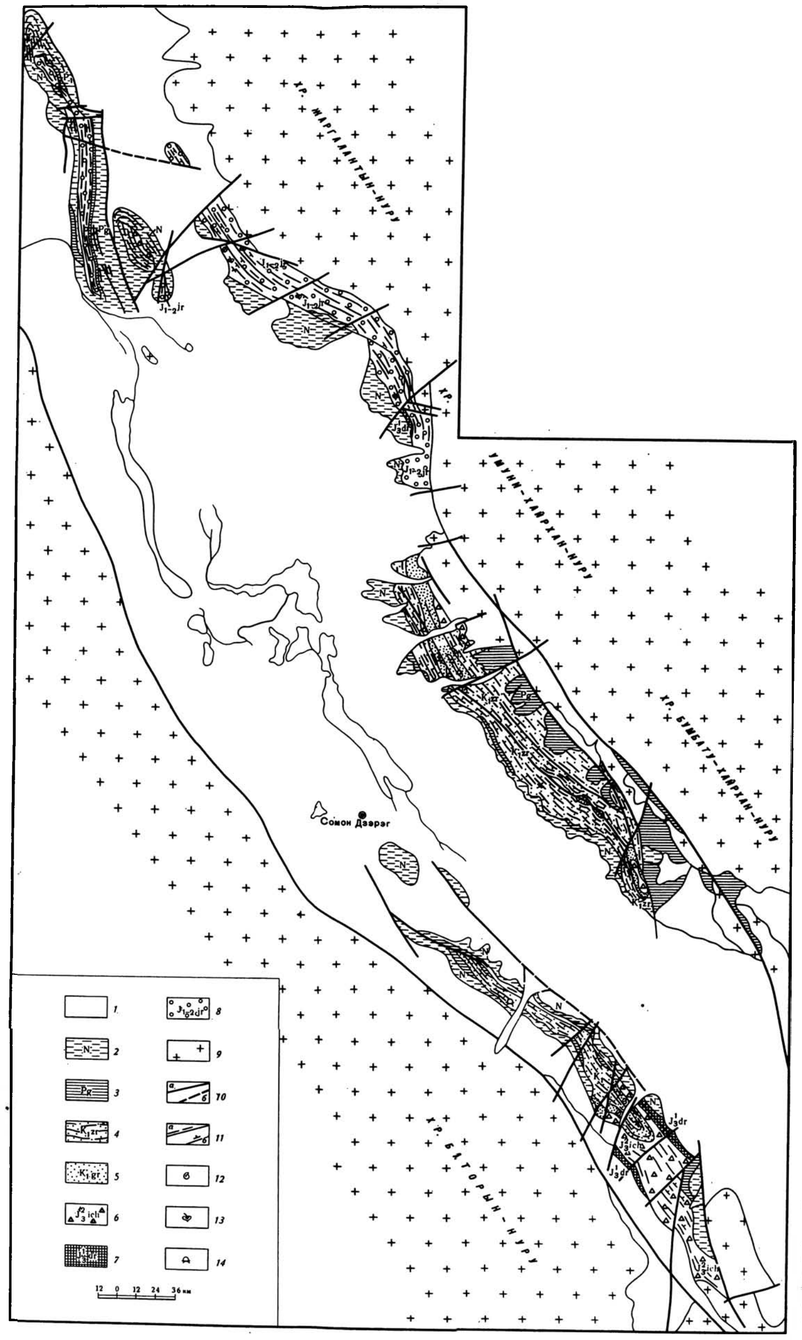


Рис. 31. Геологическая карта Дзэрэгского прогиба. Составил П. Хосбаяр (1971)

1 – четвертичные отложения; 2 – неогеновые отложения; 3 – палеогеновые отложения; 4–5 – нижнемеловые отложения: 4 – дзэрэгская свита, 5 – гурвэнэрэнская свита; 6–7 – верхнеюрские отложения: 6 – ихэснурская свита; 7 – даронская свита; 8 – нижне-среднеюрские конгломераты и песчаники; 9 – выходы домезозойского основания; 10 – сбросы (а), надвиги (б); 11 – а – простирание слоев, б – направление падения слоев; 12–14 – места находок ископаемых остатков: 12 – пресноводной фауны, 13 – флоры, 14 – рептилий

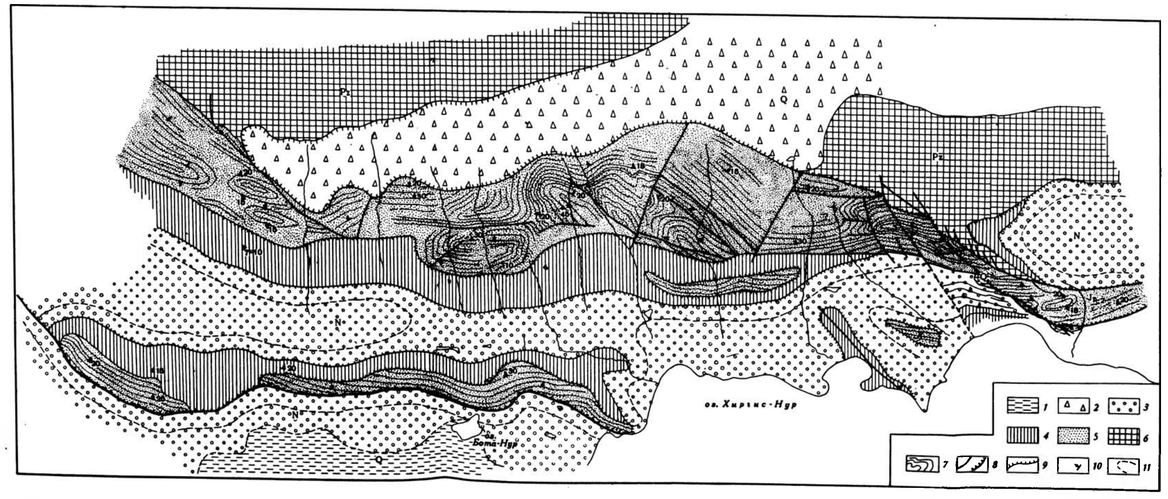


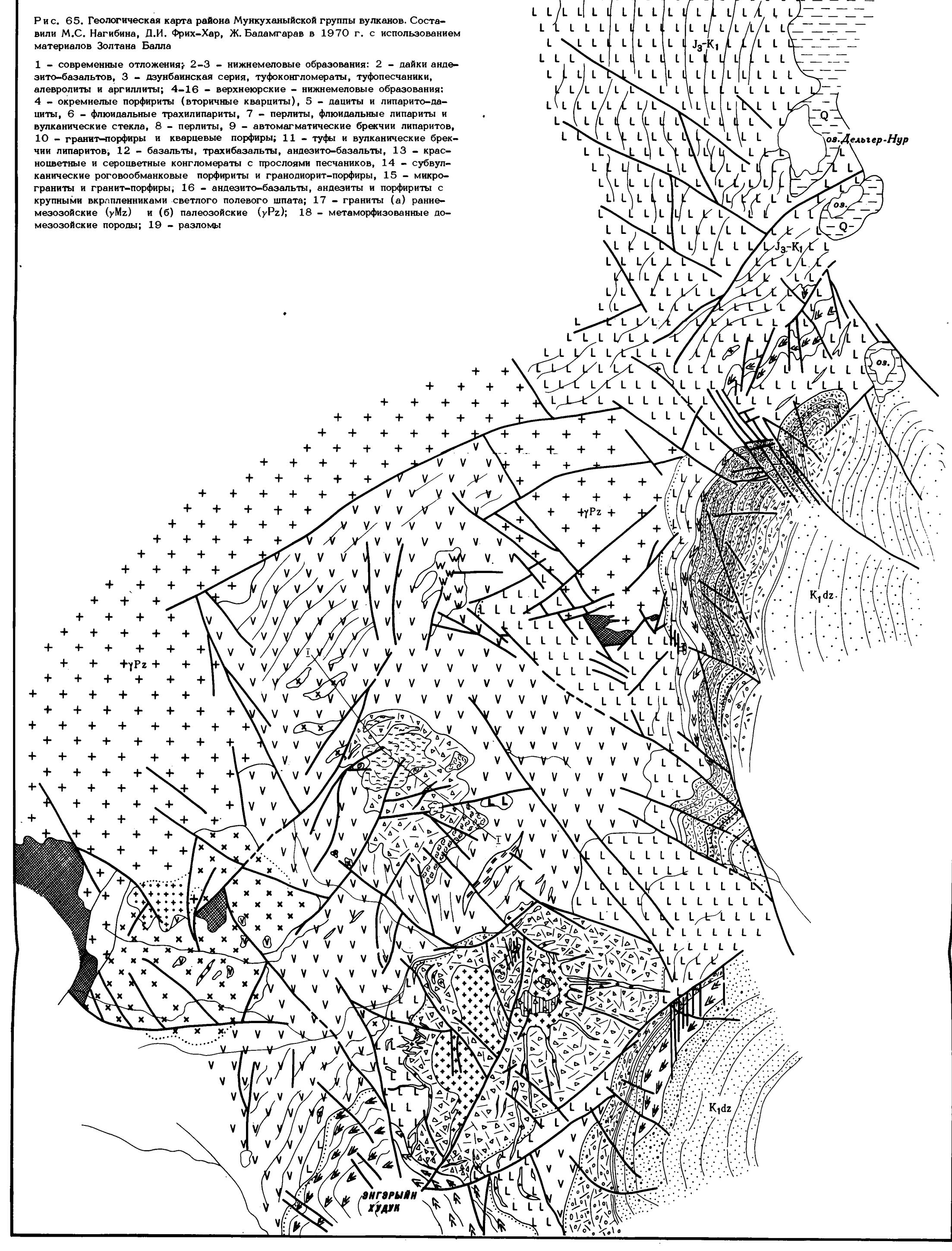
Рис. 38. Геологическая карта северной части Хиргиснурского прогиба. Составили М.С. Нагибина и П. Хосбаяр (1971 г.)

1,2 – современные отложения: 1 – озерно-болотные, 2 – пролювиальные и аллювиальные; 3,4 – неогеновые отложения: 3 – серые пески и галечники, 4 – красноцветные пески и суглинки; 5 – нижне-среднеюрские конгломераты, конглобрекчии, пески, алевролиты с редкими прослоями углей; 6 – породы палеозойского и допалеозойского основания; 7 – простирание слоев; 8 – разломы; 9 – граница разновозрастных комплексов; 10 – залегание пород; 11 – условная граница изомощностей

Зак. 100

Рис. 65. Геологическая карта района Мункуханыйской группы вулканов. Составили М.С. Нагибина, Д.И. Фрих-Хар, Ж. Бадамгарав в 1970 г. с использованием материалов Золтана Балла

1 – современные отложения; 2–3 – нижнемеловые образования: 2 – дайки андезито-базальтов, 3 – дзунбаинская серия, туфоконгломераты, туфопесчаники, алевролиты и аргиллиты; 4–16 – верхнеюрские – нижнемеловые образования: 4 – окремнелые порфириты (вторичные кварциты), 5 – дациты и липарито-дациты, 6 – флюидальные трахилипариты, 7 – перлиты, флюидальные липариты и вулканические стекла, 8 – перлиты, 9 – автомагматические брекчии липаритов, 10 – гранит-порфиры и кварцевые порфиры; 11 – туфы и вулканические брекчии липаритов, 12 – базальты, трахибазальты, андезито-базальты, 13 – красноцветные и сероцветные конгломераты с прослоями песчаников, 14 – субвулканические роговообманковые порфириты и гранодиорит-порфиры, 15 – микрограниты и гранит-порфиры, 16 – андезито-базальты, андезиты и порфириты с крупными вкрапленниками светлого полевого шпата; 17 – граниты (а) раннемезозойские (γMz) и (б) палеозойские (γPz); 18 – метаморфизованные домезозойские породы; 19 – разломы



Зр. 55к.