ГРАНИТОИДНЫЕ И ЩЕЛОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ В СТРУКТУРАХ ЗАПАДНОЙ И СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА
ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ
И ГЕОХИМИИ

МИНИСТЕРСТВО
ГЕОЛОГИИ СССР

ИНСТИТУТ МИНЕРАЛОГИИ,
ГЕОХИМИИ И КРИСТАЛЛОХИМИИ
РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ

АКАДЕМИЯ НАУК МНР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ

ЗСБНХУ-ын ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ

ХӨДӨЛМӨРИЙН ГАВЬЯАНЫ
УЛААН ТУГИЙН ОДОНТ
ГЕОЛОГИЙН ХҮРЭЭЛЭН

ХУДРИЙН ОРДЫН ГЕОЛОГИ,
ПЕТРОГРАФИ, МИНЕРАЛОГИ,
ГЕОХИМИЙН ХҮРЭЭЛЭН

ЗСБНХУ-ын ГЕОЛОГИЙН ЯАМ

ХОВОР ЭЛЕМЕНТИЙН МИНЕРАЛОГИ,
ГЕОХИМИ, КРИСТАЛЛОХИМИЙН
ХҮРЭЭЛЭН

БНМАУ-ын ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ

ГЕОЛОГИЙН
ХҮРЭЭЛЭН

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE USSR

ORDER
OF THE RED BANNER OF LABOUR
GEOLOGICAL INSTITUTE

INSTITUTE OF GEOLOGY OF ORE
DEPOSITS, PETROGRAPHY,
MINERALOGY AND GEOCHEMISTRY

MINISTRY OF GEOLOGY
OF THE USSR

INSTITUTE OF MINERALOGY,
GEOCHEMISTRY AND
CRYSTALLOCHEMISTRY
OF THE RARE ELEMENTS

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE MPR

GEOLOGICAL INSTITUTE

УМАРТ БАӨРНӨТ МОНГОЛ ДАХЬ БОРЖИН БА ШҮЛТЛИГ ЧУЛУУЛГИЙН ФОРМАЦИ

ХАМТАРСАН
МОНГОЛ-ЗӨВЛӨЛТИЙН
ГЕОЛОГИЙН ЭРДЭМ
ШИНЖИЛГЭЭНИЙ ЭКСПЕДИЦИИ

Бутээл, цуврал 14

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, академич *А. Л. Яншин*

ХАРИУЦЛАГАТАЙ ЭРХЛЭГЧ

ЗСБНХУ-ын ШУА-ийн сурвалжлагч гишүүн *И. В. Лучицкий*

1975

«НАУКА» ХЭВЛЭЛИЙН ГАЗАР
МОСКВА

ГРАНИТОИДНЫЕ И ЩЕЛОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ В СТРУКТУРАХ ЗАПАДНОЙ И СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

СОВМЕСТНАЯ
СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКАЯ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

Труды, выпуск 14

1-227013

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

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

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

член-корреспондент *И. В. Лучицкий*

1975

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА

УДК 552.321.1+552.33(517.3)

GRANITOIDAL AND ALKALINE FORMATIONS IN THE STRUCTURES OF WESTERN AND NOTHERN MONGOLIA

THE JOINT SOVIET-MONGOLIAN
SCIENTIFIC-RESEARCH GEOLOGICAL EXPEDITION

Transactions, vol. 14

Editorial board:

N. S. Zaitsev, Corresponding member of the MPR Academy of Sciences *B. Luwsandanzan,* academician *V. V. Menner, V. G. Gerbova,* academician *A. V. Peive, P. P. Timofeev, O. Tomurtogoo,* academician *A. L. Yanshin*

Responsible editor

Corresponding member of the USSR Academy of Sciences *I. V. Luchitsky*

Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. *С. П. Гаврилова, Н. С. Зайцев, В. А. Павлов, Р. М. Яшина.* Москва, «Наука», 1975 г.

Приводится тектоническое районирование, описание структур и схема формационного расчленения палеозойских интрузивных пород Северной и Западной Монголии. Описаны конкретные формации, их состав, строение, положение в структурах, петрохимические особенности и металлогеническая специализация. Показана многоэтапность щелочно- и гранитоидного магматизма, отражающая крупные тектоно-магматические эпохи.

Ф $\frac{20805 - 391}{055(02) - 75 \text{ г.}}$ (БЗ—81—13—1974)

© Издательство «Наука», 1975 г.

ВВЕДЕНИЕ

Территория Западной и Северной Монголии в структурном отношении принадлежит к обширной области раннекаледонской складчатости, внутри которой в многочисленных выступах и поднятиях выведены на поверхность докембрийские (протерозойские) породы ее фундамента. Запад страны — Монгольский Алтай — относится к собственно каледонским структурам, осложненным в отдельных зонах наложенными герцинскими прогибами геосинклинального типа. Южнее Монгольского Алтая расположен Барунхурайский синклинорий, входящий в систему Южно-Монгольских герцинид. Особенностью рассматриваемой территории является широкое развитие разновозрастных гранитоидов, которые в Северной Монголии составляют 47%, а в Монгольском Алтае 25% от общей площади этих регионов. Только в эвгеосинклинальных прогибах — раннекаледонском Озерном и герцинском Барунхурайском — распространение гранитоидов заметно уменьшается, не превышая 10%. Здесь существенную роль приобретают габброиды (3—4%).

Несмотря на широкую распространенность гранитоидных пород и их важное значение в строении разновозрастных и разнотипных структур Монголии, степень их изученности до сих пор остается недостаточной. Она определяется неравномерной геологической исследованностью страны, фрагментарностью и разномасштабностью геологических съемок (1 : 1 000 000, 1 : 500 000, реже 1 : 200 000), выполненных в разные годы различными исследователями, а также незначительными по масштабу и объему специальными тематическими исследованиями гранитоидов. Основные сведения о возрастном расчленении гранитоидных пород, их составе и петрохимических особенностях обобщены на геологической карте Монголии масштаба 1 : 1 500 000 (опубликована в 1972 г.), а также в труде большого коллектива авторов «Геология Монгольской Народной Республики», т. II, 1973. Что касается щелочных пород Северной Монголии, то до настоящего времени они изучены слабо, хотя общие сведения о них имеются в ряде публикаций (Лувсанданзан, Хасин, 1966; Павленко, Ильин и др., 1969; Павленко, Быховер, 1971). Систематическое изучение магматических пород началось лишь в последнее десятилетие. Большой вклад в их познание внесен работами Б. Лувсанданзана и Р. А. Хасина. Целенаправленное изучение интрузивных образований МНР проводится с 1967 г. Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедицией АН СССР и АН МНР, в работах которой существенное место занимает изучение вещественного состава, структурного положения, геохимической и металлогенической специфики магматических образований с целью формационного расчленения и выявления перспектив их рудоносности. В составе данной экспедиции С. П. Гаврилова и Р. М. Яшина производили изучение гранитоидных и щелочных пород, развитых в структурах Западной и Северной Монголии. В течение 1968—1969 гг. в этих работах принимали участие В. А. Павлов и В. Г. Хрюкин. Одновременно с ними различными аспектами магматизма занимались Б. Лувсанданзан и В. С. Павленко — в Западной Монголии, А. С. Павленко, В. Н. Быховер, Л. В. Филиппов, Л. П. Орлова, Д. Гарам и Д.Болд — в Северной и Центральной Монголии. Раз-

работка вопросов стратиграфии и тектоники вмещающих толщ осуществлялась на западе страны А. Б. Дергуновым, Б. Лувсанданзаном, Н. Г. Марковой и В. И. Тихоновым, на севере — В. А. Благонравовым, Н. С. Зайцевым, А. В. Ильиным и И. П. Палеем.

Основные задачи исследований, которые ставили перед собой авторы, заключались в следующем: 1) изучение гранитоидных массивов, расположенных в различных по истории развития тектонических структурах; 2) выявление особенностей геологического положения, строения и состава массивов щелочных пород с целью определения их места среди палеозойских магматических образований; 3) выделение конкретных гранитоидных и щелочных формаций, а также изучение их геолого-структурных и петрогеохимических особенностей; 4) сравнительный анализ вертикальных и латеральных рядов формаций с целью установления характера связи гранитоидного и щелочного магматизма с тектоникой. Вследствие отсутствия для многих районов средне- и крупномасштабных геологических карт, необходимых для подобных исследований, авторы сочетали маршрутные работы с тематическим картированием (масштаба от 1 : 100 000 до 1:10 000) отдельных типовых массивов. Полученный новый материал в значительной мере дополняет и уточняет сведения о гранитоидных и щелочных породах Северной и Западной Монголии, что вносит определенные коррективы в уже сложившиеся представления об их структурном положении, формационной принадлежности и условиях образования.

В работе отражены геолого-петрографические аспекты исследования изученных авторами гранитоидных и щелочных формаций; рассмотрено их распространение, структурное положение, строение и состав; определены типовые признаки и металлогенические особенности. Формационное расчленение пород произведено с учетом структурно-тектонического районирования региона, которому посвящена специальная глава. Сравнительный анализ гранитоидных формаций позволил наметить их закономерные латеральные и вертикальные ряды, отражающие длительный и сложный процесс формирования континентальной земной коры. Массовое гранитообразование во всех структурных зонах начиналось на завершающем этапе геосинклинального развития, после проявления главной складчатости и сопровождало формирование поднятий. Однако гранитообразование неоднократно возобновлялось и позднее при новых орогенических движениях, происходивших в девонскую и последующие эпохи палеозоя. В эти эпохи осуществлялась значительная переработка ранее созданных складчатых структур с наращиванием в них «гранитогнейсового» слоя. В результате изучения щелочных пород Северной Монголии выделены три различные по возрасту и составу щелочные формации: нижнедевонская щелочных габбро, ийолит-уртитов, фойяитов и сиенитов; каменноугольная сиенит-нефелинсиенитовая и позднепермская щелочных гранитов и сиенитов. Формирование разновозрастных массивов щелочных пород происходило в эпохи среднепалеозойских и верхнепалеозойских орогенических движений, охвативших байкальско-каледонские структуры.

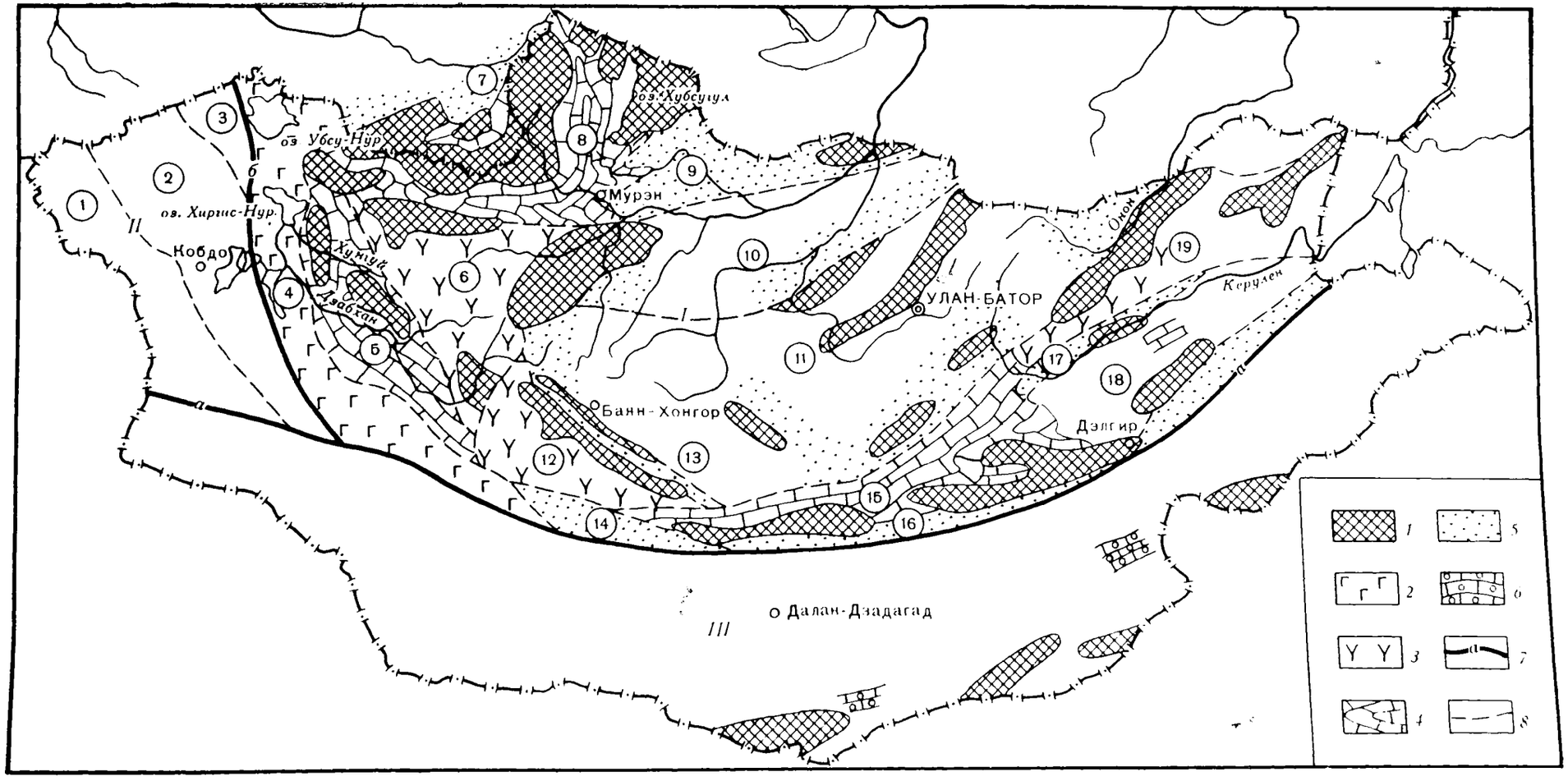
Своеобразие истории развития ранних каледонид Северной Монголии, тесно сопряженных с более древними (доверхнерифейскими) складчатыми структурами, их существенное отличие от каледонид Западной Монголии, примыкающих к герцинидам Южно-Монгольского пояса, обусловили региональный принцип построения данной работы.

Глава I

ОБЩИЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ РЕГИОНА

Территория Монголии в тектоническом отношении, как это впервые намечено Ф. К. Шипулиным (1947), В. М. Синицыным (1959) и А. Х. Ивановым (Васильев и др., 1959), четко подразделяется на два блока — северный и южный, существенно различающиеся по истории геологического развития и формирования структур. Позднее многочисленными исследованиями (см. Маринов, 1967; Ерофеев, Маринов, 1970) установлено, что северный блок, занимающий большую часть этой страны, относится, в основном, к области раннекаледонской складчатости, а южный принадлежит к герцинским структурам, выделяемым в настоящее время в виде субширотного Южно-Монгольского складчатого пояса (Дергунов и др., 1971; Зоненшайн, 1972). Оба эти блока как главнейшие структурные элементы Монголии Р. А. Хасин и В. А. Амантов (Амантов и др., 1968) назвали мегаблоками. Строение каждого из них весьма различно.

Северный блок (за исключением крайнего запада — структур Монгольского Алтая) представляет обширную раннекаледонскую (верхнерифейско-кембрийскую) складчатую систему, в различных частях которой обнажаются выступы протерозойского (раннебайкальского, по А. А. Богданову, или рифейского, по А. Д. Смирнову) основания (фиг. 1). Эти выступы настолько здесь многочисленны и в общей сумме по площади обширны, что не оставляют никакого сомнения в том, что на большей части северного блока, т. е. в пределах ранних каледонид, уже к началу заложения верхнерифейско-кембрийских геосинклиналей, был сформирован гранитно-метаморфический фундамент. Сложность очертаний и многочисленность выступов доверхнерифейского основания, обусловили, в свою очередь, довольно сложную мозаично-блоковую структуру и в вышележащих комплексах пород. На это в свое время для Монголии указывал А. Х. Иванов (см. Васильев и др., 1959), а для Центральной Азии в целом — В. М. Синицын (1959). Последний автор так определяет эту структуру: «Глыбовая, решетчато-сотовая структура Центральной Азии унаследованно развивается с досинийского времени, оказывая решающее влияние на фациальную зональность отложений и простирание элементов складчатости, которые на каждом отдельном участке сохраняют однообразие во всех ярусах» (1959, стр. 23). Таким образом, тектоническая структура северного блока, несмотря на мозаичность, имеет вполне определенные закономерные черты, носящие унаследованный характер. Ее никак нельзя отнести, как это сделано в большой коллективной монографии (Геология Монгольской Народной Республики, т. II, 1973), к складчатой системе, в которой не обнаруживается какого-либо закономерного рисунка. «Она (структура. — *Н. З.*) представляется в виде нагромождения остроугольных глыб, ограниченных разломами» (стр. 557). Для толкования этой структуры как структуры «нагромождения» нет никаких оснований. Наоборот, во всем своем развитии и пространственном размещении в структурах Северной Монголии наблюдаются определенные закономерности (Зайцев, 1963). Прежде всего структуры этого блока теснейшим образом связаны в своем развитии со структурами смежных частей Советского Союза, причем рифейско-раннекаледонские складчатые структуры Монголии являются непосредственным продолжением на ее территорию одновозрастных структур Забайкалья (Хамар-Дабана),



Фиг. 1. Структурная схема Монголии

I — раннекаледонский блок Северной Монголии;

II — каледонский блок Западной Монголии;

III — герцинский блок Южной Монголии;

1 — выступы протерозойского гранитизированного основания;

2—5 — раннекаледонские (верхнерифейско-среднекембрийские) структурно-формационные зоны:

2 — с преобладанием вулканитов андезитового и базальтового состава,

3 — с преобладанием вулканитов липарит-дацит-андезитового состава,

4 — существенно карбонатные,

5 — терригенно - карбонатно-вулканогенные;

6 — участки развития верхнерифейских или нижнекембрийских карбонатно-терригенных отложений;

7 — главнейшие разломы:

(*а* — главный Монгольский,

б — Цаганшибетинский);

8 — условные границы структурно-формационных зон;

зоны:

1 — Алтайская,

2 — Хархиринская,

3 — Цаганшибетинская,

4 — Озерная,

5 — Цаганоломская (Дзабханская),

6 — Идэрская,

7 — Сангиленская,

8 — Прихубсугульская,

9 — Джидинская,

10 — Тарято-Селенгинская,

11 — Хангай-Хэнтэйская,

12 — Байдарикская,

13 — Баянхонгорская,

14 — Ихебогдинская,

15 — Средне-Гобийская,

16 — Ундуршилинская,

17 — Керуленская,

18 — Южнокеруленская,

19 — Северокеруленская

Восточного Саяна, Юго-Восточной Тувы (Сангилена) и других регионов, а каледонские, слагающие Монгольский Алтай, — структур Горного Алтая и Западной Тувы. При этом совершенно четко устанавливается закономерная смена структур с севера на юг и юго-запад — от более древних к более молодым. В этом же направлении в ранних каледонидах уменьшаются площади выходов на поверхность пород доверхнерифейского основания, а собственно раннекаледонские или верхнерифейско-вендско-кембрийские комплексы играют здесь все более значительную роль. На западе — в каледонидах Монгольского Алтая доминируют уже более молодые верхнекембрийско-ордовикско-силурийские комплексы, поэтому данную структуру в целом можно трактовать (по отношению к ранним каледонидам Котловины Больших озер) как длительнее развивавшуюся зону погружения. Соответственно меняется и насыщенность всех этих структур интрузивными породами. Наибольшей величины она достигает в раннекаледонской зоне в районах выходов докембрийского фундамента.

На рифейские, раннекаледонские и каледонские структуры во всем северном блоке наложены специфические складчатые структуры герцинского этапа развития, описанные в литературе по Монголии под названием терригенных и регенерированных геосинклиналей (Зоненшайн, 1967, 1969, 1972), моногеосинклиналей (Дергунов и др., 1971) и орогенных прогибов и впадин (Кепежинскас и др., 1970; Моссаковский, Томуртогоо, 1972; Томуртогоо, 1972). Герцинский тектогенез сопровождался массовыми проявлениями интрузивного магматизма и в значительной мере усложнил и переработал структуры предыдущих этапов. Кроме того, следует подчеркнуть, что как докембрийские, так и палеозойские структуры северного блока в результате мезозойских и кайнозойских преимущественно разломно-блоковых тектонических движений претерпели последующее весьма существенное расчленение. Поэтому в современном срезе от многих существовавших в геологическом прошлом структур остались только отдельные их части и то нередко занятые телами интрузивных пород.

Важную роль в формировании структур Монголии на протяжении всей длительной истории их развития, от докембрия до кайнозоя, играли разрывные нарушения. Особенно большое значение они имели при образовании орогенных континентальных структур в конце палеозоя, в мезозое и кайнозое (Обручев, 1945; Васильев и др., 1959; Синицын, 1959; Амантов, Матросов, 1961; Зайцев, 1963, 1964; Моссаковский, 1965; Тектоника Евразии, 1966, и др.). Однако, несомненно, что и на более ранних (например, рифейско-кембрийских) этапах развития структур, в том числе и при заложении типичных эвгеосинклиналей, разрывные нарушения имели первостепенное значение. На основании имеющихся геологических фактов можно утверждать, что главнейшие разломы Монголии относятся к категории глубинных. С ними связаны основные направления простираний складчатых структур — северо-западное и северо-восточное, во многих местах образующие торцовые сочленения. В таких участках структуры часто имеют субмеридиональные и субширотные направления, особенно характерные для районов Прихубсугулья (Зайцев, 1963). Плавных, дугообразных изгибов между различными направлениями простираний складчатых структур, как это часто изображается на тектонических схемах, обычно не наблюдается. С глубинными разломами и разломами других категорий связано размещение различных структурно-фациальных (или структурно-формационных) зон, вулканических поясов, разнотипных интрузивных формаций, а также ряда полезных ископаемых. Несмотря на огромную роль разломов в формировании структур Монголии, они изучены еще слабо и недостаточно строго систематизированы. В последнее время начинает выявляться существенная роль сдвиговых и надвиговых, вплоть до шарьяжных, нарушений (Тихонов, 1974). В целом, современная складчатая структура Монголии формировалась в течение длительного времени. Она, даже в пределах рассматриваемой части, сложна, гетерогенна и разнообразна как по возрасту,

так и по самому рисунку складчатых форм и развитых в них осадочно-вулканогенных, вулканогенных и интрузивных образований.)

Описание главнейших структурных элементов Северной и Западной Монголии дается на основе тектонической карты МНР масштаба 1:1 500 000, составленной в результате работ Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции Академии наук СССР и Академии наук МНР. Уменьшенный вариант этой карты опубликован в 1974 г. (Тектоника, МНР, 1974). Эта карта составлена по принципу выделения структурно-формационных комплексов и разделения всех структур на два этапа развития: геосинклинальный и орогенный. Геосинклинальные структуры расчленены на два важнейших типа: первый — эвгеосинклинальный с формациями инициального вулканизма, второй — с более разнообразными по составу формациями. И в том и в другом типе выделены собственно орогенные формации, тесно связанные с завершением геосинклинального этапа развития. К особой категории отнесены более поздние орогенные формации, оторванные от геосинклинальной (главной) складчатости значительным интервалом геологического времени.

В Северной и Западной Монголии выделяется целый ряд структурно-формационных комплексов. Доверхнерифейские комплексы подразделяются на нижний гнейсово-карбонатный и верхний — зеленосланцевый. Формированию зеленосланцевого комплекса местами предшествовал перерыв и внедрение гранитов. На этих древних комплексах, как правило, с несогласием и перерывом, отвечающим уровню примерно 900—840 млн. лет (Зайцев, Ильин, 1970), залегает позднерифейско-среднекембрийский комплекс, весьма изменчивый в формационном отношении. Это основной комплекс северного блока — области развития раннекаледонской складчатости. Более молодой верхнекембрийско-нижнеордовикский комплекс (местами он, возможно, опускается в верхи среднего кембрия), распространен в основном в каледонских структурах Монгольского Алтая; в раннекаледонской части Монголии этому комплексу по времени соответствует собственно орогенная формация, развитая на ограниченной площади (Благонравов, Зайцев, 1972). Далее, выделяется среднеордовикский-нижнесилурийский геосинклинальный комплекс, распространенный в структурах Монгольского Алтая. Здесь же — в наложенном регенерированном среднепалеозойском прогибе развит карбонатно-песчаниково-алевролитовый флишоидный («черносланцевый») средне-верхнедевонский комплекс. Средне- и верхнепалеозойские комплексы в основном относятся к наложенному орогенному типу, не связанному со складчатым основанием.

Указанные комплексы, вместе с интрузивными формациями, участвуют в строении ряда структур Северной и Западной Монголии. Главнейшими из них в пределах описываемой части ранних каледонид являются Джидинский прогиб, Хамардабанское поднятие, Хубсугульский прогиб, Дэлгэр-Мурэнское поднятие, Идэрский прогиб, Качикское поднятие, Сангиленский (или Тесхемский) массив, Ханхухэйское поднятие, Северо-Сонгинский и Южно-Сонгинский выступы, Тарбагатайский выступ и складчатая зона Котловины Больших Озер, или Озерная зона (Благонравов, Зайцев, 1972; Тектоника МНР, 1974). Среди более поздних наложенных структур этой области следует отметить верхне-палеозойско-мезозойский Орхон-Селенгинский прогиб и ряд более мелких разрозненных грабенообразных впадин и прогибов, выполненных девонскими и пермскими вулканогенно-терригенными отложениями.

Каледонская складчатая система Монгольского Алтая, серией глубинных разломов субмеридионального и северо-западного простирания, расчленена на три крупные блоково-складчатые зоны (с запада на восток): Алтайскую, Хархиринскую и Цаганшибетинскую. В герцинский этап в пределах этой области были сформированы протяженный Делюно-Юстыдский и Ачитунурский наложенные моногеосинклинальные прогибы и ряд разновозрастных орогенных мульд.

СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ И СТРУКТУРЫ РАННИХ КАЛЕДОНИД

В раннекаледонской складчатой области развиты доверхнерифейские (протерозойские) и верхнерифейско-среднекембрийские складчатые комплексы, а также широко распространенные гранитоиды тохтогеншильского и тэлминского раннепалеозойских комплексов, относящихся к габбро-диорит-плагиогранитовой и диорит-гранодиоритовой формациям, и средне-верхнедевонские гранитоиды, связанные со среднепалеозойскими наложенными орогенными структурами.

Протерозойские складчатые комплексы образуют фундамент раннекаледонских структур. Стратиграфическое расчленение их разработано еще недостаточно. Однако, как отмечено выше, всеми исследователями они подразделяются четко на два комплекса: нижний — гнейсово-карбонатный и верхний — зеленосланцевый. Местами, из гнейсово-карбонатного комплекса выделяется самостоятельный — собственно карбонатный, занимающий промежуточное (среднее) положение между гнейсовым и зеленосланцевым, и в этом случае принимается трехчленное деление доверхнерифейских (протерозойских) отложений. Впрочем, их возраст также недостаточно выяснен. Он в основном базируется на сравнительных корреляционных литолого-структурных данных с лучше изученными, близкими по составу и положению, структурно-формационными комплексами, развитыми на смежных площадях Советского Союза — на Сангилене, Восточном Саяне и Хамар-Дабане. Имеются только единичные данные по абсолютной геохронологии древних комплексов Монголии. Наиболее древний возраст получен немецкими геологами Д. Андреасом, К. Бухертом и другими, для скарнированных мраморов верхней части нижнего комплекса из Байдарикского выступа докембрия (Баян-Хонгорская зона за пределами описываемой территории) K—Ar методом по флогопиту 1900 млн. лет, а для актинолитовых сланцев вышележащего комплекса — 840 млн. лет. В последнее время Ф. П. Митрофановым получены новые данные, указывающие на присутствие в юго-западной части Сангилена (низовья рек Нарын и Эрзин) более древних толщ. Они сложены породами гранулитовой и чарнокитовой серий, на которых несогласно с базальными конгломератами в основании залегают гнейсы, кристаллические сланцы и кварциты тесхемской свиты (Ильин, Кудрявцев, 1960; Ильин, Моралев, 1963), помещаемой А. Д. Смирновым с соавторами (1967) и А. А. Шафеевым (1970) непосредственно выше слюдянской серии, т. е. на уровень хангарульской свиты протерозоя Хамар-Дабана и билинской свиты Восточного Саяна. Гранулиты и чарнокиты низовий Нарына и Эрзина Ф. П. Митрофанов считает возможным параллелизовать с архейскими породами Алданского щита.

Доверхнерифейские отложения в структуре ранних каледонид севера Монголии играют различную роль. В одних случаях они слагают древние массивы, которые можно отнести к срединным. К ним относятся упомянутые выше древнейшие толщи Сангилена и, возможно, протерозойские толщи нижнего комплекса Байдарикского выступа. На территории Монголии Сангиленский массив на большей части перекрыт чехлом рыхлых кайнозойских отложений Убсунур-Тесхемской впадины. В других случаях древние толщи слагают своды крупных антиклинорных структур, к числу которых принадлежат Дэлгэр-Мурэнское поднятие. Многие выходы докембрия представляют отдельные блоки — выступы доверхнерифейского фундамента внутри раннекаледонских комплексов, часто оборванные разломами или замещенные более молодыми гранитоидными образованиями.

Структуры доверхнерифейского основания

Дэлгэр-Мурэнское поднятие (фиг. 2, I[1]). В структурном отношении представляет собой крупный антиклинорий, в строении которого принимают участие карбонатный и зеленосланцевый комплексы протерозоя. Первый из них слагает сводовую часть антиклинория, второй — его крылья или отдельные локальные прогибы внутри карбонатного комплекса, представленного в основном известняками, в различной степени мраморизованными. Они содержат прослои кристаллических сланцев, местами железистых кварцитов и реже амфиболитов. В литературе этот комплекс известен под названием мурэнской свиты.

Зеленосланцевый комплекс слагают эпидот-серицитовые, серицитовые, хлоритовые и актинолитовые сланцы, образовавшиеся преимущественно за счет терригенных и частично вулканогенных толщ различного состава. На смежных территориях СССР зеленые сланцы относятся к окинской свите, которая в пределах МНР широко развита на восточном крыле антиклинория в верховьях р. Шишхид-Гол, а на западном— в пограничных частях Монголии и Тувы. Окинская свита залегает на различных горизонтах карбонатного комплекса без структурного несогласия, но с явным перерывом, причем в ее базальных горизонтах среди грубообломочных терригенных пород обнаружена галька докембрийских лейкократовых пегматоидных гранитов, отдельные тела которых отмечаются среди гнейсовых толщ Сангиленского массива. Более поздние докембрийские гранитоиды, представленные гнейсовидными биотитовыми гранитами и гранодиоритами, образуют многочисленные массивы среди зеленых сланцев окинской свиты.

Породы карбонатного и зеленосланцевого комплексов смяты обычно в сжатые, часто изоклинальные крутые складки со следами течения материала. Однако наряду с ними, особенно в мраморизованных известняках, наблюдаются более спокойные антиклинали сундучного типа, разделенные крутыми моноклиналями и синклиналями. Генеральное простирание складчатых структур субмеридиональное, но на юге происходит разворот их на запад — в широтном направлении — и здесь на границе с Тувой из-под карбонатного комплекса появляются различные сильно метаморфизованные породы гнейсового комплекса (Качикское поднятие).

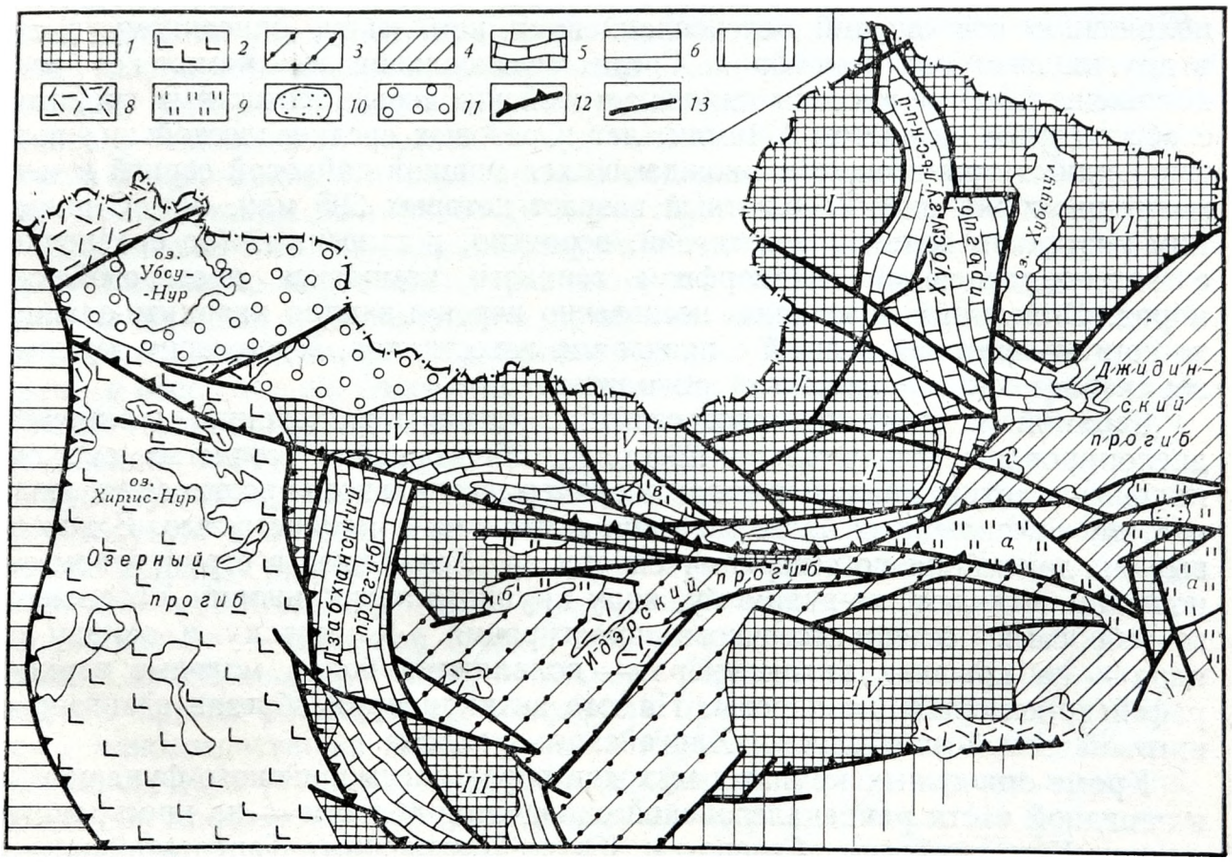
Южная часть Дэлгэр-Мурэнского поднятия, известная у предыдущих исследователей как Тесингольское поднятие, испытала значительное дробление по системе субширотных разломов (Цаганульский, Сумбэрский, Хангайский) и подверглась значительной переработке в связи с проявлением нижнепалеозойского и девонского гранитоидного магматизма. Все это обусловило высокую степень метаморфизма верхнерифейских зеленых сланцев окинской свиты (до амфиболитовых фаций), превращенных на северном склоне хребта Хан-Хухэй (за пределами поднятия) в своеобразную гнейсово-сланцевую толщу, насыщенную гранитными мигматитами и гранитогнейсами. Радиометрический возраст последних, по данным И. П. Палея (Тектоника МНР, 1974), составляет 471 млн. лет. Другая группа гранитоидных пород поднятия представлена розовыми порфировидными лейкократовыми гранитами, сопровождающимися интенсивной фельдшпатизацией как сланцевых толщ, так и гранитогнейсов. Для розовых, по-видимому, девонских гранитов на Хан-Хухэе получены цифры абсолютного возраста в 395 млн. лет (И. П. Палей, см. Тектоника МНР, 1974).

Северо-Сонгинский выступ (II). Структура докембрийских пород этого выступа изучена значительно слабее, так как бóльшая часть его занята нижнепалеозойскими и девонскими гранитоидами. По данным В. А. Благонравова и В. И. Гольденберга, протерозойские отложения здесь представлены двумя толщами общей мощностью около 3000 *м* с неясным стратиграфическим положением. Одна из них — гнейсово-сланцевая — сложена кристаллическими сланцами с редкими прослоями мраморов и амфи-

[1] Здесь и далее структуры дорифейского основания показаны на фиг. 2 римскими цифрами.

болитов. Другая — образована мраморами, мраморизованными известняками, амфиболово-слюдяными сланцами и амфиболитами. Не исключено, что обе эти толщи принадлежат только верхнему (рифейскому) структурно-формационному комплексу, испытавшему значительное преобразование и метаморфизм в связи с наложенными магматогенными процессами. Основные простирания, прослеживаемые по фрагментам докембрийских пород, субмеридиональные. Докембрийские отложения Северо-Сонгинского выступа подверглись двукратной гранитизации — в нижнем палеозое и в девоне.

Тарбагатайский выступ (IV). Докембрийские образования этого выступа представлены небольшими разрозненными полями кристаллических сланцев, биотитовых, биотит-мусковитовых и амфиболовых гнейсов, которые заключены среди огромных площадей развития палеозойских гранитоидов. В пределах метаморфогенных толщ широко развиты послойные тела поздпротерозойских гнейсогранитов и пегматитов. Все породы смяты в мелкие узкие складки, осложненные гофрировкой и плойчатостью, с преобла-



Фиг. 2. Тектоническая схема Северной Монголии

1 — структуры доверхнерифейского основания:
I — Дэлгер-Мурэнское поднятие,
II — Северо-Сонгинский выступ,
III — Южно-Сонгинский выступ,
IV — Тарбагатайский выступ,
V — Ханхухэйско-Качикское поднятие,
VI — Уригольское поднятие;
2—5 — верхнерифейско-кембрийские (раннекаледонские) структуры и геосинклинальные комплексы:
2 — Озерный эвгеосинклинальный прогиб с эффузивами преимущественно основного и среднего состава и офиолитами,
3 — Идэрский вулканогенный прогиб с преобладающими эффузивами липарит-дацит-андезитового состава,
4 — Джидинский прогиб с пестрым комплексом карбонатно-терригенно-вулканогенных пород,
5 — Хубсугульский и Дзабханский прогибы с существенно карбонатным комплексом пород;
6 — каледониды Монгольского Алтая;
7 — герцинский Хангайский прогиб;
8—10 — наложенные орогенные структуры в области ранних каледонид:
8 — девонские вулканогенно-терригенные прогибы и впадины,
9 — верхнепалеозойско - раннемезозойские вулканогенно-терригенные прогибы и впадины: *а* — Орхон-Селенгинская, *б* — Нумургинская, *в* — Эгыйнгольская, *г* — Тэсингольская,
10 — юрские мульды и грабены, выполненные терригенными породами;
11 — Убсунур-Тэсхемская кайнозойская впадина;
12 — глубинные разломы;
13 — крупные региональные разломы

дающими северо-восточными и меридиональными простираниями, совпадающими в общих чертах с современными контурами самого выступа. На севере и юге Тарбагатайский выступ ограничен крупными разломами, к которым приурочены огромные массы нижнепалеозойских, девонских и даже пермских гранитов. Вполне возможно, что на севере зона сочленения этого выступа с Идэрским геосинклинальным прогибом в течение палеозоя играла роль своеобразного магмовода, подводившего в верхние части коры глубинные гранитизирующие растворы и коровые анатектические гранитные расплавы.

Ханхухэйское поднятие (V). Выходы древних пород давно известны на северном склоне хр. Хан-Хухэй к северу от Хангайского (или 1905 года) глубинного разлома. И. П. Палей (Тектоника МНР, 1974) выделяет среди них два комплекса: нижний — карбонатный, представленный графитистыми мраморами, двуслюдяными гнейсами и кварцитами, образующими местами тонкое переслаивание, общей видимой мощностью около 2 *км* и верхний — гнейсово-сланцевый, мощностью 2,5—3 *км*, по стратиграфическому положению отвечающий зеленосланцевому комплексу, описанному выше в других выступах докембрия. Среди «зеленосланцевого» комплекса расположены главные массивы нижнепалеозойских серых биотитовых гранитов с абсолютным возрастом 471 млн. лет и розовых среднепалеозойских порфировидных гранитов, сопровождающихся мощной дайковой серией и пегматитовыми жилами, абсолютный возраст которых 395 млн. лет. С широким развитием гранитоидов связан, вероятно, повышенный (по сравнению с зеленосланцевым) метаморфизм верхнего комплекса протерозойских пород. Описанные комплексы несогласно перекрываются кварцито-сланцево-конгломератовой толщей с прослоями известняков, содержащих остатки верхнерифейских (юдомских) онколитов.

Верхний и нижний протерозойские (доверхнерифейские) комплексы дислоцированы относительно просто, с образованием открытых синклинальных и антиклинальных складок субмеридионального простирания, лишь местами осложненных более мелкими складками и плойчатостью. В целом, выходы докембрия по северному склону хр. Хан-Хухэй в структурном отношении отвечают, по-видимому, ядру крупного антиклинория, оборванного сбросами северо-восточного простирания. К востоку и западу от ядра — на крыльях антиклинория— появляются более молодые верхнерифейско-кембрийские породы. На юге антиклинорий обрезан сдвиго-надвиговой зоной глубинного Хангайского разлома.

Кроме описанных крупных выходов пород докембрийского фундамента, в западной части раннекаледонской складчатой области — на пространстве между Ханхухэйским, Северо- и Южно-Сонгинским, Тарбагатайским и Байдарикским выступами и поднятиями — имеется серия мелких выходов сильно метаморфизованных пород, разобщенных сплошными огромными полями гранитоидов различного возраста и формационного состава. Структурная, а часто и возрастная позиция таких выходов докембрия пока еще совершенно не ясна.

Верхнерифейско-кембрийские геосинклинальные комплексы и складчатые структуры

В раннекаледонских структурах северного блока в настоящее время выделяется четыре типа верхнерифейско-кембрийских комплексов, каждый из которых в структурном отношении ствечает выделенным выше геосинклинальным прогибам: Озерному (Котловины Больших Озер), Идэрскому, Джидинскому и Хубсугульскому. К первому типу относятся зоны с преобладанием вулканитов андезитового и базальтового состава; ко второму — зоны с преобладанием вулканитов липарит-дацит-андезитового состава; к третьему — терригенно-карбонатно-вулканогенные зоны и к четвертому — существенно карбонатные зоны (Зайцев и др., 1974).

В зонах первого типа, по данным этих авторов, определяющую роль играют продукты основного и среднего вулканизма. Накопление таких вулканитов, принадлежащих спилит-диабазовой формации, происходило, вероятно, в наиболее подвижных участках раннекаледонской геосинклинальной области и повсеместно контролировалось разломами. В качестве представителя этого типа может быть названа Озерная складчатая зона.

Ко второму типу относятся также вулканогенные зоны, но в отличие от первых они выполнены в основном эффузивами и пирокластами липарит-дацит-андезитового ряда при преобладании производных дацитового и андезитового состава. Эта ассоциация пород соответствует андезит-дацитовой формации, формирование которой происходило почти одновременно со спилит-диабазовой, но в тектонически иных (вероятно, менее мобильных) условиях. Представителем этого типа является Идэрская зона, отвечающая Идэрскому прогибу, охватывающая северо-западную часть Хангайского нагорья (северные отроги хр. Тарбагатай, хр. Болнай, бассейн р. Идэр).

Третий тип объединяет терригенно-карбонатно-вулканогенные зоны. В их строении участвуют терригенно-карбонатные, терригенно-вулканогенные и карбонатно-вулканогенные толщи. Количество вулканогенных образований, чаще всего представленных подводными лавами и туфами андезитового и базальтового состава, в них непостоянно и иногда даже уступает морским терригенным и карбонатным породам, вместе взятым. Такой режим седиментации был наиболее характерен для Джидинского прогиба.

Зоны четвертого типа характеризуются наиболее полным и непрерывным преимущественно карбонатным разрезом, в низах и верхах которого местами появляются вулканические продукты главным образом кислого и среднего состава, а также терригенные породы. Эти зоны развивались, очевидно, в относительно более спокойных и стабильных участках раннекаледонской геосинклинальной области. Тектонотипом этих зон является Хубсугульский прогиб (Зайцев, Ильин, 1970).

Хубсугульский прогиб расположен на севере Монголии (к западу от оз. Хубсугул) в краевой части раннекаледонской складчатой области. На востоке и западе прогиб ограничен двумя крупными поднятиями — Хамардабанским и Дэлгэр-Мурэнским. На большей своей части прогиб вытянут меридионально — от осевой зоны Восточного Саяна, где он соединяется с Боксон-Сархойским прогибом, к южному Прихубсугулью. В районе последнего прогиб расширяется и, изменяя простирание, постепенно сливается с одновозрастными Джидинским и Идэрским прогибами. Общая протяженность Хубсугульского прогиба на меридиональном отрезке примерно 250 *км* при максимальной ширине в средней части до 120 *км*. На юго-западе значительная площадь прогиба занята крупными массивами девонских лейкократовых гранитов и сильно нарушена разломами, из которых наиболее протяженные — Сумбэрский и Цаганульский.

Верхнерифейско-кембрийский геосинклинальный комплекс, выполняющий прогиб, по данным Н. С. Зайцева и А. В. Ильина (1970), А. В. Ильина (1973), разделяется на две серии — дархатскую, терригенно-эффузивную и хубсугульскую, в основном карбонатную. Нижняя серия является аналогом сархойской свиты Восточного Саяна. Она залегает несогласно на протерозойских зеленых сланцах окинской свиты и представлена в основании базальными конгломератами (200—300 *м*), а затем серыми, зелеными и красными песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами общей мощностью 2—3 *км*. Местами по западному борту прогиба они замещаются вулканитами среднего или кислого состава. По возрасту дархатская серия может быть отнесена к рифею, так как галька серых биотитовых гранитов из конгломератов ее основания, по определениям Л. В. Фирсова (К—Ar метод), имеет абсолютный возраст 823 млн. лет (Зайцев, Ильин, 1970; Ильин, 1973; Зайцев, см. Тектоника МНР, 1974).

Верхняя — хубсугульская серия — в целом отличается широким развитием карбонатных пород. В ее нижней части наряду с известняками су-

щественную роль играют доломиты и прослои кремней. К ней приурочены промышленные залежи пластовых фосфоритов. В верхней части доминируют известняки, однако на юге среди них появляются терригенные и вулканогенные породы главным образом кислого и среднего состава. Общая мощность хубсугульской серии достигает 3—5 *км*. По онколитам и строматолитам нижняя часть ее может быть отнесена к верхнему рифею — венду, а верхняя — по трилобитам и археоциатам — к нижнему и среднему кембрию. В целом эта серия достаточно хорошо сопоставляется с боксонской серией Восточного Саяна (Тектоника МНР, 1974).

Между верхнерифейско-кембрийским комплексом и протерозойским основанием устанавливается перерыв. Однако по западному борту прогиба оба комплекса дислоцированы согласно — в едином структурном плане. Здесь простирание контактирующих слоев и крутизна их падения совершенно одинаковы. Вместе с этим на восточной окраине прогиба между ними существует структурное несогласие; здесь субмеридиональные структуры верхнерифейско-кембрийского комплекса пересекают почти под прямым углом субширотные структуры протерозойского фундамента, выведенного на поверхность в Хамардабанском поднятии (к востоку от оз. Хубсугул).

Хубсугульский прогиб представляет собой меридионально вытянутый, сравнительно простой, но сильно сжатый синклинорий, погружающийся и расширяющийся к югу. В этом же направлении происходит все большее насыщение верхней части разреза хубсугульской серии терригенно-туфогенно-кремнистыми породами с горизонтами эффузивов (Благонравов и др., 1971). С запада и востока на края синклинория надвинуты протерозойско-рифейские породы его обрамления, которые здесь резко вздернуты и опрокинуты в сторону центральных частей прогиба. В результате этого почти на всем протяжении прогиба по обоим его бортам прослеживаются узкие зоны со сложным чешуйчатым строением, обусловленным серией сближенных надвигов, между которыми зажаты пластины рифейских, вендских и кембрийских слоев, образующих крутые, с углами падения 70—90°, сжатые линейные складки, местами запрокинутые также по направлению к осевой части прогиба. По мере удаления от бортов степень дислоцированности верхнерифейско-кембрийских пород заметно ослабевает. Линейные складки в них постепенно сменяются овальными и округлыми, а в осевой зоне прогиба преобладают обширные пологие брахиструктуры, сочетающиеся с отдельными более сложно дислоцированными блоками. Таким образом, линейные дислокации в прогибе прослеживаются только в прибортовых, тектонически, по-видимому, наиболее ослабленных частях, испытавших многократные и наиболее интенсивные напряжения. В поперечном сечении Хубсугульский синклинорий имеет симметричное строение и может быть подразделен на три зоны: западную и восточную — синклинальные и центральную — антиклинальную. Складчатая структура прогиба осложнена многочисленными разломами северо-западного, субмеридионального и широтного направлений, которые расчленяют ее на сложную систему блоков, ступенчато воздымающихся с юга на север. К некоторым из разломов приурочены глубинные интрузии щелочно-габброидных и ийолит-фойяитовых пород (Уджигин-Бэлтэсинская группа), трещинные массивы девонских гранитов, сиенитов и миаскитов, а также субвулканические пермские образования и кайнозойские базальты.

Идэрский прогиб расположен между Северо- и Южно-Сонгинским и Тарбагатайским выступами докембрия. На севере он срезан Хангайским субширотным разломом, который отделяет его от Хубсугульского и Джидинского прогибов. Смена вулканогенных толщ Идэрского прогиба одновозрастными карбонатными толщами Хубсугульского прогиба и терригенно-вулканогенно-карбонатными Джидинского совершается на сравнительно коротких расстояниях (Зайцев и др., 1974).

В строении геосинклинального комплекса Идэрской зоны участвуют в основном подводные лавы и пирокластические образования липарит-да-

цит-андезитового ряда при господствующей роли пород дацитового и андезитового состава и преобладании туфогенных производных над лавовыми. Местами (например, в районе оз. Тэлмин-Нур) среди них присутствуют базальтовые порфириты, известняки, туфопесчаники и туфоконгломераты. Вулканогенные толщи Идэрской зоны отличаются значительной фациальной изменчивостью, выражающейся в частой смене эффузивов и туфов различного состава, а также в появлении на различных стратиграфических уровнях немногочисленных горизонтов карбонатных и туфогенно-осадочных пород. Породы обладают преимущественно серо-зеленой окраской; суммарная видимая мощность их порядка 2500—3000 *м*.

В верхних горизонтах рассланцованных известняков на левобережье р. Идэр южнее оз. Тэлмин-Нур Н. С. Зайцевым впервые найдены трилобиты, а ранее отсюда же были известны археоциаты, указывающие на нижнекембрийский возраст верхней части приведенного разреза. Соотношение его с породами докембрия, обнаженными в выступах фундамента, не выяснено. Бóльшая часть (особенно на западе, юге и востоке) Идэрского прогиба занята гранитоидами нижнепалеозойской диорит-гранодиоритовой и среднепалеозойской аляскит-гранитовой формаций, среди которых стратифицированные образования верхов докембрия — низов кембрия — сохранились только в небольших провесах кровли. Поэтому о структуре прогиба судить довольно трудно, хотя в целом она представляется в основном в виде обширной субширотной моноклинали с преобладающими крутыми (60—70°) падениями пород на север. Большую роль в строении прогиба играют разломы; к некоторым из них приурочены небольшие тела гипербазитов и значительно более крупные массивы габброидов.

Озерный прогиб или Озерная складчатая зона — крайняя западная структура в раннекаледонской складчатой области северного блока Монголии. Она четко вырисовывается на всех сводных геологических и тектонических картах и схемах, составленных в последние годы. Географически Озерный прогиб занимает Котловину Больших Озер и западную часть Долины Озер МНР, откуда и происходит его название. Прогиб имеет дугообразную форму, расширенную на севере в районе Убсунурской котловины и несколько сужающуюся к юго-востоку в сторону Долины Озер к хребтам Хантайшири-Нуру и Богдо-Ула.

1-227013

Тектонические (структурные) границы прогиба всеми исследователями проводятся по системе различно ориентированных протяженных разломов, в большинстве своем отвечающих разломам глубинного заложения. На западе по Цаганшибетинскому разлому прогиб граничит с Монгольско-Алтайской каледонской складчатой областью; на востоке Дзабханской зоной разломов он отделен от расположенных восточнее и описанных выше прогибов и поднятий ранних каледонид; на юге по Ихэбогдинскому разлому (одной из составных частей субширотного линеамента Монголии) он сочленяется с южно-монгольскими герцинидами; на севере — скрыт под отложениями молодой Убсунур-Тесхемской впадины. Ограничивающие прогиб системы разломов в северной части имеют субмеридиональное направление, в южной — запад-северо-западное, близкое к широтному. Разломы сложного строения на значительных отрезках представляют собой целые зоны, нередко кулисообразно подставляющие друг друга или подходящие одна к другой под различными тупыми углами, что в целом создает морфологию дуг, обращенных выпуклостью на запад. С этой системой разломов, многие из которых выражены в современном рельефе, совпадает морфологически выраженная область понижения Котловины Больших Озер и Долины Озер.

В целом, Озерный прогиб в современной структуре представляется как очень крупная раннекаледонская складчатая зона, протяженностью около 1000 *км*, при ширине от 150—200 *км* на севере и до 30—50 *км* в крайнем юго-восточном окончании. Однако, благодаря широкому развитию в этой зоне мезозойских, кайнозойских и современных отложений, которые зани-

мают едва ли не две трети всей площади прогиба и в связи с этим разобщенностью выходов пород раннекаледонского комплекса, насыщенных к тому же многочисленными интрузиями, — строение этой складчатой зоны в настоящее время может быть представлено только в самых общих чертах, несмотря на то что она изучалась рядом исследователей (Тектоника МНР, 1974). В строении зоны принимают участие в основном верхнерифейско-нижнекембрийские породы, выполняющие прогиб и прорывающие их нижнепалеозойские гранитоиды диорит-гранодиоритовой формации (тохтогеншильский комплекс), с абсолютным возрастом 547—480 млн. лет, а также более поздние среднепалеозойские гранитоиды аляскит-гранитовой формации (хархиринский комплекс). Доверхнерифейские породы основания известны только по северному склону хр. Хан-Хухэй и описаны были выше.

Отличительной особенностью верхнерифейско-нижне-среднекембрийского комплекса (на западе Озерной зоны известен и фаунистически доказанный геосинклинальный средний кембрий) является преобладание в нем вулканических зеленокаменных пород основного и среднего состава, принадлежащих спилит-диабазовой и андезито-базальтовой формациям, что наряду с присутствием во многих местах в зонах глубинных разломов гипербазитов, габброидов и тоналитов дает основание с полным правом относить этот комплекс к офиолитам, а зону в целом — к типичным эвгеосинклиналям. Меньшую роль (главным образом, в верхах комплекса) играют терригенно-карбонатные породы. Таким образом, структурно единый верхнерифейско-нижне-среднекембрийский комплекс делится на две части: внизу он сложен спилитами, диабазами, базальтами, часто с шаровой отдельностью, андезито-базальтами и андезитами. Местами, как например, на южном склоне хр. Хан-Хухэй, к западу и югу от родников Белиин-булак, присутствуют прослои и линзы кремнистых пород и яшм, пачки известняков с микропроблематикой. В этом же районе видно налегание, со следами перерыва, этой части разреза на красноцветные вулканогенно-терригенные породы, отвечающие верхам дархатской серии Хубсугульского прогиба. Мощность отложений не менее 4000 *м*.

Верхняя часть комплекса преимущественно терригенная, образована алевролитами, песчаниками, сланцами с подчиненным развитием туфогенно-пирокластических пород и локальными пачками известняков. В последних обнаружены археоциаты, на о-ве Ак-Баши (оз. Хара-Ус-Нур) и в горах Сериин-Нуру — нижнекембрийские трилобиты, а в районе к югу от г. Кобдо также и трилобиты среднего кембрия (данные Н. В. Покровской и М. Н. Коробова; Маркова и др., 1972). Мощность верхней части около 2500 *м* (Маркова и др., 1972). В целом, возраст всего комплекса, вероятно, отвечает отрезку времени от верхов рифея и до низов среднего кембрия.

Орогенный комплекс Озерной зоны, по-видимому, сохранился на ограниченных площадях и то только на северо-западе, где она погружается. Так, В. А. Амантов (1961) указывает, что в горах Цэнхир-тологой (к востоку от оз. Хара-Ус-Нур) на нижний кембрий с размывом ложатся пестроцветные песчаники и алевролиты с горизонтами конгломератов, которые он условно относит к ордовику. По-видимому, они представляют раннекаледонскую молассу. К молассе, условно верхнекембрийско-ордовикского возраста, вероятно, может быть отнесена развитая на северных отрогах хр. Хан-Хухэй (гора Баян-Мандал), толща сероцветных конгломератов, содержащих обильную гальку и валуны гнейсогранитов, кембрийских эффузивов и габброидов, сцементированные туфогенным материалом. Она залегает несогласно на нижнем вулканогенном комплексе пород. Несколько шире на территории Озерной зоны развита оторванная во времени от раннекаледонского основания, наложенная орогенная липарит-андезитовая формация девонского возраста, выполняющая герцинские впадины, мульды, грабены и другие структуры. С ними пространственно тесно связаны интрузии позднедевонских гранитов (Хасин, 1971).

Значительную роль в строении Озерной зоны играют гипербазиты, габброиды, а также нижне- и среднепалеозойские гранитоиды. Гипербазиты развиты в разломах, ограничивающих Озерную зону и образуют ориентированные согласно с ними разной величины массивы. Наиболее крупным из них, по данным В. В. Велинского и Г. В. Пинуса, в Дзабханском гипербазитовом поясе является Хутульский, расположенный на междуречье Хануй-Гола и Дзабхана. В зоне Ихэбогдинского разлома наиболее крупный массив — Улахидский. Характерно, что многие массивы гипербазитов тесно связаны с габброидами и вулканогенными толщами основного состава. Особенно это отчетливо проявлено, по данным Л. П. Зоненшайна, в хр. Хан-Тайшири-Нуру. Петрология гипербазитов Озерной зоны изучена относительно слабо. Однако известно, что большинство тел здесь представлено серпентинизированными перидотитами (гарцбургитами и лерцолитами), реже дунитами и пироксенитами. В. В. Велинский и Г. В. Пинус, впервые для Монголии, отметили особый тип химического выветривания гипербазитов, приводящий в конечном счете к образованию берберитов и магнезита, что особенно характерно для Ихэбогдинского гипербазитового пояса (Улахидский, Гэрчулуулинский и другие массивы).

С разломами глубокого заложения в Озерной зоне, очевидно, связан также весь комплекс раннепалеозойских эффузивных и интрузивных пород, имеющих в целом отчетливо выраженный мафический профиль. Интрузии этого возраста представлены здесь преимущественно габбро-диабазами, габбро-пироксенитами, габбро-диоритами и реже диоритами с подчиненной дайковой серией плагиогранитов. Более поздние гранитоидные формации нижнего палеозоя и девона имеют ограниченное распространение.

В структурном отношении Озерный прогиб представляет собой дугообразно изогнутую сложно построенную складчатую зону, главная складчатость в которой относится к кембрийскому периоду. Формирование структур здесь происходило под влиянием ограничивающих глубинных разломов, которым в основном подчинено простирание большинства складчатых форм. Последние в геосинклинальном комплексе носят преимущественно линейный характер, часто сильно сжаты, сопровождаются дополнительно мелкой складчатостью и гофрировкой, разбиты продольными и поперечными разрывами и интенсивно развитым кливажом. Главное направление складок совпадает с общим простиранием зоны в целом. На южном склоне хр. Хан-Хухэй среди верхнерифейско-кембрийских толщ, по данным И. П. Палея и Н. С. Зайцева, имеются запрокинутые складки и существуют покровы (район окрестностей родника Белиин-булак). Напряженность складчатых дислокаций здесь очень большая. Сложная чешуйчатая структура установлена в последнее время Л. П. Зоненшайном, Н. Г. Марковой в юго-восточной части прогиба — в хр. Хан-Тайшири-Нуру.

Как отмечалось выше, Озерный прогиб относится к раннекаледонским зонам первого типа с преобладающим развитием эвгеосинклинальных вулканогенных комплексов основного и среднего состава. Однако в восточном направлении среди них появляется все больше и больше карбонатных пород, а в бассейне р. Дзабхан последние преобладают, что заставляет исследователей выделять их в самостоятельную Дзабханскую или Цаган-Оломскую зону, синхронную по возрасту как с Озерной, так и с другими смежными раннекаледонскими зонами.

Дзабханский прогиб или Цаган-Оломская складчатая зона расположена в бассейне рек Дзабхан и Хунгуй-Гол и ограничена на западе Озерной зоной, а на востоке — крупными выступами пород доверхнерифейского основания: Байдарикским, Южно-Сонгинским, Северо-Сонгинским и Ханхухэйским (в ядре). Зона протягивается от верховий р. Дзабхан (район сомона Цаган-Олом или Тайшир) — на юго-востоке, сначала в запад — северо-западном, а затем в север — северо-западном направлении к нижнему течению Хунгуй-Гола и восточной окраине оз. Хиргис-Нур, где сочленяется с южной частью хр. Хан-Хухэй.

В строении зоны четко прослеживаются два комплекса отложений, близкие по составу и стратиграфическому уровню соответствующим отложениям Хубсугульского прогиба. Нижний комплекс сложен существенно субаэральными красно-фиолетовыми эффузивами преимущественно кислого и среднего состава (липаритовые порфиры, плагиопорфиры, фельзит-порфиры, дациты), лавоконгломератами и пирокластами, с подчиненными им основными разностями (диабазовые порфириты, мелафиры), а также терригенными породами — гравелитами, песчаниками, алевролитами. Этот комплекс очень хорошо вскрыт на левобережье р. Дзабхан ниже сомона Тайшир и в верховьях р. Баян-Гол — район горы Дзосту-Ундур-Хара-Ула. Его мощность не менее 2 *км*. Предыдущими исследователями он выделялся под названием дзабханской серии или свиты. По своему положению комплекс вполне сопоставим с дархатской серией Прихубсугулья или сархойской серией Восточного Саяна. С подстилающими отложениями более древнего докембрия в этом районе дзабханская серия всюду имеет тектонические контакты.

На нее, по данным Н. С. Зайцева и В. А. Благонравова, ложится с размывом, но структурно согласно, как это отчетливо видно в тех же районах, второй комплекс, состоящий в основном из карбонатных пород, черных (окрашенных органикой) известняков и более светлых доломитов, включающих пачки терригенных пород, общей мощностью более 3 *км*. Известняки и доломиты обладают характерной параллельной микрослоистостью, хотя имеются и более массивные разности, а также прослои карбонатных осадочных брекчий. В основании карбонатного комплекса местами прослеживаются карбонатные гравелиты мощностью до 15—20 *м*, в которые включены мелкие обломочки и галечки подстилающих эффузивов. Предыдущие исследователи выделяли этот комплекс под названием цаганоломской и баянгольской свит и относили его к кембрию (Беззубцев, 1963; Беззубцев, Волчек, 1963, и др.). Однако наши исследования показали, что он полностью отвечает стратиграфическому уровню хубсугульской (боксонской) серии и, следовательно, по возрасту охватывает, очевидно, тот же промежуток времени, т. е. верхний рифей — нижний кембрий. Это было подтверждено находками строматолитов, онколитов, а из верхней части комплекса — хиолитов и археоциат (Покровская, 1970 г.; Маркова и др., 1972). Следует также отметить, что здесь в верховьях р. Баян-Гол среди осыпей пород карбонатного комплекса были найдены кусочки бедных фосфоритов.

Дзабханская зона, так же как и другие, насыщена гранитоидными интрузиями тохтогеншильского комплекса, относящимися к раннепалеозойской диорит-гранодиоритовой формации и девонской аляскит-гранитной формации. Складчатая структура зоны восстанавливается с трудом. В целом, как отмечают все исследователи, она носит блоковый или глыбовый характер. Многочисленными разломами складчатые формы разделены на отдельные части, среди которых чаще всего прослеживаются моноклинали с крутыми углами наклона слоев. Полные складки нередко имеют коробчатый характер с крутыми крыльями, пологими сводами или мульдами. Характерна частая смена интенсивно дислоцированных участков, имеющих линейный характер (особенно в зонах разломов), с более спокойными угловатыми коробчатыми и брахиформными.

Заканчивая краткое описание строения отдельных раннекаледонских прогибов Северной и Западной Монголии, следует подчеркнуть, что, несмотря на имеющиеся у них структурно-формационные отличия, они обладают и некоторыми общими чертами. Прежде всего, все описанные прогибы относятся к структурам геосинклинального этапа развития, хотя по формационному выполнению и разделяются на четыре типа. Из рассмотрения пространственного распространения слагающих их верхнерифейско-кембрийских толщ с учетом палеотектонических и палеогеографических реконструкций следует, что между отдельными прогибами и слагающими

их формациями существуют довольно тесные взамосвязи и постепенные переходы. Преобладание в том или ином типе прогиба вулканогенных, вулканогенно-терригенных, вулканогенно-терригенно-карбонатных или карбонатных пород было обусловлено, с одной стороны, существованием зон глубинных разломов и интенсивностью, и длительностью проявления по ним тектонических движений, а с другой — палеотектонической и палеогеографической обстановкой того времени. Отметим, что большая часть пород, выполняющих прогибы, образовалась в условиях обширных морских бассейнов, затоплявших огромные пространства не только Центральной Азии, но также западные (Центральный Казахстан, Тянь-Шань) и северные районы Азии вообще, включая Саяно-Алтайскую и Забайкальскую складчатые области, Сибирскую и Китайскую платформы. Характерно, что прогибы с преобладающим карбонатным осадконакоплением в пределах Северной Монголии расположены, как правило, или между обширными выступами доверхнерифейского основания (Хубсугульский прогиб), или тяготеют к ним (Дзабханский прогиб). Несомненно, как это наглядно вытекает из обзорных тектонической и геологической карт, в геологическом прошлом эти зоны соединялись в единую обширную область карбонатообразования, охватывавшую Прихубсугулье, районы между Сангиленом и Хан-Хухэем, восточную окраину Котловины Больших Озер (междуречье Хунгуя и Дзабхана) и северную часть Долины Озер. Отсюда по южной окраине раннекаледонского блока область карбонатной седиментации прослеживается с перерывами далее на восток.

Магматические (плутонические) комплексы в ранних каледонидах приурочены в основном к зонам поднятий — к выступам докембрийского фундамента, хотя локализуются также и в некоторых прогибах, но в меньшей степени. Так, интрузивные массивы нижнепалеозойских габбро-плагиогранитной и диорит-гранодиоритовой формации (тохтогеншильский, тэлминский комплексы) наблюдаются в Озерном, Дзабханском, Идэрском и Джидинском прогибах, при слабом развитии в Хубсугульском. Среднепалеозойский гранитоидный магматизм охватил всю площадь ранних каледонид, поскольку раннекаледонские прогибы в начале герцинского этапа представляли собой области орогенных поднятий. Более локально, в пределах древних жестких структур (Дэлгэр-Мурэнское поднятие, Хубсугульский прогиб) формировались разновозрастные щелочные массивы.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ НАЛОЖЕННЫЕ ОРОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

Северный блок, как отмечено выше, был полностью захвачен герцинскими движениями, которые привели здесь, с одной стороны, к заложению обширных моногеосинклинальных или регенерированных прогибов (Хангайский, Хэнтейский) или значительно меньшим по размерам наложенным средне- и верхнепалеозойским орогенным структурам. Для этого времени характерен наземный вулканизм и широкое проявление девонского гранитоидного магматизма. В рамках рассматриваемой части раннекаледонского блока среднепалеозойские наложенные структуры представлены различными, небольшими по размерам (от 25 до 250 $км^2$) прогибами, грабен-синклиналями, впадинами и мелкими мульдами. Их размещение нередко контролируется крупными системами разломов с оперяющими их тектоническими трещинами. Они распространены в Озерной, Дзабханской и Идэрской складчатых зонах и отсутствуют в Хубсугульском прогибе и Дэлгэр-Мурэнском поднятии. Структуры выполнены породами наземной вулканогенной формации нижне- и среднедевонского возраста, включающей местами прослои терригенных пород с растительными остатками.

Наиболее крупной из них (до 400 $км^2$) является Тэлминская впадина, находящаяся на левобережье р. Идэр в районе оз. Тэлмин-Нур (Благонравов, 1970). Она состоит из двух частей: северной — собственно Тэлминской впадины и южной — Шухэрамской. Девонские отложения, вы-

полняющие впадину, наложены на нижнекембрийское складчатое основание, представлены кислыми эффузивами, туфами, туфобрекчиями и игнимбритами, местами чередующимися с андезитовыми и андезит-дацитовыми лавами и пирокластами. Северная Тэлминская часть впадины вытянута в субширотном направлении. Для нее характерно асимметричное строение с более пологими падениями слоев (до 40°) на северном крыле и крутыми (55—60°) — на южном. С севера и юга Тэлминская впадина сборвана субширотными разломами, а на западе она граничит с Нумургинским девонским массивом лейкократовых гранитов, отчетливо прорывающих эффузивную толщу девона. Шухэрамская впадина находится к югу от оз. Тэлмин-Нур. Она представляет собой пологую мульду, осложненную разломами по краям, близ которых вулканиты девона смяты в мелкие крутые складки, или круто поставлены.

Ряд незначительных по размерам девонских в современном срезе разобщенных впадин сохранились ниже по левобережью р. Идэр, в окрестностях сомона Тосон-Цэнгэл. Они выполнены, в одних случаях, туфолавами, туфами и туфобрекчиями липарит-дацитового состава, в других — грубообломочными терригенными породами (конгломератами, песчаниками и алевролитами), содержащими остатки средне-верхнедевонской флоры (Зоненшайн, 1970; Благонравов, Федорсв, 1970). Крупная девонская впадина, с преимущественно осадочным выполнением, известна также на правобережье р. Мурэн (к северу от хр. Болнай и к востоку от оз. Сонгин-Далай-Нур). Она, по данным Я. Немчока и других чешских геологов, сложена в основном среднедевонскими песчаниками, охарактеризованными флорой, среди которых в подчиненном количестве наблюдаются эффузивы среднего и кислого состава. Такого же типа структуры имеются и на западе — в Озерном прогибе.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ — РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЕ НАЛОЖЕННЫЕ ОРОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ

Орхон-Селенгинский прогиб. В пределах описываемой территории располагается лишь западное окончание прогиба, протягивающегося широтно вдоль р. Селенги примерно к западу от 102-го меридиана (западнее сомона Хутаг). В целом эта структура, подробно описанная А. А. Моссаковским и О. Томуртогоо (Тектоника МНР, 1974), вытянута в восток — северо-восточном направлении почти на 300 *км*, при максимальной ширине около 120—150 *км*, сокращающейся на западе до 30—40 *км*. Прогиб был заложен в нижнем карбоне и существовал с перерывами до нижней юры, причем развитые в прогибе средне-верхнетриасовые и нижнеюрские отложения выполняют отдельные самостоятельные мелкие тектонические впадины, свидетельствующие об отмирании и распадении к этому времени единой целостной структуры прогиба на ряд более мелких тектонических единиц. Отложения, слагающие прогиб, повсеместно залегают с резким угловым несогласием на рифейско-кембрийском складчатом основании, от которого они отделены длительным тектоно-денудационным перерывом, охватывающим огромный промежуток времени (несколько геологических периодов).

Каменноугольно-пермские отложения, выполняющие прогиб, четко разделяются на два комплекса: нижний (каменноугольный) — терригенный и верхний (пермский) существенно вулканогенный. В западном окончании прогиба распространен только последний. Он выделяется здесь под названием хануйской серии, на которую с размывом, но структурно согласно, ложатся позднетриасовые — раннеюрские отложения.

Хануйская серия в разрезе по р. Хануй-Гол (правый приток р. Селенги) четко подразделяется на четыре согласно пластующиеся толщи (снизу вверх).

	Мощность, м
Основные и средние эффузивы, представленные трахибазальтами, трахиандезитами и реже андезито-базальтами с подчиненным положением туфов и туфобрекчий. В основании толщи наблюдается горизонт базальных туфо- или лавоконгломератов мощностью 100—400 *м*	400—1000
Толща кислых эффузивов, состоящих из лав липаритов и трахилипаритов, перемежающихся с мощными пачками игнимбритов; в подчиненном количестве присутствуют дацитовые и андезитовые лавы	500—3000
Осадочно-вулканогенная толща, сложенная туфитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами с пачками тонкополосчатых пелитоморфных кремнистых пород и многочисленными пластовыми субвулканическими телами базальтов, долеритов и габбро-диабазов;	
в краевых частях прогиба	100—500
в осевой части	до 5000
Толща основных эффузивов, представленных базальтами и трахибазальтами, часто миндалекаменными, перемежающимися с кремнистыми породами и туфами; подчиненное положение в ней занимают лавы дацитов, трахиандезитов и андезито-базальтов	1500—3900

По направлению к окраинным частям пермского прогиба изменяется как состав, так и строение вулканогенных отложений. Наиболее значительные изменения мощностей происходят в северном и южном направлениях, а состав вулканогенных толщ существенным образом меняется в продольном сечении прогиба. Как в западном, так и восточном направлениях происходит выклинивание нижней толщи основных и средних эффузивов и намечается преобладание в верхней вулканогенной части разреза липаритов и трахилипаритов с подчиненными андезитовыми и трахиандезитовыми лавами, лавобрекчиями и туфами. Возраст серии определяется на основании растительных остатков, как пермский. В западном окончании прогиба отложения хануйской серии прорваны многочисленными верхнепермскими габбро-монцонит-сиенитовыми интрузиями и дайками сиенит-порфиров. Они секутся более поздними, возможно пермо-триасовыми, трещинными телами щелочных гранитов и сиенитов.

Вышележащие породы, залегающие с размывом на хануйской серии, выделяются О. Томуртогоо под названием ихэульской свиты, описанной им впервые в разрезах по левобережью р. Селенги из окрестностей горы Ихэ-Ула. Лучший ее разрез находится по р. Ихэ-Саралджин-Гол, где она состоит из ряда пачек, характеризующихся грубой ритмичностью строения. Здесь снизу вверх выделяются.

	Мощность, м
Конгломерато-песчаниковая пачка, состоящая из бурых и зеленовато-серых галечно-валунных базальных конгломератов и крупнообломочных конгло-брекчий, включающая в середине горизонт песчаников	350—400
Пачка зеленовато-серых крупно- и грубозернистых песчаников и алевролитов, реже гравелитов и конгломератов	450—500
Пачка несортированных конгломератов с обломками эффузивов и гранитов	30—50
«Желтоцветная» пачка чередующихся алевролитов и песчаников с обуглившимися растительными остатками	300—500
«Буроцветная» пачка, сложенная песчаниками, гравелитами и конгломератами, часто переслаивающимися между собой	500—700

Общая мощность ихэульской свиты в этом разрезе составляет 1500—1700 *м*. Возраст ее на основании остатков флоры и положения ее выше пермских отложений хануйской серии определяется в пределах триас — юра, скорее всего как верхний триас — нижняя юра.

В тектоническом отношении Орхон-Селенгинский прогиб, так же как и его западная часть, является крупной наложенной на раннекаледонское основание верхнепалеозойско-раннемезозойской структурой с ярко выраженным германотипным стилем тектонических дислокаций, обусловленных

движениями различной величины блоков, ограниченных разломами. В результате блоково-глыбовых движений вся структура Орхон-Селенгинского прогиба в его современном морфологическом выражении разделена на четыре крупные глыбовые зоны: северную, центральную, южную и восточную. Западное окончание прогиба относится к первой из этих зон. В ее строении О. Томуртогоо (1972) выделяет две глыбовые ступени: Намнангбархунурунскую на юге и Таряланскую на севере. Обе ступени характеризуются асимметричным поперечным профилем, при котором их южные крылья приподняты, а северные опущены в результате неравномерных движений по разломам. Одной из наиболее крупных структур северной зоны является Ихэульская грабен-синклиналь, выполненная вулканогенными и осадочно-вулканогенными образованиями трех нижних толщ — хануйской серии перми, штоками пермо-триасовых гранитоидов и терригенными породами ихэульской свиты (триас — юра), занимающими центральную и северную части структуры. Ихэульская грабен-синклиналь асимметрична по своему строению. Ее южное крыло, примыкающее к Селенгинскому разлому, сложено породами перми, падающими на север под углами 50—60°, тогда как северное — породами верхнего триаса — нижней юры (ихэульская свита), образующими круто наклоненную моноклиналь с падениями слоев на юго-восток под углами 50—70°. С севера и юга мульда ограничена широтными разломами и, кроме того, рассечена рядом поперечных разрывных нарушений, усложняющих общее грабенообразное строение структуры.

Ряд небольших мульд, выполненных пермскими отложениями, прослеживаются западнее и северо-западнее описанной структуры — в бассейне Дэлгэр-Мурэн-Гола и р. Идэр, а также в районах впадин оз. Ойгон-Нур и Тэлмин-Нур.

КАЛЕДОНСКАЯ МОНГОЛЬСКО-АЛТАЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Палеозойские складчатые структуры западной части северного блока Монголии, географически соответствующей горной области Монгольского Алтая и Хархиринского нагорья, как это было показано в работах К. Л. Волочковича (1961), К. Л. Волочковича и А. Н. Леонтьева (1962, 1964), Н. С. Зайцева (1963, 1964), В. П. Нехорошева (1966), Н. С. Зайцева и Н. Г. Марковой (Тектоника Евразии, 1966), Л. П. Зоненшайна (1972) и других исследователей, теснейшим образом связаны со структурами Советского Горного Алтая (Дергунов, 1967) и Западной Тувы (Геология СССР, т. XXIX, 1966), непосредственным продолжением которых они являются. Западной своей частью Монгольско-Алтайский блок расположен на территории Китая. На востоке он граничит по Цаганшибетинскому разлому с ранними каледонидами Озерной зоны, на юго-западе отделен от герцинид Южной Монголии Иртышским (Булганским) разломом. Серией глубинных разломов субмеридионального и северо-западного простирания Монгольско-Алтайская система расчленена на Алтайскую, Хархиринскую и Цаганшибетинскую складчатые зоны каледонского возраста (фиг. 3). Кроме того, в этой системе выделяются Делюно-Юстыдский и Ачитунурский наложенные герцинские прогибы моногеосинклинального типа и несколько более мелких разновозрастных наложенных средне- и верхнепалеозойских орогенных мульд (Дергунов и др., 1971).

Главный складчатый комплекс Монгольско-Алтайской системы представлен мощной терригенной песчано-аргиллитовой серией, известной в Горном Алтае под названием горно-алтайской, относящейся по возрасту к верхнему кембрию, местами возможно с охватом верхов среднего кембрия и низов ордовика (тремадок). Однако, начиная почти с низов ордовика, геологическое развитие выделенных зон пошло несколько иными путями, при этом наметилась отчетливая тенденция к поднятию Алтайской и Цаганшибетинской зон и погружению Хархиринской, особенно ее юго-восточной части.

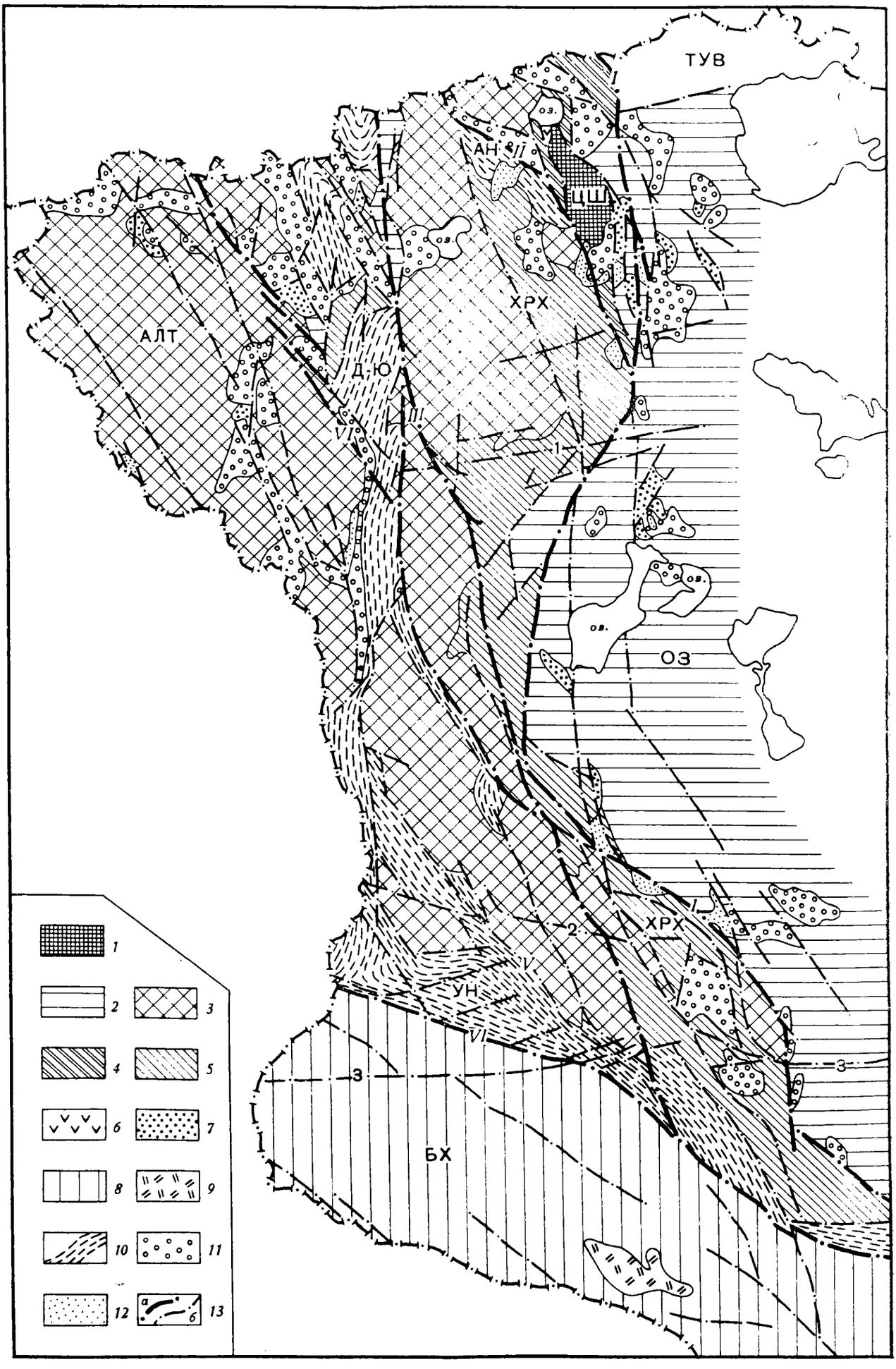
Чем подстилается песчано-аргиллитовая серия, до сих пор достоверно не установлено, хотя присутствие местами в разломных зонах (в восточной части системы, на севере ее в районе города Баян-Улэгей и в западном борту Ачитнурской котловины) вулканогенно-терригенных зеленокаменных толщ с мелкими телами серпентинитов, габброидов и плагиогранитов, сходных с соответствующими породами позднего докембрия — раннего кембрия Озерной зоны, позволяет предполагать их более широкое развитие и в Монгольско-Алтайской области. Вполне вероятно также наличие в ней и более древних докембрийских образований. К ним В. В. Беззубцев, Б. Лувсанданзан и В. А. Федоровский (1963) отнесли, например, метаморфическую толщу Цаганшибетинской зоны, представленную хлорит-серицитовыми сланцами с подчиненным количеством микрокварцитов и редкими линзами мраморов. Принятое в настоящее время отнесение их к горно-алтайской серии верхнего кембрия так же проблематично, как и более древняя их датировка. Эта метаморфическая толща (по присущим ей признакам) близка к древнейшим образованиям Советского Алтая, описанным А. Ф. Белоусовым, Ю. И. Кочкиным и З. Г. Поляковой (1969). Отмечается сходство их состава — преобладание терригенных псамито-пелитовых образований с горизонтами микрокварцитов и линзами мраморизованных известняков, а также сходство метаморфизма пород — выдержанный региональный метаморфизм зеленосланцевой фации с признаками равновесности минеральных ассоциаций. Таким образом, можно полагать, что верхнекембрийская серия Монгольского Алтая непосредственно подстилается (во всяком случае в шовных зонах) вулканогенно-терригенным комплексом позднего докембрия — раннего кембрия и возможно более древними докембрийскими метаморфическими кремнисто-терригенными толщами, вероятно, соответствующими по возрасту метаморфическим и кристаллическим сланцам Теректинского горста Горного Алтая.

Верхнекембрийский терригенный комплекс слагает бóльшую часть территории Алтайской зоны севернее Тургенгольского разлома. Он имеет трехчленное строение: Внизу преобладают тонкослоистые хлоритовые сланцы по пелитовым породам, в средней части — хлоритизированные тонкослоистые и флишоидные тонкозернистые песчаники, в верхней — наряду с этими породами появляются красноцветные алевролиты. Мощность комплекса оценивается в 4—6 *км*. В Хархиринской зоне, где шире распространены верхние, более молодые, толщи терригенного комплекса, возможно, как полагает А. Б. Дергунов, он охватывает, кроме верхнего кембрия, и нижние горизонты ордовика (тремадок). Достоверно датированные ордовикские отложения на монгольской территории Алтайской зоны не известны, однако севернее — в СССР, в пределах Холзунско-Чуйского антиклинория, они участвуют в строении наложенных структур (Волочкович, Леонтьев, 1964).

В пределах Цаганшибетинской зоны нижне-среднеордовикский геосинклинальный комплекс слагают терригенные и вулканогенные породы — песчаники, туфы, андезитовые и диабазовые порфириты и др. Он залегает несогласно на более древних отложениях. Верхний ордовик в этом районе представлен уже красноцветными конгломератами и вулканитами среднего и кислого состава, участвующими в строении орогенных структур.

В Хархиринской зоне, в связи с общим погружением структур Монгольско-Алтайской системы в юго-восточном направлении, ордовикско-нижнесилурийские геосинклинальные отложения наиболее полно представлены в южной части — в Тонхильском синклинории. Здесь в их составе преобладают туфогенные породы, а также андезитовые порфириты и кремнистые сланцы. В северном направлении среди них значительную роль начинают играть терригенные породы, в том числе крупно- и грубозернистые песчаники. При этом структурная связь ордовикских отложений с нижнесилурийскими утрачивается, а стратиграфическое и структурное несогласие с подстилающими породами терригенного комплекса проявляется отчетли-

вее. Во второй половине силура ордовик-силурийский комплекс был дислоцирован. С этим рубежом в Хархиринской зоне связано становление габброидов, а затем и гранитоидов гранит-гранодиоритовой формации. В ранее завершившей геосинклинальное развитие Цаганшибетинской зоне гранитоиды этой формации имеют верхнеордовикский возраст, в Алтайской — не вполне определенный — ордовикский. Таким образом, в верхнем силуре



вся территория Монгольско-Алтайской системы превратилась в сложную складчатую область.

На складчатые структуры каледонского возраста в Монгольско-Алтайской системе наложились структуры герцинского тектонического этапа развития. Среди них выделяются две категории. Одни представляют типичные наложенные мульды, выполненные орогенными формациями. К ним относятся, например, Цаганская мульда, сложенная позднесилурийскими сероцветными терригенными и нижне-среднедевонскими красноцветными вулканогенно-обломочными молассоидными толщами; Баинтуинская мульда (район сомона Баянту), выполненная живетско-франскими отложениями, и несколько других наложенных структур. В составе вулканитов присутствуют липаритовые, андезит-липаритовые, базальт-андезитовые (в зоне Байримского разлома) и базальт-андезит-липаритовые (в зоне Цаганшибетинского разлома) ассоциации пород. Другие — относятся к наложенным структурам моногеосинклинального типа (Дергунов и др., 1971); наиболее характерные представители их — Делюно-Юстыдский и Ачитунурский прогибы.

Делюно-Юстыдский прогиб является южным отрезком огромного силурийско-девонско-нижнекаменноугольного прогиба, протягивающегося через весь Советский и Монгольский Алтай — от границ с Западно-Сибирской низменностью — на севере до Барунхурайской впадины — на юге. На советской территории этот прогиб был описан В. А. Кузнецовым (1952, 1954), Н. С. Зайцевым (1963) и другими под названием Ануйско-Чуйского, а на монгольской — как Делюно-Сагсайский (Амантов и др., 1967) или Делюно-Юстыдский новообразованный (Дергунов, Лувсанданзан, 1970, 1971). Южная часть прогиба между собственно Барунхурайской впадиной и Тургенгольским разломом выделяется под названием Уйэнчинского (Тектоника МНР, 1974).

Огромная протяженность прогиба — более тысячи километров, считая его советскую и монгольскую части, и различное положение по отношению к ранее созданным структурам привели к тому, что состав отложений, выполняющих прогиб и его строение как по простиранию, так и вкрест послед-

---

Фиг. 3. Тектоническая схема Западной Монголии

Складчатые зоны:
ОЗ — раннекаледонская Озерная;
каледонские:
ЦШ — Цаганшибетинская,
ХРХ — Хархиринская,
АЛТ — Алтайская;
БХ — герцинская Барунхурайская;
герцинские наложенные прогибы:
ТУВ — Тувинский,
АН — Ачитунурский,
Д-Ю — Делюно-Юстыдский,
УН — Уйэнчинский.

Структурно-формационные комплексы каледонид
1—5 — геосинклинальные:
1 — кремнисто-терригенный зеленосланцевый (V—ϵ),
2 — кремнисто-граувакково-вулканогенный ($P\epsilon$).
3 — песчаниково-аргиллитовый флишоидный (ϵ_2—O_1),
4 — туфогенно-терригенный (O_{1-2}),
5 — карбонатно-вулканогенно-терригенный (O_3—S_1);
6 — Моласса (O_3);
7 — Моласса (S_2).

Структурно-формационные комплексы герцинской Барунхурайской впадины:
8 — вулканогенно-терригенный геосинклинальный (S_2—C_1);
9 — вулканогенная моласса (P).

Структурно-формационные комплексы герцинских наложенных структур:
10 — существенно терригенный геосинклинальный (S_2—D_3);
11 — терригенно-вулканогенная моласса (D_1—$_3$);
12 — вулканогенно-терригенная угленосная моласса (C_1—$_3$);
13 — разломы: *а* — глубинные, *б* — региональные (в том числе поперечные).

Глубинные разломы:
I — Цаганшибетинский,
II — Байримский,
III — Кобдинский,
IV — Толбонурский,
V — Тургенгольский,
VI — Булганский;
поперечные разломы:
1 — Алтанхухэйский,
2 — Карагайтинский,
3 — Шаргинско-Бурунхурайский

него довольно существенно меняются. На советской территории выделяются: северная — Ануйская часть прогиба (она является унаследованной), южная Баратальско-Чуйская, юго-восточная — Юстыдская, разделенные поперечными поднятиями (Зайцев, 1963); на монгольской территории — Делюно-Юстыдская и Уйэнчинская. В пределах Монголии прогиб имеет, в современных границах, более 400 *км* длины, при ширине от 30 до 50 *км*. Здесь он вытянут в север-северо-западном (ближе к меридиональному) направлении и выполнен породами нижнего, среднего и частично верхнего девона в Делюнской части, силура и девона в Уйэнчинской части, ложащимися несогласно на структуры восточной окраины Алтайской и западной окраины Хархиринской складчатых зон. Восточная граница прогиба совпадает с Кобдинским разломом, западная на значительном протяжении — с Толбонурским. Девонские отложения, выполняющие прогиб, подразделяются на две толщи: нижняя — в основном состоит из липаритовых порфиров с подчиненным количеством андезитовых порфиритов и их туфов, общей мощностью, близкой к 2 *км*; верхняя — песчаниково-алевролитовая, флишоидная, или, как ее часто не вполне правильно называют, черносланцевая, хотя сланцев, как таковых, в ней почти и нет. Для верхней толщи наиболее характерны серые олигомиктовые песчаники, переслаивающиеся с темно-серыми и черными алевролитами и аргиллитами с остатками живетско-франской флоры и фауны (Дергунов, Зайцев и др., 1971). Это переслаивание в известной мере носит ритмичный характер. Ее мощность достигает местами почти 3,5 *км*. Таким образом, общая мощность пород девона в Делюно-Юстыдском прогибе приближается к 6 *км*. Обе толщи в северо-западной части прогиба (на советской территории) замещаются красноцветными молассоидными породами (в районе поперечного поднятия в предгорьях Курайского хребта).

Общей чертой структуры Делюно-Юстыдского прогиба является ее отчетливая поперечная асимметрия (вероятно, первичная), выражающаяся в пологом строении западного и крутом — осложненном взбросами и надвигами — восточного крыла. На большом протяжении складчатые формы в прогибе имеют линейный характер и лишь на северо-западе — вблизи поднятий — брахиформный. И те и другие складки часто сопровождаются разломами; некоторые из них имеют надвиговый характер.

К началу карбона формирование геосинклинальных формаций прогиба прекратилось. С этого времени уже вся Монгольско-Алтайская складчатая система в целом вступает в позднеорогенную стадию развития, так как локально распространенные здесь нижне- и средне-верхнекаменноугольные отложения представлены: первые — красноцветными, нередко вулканогенно-терригенными породами, а вторые — угленосными. Они выполняют типично наложенные структуры. В Монгольско-Алтайской складчатой системе широко проявился девонский гранитоидный магматизм, причем для него отмечается латеральная смена формаций и их некоторое удревнение с запада на восток. Так, в Алтайской зоне преимущественно распространены верхнедевонские батолитоподобные интрузивы гранитовой формации, в Хархиринской и восточнее — средне-верхнедевонские граниты аляскит-гранитовой формации (с некоторой долей участия граносиенитов, субщелочных и щелочных гранитов). Позднекаменноугольные массивы адамелитов и гранитов сконцентрированы главным образом в юго-западной и южной периферии Алтайской зоны, прилежащей к герцинидам, а также в Делюно-Юстыдском прогибе (см. фиг. 3). Небольшие массивы, по-видимому, раннепермской, гранит-лейкогранитовой формации известны на китайской территории Алтайской зоны (Леонтьев, 1969) и редко встречаются в более восточных районах. С верхнепалеозойскими гранитами связан пояс редкометальных пегматитов, расположенный в висячем боку Иртышского (Булганского) разлома. Вдоль разломов Хархиринской зоны развиты малые интрузии гранитов и фельзитов субэффузивного облика, образующих гранит-фельзитовую формацию.

В целом, Монгольско-Алтайская складчатая система представляет собой длительно развивавшуюся (в течение каледонского и герцинского этапов), сложно построенную складчато-глыбовую структуру, разделенную продольными разломами на Алтайскую, Хархиринскую и Цаганшибетинскую зоны, из которых первая и последняя являются относительно поднятыми, а Хархиринская — погруженной. Все складчатые структуры этих зон воздымаются в северо-западном направлении и погружаются в юго-восточном. Кроме того, характерен общий наклон и погружение всех трех блоков в северо-восточном направлении. В результате большинство герцинских прогибов приурочено преимущественно к их северо-восточным частям. Такая асимметрия в тектоническом строении наблюдается в структурах самых различных порядков, начиная от зон в целом и кончая отдельными более мелкими тектоническими элементами.

Существенную роль в формировании и строении Монгольско-Алтайской складчатой системы играют продольные разломы; некоторые из них относятся к категории глубинных. Ведущими среди них являются Булганский, Тургенгольский, Толбонурский, Цаганшибетинский, а также Кобдинский и Байримский разломы. Одни из них — Цаганшибетинский и Булганский — разграничивают различные складчатые системы; другие — Байримский, Толбонурский, Тургенгольский — разделяют крупные тектонические зоны. Эти разломы имеют по всем данным древнее заложение и длительное развитие. Они рассматриваются обычно как крупные взбрососдвиги, переходящие на субширотных отрезках в надвиги. Наиболее выдержанным из них является Иртышский разлом (называемый в Монголии Булганским), отделяющий герциниды Южной Монголии от более древних структур Монгольско-Алтайской складчатой системы. Сложную форму строения имеет Цаганшибетинский разлом, отдельные отрезки которого характеризуются северо-западным, меридиональным и северо-восточным простиранием.

Зоны глубинных разломов явились ареной полиметаморфических преобразований палеозойских толщ. В их пределах разновозрастные толщи, а местами также габброидные и габбро-плагиогранитовые тела испытали неоднократный динамо-термальный метаморфизм фации зеленых сланцев. Более локально проявлен прогрессивный высокотемпературный метаморфизм, приведший к образованию в различной мере гранитизированных кристаллических сланцев амфиболитовой фации. Зоны прогрессивного метаморфизма известны в Цаганшибетинском, Кобдинском, Толбонурском и Булганском разломах. Отчетливо проявлено пространственное смещение разновозрастного метаморфизма с востока на запад и юго-запад. Так, по восточному фасу Монгольско-Алтайской складчатой системы он имеет нижнепалеозойский возраст, в разломах Хархиринской зоны — верхнесилурийский, в Булганском и южной части Толбонурского — верхнепалеозойский. При этом в южной части Толбонурского разлома, а также в Делюно-Юстыдском прогибе между оз. Дэрэ-Нур на юге и р. Кобдо на севере происходит перекрытие ареалов распространения каледонского и герцинского метаморфизма. Кристаллические сланцы распространены главным образом в висячих боках разломов, т. е. в юго-западных и западных поднятых крыльях продольных блоков Монгольско-Алтайской складчатой системы. Масштаб распространения кристаллических пород обычно увеличивается в области близкого схождения или сочленения глубинных разломов или сопряженных с ними крупных разломных зон. Образование кристаллических сланцев, мигматитов и гнейсов связано с процессом формирования соответствующих им по возрасту гранитоидов. Рассматривая изменчивость степени преобразования пород по простиранию метаморфических поясов, можно видеть, что метаморфизм амфиболитовой фации не является выдержанным. Он всегда тесно ассоциирует с районами развития гранитоидов и их жильных производных, причем по мере удаления от контактов гранитоидных тел степень метаморфизма постепенно уменьшается до зеленосланцевой и филлитовой. Это происходит на сравнительно коротком расстоянии, оцениваемым

первыми километрами вкрест простирания зон и на значительном протяжении по их простиранию. Местами удается установить, что метаморфические преобразования накладывались на уже сформированные складчатые структуры, поскольку в замках складок ориентировка новообразованных минералов (слюд, амфиболов) сечет слоистость пород. Однако в участках наиболее глубоко измененных пород метаморфизм сопровождался пластичными деформациями, приведшими к появлению мелкой складчатости и гофрировки.

Менее отчетливо проявлены поперечные разломы восток-северо-восточного простирания. Наиболее крупные из них являются трансструктурными и разделяют Монгольско-Алтайскую складчатую систему на четыре поперечных блока. Северный Кобдинский — самый широкий поперечный блок протяженностью 220 *км*, ограничен с севера южной субширотной частью Чарышско-Теректинского и Курайского разломов, с юга Алтанхухэйской зоной разломов восток-северо-восточного простирания. Центральный Буянтугольский блок, протяженностью 230 *км*, находится между Алтанхухэйским разломом на севере и Цэцэгской поперечной структурой на юге. В этом блоке происходит резкое сужение Хархиринской тектонической зоны. В южной части Буянтугольского блока наблюдается схождение, почти до полного сочленения, Цаганшибетинского, Кобдинского и Толбонурского разломов. В расположенном южнее Цэцэгском поперечном блоке, протяженностью 75—80 *км*, Цаганшибетинский и Булганский продольные разломы приобретают запад-северо-западное простирание. Северной границей этого блока является Карагандинский, южной — Шаргинский поперечные разломы. Юго-восточнее Цэцэгской структуры Тургенгольский и Толбонурский разломы соединяются с Булганским субширотным разломом; зона монгольских алтаид здесь постепенно сужается и тектонически причленяется к герцинидам Южной Монголии.

ЗАПАДНАЯ ЗОНА ЮЖНО-МОНГОЛЬСКИХ ГЕРЦИНИД

Барунхурайская впадина в структурном отношении представляет (в пределах МНР) крайнюю западную часть южно-монгольских герцинид. От каледонских и герцинских структур Монгольского Алтая она отделена Булганским разломом, продолжающим на юго-восток Иртышский глубинный разлом (см. фиг. 3). С этим же разломом совпадает и северная граница впадины. Южную ее границу составляют пограничные хребты Байтак-Богдо, Хабтак и Тахийн-Шара-Нуру. Восточная граница впадины проходит по меридиональному хр. Агойтиин-Нуру. И только на северо-западе границы уходят за пределы Монголии — в сторону Иртышско-Зайсанской впадины. Размеры впадины в рамках очерченных границ в МНР составляют примерно 300 *км* по длине и 100 *км* в поперечнике; она вытянута, так же как и ее структуры, в запад-северо-западном направлении. Геологическое строение и тектоника Барунхурайской впадины освещены в работах В. М. Синицына (1956), В. А. Амантова и П. С. Матросова (1961, 1963), П. С. Матросова (1966), В. А. Амантова с соавторами (1970), Б. Лувсанданзана(1970), А. Б. Дергунова и др. (1971), Н. Г. Марковой и Т. Т. Шарковой (1973), Н. Г. Марковой (1975) и др.

В строении герцинских структур Барунхурайской впадины участвуют три структурно-формационных комплекса: верхнесилурийско-турнейский, визе-намюрский и среднекаменноугольно-пермский. Верхнесилурийско-турнейский комплекс, в свою очередь, разделяется на три подкомплекса.

1. Верхнесилурийский, представленный спилитами, кератофирами, кремнистыми сланцами, яшмами и кварцитами (Матросов, 1966).

2. Девонский, с локально проявленным предживетским несогласием. В его строении участвует нижняя вулканогенная толща нижнего и низов среднего девона, мощностью около 2 *км*, и верхняя — кремнисто-терригенная толща верхов среднего — нижней части верхнего девона, мощ-

ностью 3,5 *км* (Амантов и др., 1970; Маркова, 1975). Вулканогенная толща в нижней части представлена базальтовыми, андезито-базальтовыми и андезитовыми порфиритами, сменяющимися выше вулканогенно-туфогенными породами, в составе которой участвуют андезито-базальтовые, андезитовые и дацитовые порфириты и их туфы при преобладании последних. В строении кремнисто-терригенной толщи, по данным Н. Г. Марковой, в нижней части преобладают кремнистые сланцы и андезито-дацитовые порфириты, подчиненную роль играют аргиллиты и алевролиты; в верхней части — алевролиты с прослоями дацитовых порфиритов и их туфов.

3. Верхнедевонско-турнейский подкомплекс, возможно, отделен от предыдущего предфаменским несогласием. В его составе также выделяются две толщи: нижняя — вулканогенная, мощностью порядка 1,6 *км* и верхняя — кремнисто-терригенная, мощностью 1 *км*, относящаяся к турне (Лувсанданзан, 1970). В составе вулканогенной толщи преобладают андезитовые и дацитовые порфириты и их пирокласты, существенную роль играют также туфы смешанного состава, в подчиненном количестве встречаются основные и кислые эффузивы. Местами присутствуют кислые туфы и известняки. По редким остаткам фауны возраст толщи датируется как верхнедевонско-нижнекаменноугольный. Согласно залегающая выше кремнисто-терригенная толща сложена кремнистыми алевролитами, песчаниками, яшмовидными породами, с подчиненными им эффузивами среднего состава и прослоями известняков и кремнистых известняков.

Среди выделенных вулканогенных толщ отчетливо намечается снизу вверх смена пород спилит-кератофирового состава андезито-базальтовыми, андезито-дацитовыми и, наконец, андезитовыми с участием пород кислого состава. В том же направлении увеличивается количество пирокластических образований и возрастает роль эксплозивного вулканизма.

Породы визе-намюрского комплекса имеют ограниченное площадное распространение. Они залегают на нижнем с отчетливым несогласием. Лучше всего комплекс изучен на северо-западе Барунхурайской зоны в районе горы Мерген-Ула, где был выделен П. С. Матросовым под названием мергенской свиты, отнесенной им к верхнему девону — турне. Более поздние сборы фауны и флоры, произведенные Б. Лувсанданзаном (1970) и Н. Г. Марковой (1975) повысили их возраст до визе-намюрского. Нижняя часть мергенской свиты, залегающей несогласно на кремнисто-терригенных средне-верхнедевонских отложениях, сложена гравелитами, песчаниками, туфами дацитового состава, кремнистыми сланцами с резко подчиненным количеством андезитовых порфиритов. Верхняя часть ее представлена переслаиванием серых полимиктовых песчаников, алевролитов, темно-серых и черных аргиллитовых сланцев; встречаются андезит-дацитовые порфириты и их туфы. Мощность свиты около 1 *км*. На юго-востоке Барунхурайской впадины, по данным Б. Лувсанданзана (1970), в составе визейских отложений роль туфогенных пород возрастает. На юге впадины (Байтакская подзона) в нижней части визейских отложений ведущую роль играют конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, а выше — серые и темно-серые кремнистые песчаники и алевролиты с прослоями глинисто-кремнистых, углисто-глинистых сланцев и углей (Лувсанданзан, 1970). Породы визе-намюрского комплекса дислоцированы в простые брахиформные складки.

Верхнепалеозойский комплекс, представленный орогенными образованиями, развит локально и участвует в строении наложенных структур. Среднекаменноугольные отложения комплекса состоят из наземных лав и пирокластов среднего и кислого состава. Пермские отложения развиты на юго-востоке Барунхурайской впадины и на юге — в Байтакской подзоне. В последней они сложены песчано-галечными и песчано-алевролитовыми, часто угленосными толщами; восточнее — сменяются наземными лавами и пирокластами среднего и кислого состава с подчиненным количеством песчаников. Верхнепермские отложения представляют собой обломочные

континентальные отложения. Развитие складчатой структуры Барунхурайской впадины завершилось становлением позднекарбоновых интрузий пестрого состава, включающих габброиды, монцониты, граносиениты и граниты, а также пермских небольших трещинных интрузий габбро-диабазов, граносиенит-порфиров и гранит-порфиров.

В тектоническом отношении Барунхурайская впадина представляет собой сложную складчатую зону синклинорного строения, выполненную, в основном, девонскими толщами. Общее простирание зоны СЗ 290° с воздыманием в том же направлении. Породы силурийско-турнейского комплекса дислоцированы в крупные линейные сложные складки запад-северо-западного простирания, протяженностью до 100—180 *км* при ширине 10—25 *км* (Матросов, 1966). Внутреннее строение таких сложных структур обусловлено сочетанием линейных, часто изоклинальных складок с брахиформными и куполовидными. Вдоль Булганского разлома структуры северного крыла синклинория в общем параллельны разлому. Западнее, где простирание разлома меняется на субширотное, он срезает под острым углом складчатые структуры. По данным В. И. Тихонова (1974), в этом районе Булганский разлом представляет собой надвиг, по которому структуры Монгольского Алтая надвинуты на Барунхурайский синклинорий.

Из краткого тектонического очерка палеозойских складчатых систем Северной и Западной Монголии очевидно их сложное и неоднородное строение. Оно обусловлено различным характером развития геосинклинальных структур, формировавшихся на гетерогенном основании. Раннекаледонские геосинклинальные прогибы (Идэрский, Джидинский, Дзабханский, Хубсугульский) заложились на гранитизированной, вероятно архейско-протерозойской коре континентального типа. Они обладают пестрым формационным выполнением с преобладанием терригенно-вулканогенных, терригенных и карбонатных толщ при ведущем дацит-андезитовом составе вулканогенных серий. Данные прогибы развивались синхронно с Озерным эвгеосинклинальным прогибом, для которого характерен базальтовый и андезито-базальтовый вулканизм и наличие офиолитовых поясов. Это позволяет предполагать, что он заложился на коре океанического типа.

Для каледонских терригенных и вулканогенно-терригенных геосинклинальных прогибов Монгольского Алтая до сих пор достоверно не установлены время заложения и тип основания. Имеющиеся на Советском Алтае отдельные горсты и выступы протерозойских толщ, измененных в условиях зеленосланцевой фации, с небольшими телами гранитов, свидетельствуют о наличии древнего, слабо гранитизированного основания, по крайней мере под отдельными элементами складчатой системы.

Герцинские геосинклинальные прогибы также подразделяются на эвгеосинклинальные (Барунхурайский), развивавшиеся (предположительно) на коре океанического типа (Дергунов и др., 1971), и наложенные (Делюно-Юстыдский, Ачитунурский), формировавшиеся на каледонском складчатом фундаменте (Монгольский Алтай). Рассмотренные типы геосинклинальных структур определяют специфику инициального (начального) и собственно орогенного интрузивного магматизма.

Более поздний наложенный орогенез как средне-, так и верхнепалеозойский, привел к образованию новых прогибов, мульд, грабенов и обширных поднятий. С орогенными эпохами связано широкое развитие наземного вулканизма и гранитоидного магматизма. Последний охватывал всю площадь орогена и приводил к образованию существенно гранитовых формаций, обладающих сходными признаками в тектонических зонах с различной геологической предысторией. В пределах унаследованно развивавшихся древних жестких блоков Северной Монголии происходило неоднократное оживление глубинных разломов с формированием разновозрастных щелочных формаций.

Глава II

ФОРМАЦИОННОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ

Начало изучения палеозойских интрузивных образований связано с именами В. А. Обручева, И. П. Рачковского, Б. М. Куплетского, А. Х. Иванова, которые в 30—40-е годы нашего столетия опровергли гипотезу американских геологов (1922—1930 гг.) о «большом монгольском батолите», образующем, по их мнению, единый фундамент страны, испытавший многократную дифференциацию и омоложение. В. А. Обручев, развивавший представления о докембрийском «древнем темени Азии», показал, что «монгольский батолит» состоит из отдельных, не связанных друг с другом, крупных плутонов, соответствующих местам поднятия магмы. Он подразделил гранитоиды монгольского батолита на две возрастные группы: докарбоновую и пермскую. Б. М. Куплетский также не признавал существования единого «монгольского батолита» и считал, что он сформирован в результате внедрения ряда различных гранитных интрузий, разделенных большими временными интервалами. Этим исследователем произведено петрографическое описание интрузивных нефелиновых сиенитов, щелочных сиенитов и щелочных гранитов, обнаруженных сотрудниками Геологической экспедиции Академии наук СССР в Западном Прихубсугулье и других районах Северной Монголии (Куплетский, Литвин, 1937). Существенный вклад в изучение палеозойских интрузивных образований сделан А. Х. Ивановым ($1953_{1,2}$), производившим геологосъемочные и тематические работы в Восточном Прихубсугулье и Северной части Монгольского Алтая. В первом регионе он выделил древнепалеозойские ультраосновные породы, а также докембрийские, салаирские, каледонские и мезозойские гранитоидные комплексы. Для западной части Монгольского Алтая им установлены древнегерцинские (карбоновые) мелкие тела габбро, диоритов и диабазов, а также юногерцинские (верхнепермские?) гранитоиды. Он обратил внимание на тот факт, что при варьирующем составе гранитных массивов Монгольского Алтая (от кварцевых диоритов до ультракислых гранитов) в них резко преобладают собственно граниты, с которыми связано золотое, вольфрамовое, молибденовое, оловянное, висмутовое, бериллиевое и танталовое оруденение. Для восточных склонов Монгольского Алтая в районе г. Кобдо А. Х. Иванов, помимо герцинских гранитоидов, выделил древнекаледонские габбро и диориты и юнокаледонские (конец силура) биотитовые и лейкократовые граниты. Ф. К. Шипулин (1947) составил схематическую карту Монголии, на которой впервые показал распространение нерасчлененных массивов каледонских, герцинских и тихоокеанских (мезозойских) гранитоидов и оконтурил Северомонгольский гранитоидный пояс, приуроченный к субширотной системе Хангайских разломов.

Коренной перелом в исследовании палеозойских интрузивных пород произошел в период 50—60-х годов, когда в Монголии развернулись геологосъемочные работы, в процессе которых был накоплен огромный фактический материал, позволивший по-новому осветить геологическое строение и историю развития магматизма на территории МНР. В пределах Западной и Северной Монголии геологосъемочные и тематические исследования проводились большим коллективом геологов. В них принимали участие В. А. Амантов, В. П. Ажипа, В. В. Беззубцев, В. А. Благонравов, К. Д. Волочкович, И. И. Волчек, М. Я. Дмитриев, М. М. Дубровский, Б. Ф. Жилевский, Л. П. Зоненшайн, А. В. Ильин, Л. П. Ковтунов, С. А. Киселев, Б. Лувсанданзан, И. Н. Лукьянов, В. Н. Лярский, П. С. Матросов, Э. В. Михайлов, Р. М. Павеликин, А. В. Пекуров,

Э. Рутковский, Э. П. Сафронова, И. С. Турищев, В. А. Федоровский, Р. А. Хасин, А. А. Храпов, В. И. Чернявский и многие другие.

Результаты этих исследований освещены в публикациях, а также обобщены на геологических картах МНР масштаба 1 : 2 500 000 и 1 : 1 500 000, составленных в 1951, 1966 и 1972 гг. Сформировавшиеся представления об истории интрузивного магматизма наиболее полно рассмотрены коллективом авторов в обобщающих трудах «Геологические исследования Монгольской Народной Республики» (см. Маринов, 1967; Геология МНР, т. II, 1973). Для территории Северной и Западной Монголии ими выделяются следующие палеозойские интрузивные комплексы: раннекембрийские — гипербазитовый и габбро-диорит-диабазовый, развитые в раннекаледонских и каледонских структурах; верхнекембрийские, частично ордовикские, тохтогеншильский габбро-диорит-плагиогранитный, и тэлминский преимущественно диорит-гранодиоритовый, распространенные в ранних каледонидах; ордовикский тургенский плагиогранит-гранодиорит-гранитовый в Цаганшибетинской зоне Монгольского Алтая; силурийский кобдинский диорит-гранодиорит-гранитовый в Хархиринской зоне Монгольского Алтая; силурийско-девонский куджуртинский гипербазит-габбро-диабазовый в Барунхурайской котловине; нижне-среднедевонские и среднедевонские тэсский и нумургинский гранит-щелочногранитоидные с сиенитами, развитые в структурах Северной Монголии; хархиринский сходного состава на восточном склоне Монгольского Алтая (в последнее время считается верхнедевонско-нижнекаменноугольным); среднепалеозойские уджигинский или сангиленский комплекс щелочных пород, распространенный в древних структурах Северной Монголии; верхнедевонские алтайский и оргуйский гранитовые комплексы Монгольского Алтая; девонские или девонско-раннекаменноугольные толбонурский, урюкнурский габбро-диорит-гранитового состава в Цаганшибетинском и других крупных разломах Монгольского Алтая; габбро-диоритовый в Булганском разломе, северной части Барунхурайской котловины и на юге Монгольского Алтая; верхнекаменноугольные ошигинский или барунхурайский комплекс габбро-диоритов, кварцевых диоритов, граносиенитов и калишпатовых гранитов в Барунхурайской котловине (первоначально считался довизейским); гранитовый на юге Монгольского Алтая; пермские: индертинский гранитовый на юге Монгольского Алтая; послегранитовый комплекс даек габбро-диабазов, диорит-порфиритов и лампрофиров; байтакский габбро-диабаз-гранит-порфировый в Барунхурайской котловине; селенгинский гранитоидный пестрого состава Орхон-Селенгинского прогиба. Объем перечисленных комплексов четко не определен, поскольку отсутствует характеристика типовых массивов и не изучена изменчивость их состава в ареале распространения комплекса. Мало сведений приводилось о внутреннем строении интрузивных тел. Довольно часто однотипные породы, возникавшие в различные периоды магматической деятельности, достаточно произвольно относились то к одному комплексу, то к другому из-за отсутствия надежных геологических и геохронологических данных. Часть неясных и спорных вопросов геологии и петрологии интрузивных образований обусловлена неравномерной и сравнительно низкой изученностью региона. Многие интрузивные массивы не были оконтурены, не установлены их форма и размеры. К началу наших работ практически отсутствовали карты и схемы строения массивов. Тем не менее необходимо отметить, что созданная большим коллективом геологов схема развития палеозойского интрузивного магматизма является в общих чертах верной, хотя и нуждается в дальнейшей детализации и уточнении.

Формационный анализ магматических образований Монголии произведен впервые Р. А. Хасиным (1971). Им намечены следующие классы формаций: геосинклинальный, орогенный, орогенно-активизационный и устойчивых областей. Для разновозрастных складчатых систем (раннекаледонских,

каледонских, герцинских) выделены конкретные эффузивные и интрузивные формации в объеме известных ранее крупных стратиграфических подразделений и интрузивных комплексов. Установлены вертикальные и латеральные ряды формаций, позволившие охарактеризовать главные особенности магматизма в крупных складчатых структурах. Однако изученность конкретных формаций (комплексов) осталась на прежнем уровне.

Иную формационную систематику интрузивных образований Монголии дал А. С. Павленко (см. Редкометальные граниты МНР, 1971; Павленко и др., 1974). В качестве наиболее крупной единицы им предлагается понятие «петролого-тектонической формации», отвечающее абстрактной формации или формационному типу. Выделение этих крупных формационных единиц производится на основе трех признаков: 1) петрогеохимических, 2) места формации в последовательности генераций гранитоидов, отвечающих отдельным этапам тектонического развития, 3) приуроченности к определенному типу тектонических структур. В соответствии с перечисленными признаками среди палеозойских интрузивных образований выделены следующие пять формаций: 1) габбро-диорит-плагиогранитная, объединяющая нижнепалеозойские тохтогеншильский, тэлминский и тургенский комплексы Северной и Западной Монголии, а также каменноугольный дзурунтайский — Южной Монголии; 2) гранодиоритовая, включающая алтайский комплекс Западной Монголии, и хангайский, тарбагатайский и эгиндабикский верхнепалеозойские комплексы Хангай-Хэнтэйского нагорья; 3) габбро-монцонит-банатитовая, выделяемая А. С. Павленко впервые, к которой относятся частично нижнепалеозойские массивы тохтогеншильского комплекса Озерной складчатой зоны и верхнепалеозойского ошигинского комплекса западной части южно-монгольских герцинид, а также трещинные интрузии Цаганшибетинского разлома; 4) гранит-щелочногранитоидная, объединяющая большинство среднепалеозойских комплексов: хархиринский Западной Монголии, нумургинский, уджигинский и сангиленский Северной Монголии и сопредельной территории Тувы, а также нормальные и щелочные граниты герцинид Южной Монголии; 5) адамеллит-граносиенит-порфировая, выделенная в пределах Орхон-Селенгинского и Предхэнтэйского наложенных верхнепалеозойских вулканогенно-терригенных прогибов. Первые две из перечисленных формаций возникают на геосинклинальном этапе развития, третья — на этапе замыкания геосинклиналей, а четвертая и пятая — в орогенные этапы тектонического развития структур. При этом габбро-диорит-плагиогранитная, гранодиоритовая и гранит-щелочногранитоидная формации считаются им палингенными, а габбро-монцонит-банатитовая и адамеллит-граносиенит-порфировая связываются с глубинной базальтовой магмой и ее гибридизмом в пределах гранитной земной коры.

Предложенная А. С. Павленко формационная систематика разрабатывалась для мелкомасштабной тектонической карты МНР (1 : 1 500 000), поэтому она является слишком общей и в значительной мере не отражает всей специфики магматизма, особенно в конкретных тектонических структурах. Если Р. А. Хасин выделял собственно геосинклинальные (ранние) габброидные формации, тесно сопряженные с мафическими эффузивными образованиями, то А. С. Павленко относит к геосинклинальному этапу развития также и гранитоидные формации существенно натрово-кальциевого профиля, а также гранодиоритовую формацию. Следует отметить, что в пределах Монгольского Алтая в состав габбро-диорит-плагиогранитовой формации им включены ассоциации пород, в которых габбро имеют ничтожное значение при преобладающем распространении нормальных гранитов и гранодиоритов. Смешанный характер имеет выделенная А. С. Павленко орогенная гранитная щелочногранитоидная формация, в состав которой включены специфические интрузивные образования щелочно-габброидного и ийолит-уртитового состава.

ФОРМАЦИИ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

О применяемой терминологии. Авторы настоящей работы в своих исследованиях пользовались принципами формационного анализа, разработанными Н. С. Шатским, Н. П. Херасковым и Ю. А. Кузнецовым. Под термином конкретная интрузивная формация нами понимается совокупность горных пород, парагенетически связанных в пространстве и во времени. Отдельные члены формации (породы или серии пород) представляют собой продукты кристаллизации интрузивного магматического расплава, его контактно-реакционные, метасоматические и жильные образования. За исходную единицу формационного анализа принимается *порода*. Парагенезис пород образует единое геологическое тело — *массив*. Парагенезис массивов составляет *конкретную формацию*, обладающую вполне определенным вещественным составом, возрастом и строением. В тех случаях, когда однотипные конкретные формации проявляются в различное время, но в пределах единой структуры или на одном этапе развития разновозрастных геосинклинальных структур, они соответствуют понятию абстрактной формации или формационному типу (Кузнецов, 1964).

Основными методами формационного расчленения палеозойских интрузивных пород были избраны: 1) картирование и геолого-петрографическое изучение массивов с целью выявления их состава, строения, последовательности формирования пород, их относительного возраста и структурного положения; 2) сравнительное изучение естественных ассоциаций пород с выделением характерных породных парагенезисов, пространственно совмещенных в одних массивах или проявленных индивидуально; 3) сопоставление сходных по составу массивов с выделением типовых, охватывающих главнейшие разновидности пород; 4) выявление парагенезисов массивов, объединенных общностью условий образования и временем формирования, отвечающих понятию конкретной формации; 5) сопоставление конкретных формаций с выделением закономерных латеральных и вертикальных рядов, отражающих специфику проявления магматизма в разных типах тектонических структур.

Название формаций дается в работе по преобладающим разновидностям пород от менее распространенных к более распространенным. Отступление от этого правила допускается для щелочных пород, многочисленные мелкие массивы которых сильно варьируют по строению и составу. Название конкретных щелочных формаций определяется по закономерной интрузивной серии пород от ранних магматических образований к поздним. При характеристике последовательности формирования и взаимоотношений пород использовались термины, которые мы считаем необходимым пояснить. В частности, интрузивная фаза отвечает, по нашим представлениям, одному импульсу внедрения магматического расплава с образованием обособленных интрузивных тел, имеющих определенное геологическое положение, сходный состав и отчетливо прорывающие контакты с вмещающими их толщами и предшествующими интрузивными образованиями. Интрузивная фация характеризует изменчивость состава и текстурных признаков одновозрастных пород в зависимости от условий их образования и положения в пределах интрузивных тел. Фациально-фазовые соотношения пород фиксируются наличием постепенных переходов и секущих взаимоотношений между близко одновременными породами, что отражает неоднородные условия формирования интрузий, особенно в разломных зонах. В этом случае секущие (фазовые) взаимоотношения поздних дифференциатов, наблюдаемые в приповерхностных частях интрузивных массивов, на глубоком их эрозионном срезе могут сменяться постепенными переходами, при которых ранние и поздние продукты дифференциации магматического расплава образуют единое интрузивное тело.

Палеозойские интрузивные формации Западной и Северной Монголии по вещественному составу и положению в тектонических структурах обра-

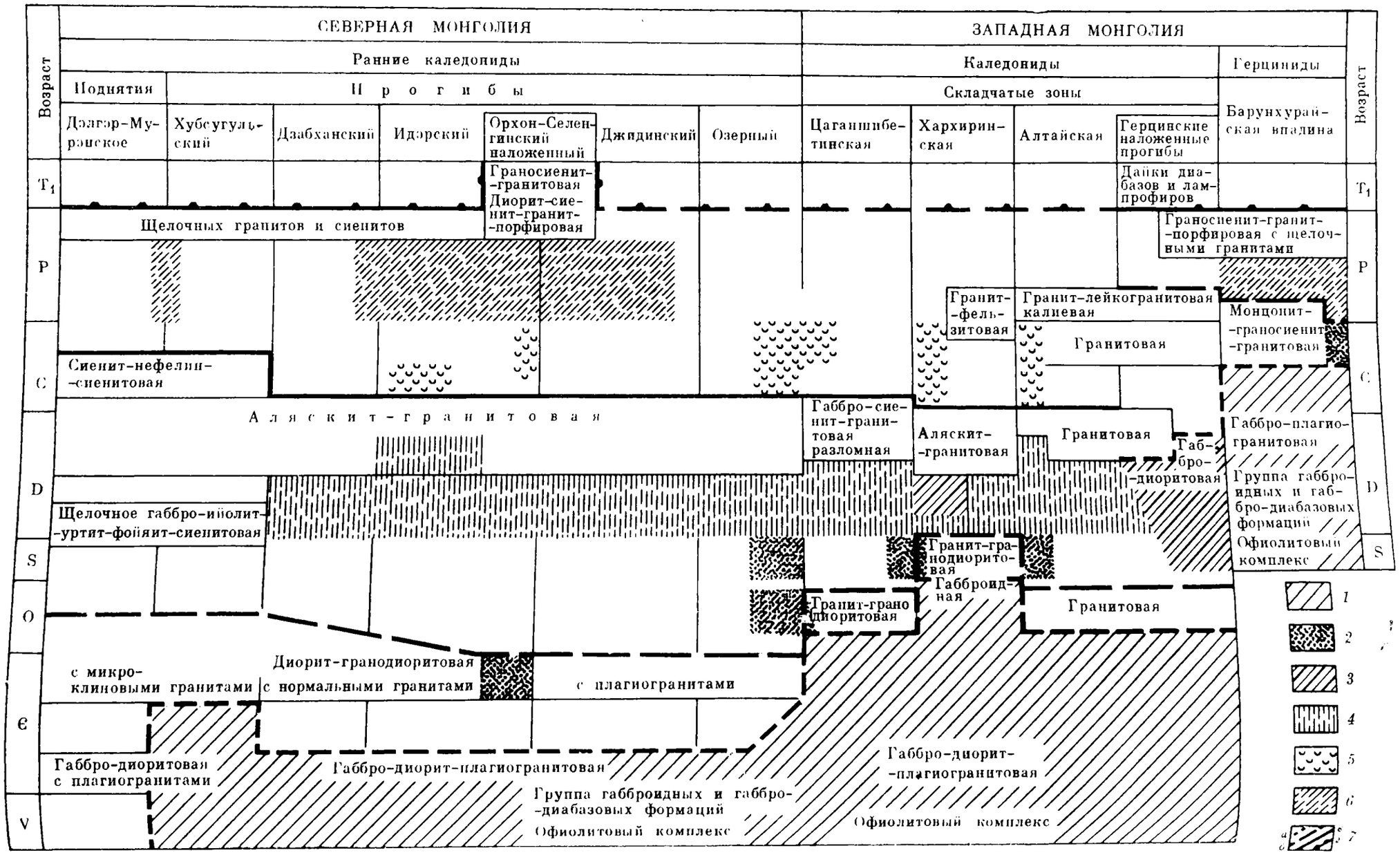
зуют три крупные группы: I — группа геосинклинальных формаций, характеризующих инициальный магматизм; II — группа собственно орогенных формаций, завершающих развитие разновозрастных геосинклинальных зон; III — группа наложенных орогенных формаций — среднепалеозойских и верхнепалеозойских, в которых выделяется две подгруппы — раннеорогенные и позднеорогенные формации. Первая подгруппа формировалась в период заложения орогенных прогибов и проявления наземного вулканизма, а вторая — в период замыкания этих прогибов и расширения орогенных поднятий.

На схеме формационного расчленения палеозойских интрузивных пород Северной и Западной Монголии (фиг. 4) показаны главнейшие формации. Однако на ней не отражено все многообразие геосинклинального интрузивного магматизма, а также не выделены наложенные раннеорогенные формации, тесно ассоциирующие с вулканитами, что объясняется их весьма слабой изученностью. Исследованные авторами гранитоидные и щелочные породы принадлежат к собственно орогенным и наложенным позднеорогенным формациям. Только нижнедевонская габбро-ийолит-уртит-фойяит-сиенитовая формация относится к среднепалеозойским раннеорогенным образованиям.

Геосинклинальные формации

Интрузивные формации геосинклинального этапа развития структур изучены еще недостаточно. Р. А. Хасиным (1971) выделены гипербазитовая и габбро-диорит-диабазовая формации, тесно связанные со спилит-диабазовыми вулканитами, а также габбро-плагиогранитовая, сопровождающая вулканиты среднего состава. В последние годы Г. В. Пинусом и Л. П. Зоненшайном получены более полные сведения об офиолитовых комплексах, связанных с зонами глубинных разломов. Согласно предварительным данным Л. П. Зоненшайна (устное сообщение), в Дзабханском разломе, ограничивающем Озерный эвгеосинклинальный прогиб, в состав офиолитового комплекса входят: серпентинизированные гипербазиты; пироксенит-габбро-тоналитовые ассоциации пород (по-видимому, полихронные); диабазовые и габбро-диабазовые дайковые серии нескольких поколений, часть которых являлась подводящими каналами залегающих выше базальтов. С гипербазитами связаны месторождения хризотил-асбеста, рудопроявления хромита, титано-магнетита и магнезитов. Элементы офиолитового комплекса присутствуют в разломных зонах Идэрского и Джидинского раннекаледонских прогибов, где они, по мнению Л. П. Зоненшайна (1972), фиксируют внутригеосинклинальные троги. Небольшие тела серпентинитов и ассоциирующих с ними габброидов известны в зонах глубинных разломов Монгольского Алтая. В северной части Кобдинского разлома установлен серпентинитовый меланж.

Помимо офиолитового комплекса к геосинклинальным интрузивным образованиям принадлежат габброидные, габбро-диабазовые и габбро-диорит-плагиогранитовые ассоциации, которые не могут быть расчленены с достаточной достоверностью на конкретные формации. Для ранних каледонид авторы условно выделяют раннекембрийскую габбро-диорит-плагиогранитовую формацию, к которой относятся габбро-диабазы, габбро-пироксениты, энстатит- и оливинсодержащие габбро, пироксен-амфиболовые габбро-диориты и диориты, образующие согласные пластовые, линзовидные и реже секущие тела в позднерифейско-раннекембрийской толще эффузивов базальтового и андезит-базальтового состава. Среди габброидных пород достаточно широко распространены поздние мелкие тела диопсидовых и амфибол-биотитовых плагиогранитов. В отдельных массивах отмечаются монцодиориты и плагиосиениты. Массивы габбро-диорит-плагиогранитовой формации распространены также в пределах древних складчатых структур Северной Монголии и нагорья Сангилен (Юго-Восточная Тува). Мелкие


СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ
ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ
Возраст
Ранние каледониды
Каледониды
Герциниды
Поднятия
Прогибы
Складчатые зоны
Дэлгэр-Мурэнское
Хубсугульский
Дзабханский
Идэрский
Орхон-Селенгинский наложенный
Джидинский
Озерный
Цаганшибетинская
Хархиринская
Алтайская
Герцинские наложенные прогибы
Барунхурайская впадина
Возраст
T1
Граносиенит-гранитовая
Диорит-сиенит-гранит-порфировая
Дайки диабазов и лампрофиров
Щелочных гранитов и сиенитов
Граносиенит-гранит-порфировая с щелочными гранитами
P
Гранит-фельзитовая
Гранит-лейкогранитовая калиевая
Монцонит-граносиенит-гранитовая
Гранитовая
C
Сиенит-нефелин-сиенитовая
Габбро-сиенит-гранитовая разломная
Аляскит-гранитовая
Аляскит-гранитовая
Гранитовая
Габбро-диоритовая
Габбро-плагиогранитовая
D
Группа габброидных и габбро-диабазовых формаций
Щелочное габбро-йолит-уртит-фояит-сиенитовая
Офиолитовый комплекс
S
Гранит-гранодиоритовая
Габброидная
Гранит-гранодиоритовая
Гранитовая
O
с микроклиновыми гранитами
Диорит-гранодиоритовая с нормальными гранитами
с плагиогранитами
Габбро-диоритовая с плагиогранитами
Габбро-диорит-плагиогранитовая
Группа габброидных и габбро-диабазовых формаций
Офиолитовый комплекс
Габбро-диорит-плагиогранитовая
Офиолитовый комплекс
1
2
3
4
5
6
7

тела габброидов с жилами плагиогранитов встречаются в зоне Кобдинского разлома (Монгольский Алтай). Вмещающие их зеленосланцевые толщи раннего кембрия подверглись значительной метасоматической переработке с образованием габбро- и диоритоподобных пород.

Каледонские габброидные интрузии, прорывающие геосинклинальные толщи верхнего ордовика — нижнего силура, присутствуют в Хархиринской зоне Монгольского Алтая. Они представлены мелкими приразломными трещинными телами, реже небольшими пластовыми залежами. Габброиды пироксеновые, двупироксеновые, иногда с оливином, содержат пироксенитовые обособления. Менее распространены амфиболовые габбро и габбро-диориты. В экзоконтактах габброидных тел развиты узкие ореолы роговиков. В Делюно-Юстыдском и Уйэнчинском герцинских наложенных прогибах среди выполняющих их существенно терригенных геосинклинальных толщ присутствуют мелкие тела и жилы габброидов, габбро-диабазов, габбро-диоритов и диоритов.

В герцинидах Юго-Западной Монголии распространены небольшие трещинные тела, сложенные пироксен-амфиболовыми и амфиболовыми габбро, диоритами и плагиогранитами. В зоне Булганского разлома они сопровождаются ореолами метасоматически измененных вмещающих вулканогенных пород и нередко превращены в хлоритовые и серицит-хлоритовые сланцы — диафториты. Возраст габбро-плагиогранитовых тел, возможно, верхнедевонский, поскольку сходная по составу галька обнаружена в конгломератах нижнего карбона (Лувсанданзан, 1966_1). Габбро-плагиогранитовые интрузии сопоставляются с одноименными образованиями Иртышского разлома (СССР), где их возраст датируется как верхнефранский или верхний визе — намюрский (Геология СССР, т. XI, 1967). В Барунхурайском синклинории развиты также многочисленные тела габброидов, габбро-диоритов и кварцевых диоритов, насыщающие, по данным Н. Г. Марковой, вулканогенные толщи и прорывающие живетско-франские и редко визе-намюрские отложения. Очевидно, среди них присутствуют интрузии нескольких поколений.

Породы габброидных формаций, развитые в разновозрастных геосинклинальных структурах, пространственно и, по-видимому, генетически связаны с базальтовым и андезитовым вулканизмом. Их дальнейшее изучение позволит выделить конкретные формации, отражающие специфику проявления интрузивного магматизма в разнотипных геосинклинальных структурах.

Собственно орогенные формации

Группа собственно орогенных интрузивных образований формировалась в завершающую стадию развития геосинклинальных систем в основном непосредственно после главных складчатых движений. В нее входят разновозрастные обычно пестрые гранитоидные формации, состав которых в известной мере зависит от состава вмещающих структурно-формационных комплексов пород.

Диорит-гранодиоритовая формация широко распространена в раннекаледонских складчатых структурах и особенно на геоантиклинальных поднятиях и выступах докембрийского фундамента, сложен-

Фиг. 4. Главнейшие палеозойские интрузивные формации Северной и Западной Монголии

1 — формации геосинклинального этапа развития;
2 — моласса собственно орогенного этапа развития;
3 — геосинклинальные формации наложенных герцинских структур;
4—6 — орогенные формации наложенных герцинских структур (вулканогенные, вулканогенно-терригенные и терригенные):
4 — девонские,
5 — каменноугольные,
6 — пермские;
7 — верхний предел распространения интрузивных формаций: *а* — геосинклинальных, *б* — собственно орогенных, *в* — среднепалеозойских наложенных орогенных, *г* — верхнепалезойских наложенных орогенных

ных сланцевыми толщами. Для формации характерна большая пестрота состава: от амфиболовых и биотитсодержащих габбро-диоритов до диоритов, тоналитов, гранодиоритов, плагиогранитов, нормальных и микроклиновых гранитов. Помимо этого отмечаются плагиосиениты и монцониты. Размеры массивов, их количество, а также породный состав заметно изменяются в зависимости от типа структурно-формационных зон.

В эвгеосинклинальной Озерной зоне площадь, занятая нижнепалеозойскими гранитоидами, составляет около 7%, размеры массивов невелики. В их составе преобладают амфибол-биотитовые диориты, гранодиориты и плагиограниты при подчиненном развитии амфибол-биотитовых гранитов. Формирование последних нередко завершается автометасоматической микроклинизацией с образованием шлировых пегматоидных обособлений, содержащих медную минерализацию. В некоторых массивах наблюдается сочетание гранитоидов с амфиболовыми габбро и габбро-диоритами, а также в разной степени переработанными ксенолитами основных вулканогенных пород. В зонах глубинных разломов, например Ханхухэйского, проявлены гнейсовидные фации диоритов и гранитов, тесно сопряженные с кристаллическими амфиболовыми и биотит-амфиболовыми сланцами, местами послойно фельдшпатизированными до образования метасоматических пород плагиогранитового, диоритового и габбро-диоритового состава.

К востоку от эвгеосинклинальной Озерной зоны площадь, занятая породами диорит-гранодиоритовой формации, возрастает до 20%. Значительно увеличиваются размеры массивов. Для крупных полей гранитоидных пород характерна большая пестрота состава при преобладающем значении диоритов, гранодиоритов и амфибол-биотитовых гранитов. Среди них присутствуют многочисленные ксенолиты амфиболовых габбро и габбро-диоритов, а также кристаллических сланцев и амфиболитов. Гранитоиды нередко имеют пятнисто-полосчатую или гнейсовидную текстуру, сохраняющую элементы залегания сланцевых пород.

В существенно карбонатном Хубсугульском прогибе породы диорит-гранодиоритовой формации имеют ограниченное распространение. Массивы отличаются небольшими размерами, приурочены к разломным зонам северо-западного простирания и сложены диоритами и гранодиоритами с поздними интрузивными телами микроклинизированных гранитов. На западном обрамлении Хубсугульского прогиба (Дэлгэр-Мурэнское поднятие) роль нижнепалеозойских гранитоидов снова возрастает (до 10%) и они сосредоточены, главным образом, среди зеленосланцевых толщ верхнего рифея.

Возраст диорит-гранодиоритовой формации принимается большинством исследователей как средне-верхнекембрийский на основании повсеместного прорывания ими нижнекембрийских осадочных и вулканогенных толщ. Верхняя граница установлена В. А. Благонравовым и Н. С. Зайцевым (1972) только в пределах Джидинской зоны, где галька диоритов и гранодиоритов обнаружена в базальном горизонте конгломератов из верхнекембрийской орогенной молассы. В то же время данные абсолютного возраста (от 520 до 426 млн. лет) позволяют предполагать более длительное развитие диорит-гранодиоритовой формации, продолжавшееся в отдельных зонах и в ордовике (Хасин, 1971; Яшина и др., 1973).

Гранит-гранодиоритовая формация наиболее полно представлена в Хархиринской зоне Монгольского Алтая. В ее составе преобладают гнейсовидные существенно плагиоклазовые и микроклин-плагиоклазовые гранитоиды, менее распространены нормальные граниты. Подчиненную роль играют лейкократовые граниты, иногда двуслюдяные и мусковитовые, а также мусковит и турмалинсодержащие пегматиты. Формирование гранитоидных массивов сопровождалось преобразованием вмещающих пород в кристаллические сланцы, мигматиты и гнейсы. Возраст формации в пределах Хархиринской зоны, завершившей геосинклинальное развитие в первой половине силура,— верхнесилурийский; наибо-

лее древние абсолютные возраста гранитов 426—413 млн. лет. В Цаган-шибетинской зоне, где геосинклинальное развитие закончилось к концу среднего ордовика, соответственно возраст формации верхнеордовикский, абсолютный возраст ее 456—440 млн. лет.

Гранитовая формация объединяет гранитоиды каледонского Алтайского горст-антиклинория и наложенных на него Делюно-Юстыдского и Уйэнчинского герцинских геосинклинальных прогибов. По объему она соответствует выделявшимся ранее алтайскому и части оргуйского комплексов. Формация состоит из четырех возрастных групп гранитов, обладающих сходным обликом и петрографическим составом, и по существу соответствует одному формационному типу. Первая возрастная группа с абсолютным возрастом 440 млн. лет включает ордовикские гранитоидные массивы, формирование которых завершает развитие кембрийско-нижнеордовикской терригенной геосинклинали. В составе этих массивов присутствуют тоналиты, гранодиориты, адамеллиты, нормальные и двуслюдяные граниты. Вторая, верхнедевонская группа гранитов с абсолютным возрастом 365—349 млн. лет, представлена плутонами крупно- и гигантопорфировидных биотитовых и турмалин-биотитовых гранитов. Они прорывают нижне-среднедевонские отложения наложенных орогенных структур и Делюно-Юстыдского прогиба. К третьей группе относятся средне-верхнекаменноугольные массивы с абсолютным возрастом 317—263 млн. лет. Их слагают биотитовые граниты при подчиненной роли двуслюдяных гранитов и адамеллитов. Эти массивы распространены, главным образом, по юго-западной окраине Алтайской тектонической зоны и в Делюно-Юстыдском прогибе. Четвертая группа гранитов раннепермского возраста выделена условно по аналогии с китайской частью Монгольского Алтая, где известны небольшие массивы лейкократовых калиевых гранитов, отнесенные А. Н. Леонтьевым (1969) к позднегерцинской гранит-лейкогранитовой формации.

Монцонит-граносиенит-гранитовая формация синхронна с верхнепалеозойской гранитовой, но проявлена в эвгеосинклинальной герцинской Барунхурайской зоне. В составе массивов преобладают нормальные, калишпатовые и лейкократовые амфибол- и биотитсодержащие граниты, менее распространены граносиениты и сиениты, а также монциниты и диориты. Имеются также габброиды, для которых, впрочем, остается неясным, входят ли они в состав данной формации или являются более древними образованиями. В ореоле гранитных массивов вмещающие породы ороговикованы, реже преобразованы в кристаллические сланцы. Широко распространена перекристаллизация и фельдшпатизация вмещающих вулканогенных пород, приведшая к формированию габбро-, диорит- и монцонитоподобных пород. Геологические данные свидетельствуют о позднекаменноугольном возрасте формации; абсолютный возраст пород 280—249 млн. лет.

Для собственно орогенных гранитоидных формаций намечаются следующие характерные особенности.

1. Изменение возраста в зависимости от времени замыкания геосинклинальных систем. В раннекаледонских структурах послескладчатое гранитообразование начинается в среднем кембрии и продолжается местами возможно в раннем ордовике. Для каледонских антиклинорных структур устанавливается ордовикский, для синклинорных — силурийский возраст гранитоидов. В герцинских структурах Монгольского Алтая и Юго-Западной Монголии собственно орогенные формации имеют верхнепалеозойский возраст.

2. Закономерные изменения состава в различных тектонических структурах. В ряду формаций разнотипных геосинклинальных зон: вулканогенных, терригенно-вулканогенных, терригенных или карбонатных—в составе массивов последовательно уменьшается основность пород и повышается роль нормальных гранитов. Особенно отчетливо эта изменчивость проявлена в синхронных формациях, развитых в пределах эвгеосинклиналей и вторичных геосинклиналей, заложившихся на структурах с уже сформированным

«гранито-гнейсовым» слоем (раннекаледонские и позднегерцинские формации).

3. Повышенная общая калиевость пород герцинских формаций по сравнению с каледонскими, что особенно четко выявляется при сравнении формаций эвгеосинклинальных структур — диорит-гранодиоритовой формации Озерной зоны ранних каледонид и монцонит-граносиенит-гранитовой формации Барунхурайской зоны герцинид.

4. Существенная роль процессов гибридизации за счет вмещающих вулканогенных и сланцевых толщ. Этим обусловлено, во-первых, большое непостоянство состава массивов в пределах формаций (например, диорит-гранодиоритовой), во-вторых, присутствие в гранитоидных массивах многочисленных ксенолитов апосланцевых и апоэффузивных метасоматических образований, нередко отвечающих по составу амфиболовым габбро, габбро-диоритам и диоритам.

Среднепалеозойские раннеорогенные формации

Среднепалеозойские раннеорогенные интрузивные образования нижне-среднедевонского возраста в пространстве и во времени тесно связаны с наложенными вулканогенными структурами (прогибы, мульды, грабены и мелкие вулканогенные депрессии). Для них характерна большая пестрота состава выполняющих их эффузивных толщ и сопряженных с ними пластовых и реже секущих интрузивных тел. На северных отрогах хр. Хан-Хухэй, в зоне глубинного Агардагского разлома, нижнедевонские грабенообразные структуры сложены щелочными оливиновыми базальтами с многочисленными миндалинами, заполненными цеолитами. Они чередуются с туфами, туфобрекчиями и сероцветными песчаниками, среди которых наблюдаются пластообразные тела габбро-диабазов и микрогаббро.

В пределах хр. Тохтогиин-Шиль в нижнедевонских вулканогенных структурах доминируют андезитовые лавы, их туфы и туфобрекчии, ассоциирующиеся с агломератами и туфопесчаниками. Здесь среди эффузивов встречаются пластовые и реже секущие тела порфиритов и диорит-порфиритов. Южнее, в районе оз. Айрал-Нур, андезитовые и дацитовые лавы слагают низы вулканогенных толщ, а в их верхах появляются липариты, фельзиты и трахилипариты.

В Дзабханской и Идэрской зонах нижнедевонские вулканиты имеют более кислый состав. Андезиты слагают только основание разрезов, в средних и верхних частях которых преобладают дациты, липариты, трахилипариты, их туфы, туфобрекчии, а иногда появляются игнимбриты. Среди кислых нижнедевонских вулканитов левобережья р. Идэр (район сомона Тосон-Цэнгэл) распространены пластообразные и секущие дайковые тела порфиритов, гранодиорит-порфиров и порфировидных амфибол-биотитовых гранитов.

На Монгольском Алтае нижнедевонские эффузивы, слагающие наложенную структуру в зоне Байримского разлома (юго-восточнее оз. Урюк-Нур), представлены базальтовыми порфиритами и их пирокластами. Они секутся мелкими телами комагматичных мелкозернистых габбро и габбро-диабазов. На остальной территории этого региона преобладают нижне-среднедевонские вулканогенные и осадочно-вулканогенные толщи, слагающие отдельные мульды, а также борта Делюно-Юстыдского прогиба. В их составе ведущую роль играют липаритовые и трахилипаритовые порфиры и их пирокласты, при подчиненном значении дацитовых и андезитовых порфиритов. Вулканогенные толщи обычно имеют ритмичное строение: состав вулканитов в них изменяется от андезитовых порфиритов в низах разреза до липаритовых и трахилипаритовых порфиров в верхних его частях. Они содержат экструзии, пластовые и секущие дайки гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров и фельзитов.

Таким образом, в пределах разобщенных вулкано-тектонических структур нижнего и среднего девона развиты различные по составу ассоциации

вулканогенных и интрузивных пород, до настоящего времени изученные крайне слабо; практически их систематическим исследованием до сих пор никто не занимается.

Следует отметить, что на территории Северной и Западной Монголии отсутствуют крупные среднепалеозойские орогенные структуры типа Минусинского межгорного прогиба, где в конце силура (?) — нижнем девоне проявился щелочно-базальтовый вулканизм, сопровождавшийся формированием субвулканических и интрузивных тел щелочных габбро, тералитов, берешитов, ийолит-уртитов и фойяитов (Лучицкий, 1960). Нижнедевонские щелочно-габброидные и щелочные интрузии проникали далеко за пределы Минусинского прогиба. Они известны в зонах крупных глубинных разломов: Восточносаянском, Кузнецко-Алатауских, Агардагском, Центрально-Сангиленском и других. Подобные раннеорогенные интрузивные образования обнаружены в Юго-Западном Прихубсугулье (Северная Монголия) и выделены авторами в самостоятельную щелочную формацию (Яшина и др., 1973).

Формация щелочных габбро — ийолит-уртитов — фойяитов и сиенитов в пространстве тесно взаимосвязана с системой трансструктурных глубинных разломов (Сумбэрский, Уджигинский), имеющих северо-западное направление. Они пересекают южную часть Хубсугульского прогиба, Дэлгэр-Мурэнское поднятие и далее уходят на территорию Тувы. Характерной особенностью формации является большое разнообразие строения и состава массива, отличающихся небольшими размерами (от 0,5 до 35 $км^2$). Простые интрузивные тела сложены ортоклазовыми габбро или тералитами, ийолитами или фойяитами. В дифференцированных массивах наблюдается сочетание различных пород: оливиновых и титан-авгитовых габбро с плагиоклазовыми и нефелинсодержащими сиенитами; ортоклазовых и нефелиновых габбро с ийолитами и уртитами; габбро-пироксенитов и тералитов с ювитами и фойяитами. Нижнедевонский возраст формации определяется на основании геологических и радиологических данных (Яшина и др., 1973).

Среднепалеозойские позднеорогенные формации

К среднепалеозойским позднеорогенным интрузивным образованиям относятся собственно гранитовые формации, широко распространенные в структурах северного мегаблока Монголии. Их формирование происходило после нижне-среднедевонской вулканической деятельности и было связано с расширением орогенных поднятий и раскалыванием древних складчатых систем. Наряду с ареальным гранитным магматизмом проявлялись локальные интрузивные формации: сиенит-нефелинсиенитовая и габбро-сиенит-гранитовая. Первая формация приурочена к узлам пересечения разломов в Юго-Западном Прихубсугулье, вторая — к глубинному Цаганшибетинскому разлому.

Аляскит-гранитовая формация известна почти во всех структурах Северной и Западной Монголии. Размещение ее интрузивных массивов контролируется разломами, крупнейшие из которых принадлежат к субширотной Хангайской системе. К последней приурочен Северо-Монгольский гранитоидный пояс, протягивающийся от Кобдинского разлома Монгольского Алтая на западе до Джидинской складчатой зоны на востоке. В пределах пояса развиты крупные трещинные и межформационные массивы площадью в несколько тысяч квадратных километров. Размер массивов и их количество значительно сокращается в Озерной зоне. Другая субширотная полоса гранитных массивов средних размеров приурочена к Шаргинско-Цэцэгской поперечной структуре (Хархиринская и Озерная зоны). Помимо этого в Толбонурском, Кобдинском и Цаганшибетинском разломах прослеживаются цепочки небольших приразломных гранитных тел. Несмотря на широкое ареальное развитие среднепалеозойских орогенных гра-

нитов, масштабы их проявления несоизмеримы в разнотипных структурах. Если в древних складчатых сооружениях Северной Монголии они составляют около 27% площади, то в Озерной — всего 3—4%. Распространение гранитных массивов значительно шире, чем площади, захваченные предшествующим девонским эффузивным магматизмом.

Формирование гранитных массивов Северной Монголии происходило в три последовательные фазы: I — крупнозернистые порфировидные амфибол-биотитовые граниты с эндоконтактовыми фациями гранодиоритов, сиенито-диоритов и граносиенитов; II — лейкократовые среднезернистые амфибол-биотитовые и биотитовые граниты с реакционными фациями граносиенитов и кварцевых сиенитов или с эндоконтактными гранодиоритами; III — мелкозернистые граниты и гранит-аплиты. На востоке Монгольского Алтая развиты те же разновидности пород, но они нередко связаны фациально-фазовыми взаимоотношениями. Возраст формации на основании геологических и радиологических данных определяется как средне-верхнедевонский.

Сиенит — нефелин-сиенитовая формация представлена субщелочными и щелочными салическими интрузиями, обычно имеющими небольшие размеры. Они распространены в Восточной Туве, Юго-Восточном Саяне и Северной Монголии по периферии ареала девонских орогенных гранитов. Массивы сосредоточены на территории древних структур, сложенных сланцево-карбонатными толщами верхнего рифея и нижнего кембрия. Характерна приуроченность массивов к крупным региональным разломам или к узлам пересечения разломов. В составе формации преобладают сиениты от плагиоклаз- и кварцсодержащих до нефелинсодержащих с эгирином и арфведсонитом. Возраст формации определяется весьма условно. Интрузии щелочных и нефелиновых сиенитов прорывают нижнепалеозойские диориты и девонские граниты, оказывая на них метасоматическое воздействие. В свою очередь, нефелин-сиенитовые массивы пересечены трещинными интрузиями пермо-триасовых граносиенитов. Абсолютный возраст пород укладывается в отрезок времени от 326 до 300—293 млн. лет, что соответствует карбону.

Габбро-сиенит-гранитовая формация объединяет мелкие трещинные тела зоны Цаганшибетинского разлома, которые сконцентрированы в двух узлах: северном — Каргинском и южном — Тонхильском. Первый расположен на юго-западной периферии Тувинского прогиба, где в резком изгибе Цаганшибетинского разлома сосредоточены мелкие трещинные и пластовые тела оливинсодержащих, пироксеновых и амфиболовых габбро, габбро-диабазов и диабазов, местами переходящих в габбро-диориты и диориты; реже встречаются пироксениты. Поздняя фаза представлена мелкими телами гранодиоритов, гранитов, реже граносиенитов. На советской территории габбро-диабазы и граниты каргинской группы прорывают «черносланцевую» толщу, которая в нижней части имеет живетский возраст, а верхняя считается верхнедевонской (Кривенко, Павлов, 1963). Тонхильский узел расположен в юго-восточной части Цаганшибетинского разлома, начинаясь в районе его сочленения с Ихебогдинским разломом. Здесь первая фаза состоит из мелких тел диоритов и кварцевых диоритов, реже встречаются габбро и очень редко — пироксениты. Более поздними являются жилоподобные и штоковидные тела гранитов, гранит-порфиров и щелочных гранитов. Среди гранитов присутствуют обособленные участки граносиенитов, сиенитов и сиенито-диоритов.

К данной формации условно отнесен габбро-сиенитовый массив, расположенный на южном склоне хр. Алтан-Хухэй в зоне Цаганшибетинского разлома, сопряженного в этом участке с Алтанхухэйским поперечным разломом. Массив удлинен в северо-восточном направлении и состоит из двух частей, разделенных разломом. Северная, приподнятая и сравнительно глубоко эродированная часть массива, сложена расслоенным комплексом сиенитов и кварцевых сиенитов, переслаивающихся с габбро-диоритами и мон-

цонитами. Южная опущенная апикальная часть тела состоит из пироксеновых и пироксен-амфиболовых габбро, габбро-диоритов и сиенито-диоритов, которые пересечены небольшими телами сиенитов и граносиенитов и в участках развития последних фельдшпатизированы. Все разновидности пород габбро-сиенитового массива прорваны крупными дайкоподобными интрузиями субщелочных гранитов север — северо-восточного простирания.

Южнее габбро-сиенитового массива находится Аргаланжинская группа щелочногранитных интрузивов площадью от одного до первого десятка квадратных километров, изученная Б. Лувсанданзаном и В. С. Павленко. Они сложены крупно- и среднезернистыми амфибол-пироксеновыми гранитами с фациями граносиенитов и маломощными жилами лейкократовых и мезократовых щелочных гранитов и пегматитов. Некоторые разновидности жильных пород значительно обогащены танталом и ниобием. Возраст щелочных и субщелочных гранитов не установлен. Вполне вероятно, что они синхронны позднепермским щелочным гранитам и сиенитам других регионов Монголии и сопредельных районов Советского Союза.

Верхнепалеозойские орогенные формации

К данной группе формаций отнесены пермские интрузивные образования, развитые почти повсеместно как в герцинидах Южной Монголии, так и в более древнем байкальско-каледонском их обрамлении. Распространение этих формаций связано с определенными структурными элементами: позднегерцинскими орогенными прогибами и сводовыми поднятиями, верхнепалеозойскими наложенными вулканогенными поясами, активизированными глубинными межструктурными швами и новообразованными поперечными разломами.

Концентрация пермских интрузивов наблюдается в структурах, где проявлен пермский вулканизм. Он обусловил формирование вулкано-плутонических ассоциаций, для которых характерна корреляция состава интрузивных и эффузивных пород. Так, в пределах Орхон-Селенгинского вулканогенного пояса с разновозрастными эффузивными сериями ассоциируют различные субвулканические и интрузивные образования. С нижнепермской андезитовой толщей связаны субвулканические пластообразные и секущие тела андезитовых порфиритов и диорит-порфиритов. В перекрывающих андезиты нижнепермских липаритах и трахилипаритах наблюдаются дайкообразные и штокоподобные тела кварцевых сиенит-порфиров, аляскитовых и лейкократовых гранитов. Среди вулканомиктовой толщи нижней — средней перми присутствуют многочисленные пластовые интрузии габбро-диабазов и оливиновых микрогаббро. Последние характерны и для верхнепермской базальтовой серии. Эта серия вблизи крупных региональных разломов нередко насыщена пластовыми и секущими телами субвулканических сиенит-порфиров, которые, по-видимому, представляют собой корни триасовых щелочных эффузивов (трахилипаритов, трахитов, игнимбритов и др.).

В мелких вулкано-тектонических структурах (мульды, грабены), расположенных на поднятиях, обрамляющих западную часть Орхон-Селенгинского пояса, развиты пермские кислые эффузивы повышенной щелочности: трахилипариты, их туфы, туфобрекчии, лавобрекчии и игнимбриты. Среди них встречаются прослои комендитов и трахитов, а также пластовые субвулканические интрузии сиенит-порфиров. Пермская толща кислых эффузивов повышенной щелочности прорвана дайками и трещинными интрузиями щелочных эгирин-арфведсонитовых гранитов. Перечисленные выше вулкано-плутонические ассоциации пород в совокупности отражают сложное развитие пермского вулканизма, наложенного на ранние каледониды Северной Монголии. Помимо ранних вулкано-плутонических ассоциаций пород в пределах Орхон-Селенгинского прогиба и на обрамляющих его под-

нятиях проявлен позднеорогенный интрузивный магматизм, связанный с поперечными разломами, пересекающими вулканогенные толщи перми. К числу позднеорогенных формаций отнесены: монцо-диорит—сиенит—гранит-порфировая и граносиенит-гранитовая, а также формация щелочных гранитов и сиенитов.

Монцо-диорит — сиенит — гранит-порфировая формация отвечает селенгинскому интрузивному комплексу Э. В. Михайлова (1971) и адамеллит-граносиенит-порфировой субформации А. С. Павленко и др. (1974). Массивы распространены относительно широко и приурочены к поствулканическим поперечным разломам север-северо-западного направления. Массивы отличаются большой пестротой состава и сложным взаимоотношением пород, указывающим на их многофазное формирование: I фаза — габбро-диоритов и диоритов, содержащих кали-натровый полевой шпат; II фаза — диоритов, сиенитов и существенно натровых гранитов с ксенолитами и скиалитами основных вулканитов хануйской серии; III фаза — порфировых пород гранодиоритового, граносиенитового и гранитного состава с субфазой лейкократовых существенно калиевых гранитов. Порфировые породы являются меденосными (Томуртогоо, 1972; Михайлов, 1974 г.). Геологический возраст формации определяется как пермотриасовый, поскольку диоритовые, гранитные и гранит-порфировые интрузии секут пермские вулканиты хануйской серии, а галька этих пород обнаружена в терригенных отложениях триаса (Абзогский, Цоухыйнгольский и другие массивы). Абсолютный возраст формации, по данным А. С. Павленко, составляет 247 млн. лет, по данным О. Томуртогоо, — от 245 до 226 млн. лет.

Граносиенит-гранитовая формация представлена, с одной стороны, довольно крупными интрузивными массивами, тяготеющими к системе Селенгинских разломов и залегающими в пределах нижнепермской андезитовой толщи. С другой стороны, достаточно широко распространены мелкие трещинные интрузии, секущие нижне-среднепермскую вулканогенно-терригенную серию и базальтовые вулканиты верхней перми. Массивы имеют отчетливое двухфазовое строение. I фаза представлена порфировидными граносиенитами и гранитами с характерными вкрапленниками серого калишпата. При ассимиляции основных и средних вулканитов хануйской серии они приобретают состав гранодиоритов и сиенито-диоритов. II фаза средне- и мелкозернистых лейкократовых или аплитовидных гранитов образует более мелкие штокоподобные и дайкообразные тела. Геологический возраст формации определяется тем, что граносиенит-гранитовые интрузии прорывают верхнепермскую базальтовую толщу, а также позднепермские пластовые интрузии оливиновых габбро. Верхняя возрастная граница недостаточно ясна. Галька и обломки граносиенитов и гранитов наблюдаются в базальных горизонтах ихэульской свиты (T_3—J_1). Распространение формации не ограничено Орхон-Селенгинским прогибом. Интрузии порфировидных граносиенитов и гранитов обнаружены также в Юго-Западном Прихубсугулье (район оз. Эрхил-Нур и верховье р. Уджигин-Гол).

Формация щелочных гранитов и сиенитов распространена на западном продолжении Орхон-Селенгинского прогиба в области обрамляющих поднятий, где в системе субширотных Хангайских разломов известны многочисленные мелкие вулкано-тектонические структуры, сложенные пермскими кислыми вулканитами повышенной щелочности. Эффузивы прорваны субвулканическими и гипабиссальными интрузиями эгирин-диопсидовых порфировидных сиенитов (I фаза) и эгирин-арфведсонитовых щелочных гранитов (II фаза). Для них типична трещинная дайкообразная или плитоподобная форма. Крупные тела обычно приурочены к поперечным субмеридиональным разломам. Позднепермский возраст щелочных гранитов и сиенитов определяется авторами на том основании, что их интрузии прорывают толщи кислых эффузивов с калий-аргоновым возрас-

том 288—266 млн. лет. Для щелочных гранитов и сиенитов получены цифры в 262±9 и 254±10 млн. лет.

В пределах древних структур Северной Монголии рассмотренная формация представлена мелкими трещинными интрузиями, которые образуют системы субпараллельных дайковых тел, приуроченных к крупным региональным разломам и оперяющим их тектоническим нарушениям. Дайковые поля сопровождаются интенсивным калиево-кремнекислым метасоматозом вмещающих нижнепалеозойских и девонских интрузивных образований. Пермские (или пермо-триасовые) щелочные граниты известны также в Туве, Восточном Саяне, Кузнецком Алатау и на Алтае, где они локализованы в долгоживущих разломных швах или узлах их сочленения.

Граносиенит—гранит-порфировая формация в герцинском Барунхурайском синклинории выделяется в объеме байтакского комплекса по данным В. А. Амантова и П. С. Матросова (1963) и Б. Лувсанданзана (1963). Формация представлена малыми трещинными интрузиями, приуроченными к разломам северных предгорий хребтов Байтак и Хабтак. Они состоят из габбро, габбро-диабазов, диоритов, кварцевых диоритов, гранодиорит-порфиров, граносиенитов и гранит-порфиров; встречаются фельзиты и альбитофиры. Количественная роль пород увеличивается от основных к кислым. Отмечается исключительная пестрота состава, сложность взаимоотношений отдельных фаций и многофазное формирование. Есть признаки повышенной щелочности пород формации. Б. Лувсанданзан (1963) указывает на присутствие в диоритах микроклина. В протолочках проб гранофиров и гранит-порфиров встречен эвдиалит. Некоторые исследователи (Хасин, 1971) включают в состав формации трещинные тела микрогранитов и эгирин-рибекитовых гранитов, расположенные вблизи Булганского разлома. Единичные жилообразные тела мелкозернистых гранитов повышенной щелочности известны на юге Монгольского Алтая, где они локализованы в разломах северо-восточного простирания. Возраст формации позднепермский, поскольку малые интрузии на юге Барунхурайской котловины прорывают эффузивы нижней перми.

Гранит-фельзитовая формация распространена в восточной части Монгольско-Алтайской складчатой системы. Она представлена фельзитами, гранит-порфирами и мелкозернистыми гранитами, которые слагают небольшие трещинные тела, дайки, штоки и штокверки, приуроченные к продольным и поперечным разломам Хархиринской тектонической зоны. Особенно часто они встречаются в Кобдинском разломе. Гранит-фельзитовые интрузии прорывают девонские граниты, верхняя возрастная граница их не установлена. Вполне возможно, что они синхронны верхнепалеозойским гранитам Алтайской зоны.

Мелкие тела, размером до 0,5×2 *км*, состоят из фельзитов массивной, тонкополосчатой, флюидально-полосчатой, сферолоидной и брекчиевидной текстуры, нередко с тонкими кварцевыми прожилками. Более крупные интрузии (0,6×10 *км*) сложены аплитовидными, мелко- и среднезернистыми лейкократовыми гранитами с биотитом, либо двуслюдяными с турмалином, массивной, гнейсовидной и линзовидно-полосчатой текстуры. В эндоконтактах и апофизах они переходят в гранит-порфиры и фельзиты. В гранитах встречаются кварцевые жилы и жилы фельзитовидных аплитов. В эндоконтактах наиболее крупного массива гор Хоше (3×13 *км*) наряду с гранит-порфирами и фельзитами присутствуют мелкозернистые граносиениты и кварцевые диориты. Среди жильных пород здесь появляются микрограниты, диорит-порфириты и фельзиты. В узком экзоконтактовом ореоле интрузий вмещающие породы ороговикованы, иногда наблюдаются фельзитовые мигматиты и метасоматиты. Для флюидально-полосчатых фельзитов характерны калиево-алюмосиликатный состав, весьма низкое содержание натрия, щелочно-земельных элементов и железа, причем количество кремнезема значительно превышает предельное для гранитов (80,3—81,8 вес.%).

Сравнивая среднепалеозойские и верхнепалеозойские орогенные интрузивные формации, можно видеть, что они обладают чертами сходства и отличия. Для обеих групп характерно развитие в пределах наложенных орогенных структур; формирование в две последовательные стадии — раннеорогенную с образованием разнотипных вулкано-плутонических ассоциаций и позднеорогенную с проявлением ареального гранитного магматизма; возникновение на обеих стадиях контрастно-дифференцированных серий пород, связанных с разломами. Наряду с этим верхнепалеозойские формации отличаются от среднепалеозойских более тесной связью интрузивных образований с вулкано-тектоническими структурами, меньшим объемом масс позднеорогенных гранитоидов, преобладанием среди них субщелочных и щелочных гранитов, а также повышенной калиевой щелочностью как эффузивных, так и интрузивных образований.

ГРАНИТОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

Западная Монголия охватывает каледонские сооружения Монгольского Алтая с наложенными герцинскими структурами орогенного и геосинклинального типа, а также герциниды Барунхурайской впадины. На Монгольском Алтае, сложенном преимущественно терригенными толщами, неоднократно возобновлявшийся гранитоидный магматизм привел к образованию разнообразных гранитоидов, которые составляют около четверти его территории при незначительном развитии габброидов. В Барунхурайской впадине, где широко распространены основные и средние вулканиты, а гранитоидный магматизм ограничен сравнительно узким интервалом геологического времени, количество гранитоидов резко сокращено и более заметную роль играют габброиды и монцониты. При рассмотрении распределения гранитоидных массивов в структурах Монгольского Алтая видно, что крупные плутоны расположены, главным образом, в положительных структурах между зонами глубинных разломов, а в пределах последних сконцентрированы многочисленные мелкие гранитные тела.

Формационное расчленение интрузивных пород региона (фиг. 5) произведено на основе изучения 55 разновозрастных массивов с привлечением литературных сведений. Краткая характеристика интрузивных формаций дана во второй главе. Следующие главы посвящены гранитоидным формациям широкого ареального распространения: гранит-гранодиоритовой, аляскит-гранитовой, гранитовой и монцонит-граносиенит-гранитовой. Размещение и расчленение этих формаций показано на фиг. 6 и 7. Наличие в Западной Монголии каледонских и герцинских структур весьма благоприятно для изучения гранитоидного магматизма, проявлявшегося здесь с ордовика и до поздней перми. Это позволяет сравнивать различные гранитоидные формации, а также их латеральные и вертикальные ряды в тектонических структурах, отличающихся по истории развития и составу. Прекрасная обнаженность территории создает исключительные возможности для изучения гранитоидных массивов, нередко вскрытых по всему периметру и на значительную глубину, благодаря чему контакты между гранитоидами разного состава удается прослеживать в горизонтальном и вертикальном направлении. Что касается данных абсолютного возраста пород гранитоидных формаций, то для них характерен значительный разброс цифр с тенденцией омоложения (см. фиг. 5). Наиболее отчетливо оно проявлено в зонах разломов, а также в южной части Монгольского Алтая вблизи герцинид. В Барунхурайском синклинории значения цифр абсолютного возраста более стабильны. Поэтому использование абсолютной геохронологии для определения возраста гранитоидов несколько ограничено. При возрастном и формационном расчленении гранитоидов ведущими являются методы магматической геологи, дополненные изучением вещественного состава пород.

ГРАНИТ-ГРАНОДИОРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Породы гранит-гранодиоритовой формации широко распространены в каледонских структурах Горного и Монгольского Алтая. На Монгольском Алтае к этой формации отнесены верхнесилурийские гранитоиды Хархиринский и верхнеордовикские — Цаганшибетинской складчатых зон, соответствующие кобдинскому и тургенскому комплексам (см. Маринов, 1967; Геология МНР, т. II, 1973). В Цаганшибетинской зоне имеются два небольших гранитных массива, в Хархиринской зоне —множество тел, весьма неравномерно распределенных по площади (см. фиг. 6, 7). Районы сгущения гранитоидных тел крупных и средних размеров приурочены к узким отрезкам Хархиринской зоны, которые соответствуют Буянтугольскому поперечному блоку и ее юго-восточному флангу. Широкие участки зоны, соответствующие северному Кобдинскому и юго-восточному Цэцэгскому поперечным блокам, содержат значительно меньше гранитоидов, слагающих массивы средней величины.

Прослеживая распределение гранитоидных массивов с севера на юг Хархиринской зоны, можно видеть, что в ее широкой северной части (Кобдинский поперечный блок) небольшие массивы, площадью до 320 *км*^{2}, образуют две цепочки, одна из которых расположена вдоль восточного крыла Кобдинского разлома, вторая — вдоль восточной окраины Ачитунурского выступа терригенных толщ верхнего кембрия — нижнего ордовика. Расстояние между цепочками 50—60 *км*, между массивами 45—50 *км*, в разломах— до 30 *км*. Южнее, в узком Буянтугольском поперечном блоке, находится самый крупный массив формации — Прикобдосский, площадью 1700 *км*^{2}, приуроченный к восточному крылу Кобдинского разлома. Западнее его между Кобдинским и Толбонурским разломами в Эрдэнибуринской антиклинорной структуре размещены гранитные тела средних размеров. Расстояние между массивами и куполовидными выступами в крупных массивах в Буянтугольском блоке уменьшается до 15—30 *км*. В расположенном далее к югу Цэцэгском поперечном блоке (Тонхильский синклинорий) известны единичные мелкие гранитоидные тела. На юго-восточном фланге Хархиринской зоны снова появляются сравнительно крупные массивы, площадью до 900 *км*^{2}. В целом в пределах разломных зон массивы имеют сильно удлиненную форму, а в межразломных структурах — близкую к изометричной и слабо удлиненную.

Примерные количественные соотношения пород, слагающих гранит-гранодиоритовую формацию, следующие в (%)[1]: диориты, реже габбродиориты — 6, гранитоиды повышенной основности — 45, граниты — 35, лейкократовые граниты, в том числе пегматоидные и пегматиты — 14.

Своеобразные белые гнейсовидные двуслюдяные и мусковитовые плагиограниты с жиловидными телами гранит-пегматитов (с гранатом) прослежены в зоне Цаганшибетинского разлома. На левобережье р. Кобдо-Гол восточнее развалин монастыря Мингат-хурэ они слагают тела, протяженностью 6—12 *км*, шириной 1—2 *км*, залегающие среди венд-нижнекембрийской толщи (см. фиг. 6), и содержатся в гальке конгломерато-песчаниковой толщи неустановленного возраста. Возраст плагиогранитов и их формационное положение не ясны. Они могут быть синхронными либо верхнеордовикским гранитоидам Цаганшибетинской зоны, либо нижнеордовикскому комплексу гнейсогранитов, проявленному в глубинных разломах Чулышманской зоны Горного Алтая (Дергунов, 1967).

---

[1] Количественная распространенность пород приведена без учета инъекционно-метасоматического материала мигматитов и гнейсов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ МАССИВОВ

Гранитоидные массивы в ареале распространения формации обладают сходными чертами состава и строения. Некоторые различия их определяются, в первую очередь, структурным положением. По структурному положению массивы Хархиринской зоны можно подразделить на три группы. Первую группу составляют массивы, расположенные в восточной части Ачитунурского выступа терригенных толщ верхнего кембрия — нижнего ордовика. Вторая группа объединяет гранитоидные тела восточного крыла Кобдинского разлома. В третью группу входят массивы Эрдэнибуринской антиклинорной структуры.

Массивы восточной окраины Ачитунурского выступа

В восточной части Ачитунурского выступа находятся Алтанхухэйский, Тулиинский и Уртоутаулинский гранитоидные массивы. Они расположены в осложненной разломами зоне контакта терригенных толщ верхнего кембрия — нижнего ордовика и карбонатно-вулканогенно-терригенных отложений верхнего ордовика — нижнего силура и приурочены к поперечным флексурообразным изгибам вмещающих структур (см. фиг. 6).

Тулиинский массив, размером в плане 17×20 *км*, находится на междуречье Кобдо-Гол и Намирин-Гол (фиг. 8). На севере он прорван девонским Хархиринским плутоном. Массив состоит из трех частей северо-западного простирания: юго-западной, центральной и северо-восточной. Первые две части массива залегают среди терригенной толщи, в общем согласно с нею падают на северо-восток под углом 50—60° и разделены провесом кровли гранитизированных кристаллических сланцев. На северо-западном фланге массива простирание его центральной части сменяется на север — северо-восточное согласно флексурообразному изгибу вмещающей толщи. Северо-восточная, грушевидная в плане, часть массива расположена в висячем боку разлома, разделяющего разновозрастные отложения; она залегает среди карбонатно-вулканогенно-терригенной толщи и в целом согласно с ней под углом 50—60° падает в западном направлении. В зоне сочленения ее с центральной частью массива сохранились останцы гранитизированных вмещающих пород и габброидов. Массив полого погружается в северо-западном направлении. Контакты его с вмещающими породами согласные и секущие. В участках, где направление контакта ориентировано под углом или поперек к простиранию вмещающих толщ, приконтактовая зона осложнена многочисленными апофизами и жилами гранитов, количество которых увеличивается в провесах кровли. При погружении интрузив распадается на серию протяженных полос, разделенных кристаллическими сланцами и гнейсами.

Юго-западная и центральная части Тулиинского массива сложены среднезернистыми гнейсовидными и слабо гнейсовидными, биотитовыми, существенно плагиоклазовыми и микроклин-плагиоклазовыми гранитами с подчиненным количеством нормальных гранитов. В апофизах состав пород меняется. В них развиты гнейсовидные гибридные плагиограниты, гранодиориты, лейкократовые и пегматоидные граниты, а также пегматиты, в том числе двуслюдяные и турмалинсодержащие. Северо-восточную часть массива слагают среднезернистые, грубозернистые и крупнопорфировидные нормальные граниты, переходящие вблизи кровли в гибридные граниты и гранодиориты. Среди гибридных гранитоидов присутствуют останцы вмещающих пород, а местами можно видеть теневые складчатые структуры. В глубоко эродированных зонах массива наблюдается чередование полого залегающих слоев, мощностью 2—10 *м*, сложенных крупнопорфировидными и среднезернистыми гранитами. Существенно плагиоклазовые и нормальные граниты связаны постепенными переходами. В останцах габброидов и кристаллических сланцев присутствуют дифференцированные жилы,

центральная часть которых состоит из богатых кварцем и микроклином крупнопорфировидных гранитов, периферическая — из плагиогранитов. Наряду с этим наблюдалось пересечение крупнопорфировидными гранитами жил, сложенных среднезернистыми существенно плагиоклазовыми гранитами.

Гранитоиды Тулиинского массива имеют гнейсовидную текстуру с ориентировкой биотита, реже — кварц-полевошпатовой ткани пород. Преобладающее простирание гнейсовидности 330—345°, но на севере массива оно изменяется до север—северо-восточного. В участках изменения простирания ориентированных текстур микроклин-плагиоклазовые граниты приобретают облик гнейсогранитов. Падение гнейсовидных текстур подчинено морфологии тела — на юго-западе и в центре преобладает северо-восточное падение, на северо-востоке—юго-западное. Пологий северо-западный наклон гнейсовидных текстур подчеркивает погружение массива в этом направлении. От небольших жиловидных тел экзоконтакта массива и его приконтактовых участков к внутренним зонам происходит изменение текстур гранитов со сменой плоскостной ориентировки породообразующих минералов на линейную и затем слабо выраженную гнейсовидную.

В Тулиинском массиве выделяются три дополнительные интрузии среднезернистых плагиоклаз-микроклиновых гранитов, содержащих 2—4% биотита и местами немного мусковита. Наиболее крупное тело северо-западного простирания, протяженностью 18 *км*, шириной 0,2—3 *км*, слагает горы Тулиин-Нуру. Его юго-восточная часть залегает среди гранитоидов массива, северо-западная — среди кристаллических сланцев. Прямолинейный северо-восточный контакт отчетливо сечет существенно плагиоклазовые граниты и круто падает на юго-запад. В юго-западном контакте лейкократовые граниты связаны постепенными переходами с нормальными гранитами. Другое тело восток—северо-восточного простирания в западной половине имеет крутое падение, а на востоке переходит в пластовую залежь мощностью более 0,2 *км*, перекрывающую гибридные гранитоиды. Эта залежь сложена среднезернистыми и мелкозернистыми гранитами, образующими чередующиеся пологие полосы.

Жильные породы Тулиинского массива разнообразны. Среди существенно плагиоклазовых гранитов распространены согласные и секущие прожилки лейкократовых и пегматоидных гранитов, реже пегматитов с мусковитом, турмалином и гранатом. Среди крупнопорфировидных гранитов встречаются редкие жилы микрогранитов и пегматитов с крупными кварцевыми ядрами, а также полевошпат-кварцевые жилы. Более поздние турмалин-мусковитовые пегматиты и гранит-пегматиты приурочены к поперечной системе трещин и секут граниты главной фазы и дополнительных интрузий. Синхронные с ними двуслюдяные микрограниты, пегматоидные граниты и турмалин-мусковитовые пегматиты слагают небольшие штоки, штокверки и жилы на севере массива.

Поздние дайки габбро-диабазов и диорит-порфиритов залегают, главным образом, среди существенно плагиоклазовых гранитов, имеют северо-восточное простирание и вертикальное или крутое северо-западное падение. Вблизи дополнительной интрузии гор Тулиин-Нуру простирание даек несколько меняется, и они выклиниваются, расщепляясь на серию тонких жил. Пересечение дайками лейкократовых гранитов отмечалось только для пластовой залежи и мелких апофиз интрузии гор Тулиин-Нуру. Среди поздних даек встречаются дифференцированные. Одна из них, протяженностью 6 *км*, в центральной части сложена двуслюдяными и мусковитовыми микрогранитами, в приконтактовой — их тонкозернистыми разностями с обособленными микродиоритовыми участками, в эндоконтакте — микродиоритами.

Кембрийские породы, вмещающие Тулиинский массив, превращены в биотитовые сланцы, ордовикско-силурийские — в амфиболиты, биотит-амфиболовые и биотитовые сланцы, нередко осложненные интенсивной плойчатостью и гофрировкой. Вблизи контакта кристаллические сланцы

гранитизированы. В связи с существенно плагиоклазовыми гранитами проявлена плагиоклазовая фельдшпатизация до возникновения плагиогнейсов, а также послойная инъекция гранитовым материалом с образованием полосчатых и линзовидно-полосчатых мигматитов. В экзоконтактах и в кровле крупнопорфировидных гранитов развита мигматизация и двуполевошпатовая фельдшпатизация, нередко приводящая к образованию крупноочковых гнейсов. Особенно интенсивно процессы гранитизации развиты вблизи кровли массива, где наблюдаются постепенные переходы в ряду кристаллические сланцы—гнейсы—гибридные граниты—граниты. Ширина метаморфического ореола на северном погружении массива более 3 *км*, в восточном контакте около 1 *км*. В последнем случае вместе с уменьшением количества апофиз метаморфизм ослабевает, кристаллические сланцы сменяются сланцеватыми роговиками и затем слабо ороговикованными вулканогенными и терригенными породами с редкими секущими гранитными жилами.

В заключение следует подчеркнуть, что состав гранитоидов главных фаций Тулиинского массива не зависит от состава вмещающих пород — существенно плагиоклазовые граниты локализованы среди терригенной, нормальные граниты среди карбонатно-вулканогенно-терригенной толщи со значительной ролью средних вулканитов. Это позволяет связывать возникновение обеих разновидностей гранитов с дифференциацией исходного гранитоидного расплава, что подтверждается наличием дифференцированных жил, эндоконтактовая часть которых сложена существенно плагиоклазовыми, а центральная — нормальными гранитами.

Алтанхухэйский массив расположен юго-восточнее Тулиинского и приурочен к изгибу простирания ордовикско-силурийских толщ субмеридионального на севере, юго-западного — на юге. Этот изгиб связан с пересечением продольного Цаганшибетинского и поперечного Алтанхухэйского разломов. Массив имеет сложную форму выходов (фиг. 9). Его северная часть, протяженностью 15 *км* и шириной 7—9 *км*, вытянута в субмеридиональном направлении и круто падает на восток; в районе развалин монастыря Найдани-хурэ она прорвана Умунгобийским массивом девонских гранитов. Южнее в зоне поперечного изгиба структур единый массив распадается на две части: южную и юго-западную, разделенные вмещающей толщей. Южная часть, шириной до 1 *км*, имеет характер небольшого трещинного тела; юго-западная состоит из множества жилоподобных тел, мощностью от одного до сотен метров, слагающих склоны горы Алтанхухэй-Ула.

Разрез северной части массива в направлении от восточного висячего бока тела к западному лежачему контакту следующий.

	Мощность, *км*
Мезократовые диориты, кварцевые диориты, тоналиты, реже гранодиориты и габбро-диориты с ксенолитами вмещающих пород. Породы гнейсовидной и массивной текстуры. Контакт с вмещающей толщей секущий	1,2—2,4
Граниты массивные и слабо гнейсовидные среднезернистые с фенокристаллами микроклина. Состав: плагиоклаз — 25%, микроклин — 40%, кварц — 30%, биотит — 5%. Граниты приурочены к субмеридиональному разлому и прорывают мезократовые породы	0,05—0,5
Микроклин-плагиоклазовые граниты гнейсовидные среднезернистые с порфировидными выделениями овоидного кварца. Состав: плагиоклаз — 35%, микроклин — 20%, кварц — 40%, биотит — 5%. Постепенно переходят в плагиоклаз-микроклиновые граниты, местами прорваны ими	0,4—0,6
Плагиограниты гнейсовидные среднезернистые с порфировидными выделениями овоидного кварца; содержат биотит-плагиоклазовые шлиры и останцы вмещающих пород. Состав: плагиоклаз — 50%, микроклин — 8%, кварц — 35%, биотит — 7%. Связаны постепенными переходами с микроклин-плагиоклазовыми гранитами	1
Нормальные граниты массивные и слабо гнейсовидные, среднезернистые с овоидными зернами кварца, размером 0,6—1 *см*. Состав: плагиоклаз — 27%,	

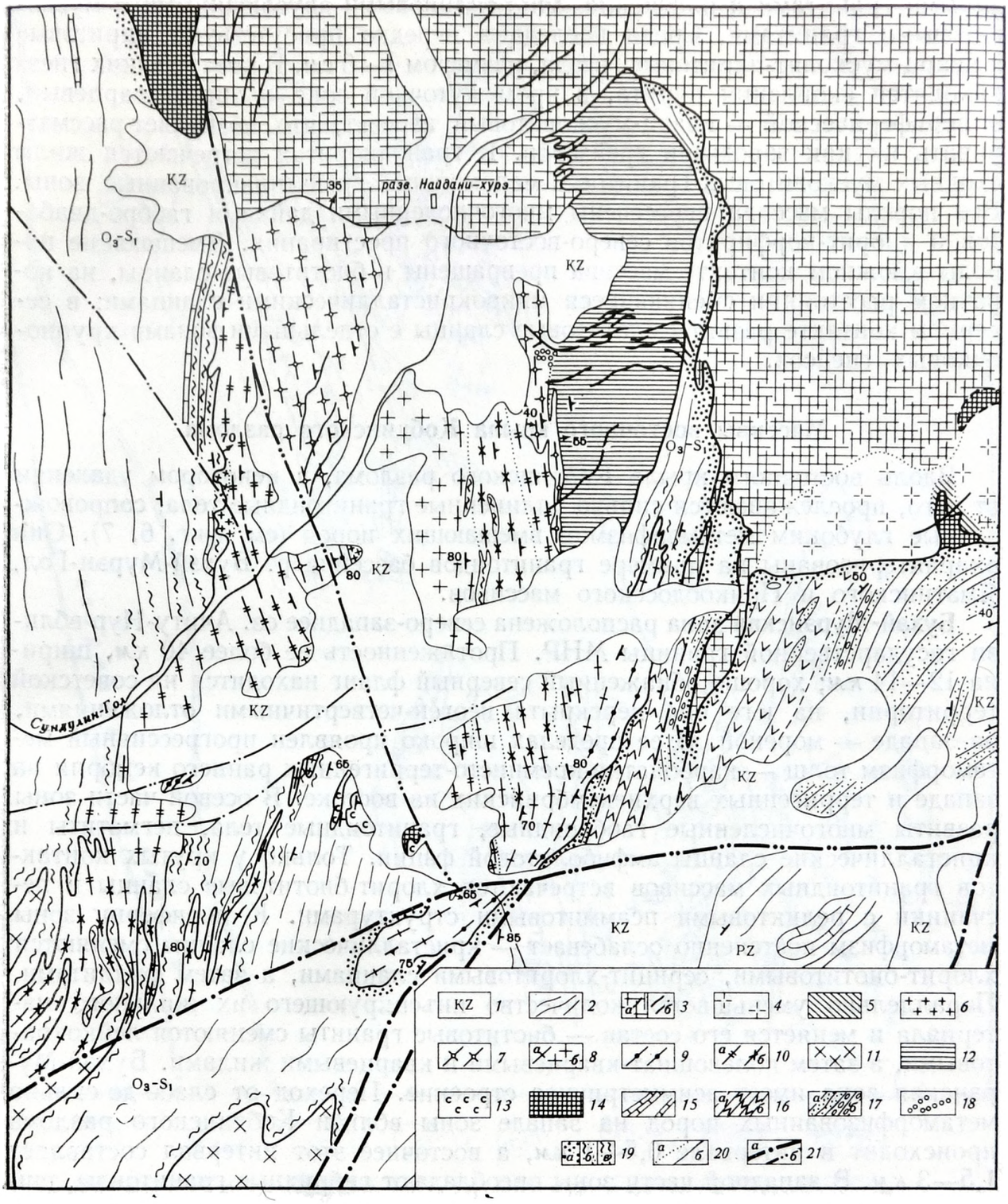
	Мощность, км
микроклин — 28%, кварц — 40%, биотит — 5%. Связаны с плагиогранитами постепенными переходами, а местами секут их	более 2
Двуслюдяные граниты гнейсовидные среднезернистые. Контакты с нормальными гранитами перекрыты неоген-четвертичными отложениями	0,02
Биотитовые граниты линзовидно-полосчатой текстуры грубозернистые с порфировидными выделениями плагиоклаза и микроклина, размером 1—3 см. Состав: плагиоклаз — 25%, микроклин — 35%, кварц — 33%, биотит — 7%. Они чередуются с флюидально-полосчатыми средне- и мелкозернистыми гранитами и секутся двуслюдяными гранитами. Породы часто имеют облик гнейсогранитов, выходы их приурочены к Намирингольскому разлому	1—3
Микроклин-плагиоклазовые граниты гнейсовидные среднезернистые и порфировидные с выделениями микроклина, размером до 1 *см*. В эндоконтакте они переходят в лейкократовые, пегматоидные граниты и микрограниты с турмалином, мусковитом и гранатом. Граниты прорывают вмещающую толщу, в узкой зоне экзоконтакта превращенную в сланцеватые роговики и микрокристаллические амфиболовые сланцы с реликтовыми структурами вулканогенных пород	0,5—4

Гнейсовидные текстуры пород ориентированы по аз. 340—350° и круто падают на восток.

Южная часть массива сложена лейкократовыми и биотитовыми гранитами гнейсовидной и линзовидно-полосчатой текстуры. Структура их меняется от среднезернистой до мелкозернистой, а в приразломных участках до фельзитовидной. По составу они сходны с породами дополнительных интрузий Тулиинского массива. Лейкократовые граниты содержат останцы гибридных мезократовых гранитоидов. В экзоконтактах гранитов развиты роговики, а на их северо-восточном погружении — кристаллические сланцы. Жилоподобные тела юго-западной части массива имеют зональное строение. Их периферические зоны состоят из гнейсовидных плагиоклазовых и микроклин-плагиоклазовых гранитов, либо тоналитов и гранодиоритов, центральные — из гнейсовидных и массивных нормальных и микроклиновых гранитов. Вмещающие их породы превращены в амфиболовые и биотитовые кристаллические сланцы и локально в мигматиты и гнейсы.

Ранняя фаза Алтанхухэйского массива состоит из пород диоритовой группы, главная — из гранитоидов повышенной основности, а также нормальных и плагиоклаз-микроклиновых гранитов. В небольших зональных телах обе группы гранитоидов являются синхронными. В крупном теле нормальные и плагиоклаз-микроклиновые граниты связаны с гранитоидами повышенной основности фациально-фазовыми соотношениями. При этом секущие контакты фиксируются в пределах синмагматических разломов, которые стимулировали вывод с глубинных уровней расплавов гранитного состава. Ограниченным распространением в массиве пользуются жилы и мелкие штоки двуслюдяных и мусковитовых гранитов, гранит-пегматитов и пегматитов. Они секут гранитоиды главной фазы и приурочены к диагональной и поперечной системе трещин. Кроме того, среди линзовидно-полосчатых гранитов развиты жилы флюидально-полосчатых микрогранитов Поздние дайки диорит-порфиритов и габбро-диабазов встречаются в Алтанхухэйском массиве в небольшом количестве.

Уртоутаулинский массив расположен северо-восточнее большой излучины р. Кобдо-Гол среди терригенной толщи (см. фиг. 6). Форма выходов его изометричная, размер 10×12 *км*. Южная часть тела, шириной 1—3 *км*, сложена серыми массивными мелко- и среднезернистыми гранодиоритами с плагиоклаз-амфиболовыми шлирами. В эндоконтакте они переходят в темно-серые гибридные гранитоиды с ксенолитами фельдшпатизированных пород и биотитовых сланцев. В северной части массива и его апофизах присутствуют гнейсовидные крупнопорфировидные и грубозернистые граниты. В центре массива наблюдаются почти горизонтально пластующиеся слои, мощностью до 5—10 *м*, сложенные существенно плагиоклазовыми двуслю-



Фиг. 9. Схема строения Алтанхухейского и части Умунгобийского массивов

1 — кайнозойские отложения;
2 — вмещающие толщи, O_3—S_1, PZ;
3—5 — Умунгобийский массив аляскит-гранитовой формации:
3 — лейкократовые и аляскитовые граниты (*а* — с прототектоническими зонами фельзитов и гранит-порфиров, *б* — жилы фельзитов),
4 — граниты,
5 — гибридные породы;
6—12 — Алтанхухэйский массив гранит-гранодиоритовой формации:
6 — лейкократовые граниты, микрограниты,
7 — гнейсовидные крупнопорфировидные граниты,
8 — граниты (*а* — гнейсовидные, *б* — массивные),
9 — линзовидно-полосчатые граниты,
10 — гнейсовидные гранитоиды повышенной основности (*а* — микроклин-плагиоклазовые, *б* — плагиоклазовые),
11 — нерасчлененные гранитоиды,
12 — диориты, тоналиты, реже гранодиориты;
13 — сиениты, граносиениты;
14 — пироксеновое габбро;
15 — мраморизованные известняки;
16 — вулканиты среднего состава (*а* — порфиритоиды, *б* — плагиоклазовые порфириты);
17 — терригенные породы (*а* — песчаники, *б* — конгломераты);
18 — зоны окварцевания;
19 — метаморфические породы (*а* — роговики, *б* — сланцеватые роговики и микрокристаллические сланцы, *в* — кристаллические сланцы, мигматиты, гнейсы);
20 — контакты (*а* — постепенный, *б* — секущий);
21 — разломы (*а* — прослеженные, *б* — предполагаемые)

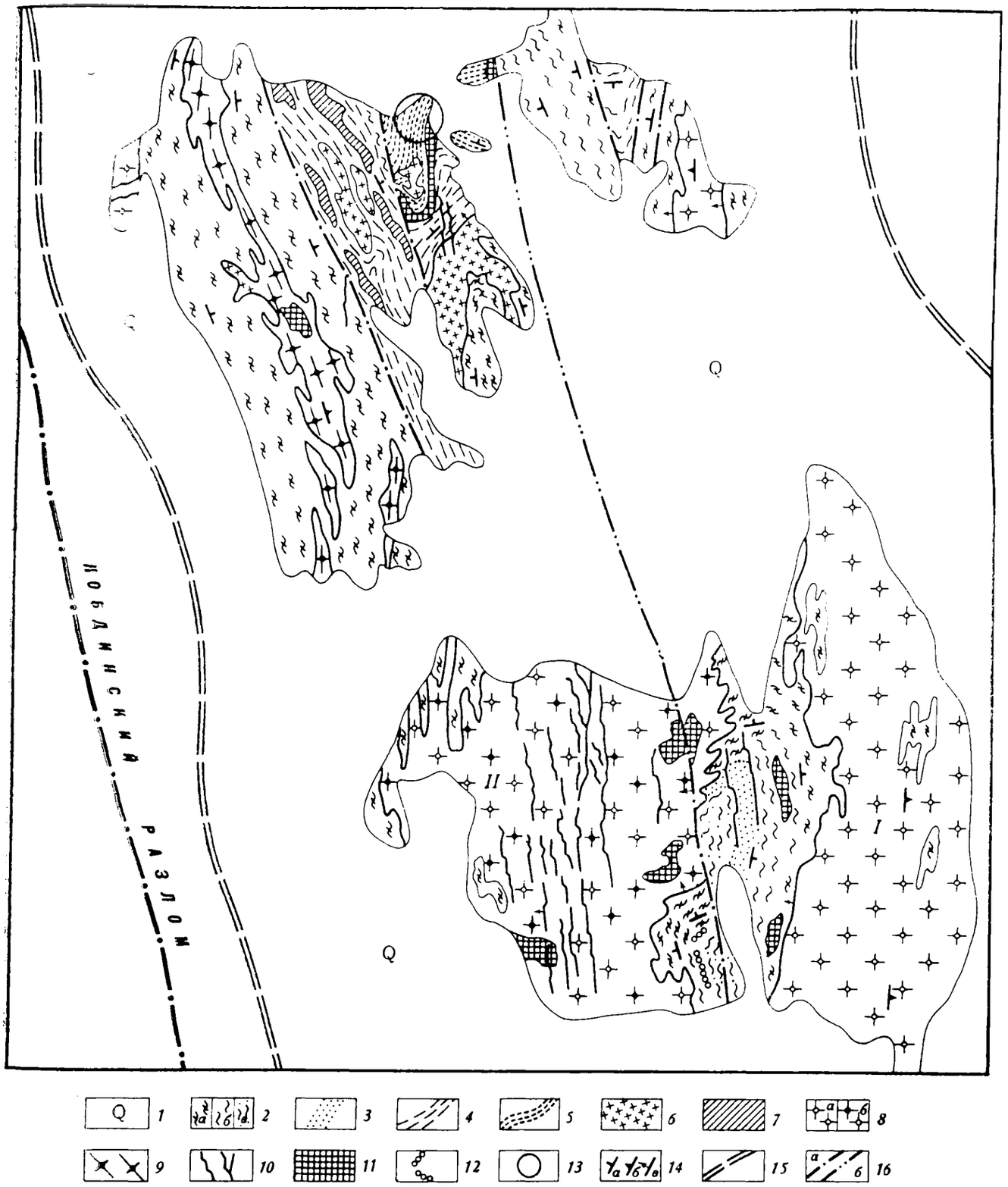
дяными гранитами и плагиоклаз-микроклиновыми двуслюдяными и мусковитовыми гранитами. Среди последних нередко присутствуют пиритовые и кварц-мусковит-пиритовые гнезда, размером 1—6 *см*. В центре таких гнезд находятся скопления пирита, в промежуточной зоне — пирит-кварцевый, в периферической — кварц-мусковитовый агрегат, что позволяет рассматривать их как зародыши грейзенов. В гранодиоритах встречаются жилы сходных мусковитовых гранитов и маломощные грейзенизированные зоны. Все породы массива пересечены многочисленными дайками габбро-диабазов и диорит-порфиритов северо-восточного простирания. Вмещающие породы в южном контакте массива превращены в биотитовые сланцы, на коротком расстоянии сменяющиеся микрокристаллическими сланцами; в северном контакте развиты биотитовые сланцы с отдельными зонами крупноочковых гнейсов.

Массивы восточного крыла Кобдинского разлома

Вдоль восточного крыла Кобдинского разлома, в некотором удалении от него, прослеживаются сильно удлиненные гранитоидные тела, сопровождаемые глубоким метаморфизмом вмещающих пород (см. фиг. 6, 7). Они охарактеризованы на примере гранитоидов бассейна р. Бухэй-Мурэн-Гол, Яматинского и Прикобдосского массивов.

Бухэй-Мурэнская зона расположена северо-западнее оз. Ачиту-Нур вблизи государственной границы МНР. Протяженность ее более 40 *км*, ширина 12—14 *км*; хорошо обнаженный северный фланг находится на советской территории, на юге она перекрыта неоген-четвертичными отложениями, на западе — мореной. В ее пределах широко проявлен прогрессивный метаморфизм толщ — карбонатно-кремнисто-терригенных раннего кембрия на западе и терригенных верхнекембрийских на востоке. В осевой части зоны развиты многочисленные габброидные, гранитоидные тела, пегматиты и кристаллические сланцы амфиболитовой фации. Только у крутых контактов гранитоидных массивов встречаются хлорит-биотитовые сланцы и песчаники с реликтовыми псаммитовыми структурами. К периферии зоны метаморфизм постепенно ослабевает — кристаллические сланцы сменяются хлорит-биотитовыми, серицит-хлоритовыми сланцами, а затем филлитами. Параллельно уменьшается количество инъецирующего их жильного материала и меняется его состав — биотитовые граниты сменяются лейкократовыми, а затем полевошпат-кварцевыми и кварцевыми жилами. Бухэй-Мурэнская зона имеет асимметричное строение. Переход от слабо до сильно метаморфизованных пород на западе зоны вблизи Кобдинского разлома происходит в интервале 0,5—1 *км*, а восточнее этот интервал составляет 1,5—3 *км*. В западной части зоны преобладают гибридные гранитоиды, широко развиты инъекционно-метасоматические гранитогнейсы, а также площадная плагиоклазовая и двуполевошпатовая фельдшпатизация кристаллических сланцев. Восточнее ведущую роль приобретают массивы нормальных гранитов и их жильные тела; двуполевошпатовая фельдшпатизация проявлена преимущественно вдоль отдельных зон повышенной проницаемости. Западная и восточная половина зоны разделены Талаингольским разломом, имеющим север — северо-западное простирание и западное падение под углом 50—60°.

Наиболее крупные гранитные массивы, Талаинульский и Шовинульский, расположены на юге рассматриваемой зоны (фиг. 10). Первый сложен слабо гнейсовидными крупнопорфировидными биотитовыми гранитами, второй — сходными, но более плагиоклазовыми гранитами и гибридными гранодиоритами, содержащими останцы кристаллических сланцев и габброидов. Оба массива полого погружаются на север. Севернее Талаинульского массива в районе изгиба простирания вмещающих толщ (субмеридионального на юге, запад — северо-западного на севере) развиты мелкие согласные и секущие тела сходных гранитов, но более мелкозернистых и гнейсо-



Фиг. 10. Гранитоидные массивы бассейна р. Бухэй-Мурэн-Гол (к северо-западу от оз. Ачиту-Нур)

1 — четвертичные отложения;

2—5 — метаморфизованные вмещающие породы:

2 — терригенная толща (*а* — биотитовые и двуслюдяные сланцы, мигматиты, гнейсы с жилами гранитов, *б* — биотитовые и двуслюдяные сланцы с редкими жилами гранитов, *в* — хлорит-биотитовые и хлорит-мусковит - биотитовые сланцы),

3 — песчаники,

4 — карбонатно - терригенная толща (биотитовые, амфиболовые и диопсид - амфиболовые сланцы),

5 — терригенно - вулканогенная толща (песчаники, меланократовые амфиболовые сланцы);

6 — лейкократовые граниты и гранит-пегматиты;

7 — существенно плагиоклазовые граниты;

8 — граниты (*а* — крупнопорфировидные и крупнозернистые, *б* — гибридные);

9 — крупнопорфировидные гнейсограниты и очковые гнейсы;

10 — дайки пород среднего и основного состава;

11 — пироксеновое габбро гранитизированное;

12 — зоны окварцевания с медной минерализацией;

13 — участок развития скарнов;

14 — элементы залегания (*а* — вмещающих пород, *б* — гнейсовидных текстур гранитоидов, *в* — контактов и разломов);

15 — предполагаемая граница зоны прогрессивного метаморфизма под чехлом четвертичных отложений;

16 — разломы (*а* — прослеженные, *б* — предполагаемые); массивы:

I — Талаинульский,

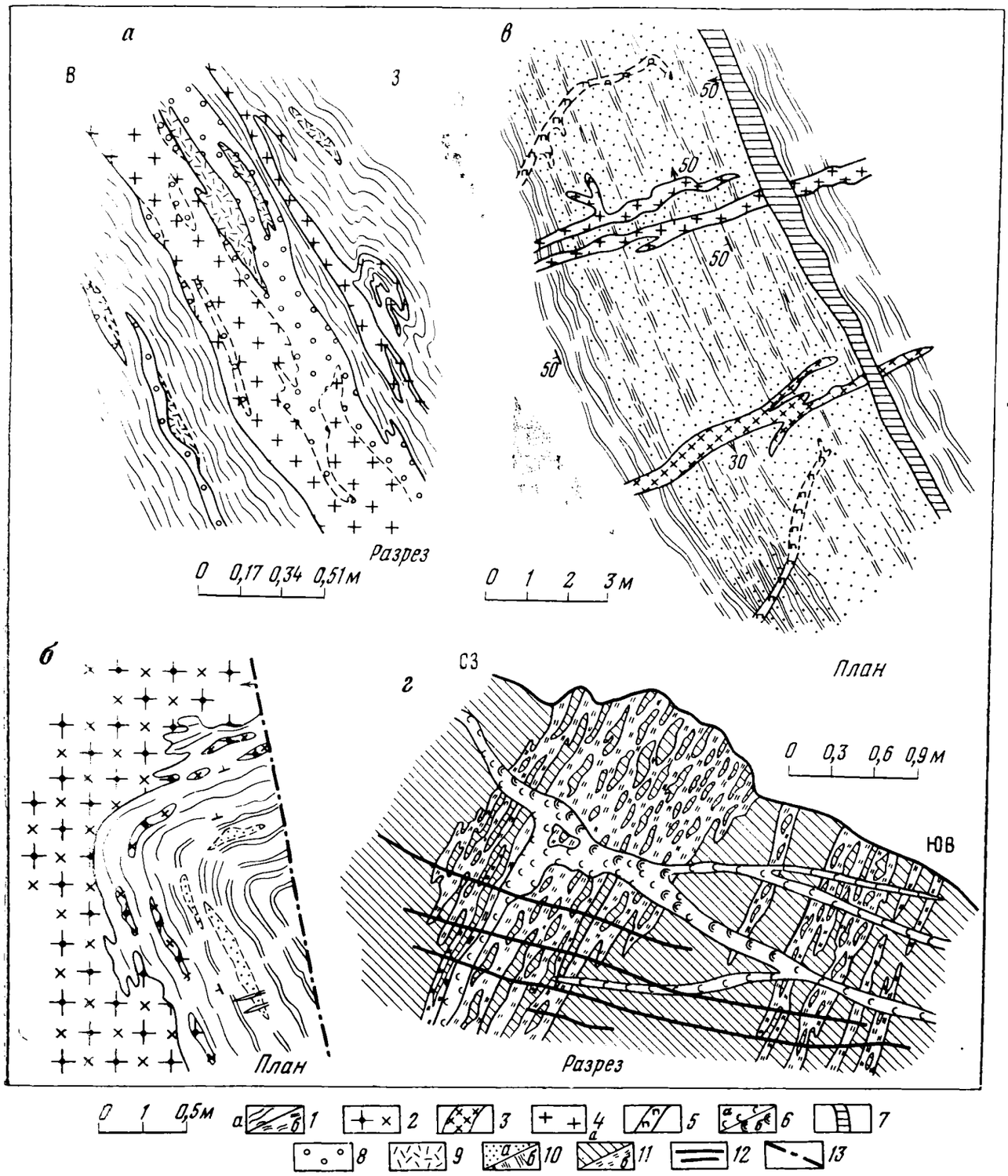
II — Шовинульский

видных. Среди них встречаются дифференцированные тела, эндоконтакты которых состоят из плагиоклазовых, центральная часть — из нормальных и микроклиновых гранитов.

На северном погружении Шовинульского массива, в понижениях рельефа, вскрыты его апикальные части, представленные гибридными гранитоидами и очковыми гнейсами. Биотитовые сланцы, занимающие более высокое гипсометрическое положение, фельдшпатизированы, мигматизированы и инъецированы мелкими жилами гранитоидов. В крутых эндоконтактах и апофизах этого массива крупнопорфировидные граниты сменяются биотитовыми гранодиоритами и плагиогранитами, а также лейкократовыми плагиоклаз-микроклиновыми гранитами. Эти породы в небольшом количестве развиты в контуре массива, где слагают чередующиеся полосы, не обладающие отчетливыми контактовыми поверхностями, и широко распространены среди кристаллических сланцев. Гранодиориты и плагиограниты в согласных жилах и тонких инъекциях имеют мелко- и среднезернистую структуру и гнейсовидную текстуру. Они сопровождаются площадной плагиоклазовой фельдшпатизацией кристаллических сланцев до образования плагиогнейсов, с которыми нередко связаны постепенными переходами. Лейкократовые граниты — массивные и гнейсовидные, мелко-, средне- и крупнозернистые до пегматоидных, содержат 3—4 % граната и 2—4 % мусковита. Часто они имеют грубополосчатое строение, выраженное чередованием полос, обладающих гранитной и пегматоидной структурой, и переходя в пегматиты. Среди кристаллических сланцев они рассеяны в виде многочисленных согласных и секущих мелких жил и инъекций, размеры которых увеличиваются в восточном направлении; в висячем крыле Талаингольского разлома в замке антиклинальной складки расположено наиболее крупное тело лейкократовых гранитов. Возникновение обеих групп пород приконтактовой зоны массива обязано расщеплению исходного гранитоидного расплава на передовом фронте его внедрения на фракции повышенной и пониженной основности. В каждом конкретном участке отмечено некоторое опережение плагиоклазовых гранитов относительно лейкократовых разностей.

Наряду с фациями лейкократовых, двуслюдяных и мусковитовых гранитов, гранит-пегматитов и пегматитов имеются сходные по составу более поздние жильные дериваты, возникающие вблизи апикальной части массивов и секущие граниты главной фации. Производные более глубоких уровней — редкие жилы турмалин-мусковитовых пегматитов секут граниты Талаинульского массива. Среди жильных пород встречены также граносиениты. Дайки лампрофиров, диорит-порфиритов и габбро-диабазов имеют обычно субмеридиональное простирание. Они особенно многочисленны в пределах западной части рассматриваемой зоны.

С гранитоидами связано образование силекситов, зон окварцевания и скарнирования метаморфических пород. Силекситы — кварцевые породы гранитной структуры, содержащие 10—15 % интерстиционного полевого шпата. В мелких гранитных телах, сложенных богатыми кварцем крупнопорфировидными гранитами, присутствуют гнездовые и жиловидные обособления силекситов. Количество их увеличивается в жилах лейкократовых, двуслюдяных и мусковитовых гранитов, залегающих среди сланцев в удалении от контакта с крупными гранитными телами. В экзоконтактах таких жил развиты оторочки метасоматических слюдитов (фиг. 11, *а*). Пространственное обособление силекситов приводит к образованию самостоятельных жил. Дифференцированные силекситовые жилы состоят из полевошпат-кварцевых и кварцевых полос и линз. Зоны интенсивного окварцевания сланцев с медной минерализацией, представленной халькопиритом и борнитом, встречены в юго-восточном экзоконтакте Шовинульского массива, где они приурочены к висячему боку Талаингольского разлома, осложняющего в этом участке антиклинальную складку (фиг. 11, *б*). Строение наиболее крупной зоны окварцевания показано на фиг. 11, *в*. Кварцевые



Фиг. 11. Детали строения зон метасоматических пород

а — дифференцированная жила с обособленной гранитной и силекситовой зонами;

б — положение зон окварцевания в висячем боку разлома, осложняющего антиклинальную складку;

в — деталь строения зоны окварцевания метаморфических сланцев;

г — деталь строения зоны скарнирования кристаллических сланцев;

1 — сланцы биотитовые (*а*) и хлорит-биотитовые (*б*);

2 — крупнопорфировидные гибридные граниты;

3 — мелкозернистые биотитовые граниты;

4 — двуслюдяные и мусковитовые граниты;

5 — пегматиты;

6 — граносиениты мелкозернистые (*а*) и пегматоидные (*б*);

7 — лампрофиры;

8 — силекситы;

9 — слюдиты;

10 — зона окварцевания (*а* — кварц сливной, ленточидный и зернистый (*б* — реликты мусковитизированных сланцев);

11 — зона скарнирования: *а* — везувиан - гранатовые скарны (*б* — реликты амфиболовых и биотит-амфиболовых сланцев);

12 — везувиановые жилы;

13 — разлом

породы пересечены жилами мелкозернистых мусковитовых и биотитовых гранитов, тонкими прожилками мусковит-турмалиновых пегматитов и турмалиновыми жилами. Эти жилы, в свою очередь, секутся дайкой лампрофиров.

Везувиан-гранатовые скарны также наблюдались в висячем боку Таланнгольского разлома. Скарнирована толща меланократовых амфиболовых и биотит-амфиболовых сланцев с прослоями песчаников. Ширина зоны скарнированных пород около 1 *км*. В ее пределах чередуются массивные везувиан-гранатовые скарны с полосчатыми и линзовидными зонами частично скарнированных пород и останцами исходных пород (фиг. 11, *г*). Скарны пересечены жилами амфиболовых гранитов, биотитовых и лейкократовых граносиенитов, которые, в свою очередь, секутся тонкими везувиановыми прожилками. Отмеченные взаимоотношения пород свидетельствуют о том, что образование скарнов и зон окварцевания происходило между прогрессивным метаморфизмом толщ и формированием жильных дериватов гранитов.

Яматинский массив, размером 17×2 *км*, слагает восточные склоны гор Хаше (см. фиг. 14). Он состоит из крупнопорфировидных гнейсогранитов с крутым (70—75°) восточным падением гнейсовидных текстур. Выходы сходных гнейсогранитов и гнейсовидных гранитов встречены на северном и северо-восточном окончании хребта. В западной части массива гнейсограниты местами сменяются гнейсовидными тоналитами, плагиосиенитами и кварцевыми диоритами, содержащими останцы мезократовых диоритов. Породы повышенной основности пересечены тонкими жилами плагиогранитов линзовидно-полосчатой текстуры; среди гнейсогранитов развиты жилы и штокверки лейкократовых гнейсовидных среднезернистых и пегматоидных гранитов, а также микрогранитов.

Вмещающие породы вблизи крутых контактов массива в полосе, измеряемой десятками и сотнями метров, превращены в микрокристаллические амфибол-биотитовые и хлорит-биотитовые сланцы с зонами плагиоклазовой фельдшпатизации и линзовидно-полосчатыми мигматитами. Расположенные дальше от контакта хлоритовые, мусковит-хлоритовые и актинолит-хлоритовые сланцы содержат жилы лейкократовых гранитов, турмалиновые прожилки и зоны с порфиробластами калишпата. На южном погружении массива вмещающие породы превращены в биотитовые, двуслюдяные и амфибол-биотитовые сланцы, фельдшпатизированные и мигматизированные. Среди кристаллических сланцев расположены согласные жилы гнейсовидных крупнопорфировидных гранитов и секущие жилы двуслюдяных и мусковитовых лейкократовых гранитов, гранит-пегматитов и пегматитов гнейсовидной и полосчатой текстуры. Все породы в разломах брекчированы, реже милонитизированы, пронизаны карбонатными и гематит-карбонатными прожилками, а по трещинам развит гематит, иногда с сульфидами.

Прикобдосский массив расположен западнее г. Кобдо. Южная часть его изучена польскими геологами (Don, Dumicz, 1968), которые, на основании данных абсолютного возраста, считают его верхнекаменноугольным. Массив вмещают карбонатно-вулканогенно-терригенные толщи, которые восточнее массива были отнесены польскими геологами к нижнему и среднему кембрию. Впоследствии нижний возрастной предел этих отложений был принят вендским (Геологическая карта МНР, 1972). Толщи, распространенные по западному контакту массива, а также на его северном и южном погружении, условно датированы А. Б. Дергуновым как ордовик-силурийские (см. фиг. 6—7). Фаунистически охарактеризованные ордовикские отложения на левобережье р. Буянту-Гол западнее Кобдинского разлома в литологическом отношении сходны с венд-кембрийскими. Из-за недостаточной изученности палеозойских толщ структурная позиция массива остается неясной. Если верна принятая в настоящее время возрастная трактовка, то массив приурочен к контактовой зоне венд-кембрийских и ордовикско-силурийских толщ. Однако не менее вероятна локализация его

в узкой антиклинальной структуре, осевая часть которой сложена вендкембрийскими, а крылья ордовикскими и силурийскими отложениями.

Массив состоит из двух кулисообразно расположенных частей. Его северная часть, протяженностью 80 *км*, шириной 12—15 *км*, вытянута в субмеридиональном направлении; южнее простирание тела изменяется до северо-западного и субширотного, где оно оборвано меридиональным разломом. Южная часть массива северо-западного простирания, протяженностью более 60 *км*, шириной 27—30 *км*, состоит из серии согласных гранитных тел сложной конфигурации, залегающих среди кристаллических сланцев (см. фиг. 6—7).

Северная часть массива имеет форму крупной линзы асимметричного строения. Западный контакт ее вертикальный или круто (70—80°) падает на запад, восточный полого падает в западном направлении. Восточный контакт хорошо обнажен северо-западнее г. Кобдо. Здесь на вмещающих пироксеновых габбро, с пологопадающей в юго-западном направлении границей раздела, залегают биотитовые микроклин-плагиоклазовые граниты с меридиональным простиранием и вертикальным падением гнейсовидности. Среди гранитов сохранились останцы фельдшпатизированных песчаников, ориентированные параллельно контакту. В западной крутопадающей части тела откартированы два куполовидных выступа овальной формы, залегающие среди гранитоидов повышенной основности. Один из них, размером 10 *км* в поперечнике, сложен массивными крупнопорфировидными гранитами, среди которых прослеживаются тонкие аркообразные полосы мелкозернистых микроклин-плагиоклазовых гранитов. Расположенный севернее второй куполовидный выступ состоит из гибридных гранитоидов.

Прикровлевые зоны массива сложены породами пестрого состава; преобладают гнейсовидные амфибол-биотитовые и биотитовые тоналиты, гранодиориты и микроклин-плагиоклазовые граниты с подчиненным количеством плагиогранитов. Эти породы нередко имеют облик гнейсогранитов с вертикальной или крутопадающей ориентировкой гнейсовидности и содержат множество останцов кристаллических сланцев, мигматитов и гранитизированных габброидов, размеры которых увеличиваются к восточному краю массива. Гранитоиды повышенной основности пересечены жилами плагиоклазовых и нормальных гранитов и более поздними жилами двуслюдяных и мусковитовых гранитов, пегматитов, микрогранитов и аплитов. В останцах кристаллических сланцев, превращенных в полосчатые, линзовидно-полосчатые мигматиты и крупноочковые гнейсы, развиты пологие жилы биотитовых и лейкократовых гранитов, которые соединены между собой крутопадающими жилами. От контактов таких жил отходят тонкие апофизы, послойно инъецирующие кристаллические сланцы.

Взаимоотношения гранитоидов повышенной основности с крупнопорфировидными нормальными гранитами разнообразны. В случае постепенных переходов в гранитоидах повышенной основности появляется все большее количество порфировидных выделений микроклина, обогащающих отдельные полосы или всю массу пород. В западной приконтактовой части массива, где гнейсовидные крупнопорфировидные граниты слагают крупные поля, они перемежаются с полосами плагиогранитов, тоналитов и лейкократовых плагиоклаз-микроклиновых гранитов без секущих контактов. Следует отметить, что в эндоконтакте крупнопорфировидные граниты переходят в резко порфировидные разности с крупными вкрапленниками и мелкозернистой тканью. Наряду с этим, в ряде участков нормальные граниты пересекают гранитоиды повышенной основности. При этом роль секущих взаимоотношений пород увеличивается в пределах массива с запада на восток, где наблюдается перекрытие гнейсовидных микроклин-плагиоклазовых гранитов пологим телом, сложенным массивными гранитами.

В Прикобдосском массиве присутствуют сходные с Тулиинским массивом дополнительные интрузии лейкократовых плагиоклаз-микроклиновых гранитов. Их серповидные тела, резко выделяющиеся в рельефе, окаймля-

ют с севера куполовидные выступы гранитов. Множество поздних даек габбро-диабазов, диорит-порфиритов и лампрофиров приурочено, главным образом, к поперечным субширотным трещинным зонам; на северном погружении массива распространены также дайки северо-восточного простирания. Дайки тяготеют преимущественно к гранитоидам повышенной основности, в меньшей мере развиты среди нормальных гранитов и выклиниваются вблизи дополнительных интрузий, редко пересекая их. Встречены дифференцированные дайки, эндоконтакты которых сложены микродиоритами, центральные части — гранодиорит-порфирами с линзовидными обособлениями гранит-порфиров. Для них характерны вкрапленники калиевого полевого шпата, размером до 1,5—2 *см*, таблитчатой и овоидной формы, нередко окруженные плагиоклазовой оторочкой.

Вмещающие породы в экзоконтактах массива и останцах изменены в кристаллические сланцы амфиболитовой фации, мигматиты, фельдшпатизированные сланцы и гнейсы, с которыми в ряде мест породы массива связаны постепенными переходами. Ширина контактового ореола в среднем 2—3 *км*, но в участках крутопадающего прямолинейного контакта она уменьшается до сотни метров.

Массивы Эрдэнибуринской антиклинорной структуры

Гранитоидные массивы Эрдэнибуринской антиклинорной структуры, также как слагающие ее толщи, недостаточно изучены. Массивы тяготеют преимущественно к восточному крылу этой структуры, где терригенные толщи кембрия или кембро-ордовика перекрыты вулканогенно-терригенными отложениями верхнего ордовика — нижнего силура (см. фиг. 6, 7). Здесь развиты небольшие интрузивные тела с почти изометричным поперечным сечением, а также удлиненные в северо-западном направлении массивы. Их специфической особенностью является весьма незначительное распространение, а местами отсутствие даек основного и среднего состава.

Дутугольский массив размером 18×22 *км* находится западнее сомона Дут (см. фиг. 7). Его глубинные участки сложены амфибол-биотитовыми крупно- и среднепорфировидными гранитами с тоналитовыми шлирами. В апикальных частях тела и эндоконтактах они сменяются гнейсовидными амфибол-биотитовыми тоналитами, содержащими диоритовые шлиры. Местами в эндоконтактах, в провесах кровли и приразломных зонах встречаются диориты и габбро-диориты. Вмещающие породы превращены в кристаллические сланцы.

Думдагольский массив, расположенный ниже слияния рек Буянту-Гол и Думда-Гол, имеет форму подковы, открытой на восток, шириной 1—2 *км* (см. фиг. 6). Массив слабо эродирован. Он сложен гнейсовидными среднезернистыми биотитовыми гранитами. В провесе кровли центральной части массива и по его периферии развиты секущие штокверкоподобные и согласные гранитные жилы, количество которых быстро уменьшается по мере удаления от массива. В их составе преобладают гранатсодержащие и лейкократовые граниты с турмалином. Вмещающие породы преобразованы в биотитовые и двуслюдяные сланцы.

Эрдэнибуринская группа массивов, расположенная севернее р. Буянту-Гол (см. фиг. 6), в южной и северной части сложена средне- и мелкозернистыми биотитовыми резко гнейсовидными гранитами и гнейсогранитами. В южном и юго-восточном контакте Эрдэнибуринского массива вмещающие верхнекембрийские породы изменены слабо — хлорит в них замещен мелкочешуйчатым биотитом. В останцах и ксенолитах присутствуют серицит-биотит-хлоритовые и биотит-хлоритовые сланцы с крупными порфиробластами микроклина и кварца. На севере — западнее пос. Станок-Хонго на погружении гранитоидов развита зона прогрессивного метаморфизма низкотемпературных субфаций амфиболитовой фации, в пределах которой породы фельдшпатизированы и пронизаны гранитными жилами.

Массивы Цаганшибетинской зоны

В Цаганшибетинской зоне известны два гранитоидных массива гранит-гранодиоритовой формации — Тургенский и Джибертинский (см. фиг. 6).

Тургенский массив прорывает толщу серицит-хлоритовых сланцев и сланцеватых микрокварцитов докембрийского (?) возраста; метаморфический экзоконтактовый ореол западной части массива захватывает также нижне-среднеордовикские отложения. Массив состоит из адамеллитов и олигоклазовых гранитов, которые в эндоконтактах местами переходят в грубополосчатые разности с чередованием среднезернистых двуслюдяных и мелкозернистых мусковитовых гранитов. В других участках эндоконтакта наблюдаются пегматоидные обособления, а также жилы аплитов и пегматитов с турмалином и мусковитом. В экзоконтактах массива развиты биотитовые сланцы, причем местами биотит ориентирован под углом к исходным сланцеватым текстурам пород. Фельдшпатизация и мигматизация вмещающих пород проявлена только в узлах пересечения разных структурных направлений, где наблюдается сгущение и интрузивных пород — мелких тел диоритов и кварцевых диоритов и более поздних жил пегматоидных гранитов и турмалин-мусковитовых пегматитов.

Джибертинский массив овальной формы, размером 5×3 *км*, сложен богатыми кварцем адамеллитами и гранитами изменчивого состава и структуры. Они часто переходят в неравномернозернистые лейкократовые граниты, при этом увеличивается количество микроклина, появляется мусковит и мелкие прожилковидные сегрегации кварца. Метаморфический ореол массива, местами не имеющий четкого контакта с гранитами, характеризуется площадным развитием фельдшпатизации, мигматизации и наличием многочисленных пегматоидных прожилков. Высокая степень изменения пород связана с положением массива, который приурочен к участку крутого поперечного изгиба вмещающей структуры.

СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ ФОРМАЦИИ

Гранит-гранодиоритовая формация тяготеет к ареалу распространения нижне-среднеордовикских и верхнеордовикско-нижнесилурийских вулканогенно-терригенных геосинклинальных серий. Распределение гранитоидных массивов по площади и их форма подчинены строению складчатых и разрывных каледонских структур. Районы наибольшего сгущения гранитоидных тел и связанных с ними зон прогрессивного метаморфизма палеозойских толщ отмечаются в участках близкого схождения или сочленения глубинных разломов, что позволяет рассматривать такие узлы как области повышенной проницаемости в период гранитообразования. Непосредственно в разломных швах гранитоидные массивы отсутствуют. Они приурочены к складчатым и разрывным структурам, сопряженным с крупными разломами. Можно отметить преимущественное размещение массивов в положительных структурах и на их крыльях, а также контролирующую роль приконтактовых зон различных по составу и возрасту стратиграфических комплексов. Существенно также значение поперечных изгибов структур, которые нередко определяют положение гранитных тел. Однако, чем круче изгиб, тем строение тел все более усложняется, единое тело массива распадается на серию составляющих или трансформируется в систему мелких тел. Параллельно меняется состав и текстурно-структурный рисунок гранитоидов. Масштаб преобразования вмещающих пород в таких участках возрастает. В одних случаях узкий ореол микрокристаллических сланцев сменяется широкой зоной гранитизированных кристаллических сланцев (Алтанхухэйский массив); в других — кристаллические сланцы испытывают повышенную гранитизацию (бассейн р. Бухэй-Мурэн-Гол).

На морфологию массивов и масштаб метаморфизма влияет также характер сочетания разломов с антиклинальными структурами, в частности их

угол встречи в вертикальном разрезе. Когда плоскость разлома сочетается с пологим крылом складки, слагающие его слои расщепляются с образованием крупных полостей отслоения, занимаемых гранитоидами. В таких полостях размещены крупнопорфировидные нормальные граниты или зональные тела, центральные части которых сложены нормальными гранитами, периферические — гранитоидами повышенной основности. Чем меньше полость, тем менее компактно тело и больше масштаб взаимодействия с вмещающими породами, сопровождаемого инъекционно-метасоматическими их преобразованиями. При крутом угле встречи возникает тонкое послойное расслаивание структур и компактность тел или их апикальных зон утрачивается. В первом случае гранитоиды содержат многочисленные останцы и ксенолиты вмещающих пород, во втором — возникают перемещенные относительно кровли жиловидные тела и инъекции гранитоидов, сопровождаемые интенсивным метаморфическим и метасоматическим преобразованием вмещающих пород, а более глубинные фации гранитов обладают повышенным гибридизмом. В условиях площадного расслаивания структур гранитоиды повышенной основности почти целиком рассеиваются во вмещающих породах, которые подвергаются плагиоклазовой или двуполевошпатовой фельдшпатизации. Реже в этот процесс бывают вовлечены нормальные граниты более глубинных фаций. В целом гранитоидные массивы приспосабливаются к конфигурации вмещающих складчатых структур, а в участках секущих контактов расщепляются на многочисленные апофизы и штокверки.

В период формирования гранитоидов местами эти структуры были усложнены образованием мелких складок и гофрировки. При разнообразных вариантах сочетания разломов со складчатыми структурами и в пределах поперечных изгибов последних гранитоиды занимают полости их расслаивания, причем морфология гранитных тел в этих случаях весьма близка к полученным Х. Рамбергом (1970) картинам, экспериментально воспроизводящим подъем гранитоидной магмы путем всплывания.

В зависимости от структурного контроля форма гранитных тел варьирует от изометричной до сильно вытянутой. Наряду с куполовидными и крутопадающими телами имеются массивы, в которых совмещены крутопадающие и пологие формы. Можно выделить два типа пологих форм. Пологие формы первого типа выражены соподчиненностью строения и текстур гранитов замковым частям складок с сохранением теневых структур и связаны с проникновением в них гранитного расплава или гранитизирующих флюидов, что сопровождается гранитизацией вмещающих пород. Пологие формы второго типа выражены полого-волнистыми или аркообразными слоями гранитоидов, несколько отличающегося состава и строения и обусловлены дифференциацией гранитоидного расплава во внутренних участках магматических камер.

В пределах пологих слоев гнейсовидные текстуры пород бывают ориентированы согласно слоистости, а также поперек ее в характерном для всех массивов формации северо-западном направлении с вертикальным или крутым северо-восточным, реже юго-западным падением. Это явление наблюдается также в гранитных жилах. Говоря о гнейсовидных текстурах пород, следует отметить, что во многих массивах плоскостная ориентировка породообразующих минералов сменяется линейной, а затем слабо выраженной гнейсовидной в направлении от периферических к ядерным частям тел. Обычно гнейсовидность пород слабо проявлена в сравнительно глубоко эродированных купольных участках. Поскольку последние в большинстве случаев сложены крупнопорфировидными гранитами, в них гнейсовидность выражена наименее четко и заметна лишь в обнажениях по преобладающей ориентировке крупных порфировидных выделений полевых шпатов. Однако, если такие граниты слагают приразломные тела или участки массивов, они имеют плоскостную или линзовидно-полосчатую ориентировку всех породообразующих минералов.

Типовое строение массивов выглядит следующим образом: ранняя фаза представлена породами диоритовой группы, главная фаза — гранитоидами повышенной основности и нормальными гранитами. Глубинные горизонты массивов и их куполовидные выступы сложены нормальными гранитами, выше они сменяются гранитоидами повышенной основности. Сходное строение имеют мелкие жилоподобные тела, периферия которых состоит из гранодиоритов, плагиоклазовых и микроклин-плагиоклазовых гранитов, центральная часть из нормальных или обогащенных микроклином гранитов. Реже встречаются недифференцированные массивы. Обе группы гранитоидов связаны постепенными переходами, местами гранитоиды повышенной основности прорваны нормальными гранитами. В эндоконтактах и вблизи кровли гранитоиды повышенной основности ассоциируют с лейкократовыми, двуслюдяными и мусковитовыми гранитами и гранит-пегматитами, которые создают в массивах обратную зональность. В направлении к периферии тел и их экзоконтактовых ореолов нормальные граниты сменяются лейкократовыми, затем мусковитовыми гранитами и гранит-пегматитами, а далее полевошпат-кварцевыми и кварцевыми жилами. В некоторых массивах присутствуют дополнительные интрузии лейкократовых плагиоклаз-микроклиновых гранитов. Они тяготеют к контактам гранитоидов повышенной основности с нормальными гранитами, имея секущие контакты с первыми и фациально-фазовые взаимоотношения со вторыми.

Лейкократовые, двуслюдяные, мусковитовые граниты и пегматиты возникают на разных этапах становления гранитоидных массивов. Наиболее отчетливо это видно на примере жильных пород крупнопорфировидных гранитов с полнодифференцированной зернистой тканью и присутствием трех или двух структурных групп минералов. Фациальные разновидности образуются в апофизах, реже в эндоконтактах таких гранитов, причем переход выражен резким изменением структурного облика пород при менее резкой изменчивости состава. Так, например, состав плагиоклаза фациальных лейкократовых и пегматоидных гранитов соответствует составу плагиоклаза материнских гранитов. Чем дальше такие образования перемещены от места своего зарождения, тем состав их более отличается от исходного — плагиоклаз становится более кислым, возрастает количество кварца, появляется мусковит, реже турмалин и гранат. Жильные породы другой группы возникают в теле интрузива преимущественно в апикальной и приконтактовой зонах, но встречаются и в более глубоких его частях. Появление жил связано с воздействием на незакристаллизованный гранитный расплав небольших тектонических подвижек. На более глубинных уровнях массивов скопления жил трассируют разрывные нарушения вмещающих структур. В корневых участках жил и в жиловидных шлирах состав жильного выполнения близок составу второй и третьей, реже только третьей структурной группы минералов дифференцированной ткани гранитов. Контактовые поверхности жиловидных тел с материнскими гранитами в таких местах отсутствуют. По мере перемещения к периферическим частям интрузива жильные тела становятся секущими, их состав все более отличается от первоначального и появляются пегматоидные и пегматитовые структуры. Таким же путем образуются и дополнительные интрузивы. Третья, наиболее поздняя и самая малочисленная группа жильных пород включает дифференциаты более глубинных уровней, не обнаженных эрозией. Они достигают верхних частей интрузивов после формирования дополнительных интрузий. Количественная роль перечисленных групп жильных пород в массивах неодинакова. В телах, формировавшихся в условиях повышенной проницаемости вмещающих структур, количество жильного материала резко сокращается в порядке перечисления групп. Для крутопадающих компактных тел трещинного или межпластового типа при общей бедности жильными производными характерно увеличение количества жильных дифференциатов от первой группы к третьей. Широко распространены массивы, в которых преобладают жильные породы второй группы. Время отщепления

жильного материала определяется внутренними закономерностями становления гранитоидов, а масштаб развития, включая количественное преобладание пород той или иной группы,— структурными условиями локализации конкретных тел. В массивах, в становлении которых роль разломов ослаблена, пегматиты отсутствуют. В них развиты двуслюдяные и мусковитовые граниты с мусковит-кварц-пиритовыми гнездами, являющимися зародышами грейзенов, а более ранние гранитоиды повышенной основности грейзенизированы (Уртоутаулинский массив).

Для массивов рассматриваемой формации характерно обилие поздних даек габбро-диабазов, диорит-порфиритов, микродиоритов, реже лампрофиров наряду с отсутствием даек кислого состава. Породы кислого состава встречаются только в центральных частях крупных дифференцированных даек.

Становление гранитоидных массивов сопровождалось преобразованием вмещающих пород в кристаллические сланцы амфиболитовой фации, мигматиты и гнейсы, реже — микрокристаллические сланцы, сланцеватые роговики и роговики. Масштаб метаморфических изменений связан со структурными условиями локализации и формой тел, тип гранитизации — с составом гранитоидов. Ширина контактовых ореолов изменяется от 0,1—0,3 до 5 *км*. Масштаб метаморфических и метасоматических преобразований и ширина ореолов наибольшая в прикровлевых частях тел и на их погружении в пределах зон повышенной проницаемости, где возникают, как правило, кристаллические сланцы. Микрокристаллические сланцы и сланцеватые роговики развиты вблизи крутых участков контактов массивов; роговики — в связи с лейкократовыми гранитами линзовидно-полосчатой текстуры.

Формация обладает продольной и поперечной латеральной изменчивостью. Первая выражена увеличением роли гранитоидов повышенной основности с северо-запада на юго-восток в направлении погружения Хархиринской зоны в сторону южно-монгольских герцинид. Вторая связана с наклоном продольных блоков на восток и наиболее отчетливо проявлена в пределах блока, ограниченного на западе Кобдинским, на востоке Байримским и Цаганшибетинским разломами. От западного поднятого крыла блока к опущенному восточному массивы резко удлиненной формы сменяются близкими к изометричным; площадной характер метаморфических и метасоматических изменений палеозойских толщ сменяется локальным, ограниченным контактовыми зонами интрузивов; наряду с общим уменьшением количества пегматитов, увеличивается доля фациально-фазовых и фазовых разновидностей, а местами вместо пегматитов развиты грейзены. Поперечная зональность формации подчеркивается также размещением даек габбро-диабазов, диорит-порфиритов и лампрофиров. Обилие даек свойственно массивам, размещенным между Кобдинским разломом, с одной стороны, Байримским и Цаганшибетинским — с другой, и совпадает с ареалом догранитных пироксеновых и оливин-пироксеновых габброидов. Западнее Кобдинского разлома количество даек заметно уменьшается до полного отсутствия в отдельных массивах.

Относительно времени образования формации мы располагаем следующими данными. Гранитоидные массивы в Хархиринской зоне имеют интрузивные контакты с кембрийскими и верхнеордовикско-нижнесилурийскими толщами. В бассейне р. Буянту-Гол габброиды прорывают толщу верхов нижнего силура или нижней части верхнего силура. В свою очередь, габброиды пересечены апофизами Думдагольского гранитного массива. А. А. Храпов наблюдал гальку гранитоидов в девонских отложениях. В то же время массивы гранит-гранодиоритовой формации прорваны девонскими гранитами. Мы наблюдали пересечение Алтанхухэйского массива Умунгобийским (см. фиг. 9), Тулиинского массива Хархиринским плутоном (см. фиг. 8), Уртоутаулинского массива Ачитунурским массивом и мелкими телами сходных гранитов (см. фиг. 6); польскими геологами

Таблица 1

Абсолютный возраст пород гранит-гранодиоритовой формации

Массив	Материал	Порода	K, %	Ar^{40} *нмм³/г*	Возраст, млн. лет
Тургенский	Биотит	Плагиогранит	6,87	0,123	456±23
Алтанхухэйский	»	Биотитовый гранит	7,50	0,136	426±27
Тулиинский	»	Микроклин-плагиоклазовый гранит	7,30	0,128	413±18
»	»	То же	6,08	0,1021	395±15
»	»	Биотитовый гранит	6,98	0,111	379±15
»	»	То же	7,13	0,101	340±12
»	»	Лейкократовый гранит дополнительной интрузии	7,03	0,1154	390±19
»	»	То же	7,24	0,112	399±19
»	Мусковит	Турмалин-мусковитовый гранит-пегматит	7,81	0,121	373±14
»	»	Пегматит	8,46	0,134	377±10
Яматинский	»	Мусковитовый гранит-пегматит	8,26	0,1121	328±15
Прикобдосский	Биотит	Биотитовый гранит	6,98	0,0987	340±19
»	»	То же	6,12	0,077	307±22
»	»	Тоналит	7,45	0,0897	292±14
Думдагольский	»	Биотитовый гранит	6,66	0,106	379±17
Дутугольский	»	Амфибол-биотитовый тоналит	7,04	0,110	372±12
Район Дут сомона	Валовая проба	Габбро-диорит	1,25	0,0124	242±17
Восточнободончинский	Биотит	Биотитовый плагиогранит	7,33	0,0945	311±16
»	»	То же	6,98	0,0957	330±22
»	»	» »	7,18	0,0998	329±20
»	»	Биотитовый гранит	6,97	0,0688	242±15

Примечание. В данной таблице и табл. 6, 10, 17 определения абсолютного возраста выполнены в ИМГРЭ под руководством С. Н. Вороновского.

установлено пересечение Прикобдосского массива Баян-Кызыльским (см. фиг. 7). Девонские граниты рассекают не только древние гранитоиды, но и их поздние дайки. Становление гранитоидов формации происходило, следовательно, в интервале между концом периода образования геосинклинальных толщ, наиболее молодые из которых имеют нижнесилурийский возраст или, возможно, соответствуют низам верхнего силура, и временем заложения девонских наложенных прогибов, которое датируется нижним девоном. Соответственно, возраст гранитоидов следует считать верхнесилурийским. Это подтверждается наличием верхнесилурийской молассы, сохранившейся главным образом по бортам северной части Делюно-Юстыдского прогиба.

Гранитоиды Цаганшибетинской зоны прорывают докембрийскую (?) метаморфическую толщу и отложения нижнего — среднего ордовика. Их верхний возрастной предел непосредственными геологическими данными не установлен. Однако история Цаганшибетинской зоны с геосинклинальным типом развития в нижнем и среднем ордовике и орогенным в верхнем ордовике позволяет считать развитые здесь граниты верхнеордовикскими. Ордовикские гранитоиды Цаганшибетинской зоны входят в состав верхнеордовикского гранитоидного комплекса, выделенного А. Б. Дергуновым (1967) в Чулышманской зоне Горного Алтая. Комплекс состоит из габбро-диоритов, диоритов, гранодиоритов и гранитов при ведущей роли гранитов и относится к гранит-гранодиоритовой формации (Карта магматических формаций СССР, 1971).

Абсолютный возраст гранитоидов формации, определенный калий-аргоновым методом в лаборатории ИМГРЭ под руководством С. Н. Вороновского, показал существенный разброс цифр (табл. 1). Наиболее высокие значения цифр хорошо увязываются с геологическими данными. Так, полученные нами цифры абсолютного возраста по Тургенскому массиву — 456 млн. лет, Б. Лувсанданзаном и В. С. Павленко по Джибертинскому массиву — 440 млн. лет подтверждают верхнеордовикский возраст гранитоидов Цаганшибетинской зоны. Абсолютный возраст Алтанхухэйского массива — 426 млн. лет, Тулиинского — 413 млн. лет, массива Восточный Могун-Тайга — 415 млн. лет, (устное сообщение В. Г. Тюлькина) свидетельствует о верхнесилурийском времени формирования гранитоидов Хархиринской зоны.

По гранитоидам Хархиринской зоны получены и более низкие значения цифр: Тулиинский массив — 413—373 млн. лет, Думдагольский — 379 млн. лет, Дутугольский — 372 млн. лет. Наиболее молодой абсолютный возраст имеют породы из массивов, расположенных в восточном крыле Кобдинского разлома: гранит-пегматиты Яматинского массива — 328 млн. лет, гранитоиды Прикобдосского массива — 340—292 млн. лет. Биотит этих гранитоидов содержит нормальное количество калия и низкое — аргона, что, видимо, связано с потерей его, приведшей к омоложению возраста. Молодой возраст (330—311 млн. лет) определен также для гнейсовидных плагиогранитов Восточнободончинского массива, геологическое время формирования которого невыяснено.

Таким образом, гранит-гранодиоритовая формация образована после завершения геосинклинальной истории в собственно орогенный этап развития территории, который в Хархиринской зоне соответствует верхнему силуру, в Цаганшибетинской — верхнему ордовику.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ

Гранитоиды повышенной основности — тоналиты, гранодиориты, плагиограниты и микроклин-плагиоклазовые граниты — представляют собой среднезернистые, редко крупнопорфировидные породы, текстуры которых варьируют от резко до слабо гнейсовидных и массивных. Минеральный состав пород изменяется в следующих пределах: плагиоклаз 45—65%, микроклин 0,5—20%, кварц 20—40%, биотит 7—10%, амфибол 0—5%. Плагиоклаз обычно имеет зональное или слабо выраженное зональное строение, состав его соответствует андезину № 40 — олигоклазу № 14, количественно преобладает олигоклаз № 27—26.

Состав пород, объединенных в группу нормальных гранитов, изменяется от некоторого преобладания плагиоклаза над микроклином, равных их соотношений до преобладания микроклина над плагиоклазом. Характерны две структурные разновидности — господствуют крупнопорфировидные граниты, менее распространены среднезернистые граниты. Крупнопорфировидные граниты рассматриваются рядом исследователей как силурийские гранитоиды, возможно плагиогранитового состава, испытавшие калишпатовый порфиробластез под воздействием девонских гранитов (см. Маринов, 1967; Хасин, 1971). Это массивные и гнейсовидные грубозернистые биотитовые граниты, содержащие 20—25% крупных, от 2—3 до 5—6 *см*, порфировидных выделений полевых шпатов таблитчатой формы, в составе которых преобладает микроклин. Ткань пород грубозернистая, размер слагающих ее индивидуумов от 0,6—0,8 до 1 *см*, полевые шпаты таблитчатые, кварц изометричный овоидный, иногда со специфической голубой окраской. Порфировидные выделения микроклина обычно содержат пойкилитовые и пертитовые вростки плагиоклаза, часть из них окружена плагиоклазовой оторочкой. От порфировидных выделений к зернистой ткани увеличивается степень упорядоченности микроклина от 0,83 до 0,93 и уменьшается количество в нем пойкилитовых и пертитовых вростков. Интервал

Таблица 2

Содержание акцессорных минералов в гранитоидах гранит-гранодиоритовой формации (в г/т)

Минерал	Гранитоиды повышенной основности		Нормальные граниты (4)	Лейкократовый гранит дополнительной интрузии (1)
	тоналиты (2)	микроклин-плагиоклазовый гранит (1)		
Колумбит	—	0,5	—	1,4
Фергюсонит	—	0,002	—	3,3
Циркон	608	193	365	115
Торит	—	0,1	3,1	2,8
Монацит	—	0,1	7,4	0,1
Ортит	18	55	46	30
Эпидот	209	14	361	0,3
Касситерит	—	0,5	0,4	1,6
Сфен	118	301	4390	16
Рутил	81	0,1	5	0,6
Ильменит	70	154	16	9
Анатаз	—	—	41	—
Магнетит	7962	4678	8130	5950
Гематит	—	8	116	0,01
Гранат	—	2,7	3,3	0,2
Турмалин	—	0,7	3,7	0,05
Сподумен	9	31	1,5	21
Апатит	4610	126	254	3
Флюорит	0,02	13,4	0,6	114,1
Пирит	4	3	7	4
Халькопирит	—	0,1	0,5	0,9
Арсенопирит	—	0,005	0,1	0,004
Сфалерит	—	2,8	0,5	3,9
Галенит	—	20,1	0,1	2,7

Примечание. В скобках указано число проб. Количественно-минералогический анализ, приведенный в данной таблице и табл. 7, 14, 18, выполнен Л. Я. Бедретдиновой и Л. И. Лоскутовой.

составов плагиоклаза пород соответствует олигоклазу № 26—11 при преобладании олигоклаза № 24—22. Порфировидные выделения обладают зональным строением и представлены олигоклазом № 26—17; плагиоклаз ткани имеет состав олигоклаза № 24—12, интерстиционного агрегата — № 18—11. Пойкилитовые вростки плагиоклаза в фенокристах микроклина сложены олигоклазом № 24—17, плагиоклазовая оторочка вокруг крупных его зерен — олигоклазом № 20—17, пертиты распада — альбит-олигоклазом № 11—8. Таким образом, крупнопорфировидным гранитам свойственна направленная изменчивость вещества от ранних порфировидных выделений к агрегату ткани и затем интерстиционному агрегату. В эндоконтактах и апофизах крупнопорфировидные граниты местами переходят в породы с гранит-порфировым типом структур, в которых на фоне мелкозернистого агрегата ткани выделяются крупные вкрапленники микроклина, плагиоклаза, кварца и иногда биотита.

По составу акцессорных минералов гранитоиды имеют сфен-ортитовый профиль (табл. 2), в массивах, расположенных между Кобдинским и Толбонурским разломами, намечается смена его монацит-ортитовой специализацией. Среди акцессорных минералов количественно преобладает магнетит. Видовой состав акцессорных минералов гранитоидов весьма близок, причем наибольшее разнообразие минеральных видов (32) свойственно

Таблица 3

Химический состав гранитоидов гранит-гранодиоритовой формации (в вес. %)

Массив	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O^+	P_2O_5	F	П. п. п.	$-O=F_2$	Сумма	$\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$
Гранитоиды повышенной основности																		
Тургенский	70,04	0,12	15,64	1,04	1,87	0,07	0,55	2,72	4,24	2,07	0,13	0,36	0,06	Не опр.	Нет	—	99,91	0,59
Прикобдосский	61,85	0,73	17,74	1,41	3,65	0,05	2,46	5,12	4,18	1,48	Нет	0,06	0,27	»	0,9	—	99,8	0,48
»	67,0	0,54	16,06	2,25	1,6	0,03	1,57	3,33	4,94	2,07	»	0,72	0,08	0,16	Нет	0,06	100,29	0,65
Уртоутаулинский	70,8	0,28	13,65	1,07	1,8	0,05	1,2	2,12	4,0	4,68	»	0,76	0,04	0,03	»	0,01	100,47	0,82
Тулиинский	70,88	0,22	13,62	2,0	1,5	0,05	1,76	1,9	4,4	3,9	»	0,2	0,05	0,02	»	0,01	100,49	0,84
»	71,9	0,26	15,39	0,67	1,29	0,06	0,76	2,26	3,88	3,0	»	0,38	0,1	0,04	0,46	0,01	100,02	0,63
»	71,53	0,15	15,34	0,63	1,8	0,08	0,6	2,46	3,51	3,58	»	0,27	0,13	0,13	Нет	0,05	100,03	0,62
Граниты																		
Прикобдосский	68,43	0,68	14,8	1,57	1,47	0,06	0,6	5,2	3,57	3,05	Сл.	0,53	0,19	0,53	Нет	0,22	100,46	0,62
»	69,47	0,06	12,86	3,71	1,81	0,05	1,83	2,14	3,85	3,28	Нет	0,41	0,21	Не опр.	»	—	99,68	0,77
Дутугольский	73,78	Сл.	13,09	1,38	1,15	0,04	0,4	1,44	3,98	3,78	»	0,49	0,23	»	»	—	99,76	0,81
Алтанхухэйский	74,8	0,21	12,74	0,47	1,58	0,06	0,41	1,0	3,4	4,9	»	0,28	0,06	0,06	»	0,02	99,95	0,86
Тулиинский	74,64	0,22	12,75	0,4	1,8	0,03	0,4	1,16	3,6	4,05	»	0,4	0,07	0,03	»	0,01	99,54	0,8
»	75,2	0,1	12,5	0,5	0,8	0,03	0,06	1,9	4,1	4,38	0,15	0,5	0,03	0,01	»	—	100,25	0,92
Лейкократовые граниты дополнительных интрузий																		
Прикобдосский	77,27	0,22	12,19	0,62	0,9	0,02	0,12	1,03	2,56	4,65	Нет	0,14	0,04	Не опр.	0,33	—	99,94	0,76
»	76,32	0,22	12,6	0,63	0,83	0,01	0,1	0,7	3,02	5,04	»	0,32	0,03	»	0,66	—	100,17	0,82
Тулиинский	75,5	0,22	13,0	0,86	1,67	0,04	0,34	1,43	2,24	4,46	0,06	0,15	0,02	0,05	Нет	0,02	100,02	0,66
»	76,65	Сл.	10,9	1,54	1,07	0,02	0,23	1,24	3,42	4,35	Нет	0,26	0,1	Не опр.	»	—	99,78	0,95
Мусковитовые граниты																		
Уртоутаулинский	75,32	0,05	13,3	0,86	0,62	0,01	0,48	0,45	4,2	3,82	0,1	0,12	0,05	Не опр.	0,25	—	99,52	0,84
»	74,96	0,05	13,85	0,45	0,53	0,05	0,36	0,28	3,44	5,2	0,1	0,22	0,07	»	Нет	—	99,51	0,81

Примечание. Анализы выполнены В. Д. Богомиловой, И. И. Любошиц, Т. Г. Пронкиной, Р. А. Пчельниковой и Л. П. Юрченковой.

Таблица 4

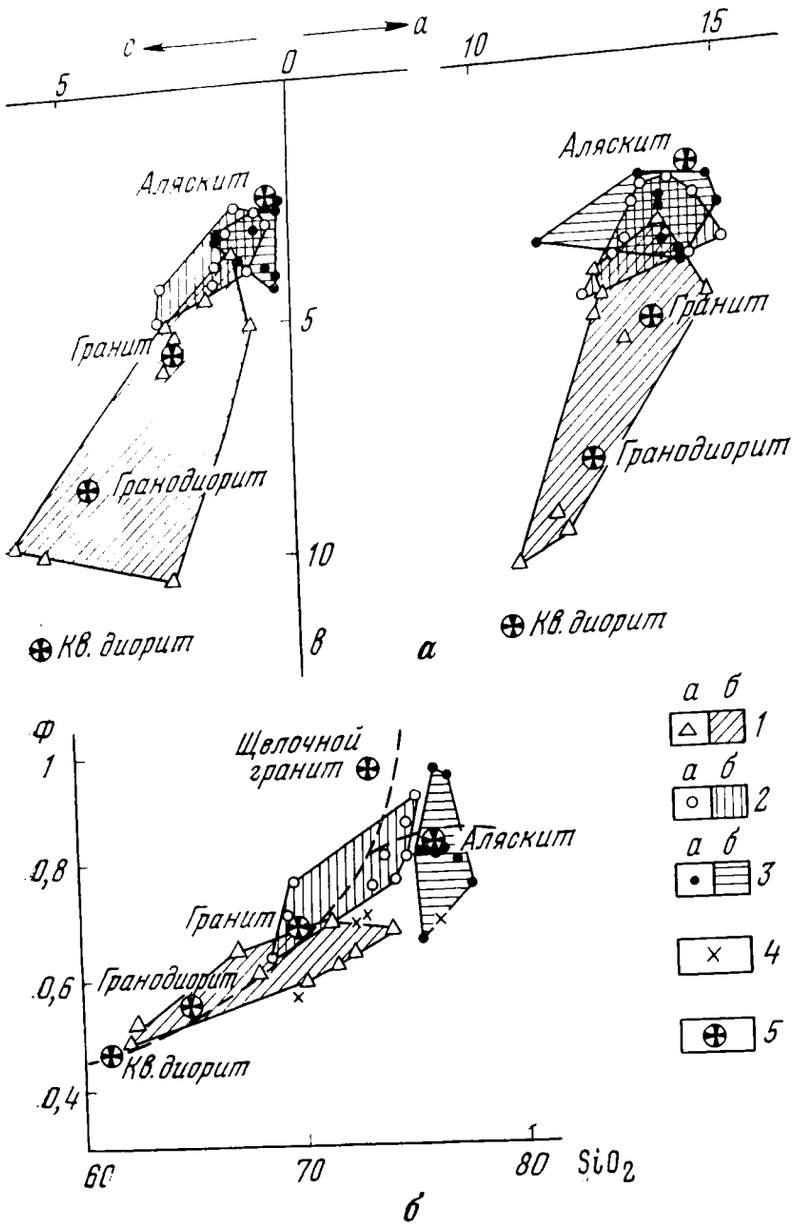
Изменчивость химического состава гранитоидов Прикобдосского и Тулиинского массивов

Массив	SiO_2	K_2O	Na_2O	K_2O+Na_2O	Al_2O_3	TiO_2	CaO	MgO	FeO	Fe_2O_3
Гранитоиды повышенной основности (в вес. %)										
Прикобдосский	63,43	1,78	4,56	6,34	16,90	0,64	4,23	2,02	2,68	1,83
Тулиинский	72,52	3,53	3,55	7,08	15,01	0,19	2,05	0,54	1,39	0,63
Нормальные граниты (доля от 1)										
Прикобдосский	1,09	1,78	0,81	1,08	0,82	0,58	0,87	0,6	0,62	1,44
Тулиинский	1,02	1,28	0,94	1,11	0,85	0,58	0,71	0,74	1,1	1,54
Лейкократовые граниты дополнительных интрузий (доля от 1)										
Прикобдосский	1,21	2,72	0,61	1,2	0,73	0,34	0,21	0,05	0,33	0,34
Тулиинский	1,05	1,25	0,8	1,02	0,8	0,58	0,67	0,54	0,98	2

нормальным гранитам. В них в отличие от других гранитоидов отмечен шеелит, циртолит и ксенотим. Лейкократовые граниты дополнительной интрузии обогащены флюоритом, а также содержат повышенные количества тантало-ниобатов и касситерита.

Гранитоиды рассматриваемой формации по химическому составу (табл. 3) принадлежат щелочно-земельному ряду. Гранитоиды повышенной основности включают пеструю группу пород, для которой характерно преобладание натрия над калием, повышенные относительно других гранитов формации содержания кальция, магния и алюминия и более низкие — кремнезема. Нормальные граниты имеют более однообразный состав с примерно равным содержанием натрия и калия или преобладанием калия (по весовым количествам), высоким количеством кремнезема, а также пониженным содержанием щелочно-земельных компонентов и глинозема по сравнению с гранитом Р. Дэли. Лейкократовые граниты дополнительных интрузий обладают еще более высоким, предельным для гранитов, содержанием кремнезема, преобладанием калия в группе щелочей, низкими количествами железа и магния при сравнительно высоком для таких пород содержании кальция и титана. Мусковитовые граниты Уртоутаулинского массива отличаются от них весьма низким содержанием кальция и титана.

В различных массивах составы гранитоидов не выдержаны. Наиболее высокую основность и низкую кремнекислотность имеют породы главных фаций Прикобдосского массива. При сопоставлении Прикобдосского и Тулиинского массива оказывается, что они различны не только по химическому составу пород, но отличаются также контрастностью состава в ряду гранитоиды повышенной основности — граниты — лейкократовые граниты дополнительных интрузий. Это можно видеть, сравнивая степень изменения содержания каждого окисла по отношению к гранитоидам повышенной основности соответствующего массива (табл. 4). Прикобдосский массив обладает более контрастным составом гранитоидов, причем состав дополнительных интрузивов обоих массивов весьма близок. С этим связано присутствие секущих контактов между гранитоидами двух первых групп в Прикобдосском массиве и постепенные переходы в Тулиинском. Повышенная основность гранитоидов Прикобдосского массива обусловлена процессами гибридизма, проявление которых весьма существенно в массивах, формировавшихся в условиях значительного расслаивания вмещающих складчатых структур.



Фиг. 12. Петрохимические диаграммы состава гранитоидов гранит-гранодиоритовой формации (*а* — по А. Н. Заварицкому, *б* — по К. Б. Зарянову)

1 — гранитоиды повышенной основности;
2 — нормальные граниты;
3 — лейкократовые граниты;
4 — составы пород Восточно-бодончинского массива;
5 — составы пород по Р. Дэли;
1—3: *а* — состав пород, *б* — поле составов

Сравнение состава гранитоидов с составами пород Р. Дэли приведены на диаграмме А. Н. Заварицкого (без дополнительных характеристик) и на диаграмме щелочной модуль-кремнезем К. Б. Зарянова (фиг. 12). На обеих диаграммах гранитоиды формации охватывают диапазон составов от гранодиоритов до аляскитовых гранитов; широкое поле гранитоидов повышенной основности включает гранодиорит и щелочно-земельный гранит Р. Дэли; граниты занимают более компактное поле между щелочно-земельным гранитом и аляскитом, отличаясь от первого меньшей величиной *b* и *c*, а также повышенной кремнекислотностью и величиной щелочного модуля. Лейкократовые граниты по содержанию кремнезема и отношению суммы щелочей к алюминию (щелочной модуль по И. В. Лучицкому, 1962) соответствуют аляскиту, но отличаются от него большим значением *b*. На диаграмме А. Н. Заварицкого они в значительной части перекрываются с составами гранитов. Расположение на диаграммах полей составов и величина их перекрытия находит отражение во взаимоотношениях пород — граниты связаны постепенными переходами с гранитоидами повышенной основности и секут их; лейкократовые граниты пересекают гранитоиды повышенной основности и часто постепенно переходят в граниты.

Изменчивость состава в ряду гранитоиды повышенной основности — граниты — лейкократовые граниты соответствует статистической дифференциационной кривой с некоторым отклонением в кремнекислотном направлении, с чем связано присутствие в составе формации двуслюдяных, мусковитовых гранитов и пегматитов. В указанном ряду растет содержание крем-

Таблица 5

Содержание элементов-примесей в породах гранит-гранодиоритовой формации (в г/т)

Элементы	Тоналиты, гранодиориты (5)	Микроклин-плагиоклазовые граниты (5)	Граниты (10)	Граниты дополнительных интрузий (4)	Фазовые гранит-пегматиты (1)
			Фотометрия пламени		
Li	16,8	42,3	22	22,3	10
Rb	91,7	130	138	185	220
Cs	1,7	4,3	3,4	5	10
			Химический анализ		
Ta_2O_5	0,2	0,9	1,7	1,4	Не опр.
Nb_2O_5	21,7	18	18	18,3	»
TR_2O_3	Не опр.	200	500	140	»
W	»	1	333,7	1	»
Cu	14,5	100	9,2	122,5	»
Th	14	13	18,3	20	»
			Количественный спектральный анализ		
Zr	255	78,7	127,1	114,5	»
Be	1,2	0,9	0,9	2,1	»
Sc_2O_3	14,3	11	9,2	7	»
B	15,3	6	7,3	6	»
Co	10	4	3	Не опр.	3
Ni	12,7	9	5,3	»	7
Cr	22,5	23	14,7	»	10
V	75,3	50	15,3	»	15
Bi	Не обн.	Не обн.	Не обн.	»	50
Pb	17,7	60	36	»	60
Zn	82,5	80	30	»	40
Sn	5	5	4	»	23
Mo	1	1	0,7	»	1

Примечание. В данной таблице и табл. 9, 15, 20 определение щелочей выполнено Т. А. Абрамовой, Л. Ф. Ерохиной, В. В. Замотиной, Г. И. Коровиной, А. А. Маркеловой, С. Л. Родиной; химический анализ — А. А. Мануховой, Т. И. Мачихиной, З. А. Родовой, М. С. Стрепихеевой; количественный спектральный анализ циркония, берилия и скандия — Н. С. Бодрягиной, С. М. Черногоровой, С. И. Неволиной, остальных элементов — Н. И. Бордуковой и Л. М. Яланской.

незема, калия и общая железистость пород и снижается количество глинозема, кальция, магния, натрия и фосфора. Гнейсовидные плагиограниты и микроклин-плагиоклазовые граниты Восточнободончинского массива, формационная принадлежность которого осталась неясной, весьма близки группе существенно плагиоклазовых и микроклин-плагиоклазовых гранитов Тулиинского и Тургенского массивов.

Гранитоиды обладают кларковыми и более низкими содержаниями многих элементов-примесей (табл. 5). В количествах, в той или иной мере превышающих кларковые, в них содержатся Sn, W, Zn, Pb, Cu, Zr. При этом содержание олова во всех разновидностях гранитоидов выше кларка; цинка — в гранитоидах повышенной основности; циркония, а также ванадия, кобальта и никеля — в гранодиоритах и тоналитах; свинца — в микроклин-плагиоклазовых и нормальных гранитах; меди — в микроклин-плагиоклазовых гранитах и лейкократовых гранитах дополнительных интрузий. Количество вольфрама в гранитах на два порядка выше кларка. С понижением основности гранитоидов в них уменьшается содержание хрома, никеля, кобальта, ванадия, скандия и бора и увеличивается количество

рубидия, цезия и тантала. Олово и молибден присутствуют во всех породах в равных количествах, только в гранит-пегматитах поздней фазы содержание олова заметно возрастает. Содержание висмута в гранитоидах находится ниже грани чувствительности анализа (0,0003) и резко увеличивается в гранит-пегматитах поздней фазы, где на три порядка превышает гранитный кларк.

В главных разновидностях гранитоидов отчетливо проявлены вариации содержаний элементов-примесей, однако для большинства из них они происходят в пределах одного порядка значений. Наибольшая изменчивость свойственна цезию. Так, например, в Прикобдосском массиве он находится за пределами чувствительности анализа во всех типах пород; в Тулиинском, напротив, характерен для различных гранитов, причем количество его увеличивается в ряду микроклин-плагиоклазовые граниты — граниты — лейкократовые граниты дополнительных интрузий — гранит-пегматиты поздней фазы: 4,5—5,6—10—10 *г/т*. Однако в гнейсовидных разностях гранитов этого массива цезий не обнаружен. Это позволяет предполагать вынос и рассеяние цезия в проницаемых зонах, что объясняет его отсутствие в Прикобдосском массиве. В связи с гранитоидами гранит-гранодиоритовой формации не известны сколько-нибудь значительные рудные скопления, за исключением небольших зон медной минерализации, обогащенных висмутом (14—75 *г/т*).

ОСНОВНЫЕ ПРИЗНАКИ ГРАНИТ-ГРАНОДИОРИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Образование гранит-гранодиоритовой формации происходило в собственно орогенный этап развития структур после главных складкообразовательных процессов. В Цаганшибетинской складчатой зоне гранитообразование имело место в позднем ордовике синхронно с накоплением молассового комплекса в пределах этой структуры и прогибанием соседней Хархиринской зоны, характеризовавшейся геосинклинальным режимом. В Хархиринской складчатой зоне становление массивов гранит-гранодиоритовой формации и сопутствующие этому процессу метаморфические и инъекционно-метасоматические изменения палеозойских толщ происходили одновременно с накоплением верхнесилурийской молассы, а также прогибанием юго-западной части Монгольско-Алтайской складчатой системы, вовлеченной в повторное геосинклинальное развитие по периферии герцинского эвгеосинклинального прогиба. Таким образом, в обеих тектонических структурах формирование гранитоидов совершалось в обстановке положительных движений и сопряжено с прогибанием соседних структур.

Локализации гранитоидных массивов в верхних структурных этажах тектонических зон предшествовало внедрение трещинных интрузий основного и среднего состава — диоритов в Цаганшибетинской, пироксеновых и оливин-пироксеновых габбро в Хархиринской зоне. Эти интрузии инъецировали уже подвергшиеся складчатости геосинклинальные толщи, но временной разрыв их с гранитоидами неизвестен. Тела габбро прорваны гранитоидами, часто гранитизированы и будинированы, причем межбудинные пространства выполнены гранитами и пегматитами. Хотя гранитоидные массивы пространственно ассоциируют с габброидами, признаки более раннего внедрения последних не позволяют объединить их в одну формацию. По-видимому, более правильно считать габбро и гранитоиды полиформационной габбро-гранит-гранодиоритовой интрузивной серией.

Становление массивов гранит-гранодиоритовой формации происходило в условиях пластических деформаций вмещающей среды, которая на тектонические напряжения и интрузию гранитоидных расплавов реагировала расщеплением складчатых структур с образованием свободных полостей, заполненных гранитоидной магмой. Признаками магматического внедрения являются наличие секущих тел и аналогичных контактов у согласных

тел; зональное строение и крупных массивов и мелких жиловидных тел, не зависящее от состава вмещающих пород; закономерная изменчивость состава и структурно-текстурных черт гранитоидов от крупных гранитоидных тел к мелким; смена сланцеватых роговиков и микрокристаллических сланцев крутых участков экзоконтактов кристаллическими сланцами, мигматитами и гнейсами в кровле и погружающихся частях массивов; наличие закаленных структур типа гранит-порфировых в крутопадающих участках эндоконтакта крупнопорфировидных гранитов.

Характерные черты гранит-гранодиоритовой формации достаточно четко выражены. Ее становление завершает развитие вулканогенно-терригенных геосинклинальных зон с дацит-андезитовыми вулканитами. Гранитоидные массивы формации обладают конкордантной формой, причем отдельные участки массивов пересекают вмещающие структуры, распадаясь при этом на апофизы, штокверки и акмолитовые тела. Отчетливо выражена связь формы, размеров и деталей состава массивов с морфологией вмещающих структур. Характерна высокая реакционная способность интрудирующей магмы с образованием широких ореолов гранитизированных пород, метасоматических и гибридных гранитоидов наряду с глубокими метаморфическими изменениями толщ, преобразованных в кристаллические сланцы амфиболитовой фации, реже в микрокристаллические сланцы и сланцеватые роговики. Для массивов формации типичен парагенезис: диориты — гранитоиды повышенной основности — граниты — лейкократовые граниты, причем основность пород всех членов парагенетической ассоциации падает с увеличением относительной стабильности структур. Ведущие жильные образования представлены пегматитами, а также поздними дайками основных и средних пород при отсутствии даек кислого состава. Гранитоиды имеют сфен-ортитовый профиль акцессорных минералов и относятся к щелочно-земельному типу, причем в дифференциационном ряду формации на фоне значительного роста кремнекислоты и калия резко снижается количество глинозема, щелочно-земельных элементов и натрия. Гранитоиды формации обладают весьма низкими содержаниями многих элементов-примесей, за исключением Sn, W, Zn, Pb, Cu, а также Bi в поздних дифференциатах, которые могут определять ее металлогеническую специализацию.

Глава IV

АЛЯСКИТ-ГРАНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Массивы девонской аляскит-гранитовой формации широко распространены в структурах Северного мегаблока Монголии, а также в Туве, Западном и Восточном Саяне. На Монгольском Алтае массивы этой формации развиты преимущественно в Хархиринской зоне. Границей распространения крупных массивов служит Кобдинский разлом, западнее которого известны лишь небольшие массивы в трещинах оперения Толбонурского разлома. По данным К. Л. Волочковича и А. Н. Леонтьева (1964), мелкие тела девонских гранит-порфиров, аляскитов и рибекитовых гранитов встречаются на юго-западном крыле Алтайского горст-антиклинория на китайской территории.

В Хархиринской тектонической зоне аляскит-гранитовая формация соответствует хархиринскому и частично толбонурскому комплексам (см. Маринов, 1967; Хасин, 1971; Геология МНР, т. II, 1973). В нее включена также часть крупнопорфировидных гранитов, которые ранее рассматрива-

лись как силурийские гранитоиды, фельдшпатизированные под воздействием девонских интрузий. В широкой северной части Хархиринской зоны (Кобдинский поперечный блок) находятся очень крупные гранитные массивы, в узкой центральной (Буянтугольский поперечный блок)— мелкие трещинные тела, в пределах Цэцэгской поперечной структуры — средние и мелкие массивы, на юго-восточном выклинивании Хархиринской зоны — единичные мелкие трещинные тела. Следует подчеркнуть несоответствие масштабов развития девонских и предшествующих силурийских гранитоидов. В широких поперечных блоках, где массивы гранит-гранодиоритовой формации невелики и пользуются ограниченным распространением, сосредоточены большие плутоны аляскит-гранитовой формации, а в узких поперечных блоках в противоположность крупным силурийским массивам отмечаются небольшие тела девонских гранитов (см. фиг. 5).

Среди пород, слагающих массивы, выделяются две главные группы: 1) нормальные граниты с фациями микроклин-плагиоклазовых и, редко, плагиоклазовых гранитов; 2) лейкократовые и аляскитовые граниты с фациями нормальных, субщелочных и щелочных гранитов, граносиенитов и кварцевых сиенитов. Первая группа составляет 20%, вторая около 75% площади массивов[1]. Редко и очень в небольшом количестве встречаются габбро-диориты, габбро-диабазы и монцониты. Поздняя фаза представлена мелкими телами микрогранитов и микроклин-альбитовых амазонитсодержащих гранитов. Жильные породы разнообразны и специфичны для каждой главной группы гранитов. В составе жильных образований лейкократовых и аляскитовых гранитов присутствуют пегматиты камерного типа и амазонитовые пегматиты. Поздние дайки представлены гранит-порфирами, фельзитами, граносиенит-порфирами, лампрофирами, диорит-порфиритами и габбро-диабазами.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ МАССИВОВ

В зависимости от структурного положения гранитные массивы подразделяются на два типа. Первый объединяет крупные и средние массивы относительно стабильных блоков, расположенных между зонами глубинных разломов, второй — небольшие трещинные тела разломных зон.

Массивы блоковых участков

К этому типу принадлежат массивы северной части Хархиринской зоны — Хархиринский, Ачитунурский, Умунгобийский, а также Яргайтинский массив, расположенный на ее юго-восточном погружении (см. фиг. 5). Площадь массивов составляет 350—3700 *км*^{2}. Ачитунурский и большая часть Хархиринского массива залегают среди терригенных верхнекембрийских толщ, Умунгобийский и северная треть Хархиринского — среди вулканогенно-терригенных толщ ордовика — нижнего силура; Хархиринский массив на севере прорывает нижне-среднедевонские вулканогенные и залегающие выше терригенные отложения Ачитунурского наложенного прогиба. Юго-западный контакт Ачитунурского массива прорывает нижне-среднедевонские толщи наложенной мульды: нижнюю — песчано-алевролитовую, среднюю вулканогенную и верхнюю — конгломерато-песчано-алевролитовую. Контуры массивов определяются разрывными нарушениями разных направлений и лишь иногда — вмещающими складчатыми структурами (см. фиг. 6). Хархиринский и Ачитунурский массивы расположены в области спокойного гравитационного поля с региональным минимумом небольшой интенсивности. На юго-западе и северо-востоке их ограничивают зоны больших градиентов силы тяжести, свойственные глубинным разло-

[1] Ниже мы будем пользоваться обобщенным названием групп, подразумевая и сопутствующие разновидности.

мам. В отличие от них Умунгобийский массив приурочен к зоне больших градиентов силы тяжести.

Хархиринский массив площадью 3700 *км*^{2} вытянут на 150 *км* в меридиональном направлении и имеет сложную многоступенчатую форму выходов (см. фиг. 6). На юге он примыкает к Кобдинскому разлому, на севере — к Байримскому. Южная часть массива, слагающая хр. Намурчжани-Нуру, размером 50×15 *км*, и центральная Шацзагайская, размером 80×25 *км*, вытянуты в восток — северо-восточном направлении, соответственно, вдоль Алтанхухэйского поперечного разлома и разломной зоны, расположенной на продолжении Агардакского глубинного разлома. Между ними находится Ошкоулинская часть массива субмеридионального простирания, протяженностью 50 и шириной 25—40 *км*, ее западный контакт совпадает с широким поперечным изгибом простирания кембрийских толщ. Северная, собственно Хархиринская часть массива, имеет меридиональное простирание и сложную форму — на южной окраине Ачитунурского девонского прогиба она распадается на две ветви, приуроченные к его восточному и западному бортам, протяженностью 40 и 60 *км*. В целом Хархиринский плутон полого погружается в северном направлении; южные контакты его Намурчжанинуринской и Шацзагайской частей круто падают на север. По приблизительным расчетам, выполненным Э. Н. Лишневским на основании гравиметрических данных, максимальная глубина — 3500 *м* от уровня моря — присуща Ошкоулинской части плутона. При средних гипсометрических высотах порядка 2000—2500 *м* мощность массива достигает 5—6 *км*.

В строении массива участвуют крупнопорфировидные нормальные граниты, а также лейкократовые и аляскитовые граниты. Первые слагают его наиболее глубоко эродированные участки и распространены в вертикальном разрезе до абсолютных высот 1700—1750 *м*; до отметок 2000 *м* они поднимаются только на юго-западных склонах Хархиринского хребта. Горные участки рельефа с абсолютными отметками 1800—3500 *м* сложены лейкократовыми и аляскитовыми гранитами, которые преобладают в пределах уровня современного эрозионного среза. В наиболее изученной нами центральной Шацзагайской части массива нормальные граниты находятся в сложном полигональном сочетании с лейкократовыми и аляскитовыми (см. фиг. 6).

Нормальные биотитовые и амфибол-биотитовые граниты нижних горизонтов плутона представляют собой массивные крупнопорфировидные породы с таблитчатыми выделениями полевых шпатов, размером 2—5 *см*, среди которых преобладает микроклин. Местами они содержат множество шлиров биотит-амфиболовых плагиоклазитов, а также фельдшпатизированные ксенолиты. В крупной западной апофизе, севернее гор Ошко-Ула, крупнопорфировидные граниты переходят в среднезернистые биотитовые микроклин-плагиоклазовые и плагиоклазовые граниты, реже наблюдаются переходы в гибридные гранодиориты. В эндоконтактах и мелких апофизах крупнопорфировидные граниты сменяются среднезернистыми, а также гранитами гранит-порфировой структуры с мелкозернистой тканью и вкрапленниками полевых шпатов и кварца; в тонких апофизах и узкой приконтактовой полосе вкрапленники пропадают и породы представлены микрогранитами. Крупнопорфировидные граниты секутся жилами гранитов гранит-порфировой структуры, микрогранитов и аплитов, а также пегматоидных гранитов и гранит-пегматитов. Наиболее распространены пологозалегающие жилы.

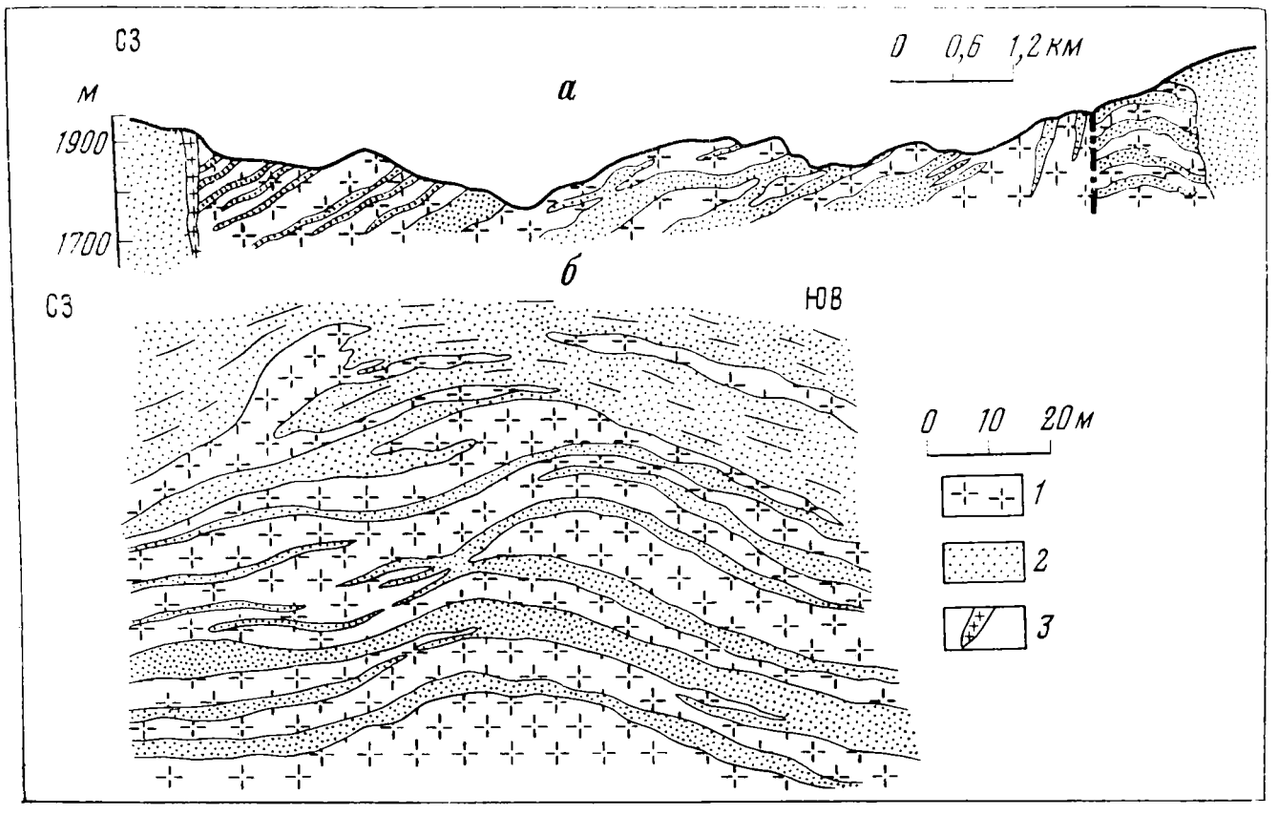
Лейкократовые и аляскитовые граниты снизу вверх по разрезу меняют цвет от желтого и розового до красного и кирпично-красного. Это массивные породы, структуры которых варьируют от мелкозернистых до крупнозернистых порфировидных. Преобладают крупно- и среднезернистые богатые кварцем двуполевошпатовые граниты, реже встречаются однополевошпатовые разности. Они содержат 1—4% биотита и (или) амфибола. В ткани гранитов присутствуют мелкие, 0,1—1 *см*, миароловые пустоты с кри-

сталлами кварца. Наиболее распространены граниты с амфиболом и биотитом, а также биотитовые, более редки амфиболовые и не содержащие цветных минералов разновидности. Рибекитовые щелочные граниты отмечены К. Л. Волочковичем (1961) в верховьях р. Шибер-Гол. Они наблюдались нами в этом районе в составе субширотной апофизы массива, залегающей в осадочно-вулканогенной девонской толще. По данным Б. Лувсанданзана и В. С. Павленко, рибекитовые и арфведсонитовые, иногда с эгирином, щелочные граниты, присутствующие в небольшом количестве в Хархиринском массиве, связаны с лейкократовыми и аляскитовыми гранитами фациальными переходами. В то же время Р. А. Хасин и Б. Лувсанданзан допускают возможность проявления поздней самостоятельной фазы щелочных гранитов (Геология МНР, т. II, 1973). Характер фациальной изменчивости гранитов, масштаб развития каждой фации и их структурная приуроченность требуют специального изучения.

В пределах полого- и крутопадающих прототектонических зон лейкократовые и аляскитовые граниты переходят в кирпично-красные мелкозернистые и резко порфировидные разновидности, реже — в граносиениты и кварцевые сиениты. Местами постепенные переходы по простиранию и восстанию таких зон сменяются секущими контактами, что обусловливает появление жиловидных и жильных образований. Последние сложены лейкократовыми, аплитовидными гранитами и микрогранитами, крупнозернистыми гранитами, реже фельзитовидными гранитами и граносиенитами. Жиловидные и жильные тела лейкократовых гранитов содержат занорыши с кристаллическим кварцем и пегматоидные обособле́ния с кристаллами кварца, наряду с которыми встречается кристаллический эпидот. Перечисленные образования проявлены преимущественно на верхних горизонтах массива, в его эндоконтактах и в зоне перехода к крупнопорфировидным гранитам. На наиболее высоких гипсометрических уровнях залегают пологие и почти горизонтальные серии жил, сложенные микрогранитами макро- и микрогранофировой структуры. Широко распространены кварцевые жилы. По направлению к глубинным частям массива количество жильного материала уменьшается и в наиболее глубоко эродированных участках развиты редкие пологие жиловидные шлиры и жилы мелкозернистых гранитов с мелкими пегматоидными обособлениями камерного типа.

В эндоконтактах южной части массива лейкократовые и аляскитовые граниты переходят в граниты неравновесной структуры с пегматоидными обособлениями, содержащими кристаллический кварц и местами эпидот. В эндоконтактах северной части массива преобладают микрограниты и гранит-порфиры; иногда непосредственный контакт и апофизы сложены фельзитами. Наибольшая ширина распространения таких пород характерна для северного погружения массива. В лежачем боку тела они имеют небольшую мощность, в висячем — значительную с широким развитием фельзитов. Вдоль контакта встречаются жиловидные тела граносиенитов и кварцевых сиенитов.

Между гранитами двух групп существуют сложные соотношения. С одной стороны, наблюдаются интрузивные контакты, с другой — своеобразные постепенные переходы. На левобережье р. Кобдо-Гол к юго-западу от перевала Салхиту-Даба грубозернистые амфибол-биотитовые граниты, связанные постепенными переходами с крупнопорфировидными, пересечены лейкократовыми гранитами с отчетливой плоскостью контакта. Постепенный переход происходит в пределах зон, имеющих различную ширину и обычно совпадающих с участками резкого изменения рельефа в местах скальных воздыманий выходов лейкократовых и аляскитовых гранитов. По мере приближения к ним размер порфировидных выделений в нормальных гранитах постепенно уменьшается. Переходные зоны состоят из чередующихся полос и участков неправильной формы, сложенных следующими разновидностями пород: порфировидными нормальными гранитами, которые переходят в граниты с меньшим количеством цветных минералов и боль-



Фиг. 13. Взаимоотношение нормальных гранитов с аляскитовыми и лейкократовыми (*а* — профиль, *б* — деталь строения)

1 — крупнопорфировидные и грубозернистые граниты, *2* — лейкократовые и аляскитовые граниты, *3* — микрограниты

шим кварца, образующим наряду с полевыми шпатами порфировидные выделения, аляскитовыми гранитами, микрогранитами, гранит-порфирами, пегматоидными гранитами, реже встречаются граносиениты и резко обогащенные биотитом граниты. Эти зоны насыщены также жилами гранитов, аплитов, граносиенитов и фельзитовидных гранитов. Простирание переходных зон определяется разломами северо-восточного, северо-западного и реже меридионального направлений. Поскольку сплошность гранитов часто не нарушена, вероятно, что влияние разломов сказывалось еще до консолидации массива, в период его становления.

В котловинах на гипсометрических уровнях 1600—1900 *м* переходная зона местами состоит из пологих слоев, мощностью от 0,1—5 *м* до нескольких десятков и реже сотен метров, сложенных крупнопорфировидными нормальными гранитами, лейкократовыми и аляскитовыми гранитами (фиг. 13). Одни слои обогащены калишпатом и кварцем, другие — содержат повышенные количества плагиоклаза или имеют граносиенитовый состав. Присутствуют тонкие полоски биотитового состава. Такие расслоенные зоны по бортам котловин иногда пересечены лейкократовыми и аляскитовыми гранитами, слагающими крупные монолитные участки. По контакту их встречаются протяженные жиловидные тела микрогранитов поздней фазы. В целом, взаимоотношения гранитов двух главных групп изменяются от фациальных до фазовых с несколько более поздним формированием аляскитовых и лейкократовых гранитов.

В Хархиринском массиве присутствуют дайки габбро-диабазов, диорит-порфиритов, лампрофиров, а также гранит-порфиров порфировой и афировой структуры. В Шацзагайской части массива они сгруппированы в протяженные зоны север — северо-восточного простирания. Дайки пород среднего и основного состава распространены преимущественно среди нормальных гранитов, дайки гранит-порфиров — среди лейкократовых и аляскитовых гранитов. В числе кислых даек выделяются образования различных уровней глубинности — наряду с секущими жилами наблюдались случаи, когда дайки фельзитов выклиниваются на глубину, а их корни расположены в пределах лейкократовых гранитов.

Вмещающие породы в контактах с нормальными гранитами превращены в сланцеватые роговики, реже в кристаллические сланцы, пронизанные апофизами гранитов. В контактах с лейкократовыми и аляскитовыми гранитами все породы от кембрийских до девонских ороговикованы. Только в зоне западного контакта северной части массива наблюдались сланцеватые роговики и в узкой приконтактовой полосе микрокристаллические биотитовые сланцы.

Ачитунурской массив площадью 1600 *км*^{2} расположен в Ачитунурской котловине (см. фиг. 6). Хорошо обнаженный его южный контакт зигзагообразной формы подчинен разломам широтного, северо-западного, северо-восточного и меридионального простирания и полого падает в северном направлении. Северная часть массива перекрыта неоген-четвертичными отложениями, среди которых выступают изолированные выходы гранитов. По составу и строению Ачитунурский массив сходен с Хархиринским (фиг. 14 см. вклейку, стр. 132—133).

Горные участки его южной и северной части сложены лейкократовыми и аляскитовыми гранитами — преобладают лейкократовые граниты с 2—4% биотита (местами с амфиболом) грубозернистой, среднезернистой и порфировидной структуры. Среди них присутствуют фации амфиболовых гранитов. Они наблюдались нами в висячем боку субширотного разлома с крутым северным падением, который проходит вдоль южных склонов гор Баралхай западнее оз. Ачиту-Нур. В центре массива в виде субширотной полосы развиты крупнопорфировидные биотитовые нормальные граниты, переходящие на западе в среднезернистые микроклин-плагиоклазовые и плагиоклазовые разновидности. Они слагают пониженные участки рельефа, не поднимаясь выше абсолютных высот 1700 *м*, и связаны постепенными переходами с расположенными южнее аляскитовыми и лейкократовыми гранитами. Северный контакт нормальных и микроклин-плагиоклазовых гранитов резкий. Он проходит вдоль разлома южных склонов гор Баралхай, на западе которого сохранились останцы метаморфизованных песчаников, а восточнее находится трещинное тело розовых микрогранитов поздней фазы.

Среди лейкократовых двуполевошпатовых гранитов прослеживаются полосы калишпатовых гранитов, падающие под углом 15° на север — северо-восток. В них сосредоточены серии жиловидных зон и жил, сложенных мелкозернистыми гранитами, содержащими сегрегации полевых шпатов и кварца, мелкие миаролы с кристаллическим кварцем и более крупные пегматоидные обособления с кристаллическим кварцем и микроклином, которые тяготеют к висячему боку жиловидных тел. Вмещающие породы в области контакта с нормальными и микроклин-плагиоклазовыми гранитами преобразованы в микрокристаллические сланцы, в контактах с лейкократовыми и аляскитовыми гранитами — в роговики.

Между Хархиринским и Ачитунурским массивами в бассейне руч. Хоргак-булак среди ороговикованных терригенных пород нами обнаружены мелкие тела и жилы микроклин-альбитовых амазонитсодержащих гранитов. Они образуют полосу субмеридионального простирания, протяженностью около 2 *км*, приуроченную к висячему крылу разлома, падающего в восточном направлении под углом 40°. В центральной части полосы находится наиболее крупное штокообразное тело, размером 0,3×0,25 *км*, сложенное микроклин-альбитовыми гранитами с порфировидными овоидами кварца и темно-зеленой литиевой слюдкой. В апикальной части тела и его эндоконтактах в гранитах уменьшается содержание слюды и они приобретают неоднородное строение, обусловленное присутствием мелкозернистых массивных, линзовидно-полосчатых и пегматоидных разновидностей; в небольшом количестве встречаются альбититы. Во всех породах штока присутствует флюорит. Экзоконтакты его насыщены кварц-полевошпатовыми, кварц-амазонитовыми и кварцевыми прожилками; роговики местами замещены флюоритом. Севернее описанного штока рас-

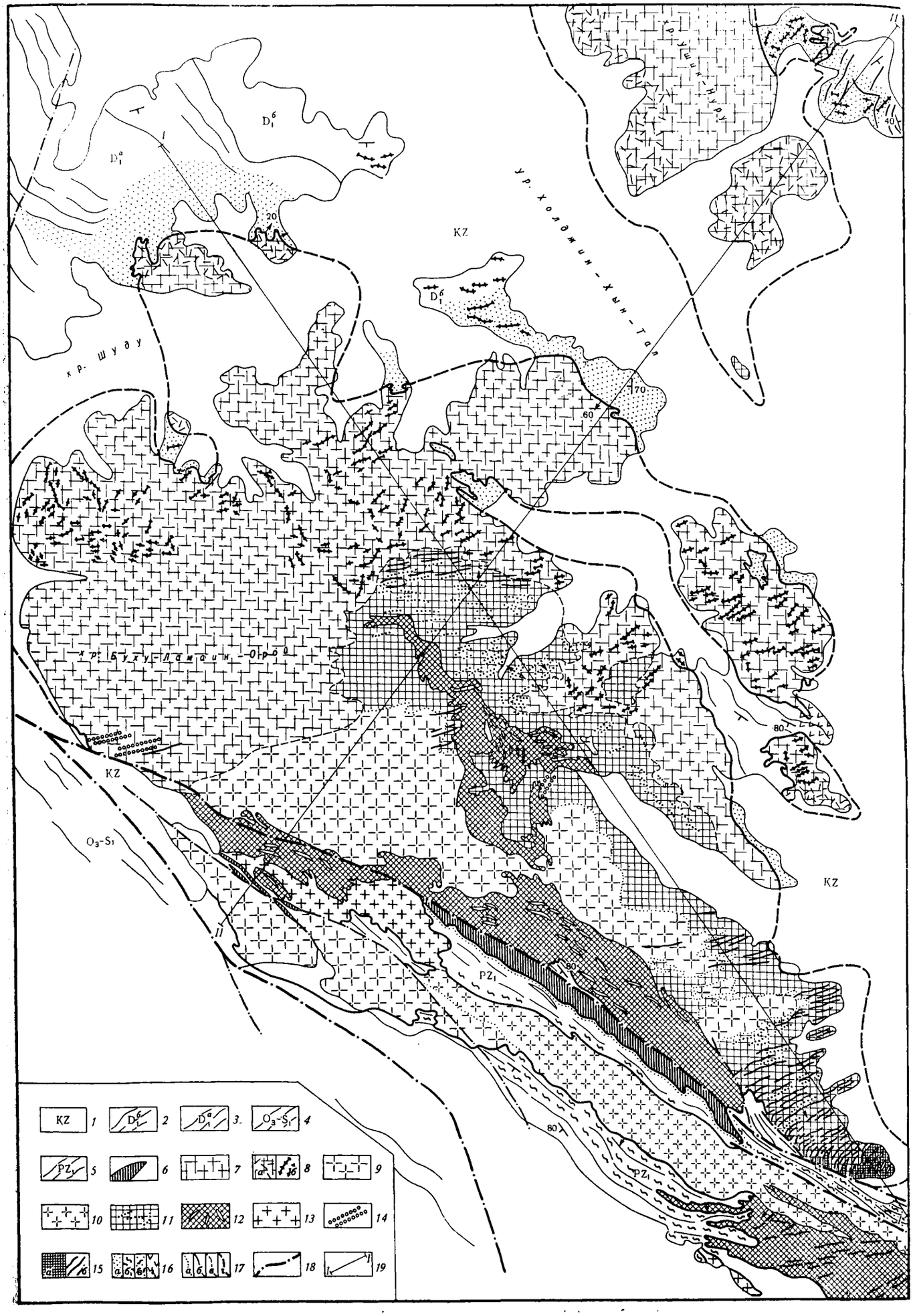
положено второе тело, протяженностью 400 *м*, шириной 40—150 *м*. Его слагают микроклин-альбитовые граниты неоднородного строения, подобные эндоконтактовой фации первого тела, и только в раздуве появляются граниты с овоидными выделениями кварца и темно-зеленой слюдой.

Западнее этих тел, а также на юго-западном фланге рассматриваемой полосы развиты мелкие жилы амазонит-альбитовых гранитов и пегматитов, мощностью от долей до 3—7 *м*. Непосредственно в зоне разлома залегают мелкие линзовидные жилы тонкозернистых и фельзитовидных флюорит-содержащих гранитов. В нарушениях висячего бока разлома локализованы более крупные жилы гранитов и амазонитовых пегматитов. Они сходны по составу с альбит-микроклиновыми и альбит-амазонитовыми пегматитами Умунгобийского массива и являются, очевидно, поздними глубинными дифференциатами Хархиринского массива.

Умунгобийский массив находится между Цаганшибетинским и Намирингольским разломами (см. фиг. 6). Размер массива 27×18—30 *км*, площадь 550 *км*^{2}. Он залегает среди ордовикско-нижнесилурийских толщ, на юге имеет активный контакт с толщей песчаников, конгломератов и порфиритов неясного возраста, на юго-западе прорывает породы Алтанхухэйского массива. Вмещающие его породы ороговикованы. В южной широтной приконтактовой полосе массив сложен биотитовыми нормальными и микроклин-плагиоклазовыми гранитами. На участке контакта с древними габброидами они переходят в гибридные гранодиориты с множеством ксенолитов (см. фиг. 9). Севернее граниты постепенно сменяются зернистыми гранитами аляскитового типа, слагающими центральную часть тела. Последние, в свою очередь, сменяются скрытокристаллическими породами, которые на северном погружении массива составляют не менее 60% его площади. Здесь наряду с мелкозернистыми гранитами и монцонитами развиты микрограниты, гранит-порфиры и фельзиты, местами содержащие обособления микродиоритов. Эти породы конформно повторяют изгиб северного контакта массива. В пределах крупной северо-западной апофизы, контролируемой Намирингольским разломом, биотит-содержащие среднезернистые граниты переходят в лейкократовые мелкозернистые альбит-олигоклазовые граниты. Вдоль разломов они превращены в милониты, катаклазиты и окварцованы. На правобережье руч. Шарабулак в мелкозернистых гранитах присутствуют кварцевые жилы, жилы альбитсодержащих микрогранитов и аплитов и более редкие жилы альбит-амазонитовых и альбит-микроклиновых пегматитов.

Яргайтинский массив, площадью 350 *км*^{2}, локализован на западном крыле и в приосевой части Цэцэгской синклинали Тонхильского синклинория, крылья которой сложены верхнекембрийскими и ордовик-нижнесилурийскими толщами, осевая часть — нижнедевонскими отложениями (фиг. 15). На юго-западе массива развиты биотитовые нормальные граниты среднезернистые, грубозернистые и крупнопорфировидные. Провесы кровли среди них состоят из гибридных мезократовых, редко меланократовых биотитовых и амфибол-биотитовых гранодиоритов и монцонитов. Гибридные породы прорваны многочисленными апофизами гранитов. Пологое северное и северо-восточное погружение массива и его апикальные части сложены красными и розовыми среднезернистыми лейкократовыми и аляскитовыми гранитами, которые тяготеют к осевой части синклинали. Прослеживая естественный разрез массива в вертикальном направлении, можно видеть, что нижние его горизонты сложены нормальными гранитами; выше в них появляются пологие полосы, гнезда, жиловидные тела и секущие жилы лейкократовых гранитов. По восстанию количество шлировых, жиловидных и жильных образований увеличивается, они сливаются в сравнительно крупные массы и вершины гребней целиком состоят из лейкократовых гранитов. В свою очередь, среди лейкократовых гранитов вдоль зон прототектонических нарушений субширотного и северо-восточного простирания обособлены фации кирпично-красных мелкозерни-

стых гранитов с подчиненным количеством граносиенитов. Подобные мелкозернистые фации пород слагают целиком участки северного контакта массива на его северном погружении и апофизы массива. Они широко развиты также в соседнем Ушикнуринском массиве, который на более глубоких уровнях, по-видимому, соединяется с Яргайтинским в одно тело.



В ореоле Ушикнуринского массива вмещающая ороговикованная песчано-аргиллитовая толща прорвана апофизами тонкозернистых гранитов, гранит-порфиров и фельзитов, наряду с которыми встречаются силекситовые и кварцевые жилы.

Таким образом, в Яргайтинском массиве (вместе с Ушикнуринским) проявлены два типа вертикальной зональности пород: 1) нормальные граниты глубинных горизонтов массива сменяются гибридными породами повышенной основности в его прикровлевых зонах; 2) последовательная смена (снизу вверх по разрезу) нормальных гранитов гранитами переходной зоны, затем — зернистыми лейкократовыми и аляскитовыми гранитами, и далее тонкозернистыми и фельзитовидными гранитами (фиг. 16, разрез *I—I*). Второй тип вертикальной зональности одновременно отражает и горизонтальную зональность пород массива — от антиклинальной структуры к осевой части синклинали относительно глубинные фации гранитов сменяются малоглубинными (фиг. 16, разрез *II—II*).

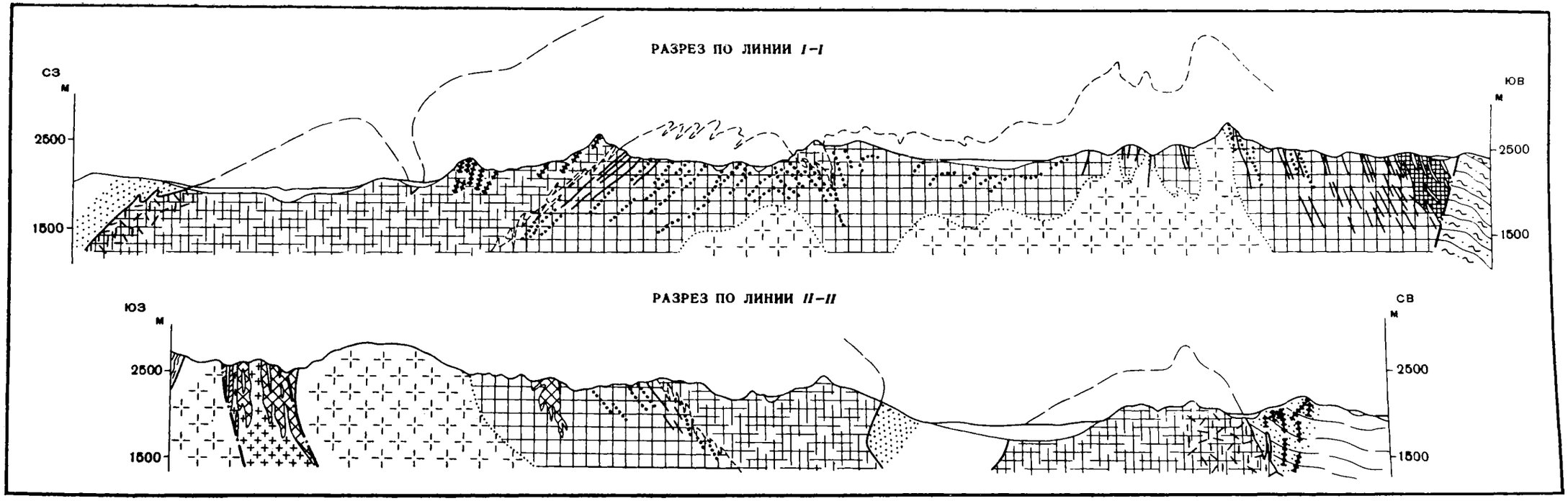
В составе жильной серии преобладают дайки габбро-диабазов и лампрофиров восток — северо-восточного простирания. Обильные дайки габбро-диабазов развиты на юго-восточном выклинивании массива. Количество их в этом направлении увеличивается, затем они сливаются в более крупные тела и часть массива, где он выклинивается, сложена габбро-диабазами с пятнами и полосами гранитов и с секущими жилами микрогранитов. Вмещающие породы в контактах с нормальными гранитами превращены в кристаллические сланцы, местами фельдшпатизированные и мигматизированные; в контактах с аляскитовыми и лейкократовыми гранитами они ороговикованы, реже изменены до микрокристаллических сланцев. Прослои глинистых известняков иногда амфиболизированы.

Массивы разломных зон

В Кобдинском, Толбонурском и Цаганшибетинском разломах, а также в более мелких разломах, сопряженных с главными, расположены небольшие тела, площадью от 3—5 до 300 *км*^{2}, вытянутой, овальной и изометричной формы. Среди них выделяются крутопадающие трещинные тела, штоки и пологие залежи неоднородного пестрого состава, а также простого состава и строения.

Фиг. 15. Схема строения Яргайтинского массива.
Составили С. П. Гаврилова и В. Г. Хрюкин

1 — кайнозойские отложения;
2—5 — палеозойские толщи:
2 — плагиоклазовые порфириты и их туфы ($D_1^б$),
3 — аргиллиты, алевролиты, песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов ($D_1^а$),
4 — филлиты, алевролитовые сланцы, песчаники, известняки, порфироиды ($O_3 — S_1$),
5 — нерасчлененные нижнепалеозойские толщи (PZ_1);
6 — породы гранит-фельзитовой формации;
7—15 — породы аляскит-гранитовой формации:
7 — лейкократовые и аляскитовые граниты,
8 — мелко- и тонкозернистые разновидности лейкократовых и аляскитовых гранитов (*а* — в эндоконтактах, *б* — в жильных телах),
9 — крупнопорфировидные граниты,
10 — среднезернистые граниты,
11 — граниты неоднородного состава такситовой текстуры с жилами микрогранитов,
12 — мезократовые гибридные породы с жилами гранитов,
13 — нерасчлененные граниты,
14 — кварцевые жилы,
15 — габбро-диабазы *а*) — площадное развитие, *б* — дайки);
16 — метаморфические породы (*а* — роговики, *б* — кристаллические сланцы, *в* — микрокристаллические сланцы, *г* — амфиболизированные породы);
17 — контакты (*а* — постепенный, *б* — секущий, *в* — сложный, *г* — предполагаемый);
18 — разломы;
19 — линии разрезов



Фиг. 16. Разрезы через Яргайтинский массив

Условные обозначения см. фиг. 15

Кобдинский массив находится у г. Кобдо и представляет собой вытянутое в северном направлении, почти овальное тело, размером 10×5,5 *км* (см. фиг. 6). В его строении участвуют крупно- и среднезернистые граниты с небольшим количеством биотита, в которых калиевый полевой шпат преобладает над плагиоклазом, амфибол-биотитовые граносиениты, а также мелкозернистые лейкократовые граниты, обогащенные кварцем. Перечисленные породы слагают чередующиеся полосы, пологопадающие в западном направлении. В западной части тела граниты содержат крупный ксенолит диоритов.

Баян-Кызыльская группа тел расположена в Кобдинском разломе юго-западнее г. Кобдо (см. фиг. 6, 7). В нее входят два линейных трещинных тела общей протяженностью 80 *км*, шириной 0,5—6 *км*. С востока к ним примыкают менее вытянутые тела, шириной 5—7 *км*, слагающие горы Хонгор-Хайрхан-Ула и Чингисту-Хайрхан-Ула. Линейные тела сложены средне- и крупнозернистыми существенно калишпатовыми биотит-амфиболовыми гранитами и мелкозернистыми гранитами с агрегатами цветных минералов; в подчиненном количестве встречаются граносиениты и микродиориты. Вблизи последних гранитоиды содержат шлиры микродиоритов. В мелкозернистых гранитах присутствуют альбититовые гнезда. Перечисленные разновидности пород чередуются в виде крутопадающих полос, мощностью 2—5 *м* и более. На северном выклинивании тела и в апофизах распространены мелкозернистые граниты, переходящие в тонкозернистые и фельзитовидные разности. Хонгор-Хайрханские горы сложены более однородными красными грубозернистыми лейкократовыми гранитами, богатыми кварцем, катаклазированными вблизи разлома.

Аратергетинский массив расположен северо-западнее Баян-Кызыльского по берегам р. Буянту-Гол и приурочен к контакту габброидов с силурийской терригенной толщей (см. фиг. 6). Протяженность его 12 *км*, простирание субмеридиональное, в северной части север — северо-восточное. Граниты в виде пологопадающей (25°) в восточном направлении залежи перекрывают габброиды, которые под лежачим боком массива пронизаны гранитными жилами и местами гранитизированы. Массив сложен биотитсодержащими среднезернистыми гранитами, иногда слабопорфировидными. Встречаются амфиболовые и крупнозернистые биотитовые разновидности. Характерны жиловидные и жильные тела аплитовидных гранитов и микрогранитов.

Юго-восточнее Аратергетинского массива, в бассейне р. Шабар-Гол, кулисообразно к нему размещено небольшое, 4×0,7 *км*, тело, сложенное в западной части значительно обогащенными кварцем аляскитовыми гранитами, в восточной — биотит-амфиболовыми гранитами и граносиенитами.

Умнегольский массив находится севернее оз. Толбо-Нур, размеры его 18×22 *км* (см. фиг. 5). Его широкая северная часть имеет субширотное простирание, узкое юго-восточное окончание вытянуто вдоль одного из разломов, входящего в систему Толбонурского разлома. По-видимому, массив контролируется трещинами отрыва. Он сложен среднезернистыми существенно калишпатовыми гранитами, содержащими 3—4% биотита и немного амфибола. Граниты содержат шлиры амфиболовых граносиенитов и реже сиенитов. Жильные породы представлены микрогранитами, кварцевыми жилами и дайками фельзитов.

В состав рассматриваемой формации условно включены массивы Сайр и Мараинский. Они тяготеют к крупному структурному узлу, где субмеридиональный отрезок Толбонурского разлома распадается на две ветви — меридиональную, сочленяющуюся севернее с Кобдинским разломом, и северо-западную — собственно Толбонурскую (см. фиг. 6). Массив Сайр северо-западного простирания залегает среди среднедевонских терригенных толщ и локализован в месте пересечения Толбонурским разломом Делюно-Юстыдского прогиба. Меридиональный Мараинский массив при-

мыкает к Толбонурскому разлому с востока и размещен среди нижнепалеозойских толщ. Оба тела сложены розовыми массивными крупнопорфировидными биотитовыми гранитами с 25—30% таблитчатых выделений полевых шпатов, размером от 1,5 до 6 *см*. Фациальные разновидности представлены грубо- и среднезернистыми гранитами, содержащими миароловые пустоты с кристаллическим кварцем. Северный эндоконтакт Мараинского массива сложен резко порфировидными гранитами. В полосе, примыкающей к Толбонурскому разлому, крупнопорфировидные граниты переходят в тонкозернистые разновидности с вкрапленниками кварца и полевых шпатов, которые в разломе брекчированы и пронизаны кварцевыми и эпидот-кварцевыми жилами. По облику и составу граниты обоих массивов имеют черты сходства с крупнопорфировидными гранитами аляскит-гранитовой формации, а также верхнедевонской гранитовой формации Алтайской тектонической зоны и вероятнее всего представляют собой переходный тип образований между двумя этими формациями.

СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ ФОРМАЦИИ

Размещение гранитных массивов аляскит-гранитовой формации определяется поперечными блоковыми структурами, а в их пределах разломами различных направлений в сочетании с элементами складчатых структур. В восточной части Монгольского Алтая обособлены четыре поперечных блока, два из которых, Кобдинский и Цэцэгский, характеризуются вулканогенным типом девонских наложенных структур и максимальной концентрацией гранитов, образующих массивы крупных и средних размеров. В двух других блоках девонские наложенные структуры имеют преимущественно осадочное выполнение, а граниты слагают мелкие трещинные тела. Крупные гранитные массивы и девонские вулканогенные структуры Кобдинского поперечного блока расположены на западном фланге субширотного Хангайского «магмовода», отличающегося повышенной магматической активностью с венд-нижнекембрийского до пермского времени, вдоль которого сгруппированы крупные поля девонских гранитов Северной Монголии. Вторая полоса развития девонских вулканитов и гранитов Цэцэгской поперечной структуры продолжается восточнее в Озерную и Дзабханскую зоны. Таким образом, магмоконтролирующими структурами первого порядка служат поперечные сквозные структуры, прослеживающиеся через различные тектонические зоны Монголии.

Массивы локализованы в крупных полостях отслоения, трещинах отрыва, а также разломах, служивших магмоподводящими каналами. Гранитные массивы межразломных блоковых участков, по-видимому, имеют линзовидную и лакколитоподобную форму и сравнительно небольшую мощность. Максимальная мощность в 5—6 *км* отмечается для южной части Хархиринского плутона. В зонах разломов форма массивов изменяется от крутопадающих пластинообразных тел и штоков до пологих залежей.

Рассматривая взаимоотношение гранитных массивов с девонскими наложенными прогибами и мульдами, следует отметить, что крупные массивы пересекают мелкие прогибы (Ачитунурский массив); морфология отдельных участков крупных массивов определяется строением прогибов средней величины (северная часть Хархиринского массива); массивы средних размеров подчинены строению синклинальных структур значительно больших масштабов (Яргайтинский массив); в осевых частях крупных прогибов гранитные массивы отсутствуют (Делюно-Юстыдский прогиб). Следовательно, проницаемость прогибов уменьшается с увеличением их размеров и глубины. Наряду с этим существует определенное соответствие в характере залегания девонских наложенных прогибов и мульд с одной стороны и гранитных массивов межразломных блоковых участков — с другой. Большинство наложенных структур и гранитных массивов погружа-

ется с юго-запада на северо-восток, что свидетельствует о сходном плане тектонических напряжений в период их формирования.

Поднятые южные и юго-западные фланги массивов сложены грубозернистыми нормальными гранитами, часто крупнопорфировидной структуры. Высокие гипсометрические уровни этих участков и погружающиеся части тел состоят из лейкократовых и аляскитовых гранитов, которые в висячем боку местами переходят в фельзитовидные разности. Смена этих пород в вертикальном разрезе определяет вертикальную зональность формации. Количественная роль различных гранитов в составе массивов зависит от величины эрозионного среза. Взаимоотношения нормальных гранитов с лейкократовыми и аляскитовыми меняются в зависимости от структурного положения массивов. В Яргайтинском массиве, расположенном в Тонхильском синклинории, они связаны фациальными переходами. В Хархиринском и Ачитунурском массивах, размещенных в антиклинорной части Хархиринской зоны, нормальные и лейкократовые граниты отделены переходной расслоенной зоной шлирово-полосчатых пород и кроме того, лейкократовые граниты прорывают нормальные. Слоистое и шлирово-полосчатое строение переходных зон можно рассматривать как модель обособления аляскит-лейкогранитного расплава на наблюдаемых и более глубоких уровнях. В наиболее простом случае внутрикамерной дифференциации нормальные граниты глубоких частей массивов вверх по разрезу сменяются лейкократовыми и аляскитовыми. Под воздействием прототектонических нарушений с сохранением сплошности тел происходит мозаичное совмещение гранитов обеих групп, а при нарушении сплошности — вывод аляскит-лейкогранитного расплава в приповерхностную часть интрузивов, что выражено пересечением нормальных гранитов лейкократовыми и аляскитовыми. Во всех случаях лейкократовые и аляскитовые граниты слагают верхние горизонты массивов и по условиям кристаллизации являются менее глубинными по сравнению с нормальными гранитами. Вероятно, среди аляскитовых и лейкократовых гранитов можно выделить два типа пород: первый — малоглубинный по условиям зарождения и кристаллизации, второй — более глубинный по условиям зарождения и малоглубинный по условиям кристаллизации. Особенности этих гранитов требуют дальнейшего изучения и нами они в описании не подразделяются.

В массивах с пологим падением наблюдается пологое переслаивание гранитов разного состава в переходной шлирово-полосчатой зоне; пологое залегание прототектонической «слоистости» с чередованием крупнозернистых, мелкозернистых гранитов и граносиенитов; пологое залегание жильных и жиловидных тел мелкозернистых и пегматоидных гранитов, а также жильных серий, сложенных гранофировыми гранитами; полого-волнистые трещины отдельности в верхних частях интрузивов. В телах с крутым падением гранитоиды разного состава чередуются в виде крутых полос и линз. Сочетание сравнительно небольшой мощности гранитных тел и высокой жесткости рамы в период их становления обусловило существенное влияние прототектонических дислокаций на процесс внутрикамерной дифференциации гранитных расплавов. Участки, подверженные таким дислокациям, фиксируются зонами развития прототектонических фаций пород и жильных гранитов.

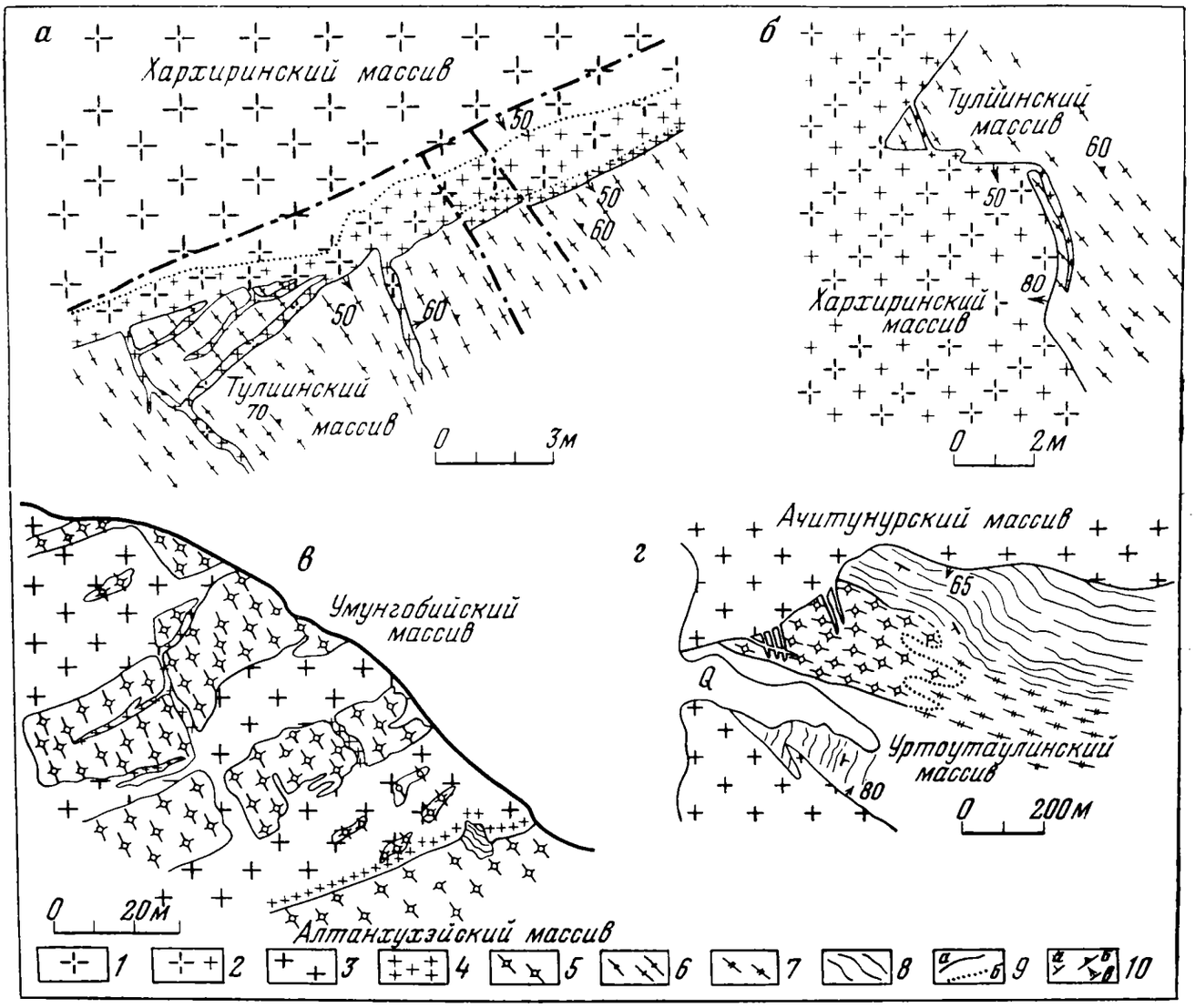
Строение массивов, локализованных в разломах и размещенных в относительно стабильных блоках, различно. Среди первых встречаются тела, состоящие либо из контрастно дифференцированных пород, перемежающихся в виде полос, гнезд, линз, либо — из расщепленных пород, резко обогащенных и обедненных кремнеземом. По мере удаления от магмоподводящей структуры контрастно дифференцированные массивы сменяются телами более однородного состава и строения. Массивы относительно стабильных блоков дифференцированы по вертикали и латерали, причем граниты различного состава обладают значительной мощностью. С ними свя-

заны дифференциаты калишпат — альбит-олигоклазового состава и обильная жильная серия нескольких поколений; для нормальных гранитов наиболее характерны жилы гранит-пегматитов, для лейкократовых и аляскитовых гранитов — жилы гранитов с камерными пегматитами, альбит-амазонитовых пегматитов и гранофиров, а также по данным В. С. Павленко редкие жилы щелочных мелкозернистых и пегматоидных гранитов. В интрузивах северной части Хархиринской зоны присутствуют, кроме того, мелкие тела микрогранитов и микроклин-альбитовых амазонитсодержащих гранитов поздней фазы.

Поздние дайки распределены в массивах неравномерно. На севере Хархиринской зоны широко распространены дайки основного и кислого состава, а на ее юго-восточном погружении преобладают дайки габбро-диабазов, что сопряжено с увеличением в составе массивов доли гранитоидов повышенной основности, а также порфиритов в составе вмещающей девонской толщи. В то же время западнее Кобдинского разлома, в области перехода Хархиринской тектонической зоны в Алтайскую, количество даек основного состава заметно уменьшается и главная роль принадлежит дайкам гранит-порфиров.

Специфика условий становления гранитных массив в рассматриваемой формации, выраженная наличием крупных полостей отслоения, занимаемых гранитной магмой, в сочетании с ее эвтектоидным составом обусловила отсутствие или ничтожное проявление процессов гибридизма и высокотемпературных метасоматических изменений вмещающих пород. Последние в экзоконтактах тел ороговикованы, а в отдельных участках вместе с гранитами подверглись окварцеванию и эпидотизации. Только формирование гранитов более глубоких горизонтов происходило в условиях некоторой пластичности структур, расщепление которых повлекло за собой увеличение интенсивности взаимодействия гранитных расплавов с вмещающими породами. Граниты этих уровней переходят в гибридные гранодиориты, содержат фельдшпатизированные ксенолиты, а в экзоконтактах с ними связано образование сланцеватых роговиков и кристаллических сланцев, изредка фельдшпатизированных и мигматизированных. В целом, при общем гипабиссальном характере интрузивов, гранитам их верхних горизонтов, а также трещинным телам присущи черты образований малых глубин, а гранитам нижних горизонтов — умеренных глубин.

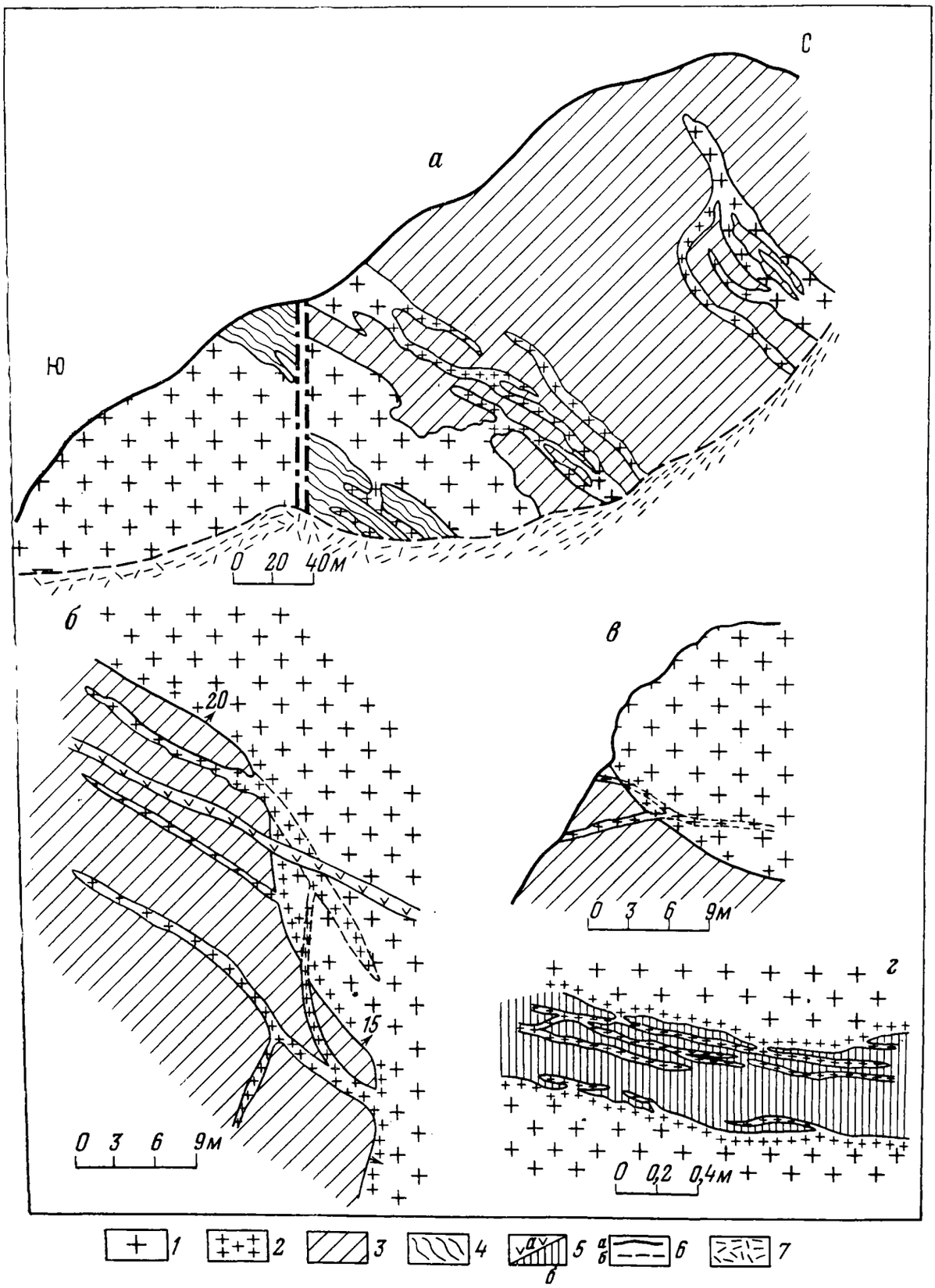
Следует остановиться на соотношении массивов аляскит-гранитовой и предшествующей ей гранит-гранодиоритовой формации. Несмотря на отчетливые интрузивные контакты молодых гранитов с более древними, существуют представления, что они бывают связаны постепенными переходами через калишпатизированные порфиробластовые разности (порфиробластез силурийских плагиогранитов под воздействием девонских интрузий). На этом основании некоторые исследователи (см. Маринов, 1967; Хасин, 1971; Павленко и др., см. Тектоника МНР, 1974) приходят к выводу о высокой реакционной способности девонских интрузий, а крупнопорфировидные граниты гранит-гранодиоритовой и аляскит-гранитовой формаций рассматриваются как метаграниты. Эти представления иллюстрируются на примере зоны контакта Тулиинского массива с Хархиринским в междуречье Кобдо-Гол Намирин-Гол. Реально наблюдаемая в этом районе картина показана на схематической карте (см. фиг. 8), детали ее изображены на фиг. 17, *а*, *б*. Крупнопорфировидные граниты Хархиринского плутона прорывают гнейсовидные микроклин-плагиоклазовые граниты Тулиинского массива, имея отчетливый контакт, падение которого изменяется от юго-восточного под углом 50—60° до крутого северо-западного. Микроклин-плагиоклазовые граниты вблизи контакта приобретают розовый и красный цвет. Крупнопорфировидные граниты в зоне эндоконтакта и в апофизах переходят в граниты резко порфировидной структуры с мелкозернистой тканью и вкрапленниками полевых шпатов (1—2 *см*) и кварца (0,7—1 *см*), а затем в микрограниты. В то же время при пересечении



Фиг. 17. Зарисовки контактов девонских гранитов с силурийскими гранитоидами (*а*, *б*, *г* — план; *в* — разрез)

1 — крупнопорфировидные амфибол-биотитовые и биотитовые граниты;
2 — мелкозернистые граниты с вкрапленниками полевых шпатов и кварца;
3 — среднезернистые лейкократовые и аляскитовые граниты;
4 — микрограниты;
5 — крупнопорфировидные биотитовые граниты, гнейсовидные и гнейсограниты;
6 — микроклин-плагиоклазовые граниты гнейсовидные;
7 — гранитизированные породы;
8 — кристаллические сланцы и сланцеватые роговики;
9 — контакты (*а* — секущий, *б* — постепенный);
10 — элементы залегания: *а* — вмещающих пород, *б* — гнейсовидных текстур, *в* — контактов

девонскими гранитами гнейсовидных крупнопорфировидных гранитов гранит-гранодиоритовой формации, в приконтактовой полосе структуры последних не меняются, но они приобретают красные оттенки и иногда окварцованы и рассланцованы параллельно секущему контакту. Такие взаимоотношения можно видеть на востоке Ачитунурского массива, пересекающего здесь гнейсовидные крупнопорфировидные граниты одной из апофиз Уртоутаулинского массива (фиг. 17, *г*), а также в контакте Умунгобийского массива с Алтанхухэйским. На левобережье р. Сундулин-Гол в районе развалин монастыря Найдани-хурэ массивные среднезернистые лейкократовые граниты Умунгобийского массива прорывают крупнопорфировидные и грубозернистые гнейсограниты Алтанхухэйского массива. Контакт имеет широтное простирание и под углом 30—40° падает в северном направлении (см. фиг. 9). Лейкократовые граниты в приконтактовой полосе содержат останцы и ксенолиты гнейсогранитов, а в непосредственном контакте и в апофизах переходят в микрограниты (фиг. 17, *в*); древние гнейсограниты окварцованы. Гибридные гранитоиды южной части Уртоутаулинского массива пересечены небольшими телами и жилами де-



Фиг. 18. Примеры пересечения гранодиоритов амфибол-биотитовыми гранитами, Уртоутаулинский массив, южный контакт (*а*, *в* — разрез; *б*, *г* — план)

1 — амфибол-биотитовые крупнозернистые граниты;
2 — микрограниты;
3 — гибридные гранодиориты;
4 — биотитовые сланцеватые роговики;
5 — дайки основных пород, связанные с амфибол-биотитовыми гранитами (*а*) и с гранитоидами Уртоутаулинского массива (*б*);
6 — контакты (*а* — секущий, *б* — постепенный);
7 — осыпь

вонских амфибол-биотитовых гранитов, имеющих пологое северное падение (фиг. 18, *а* — *в*). В их лежачем контакте древние гранитоиды практически не изменены, в висячем — по системе мелких трещин слабо фельдшпатизированы. В жилах амфибол-биотитовых гранитов присутствуют останцы

даек диорит-порфиритов, рассланцованные, биотитизированные и пронизанные тонкими гранитными апофизами (фиг. 18, *г*).

Перечисленные примеры указывают на эруптивный характер взаимоотношений разновозрастных гранитов и незначительные изменения древних гранитоидов под воздействием молодых, что подтверждает крайне ограниченную реакционную способность девонских гранитов, установленную при изучении их экзоконтактовых ореолов. Представлению о метасоматической природе крупнопорфировидных гранитов противоречит неоднократно наблюдавшееся прорывание ими вмещающих толщ и древних гранитоидов, а также переход в зоне контакта в породы с закаленным типом структуры.

Гранитные массивы аляскит-гранитовой формации имеют интрузивные контакты со всеми толщами Хархиринской зоны до среднедевонских включительно. Северный фланг Хархиринского массива прорывает песчано-алевролитовую толщу Ачитунурского прогиба, которая содержит живетскую флору (Геология МНР, т. I, 1973). В Тонхильском синклинории граниты прорывают терригенно-вулканогенную толщу Хулмунурской мульды, нижние горизонты которой относятся к эмс-эйфелю, верхние — к эйфелю и, возможно, низам живета (Маркова, Шаркова, 1973). Дресва гранитов содержится в песчаниках и гравелитах турне-нижневизейских отложений Байримской мульды, расположенной северо-восточнее оз. Ачиту-Нур. Таким образом, хронологический интервал формирования гранитов заключен между ранним живетом и нижним карбоном.

Таблица 6

Абсолютный возраст пород аляскит-гранитовой формации

Массив	Материал	Порода	K, %	Ar^{40} *нмм³/г*	Возраст, млн. лет
Ачитунурский	Биотит	Биотитовый гранит	6,91	0,104	360±24
»	»	Аляскитовый гранит	6,88	0,103	358±18
Хархиринский	»	Крупнопорфировидный амфибол-биотитовый гранит	7,72	0,117	362±15
»	»	Аляскитовый гранит	4,28	0,0473	269±15
»	»	Гранит-эндоконтактовая фация аляскитовых гранитов	7,79	0,127	388±24
Умунгобийский	»	Лейкократовый гранит	7,43	0,111	357±20
»	»	То же	6,69	0,109	337±16
Умнегольский	»	Аляскитовый гранит	5,24	0,075	342±14
Баян-Кызыльский	»	Амфибол-биотитовый гранит	2,68	0,0137	329±20
Яргайтинский	»	Биотитовый гранит	7,18	0,110	365±17
»	»	Крупнопорфировидный биотитовый гранит	5,87	0,0804	329±20
»	»	Биотитовый гранит	6,68	0,0942	338±20
»	»	То же	5,04	0,0616	297±16
»	»	» »	5,97	0,0811	328±22
»	»	Жильный микрогранит	1,91	0,0237	300±20
»	Валовая	Жильный габбро-диабаз	0,55	0,0036	163±15
»	»	Габбро-диабаз	0,51	0,0023	115±15
Сайр	Биотит	Крупнопорфировидный биотитовый гранит	7,00	0,0547	195±18
»	»	То же	6,53	0,0481	183±14
»	»	» »	6,70	0,0576	212±17
Мараинский	»	» »	7,01	0,0526	185±10
Бургасутинский	Биотит	Граносиенит	8,27	0,0796	233±12

Абсолютный возраст, полученный нами для пород аляскит-гранитовой формации, приведен в табл. 6. С учетом данных Б. Лувсанданзана и В. С. Павленко, а также польских геологов, значения цифр абсолютного возраста (в млн. лет) распределены по массивам следующим образом: Ачитунурский — 360, 358; Хархиринский — 388, 374, 362, 360, 359, 351, 347, 269; Умунгобийский — 357, 337; Яргайтинский — 365—115; Умнегольский — 342; Баян-Кызыльский — 329, 209, 131; Бургасутинский (Озерная зона) — 233; Мараинский и Сайр — 212—183 (см. фиг. 5). Преобладающие значения цифр абсолютного возраста укладываются в интервал 374—342 млн. лет, что по принятой геохронологической шкале соответствует верхнему девону и широкому временному интервалу границы верхнего девона — нижнего карбона. Наиболее древний возраст — 388 млн. лет получен для эндоконтактовой фации аляскитовых гранитов. Самые устойчивые и характерные значения цифр соответствуют гранитам северной наиболее стабильной части Хархиринской зоны. Более молодой возраст с существенным разбросом значений определен для гранитов разломных зон и юго-восточной части района и, по-видимому, является результатом омоложения. Таким образом, геологические и радиологические данные свидетельствуют о формировании гранитных массивов в верхнем девоне и возможно также в конце среднего девона.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОВ

В группе нормальных гранитов преобладают биотитовые и амфибол-биотитовые граниты с микроклиновыми и более редкими плагиоклазовыми порфировидными выделениями, размером 2—5 *см*, равномерно распределенными в объеме пород; количество таких выделений в среднем составляет 20—25%, изменяясь до 10—40%. Зернистая ткань гранитов меняется от грубо- до средне- и мелкозернистой (в эндоконтактах). Минеральный состав пород (в %): кварц — 21—35, плагиоклаз — 28—38, микроклин — 28—35, биотит — 5—8, амфибол — 0—2. Плагиоклаз порфировидных выделений обладает монокристальной таблитчатой формой, либо состоит из множества мелких одинаково ориентированных таблитчатых зерен. Обе разновидности имеют зональное строение и состав олигоклаза № 30—18, в зернистой ткани развит олигоклаз № 23—15, в интерстиционном агрегате — № 18—15; в среднем количественно преобладает олигоклаз № 21—23. Микроклин порфировидных выделений содержит 45—20% пертитов, микроклин зернистой ткани — 33—12% пертитов, в микроклине интерстиционного агрегата количество пертитов уменьшается до 2—5%. Среди пертитовых вростков присутствуют пертиты срастания состава олигоклаз № 23—21 с периферическими каймами олигоклаза № 18—16, а также пертиты распада, представленные олигоклаз-альбитом № 14—8. От порфировидных выделений к зернистой ткани увеличивается значение рентгеновской триклинности микроклина (от $\Delta p = 0{,}66—0{,}83$ до $\Delta p = 0{,}86—0{,}91$).

Группа лейкократовых и аляскитовых гранитов объединяет граниты с пониженным (1—3 до 5%) содержанием цветных минералов и преобладанием кали-натрового полевого шпата над плагиоклазом, реже встречаются однополевошпатовые граниты. Содержание кварца меняется от предельного для гранитов (40—45%) до минимального (20—25%) и крайне низкого (14—17%), когда породы имеют граносиенитовый состав. Однако преобладают предельные граниты. Количество плагиоклаза в гранитах в среднем составляет 15—20%, в граносиенитах 20—30%, с учетом пертитов кали-натрового полевого шпата количество его достигает соответственно 30 и 45%. Содержание кали-натрового полевого шпата составляет в гранитах 40—45%, в граносиенитах 50—55%, биотита 1—4%, амфибола 0—2%. Встречаются амфиболовые разновидности. Структуры пород варьируют от крупно- до мелкозернистых, от равномернозернистых до порфировидных и резко порфировидных, преобладают средне- и крупнозернистые.

Плагиоклаз имеет интервал составов от олигоклаза № 21 до альбита № 8, преобладает олигоклаз № 17—18. При наличии порфировидной структуры крупные зерна сложены олигоклазом № 21—12, мелкие — № 17—9 и очень мелкие — альбит-олигоклазом № 12—8. Среди прототектонических фаций присутствуют граниты с олигоклазом № 14, а также альбит-олигоклазом № 11—6. Кали-натровый полевой шпат содержит в среднем 35—40% пертитов с вариациями от 25 до 70%, значение его триклинности колеблется от 0,25 до 0,81. В гранитах порфировидной структуры в калишпате зернистой ткани количество пертитов уменьшается до 20—30%, интерстиционного агрегата — до 5—10%. Наряду с этим количество пертитов уменьшается при увеличении содержания в породах индивидуализированного плагиоклаза.

Таким образом, происходит перекрытие состава полевых шпатов гранитов обеих групп — преобладающий в лейкократовых и аляскитовых гранитах плагиоклаз соответствует плагиоклазу зернистой ткани нормальных гранитов. Попытка оценить температуру формирования пород Яргайтинского массива по полевошпатовому термометру Т. Барта показала, что температура кристаллизации крупных порфировидных выделений полевых шпатов нормальных гранитов идентична температуре образования аляскитовых гранитов, в обоих случаях составляя 690°, для зернистой ткани нормальных гранитов получена более низкая температура — 620°. Несмотря на относительный характер цифр, они отражают наблюдаемые

Таблица 7

Содержание акцессорных минералов в гранитах аляскит-гранитовой формации (в *г/т*)

Минерал	Нормальные граниты (3)	Лейкократовые и аляскитовые граниты (3)	Поздние микроклин-альбитовые граниты (2)
Колумбит	0,14	0,14	72,6
Циркон	165	180	2,9
Циртолит	0,04	Зн.	194
Торит	0,7	1,2	0,1
Ферриторит	—	—	3,4
Монацит	—	0,06	18,6
Ксенотим	—	—	13,7
Бастнезит	53	0,1	2,5
Ортит	10,8	46,6	0,6
Эпидот	1455	1444	14,6
Молибденит	0,01	—	—
Повеллит	—	—	0,8
Шеелит	8	0,1	—
Касситерит	0,1	1,3	19,3
Сфен	1791	17	2,1
Ильменит	32	180	0,3
Магнетит	3740	4757	—
Гранат	67	0,2	0,1
Турмалин	0,05	4,7	0,8
Сподумен	4,9	2,7	18,6
Апатит	155	17,5	11,6
Флюорит	3,1	338	572
Пирит	13	22	2
Халькопирит	0,001	0,1	0,01
Арсенопирит	Зн.	0,2	0,03
Галенит	»	0,1	0,9
Сфалерит	—	0,6	1,5
Киноварь	Зн.	0,2	—

Химический состав гранитов аляскит-гранитовой формации (в вес. %)

Массив	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
Плагиоклазовые и микроклин-плагиоклазовые граниты								
Хархиринский	69,75	0,4	15,53	1,14	1,82	0,07	1,13	2,2
»	69,54	0,4	15,38	1,14	2,14	0,09	1,15	2,0
Нормальные граниты								
Хархиринский	69,03	0,55	15,78	1,11	2,16	0,06	1,08	2,57
»	70,86	0,56	14,71	0,56	2,38	0,07	1,0	2,14
»	70,1	0,53	15,36	1,23	1,26	0,03	1,52	2,12
Ачитунурский	71,08	0,57	13,66	1,82	1,42	0,06	0,86	1,85
Яргайтинский	71,0	0,45	13,65	1,33	2,23	0,07	0,71	1,26
Сайр	71,32	0,53	13,3	1,72	1,88	0,05	0,7	1,56
»	74,06	0,16	13,84	0,94	1,44	0,05	0,63	1,34
Мараинский	74,02	0,19	13,0	1,08	1,54	0,07	0,55	0,9
Граниты переходных зон								
Хархиринский	74,81	0,06	11,59	0,89	1,62	0,05	0,24	1,72
Ачитунурский	78,0	0,13	11,5	0,5	0,8	0,03	0,06	1,2
Яргайтинский	73,33	0,02	14,47	1,45	0,78	0,02	0,15	1,35
Лейкократовые и аляскитовые граниты								
Хархиринский	73,28	0,48	13,12	0,68	2,27	0,05	0,37	1,09
»	75,7	Не обн.	11,85	1,01	0,25	Не обн.	1,4	0,43
»	76,0	0,16	12,76	0,12	1,57	0,04	0,13	0,65
»	76,88	0,06	12,1	0,78	0,7	0,03	0,22	0,53
Ачитунурский	75,0	0,2	11,92	1,2	0,65	0,03	0,16	1,05
»	76,2	0,15	11,6	0,57	0,93	0,02	0,4	0,67
Гранитоиды разломных тел								
Аратергетинский	74,77	0,22	12,8	1,03	1,41	0,01	0,15	0,56
Умнегольский	75,6	0,13	12,02	1,31	1,62	0,04	0,23	0,72
Кобдинский	64,16	0,82	15,76	2,17	1,93	0,04	0,44	3,3
»	74,74	Сл.	13,7	0,82	0,91	0,04	0,12	1,02
Шабаргольский	78,97	0,13	11,97	0,59	0,24	Сл.	0,22	1,03
Микроклин-альбитовые граниты								
Хоргакбулакский участок	74,02	Нет	13,86	0,58	0,84	0,01	Сл.	0,3
То же	76,43	»	12,43	1,01	1,06	0,03	Нет	0,4

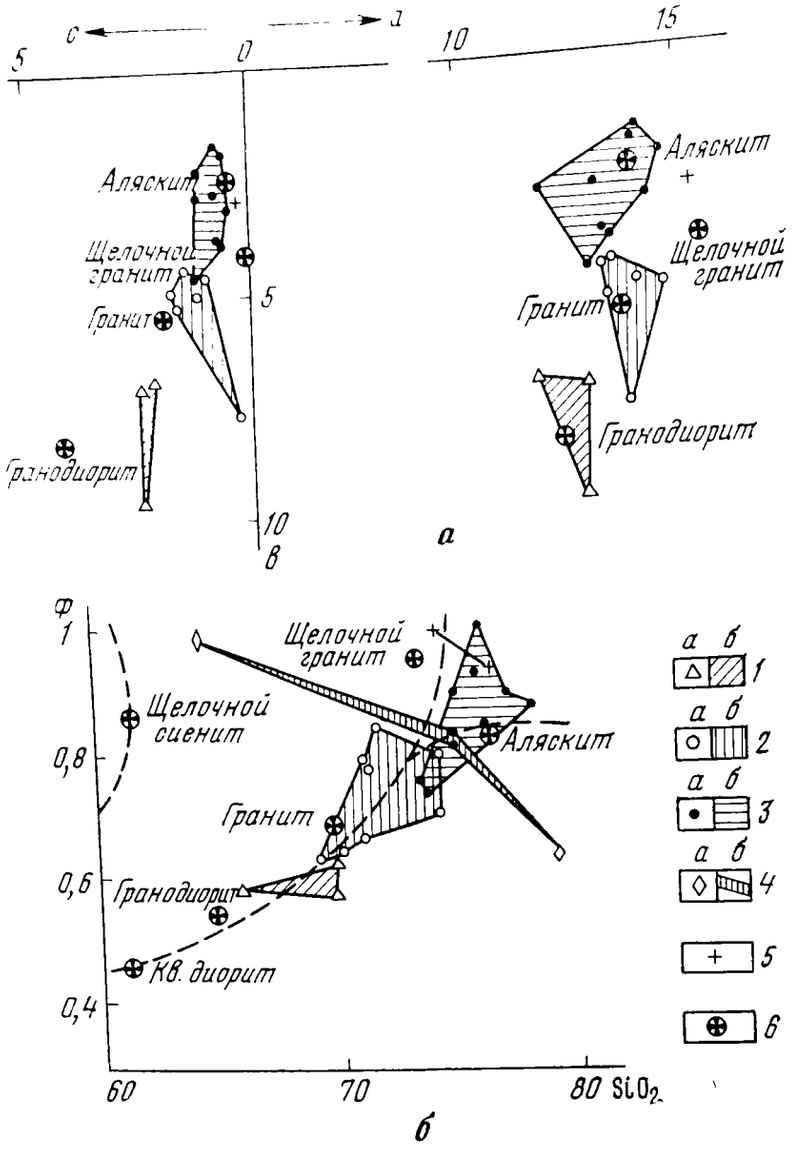
Примечание. Анализы выполнены В. Д. Богомиловой, В. А. Классен, В. М. Коротковой, П. И. Ферштатер, В. М. Швец, Л. П. Юрченковой.

особенности пород. Крупнопорфировидным гранитам глубоких горизонтов массивов присуща равновесная кристаллизация с образованием однообразных двуполевошпатовых гранитов и последовательным структурным оформлением крупных первовыделений, зернистой ткани и затем интерстиционного агрегата, что охватывает значительный температурный интервал. Гранитам верхних горизонтов массивов свойственна сравнительно быстрая кристаллизация в высокотемпературных условиях, когда наряду с собственно плагиоклазовой фазой существовали калишпат-плагиоклазовые твердые растворы, распадавшиеся впоследствии.

Таблица 8

Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O^+	P_2O_5	F	П. п. п.	$-O=F_2$	Сумма	$\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$
4,06	2,83	Нет	0,38	0,15	Не опр.	1,18	—	100,26	0,63
4,32	1,81	»	0,38	0,16	»	1,6	—	99,73	0,58
4,03	3,21	Нет	0,45	0,2	Не опр.	0,61	—	100,39	0,64
3,85	3,27	»	0,35	0,16	»	0,65	—	100,21	0,67
3,21	4,36	»	0,43	0,1	0,12	Нет	0,05	100,32	0,65
4,0	3,9	0,36	Нет	0,12	0,07	0,32	0,03	100,06	0,79
3,2	4,9	0,12	0,48	0,21	0,04	Нет	0,01	99,64	0,78
3,5	5,15	0,4	Нет	0,15	0,09	»	0,04	100,31	0,85
3,5	3,75	0,1	0,24	0,1	0,1	»	0,05	100,2	0,71
3,0	5,0	0,28	0,2	0,17	0,05	0,33	0,02	100,36	0,8
3,3	4,66	0,21	0,26	0,13	Не опр.	Нет	—	99,72	0,9
3,5	4,06	0,1	0,4	0,02	0,02	»	0,01	100,31	0,88
3,4	4,63	Нет	0,6	0,1	Не опр.	»	—	100,03	0,73
3,17	4,32	Нет	0,33	0,14	Не опр.	0,81	—	99,78	0,76
4,73	4,7	»	0,31	0,03	Нет	Нет	—	100,41	1,08
3,69	4,36	»	0,3	0,03	Не опр.	0,38	—	99,89	0,85
3,25	5,2	»	0,5	0,03	0,04	Нет	0,02	100,3	0,9
3,68	5,0	0,18	Нет	0,03	0,06	0,5	0,02	99,64	0,96
3,27	4,8	0,3	Нет	0,05	0,05	0,64	0,02	99,63	0,91
3,2	4,8	Нет	0,2	0,05	Не опр.	0,61	—	99,62	0,82
4,0	4,2	0,26	0,16	0,02	0,11	Нет	0,05	100,33	0,99
6,05	5,19	Сл.	0,35	0,17	0,48	»	0,2	100,56	0,99
4,11	4,28	Нет	0,14	0,18	Не опр.	»	—	100,06	0,83
2,12	3,97	»	0,44	0,04	0,09	»	0,04	99,77	0,64
6,09	3,58	Нет	0,36	0,16	Не опр.	Нет	—	99,8	1,0
4,1	4,58	0,08	0,09	0,01	0,43	»	0,18	100,47	0,94

Содержание акцессорных минералов в однотипных гранитах весьма изменчиво, вследствие чего средние содержания дают приближенную картину их количественного распределения (табл. 7). Среди акцессорных минералов по количеству резко преобладает магнетит. Проходящими минералами являются колумбит, циртолит, торит, касситерит, шеелит, сподумен и флюорит, в некоторых разновидностях гранитов присутствуют эгирин и рибекит. От нормальных гранитов к лейкократовым и аляскитовым возрастает содержание флюорита, турмалина, ильменита, магнетита, ортита, сульфидов и уменьшается — сфена, апатита, бастнезита и граната. Коли-



Фиг. 19. Петрохимические диаграммы состава гранитоидов аляскит-гранитовой формации (*а* — по А. Н. Заварицкому, *б* — по К. Б. Зарянову)

1 — плагиоклазовые и микроклин-плагиоклазовые граниты;
2 — нормальные граниты;
3 — лейкократовые и аляскитовые граниты;
4 — расщепленные разности пород;
5 — микроклин-альбитовые граниты;
6 — составы пород по Р. Дэли, *1* — *4*: (*а* — составы пород, *б* — поле составов)

чество минеральных видов в гранитах — 25—36, в трещинных телах оно падает до 13—17. Амфибол-биотитовые граниты Баян-Кызыльской группы массивов обогащены сфеном, апатитом, ильменитом и пиритом; богатые кварцем граниты р. Шабар-Гол обеднены всеми минералами, за исключением пирита. В граносиенитах Кобдинского массива установлено 13, в лейкократовых гранитах — 29 различных минералов. Последние обладают повышенным количеством торита и циртолита, а также содержат эвксенит, эгирин и рибекит. Многие трещинные тела отличаются высоким содержанием ильменита и апатита. Обращает внимание значительное количество в гранитах эпидота, который присутствует в качестве акцессорного минерала, вместе с кристаллическим кварцем выполняет миароловые пустоты в аляскитовых гранитах, их эндоконтактовых фациях и жильных гранитах, а также слагает поздние эпидотовые и кварц-эпидотовые прожилки. Микроклин-альбитовые амазонитсодержащие граниты поздней фазы обогащены колумбитом, касситеритом, сподуменом и флюоритом; для них характерны такие минералы как циртолит и ферриторит. Особенностью гранитов массивов Сайр и Мараинского является высокое содержание (в *г/т*) магнетита — 9825, ильменита — 3119, апатита — 1664, сфена — 3801 и сравнительно высокое циркона — 533, ортита — 164 и торита — 27. Подобно породам аляскит-гранитовой формации для них типичны торит, магнетит и флюорит, а с породами девонской гранитовой формации их сближает присутствие монацита, ксенотима, корунда, увеличенное количество турмалина и высокое — ильменита и апатита.

По химическому составу (табл. 8) большинство гранитов аляскит-гранитовой формации принадлежит известково-щелочному типу. Существенно плагиоклазовые и нормальные граниты Хархиринского массива близки по содержанию кальция, магния и глинозема и отличаются количеством

щелочей и кремнезема. Среди нормальных гранитов в одних разновидностях в весовом отношении преобладает натрий, в других калий. Аляскитовые и лейкократовые граниты обладают весьма низким содержанием глинозема, магния, кальция, титана и железа при высокой кремнекислотности и щелочности; в весовом отношении калий обычно преобладает над натрием, реже те же соотношения сохраняются по молекулярным количествам. Граниты из переходных зон между двумя главными группами пород, а также граниты массивов Сайр и Мараинского имеют промежуточный химический состав, при этом по большинству петрогенных элементов первые ближе к лейкократовым и аляскитовым, вторые — к нормальным гранитам. Состав пород, слагающих тела разломных зон, более разнообразен. Среди них присутствуют граниты, близкие по составу к лейкократовым и аляскитовым; породы с содержанием кремнезема выше предельного для гранитов; граносиениты, обогащенные кальцием, титаном и фосфором.

Сравнение химического состава гранитов с составами пород Р. Дэли (фиг. 19, *а*) показывает, что нормальные граниты близки щелочно-земельному граниту, отличаясь от него более низкой величиной *с*. Поле составов аляскитовых и лейкократовых гранитов занимает положение между щелочно-земельным гранитом и аляскитом, включая последний. От аляскита они отличаются несколько повышенным содержанием щелочноземельных компонентов и железа (c=0,5—1, b=2—5, f'=42—79, m'=7—18). В целом породы формации характеризуются пониженной величиной полевошпатовой извести. На диаграмме щелочной модуль — кремнезем (фиг. 19, *б*) положение полей составов пород — плагиоклазовых, нормальных, лейкократовых и аляскитовых гранитов, а также микроклин-альбитовых гранитов — соответствует среднестатической дифференциационной кривой. Изменчивость петрогенных компонентов в этом ряду выражена незначительным увеличением содержания кремнезема при существенном уменьшении алюминия и небольшом — кальция, магния, фосфора, железа. Количество натрия остается постоянным, а калия увеличивается от нормальных гранитов к лейкократовым и аляскитовым. В микроклин-альбитовых гранитах поздней фазы монотонная изменчивость для алюминия, фосфора и щелочей нарушается. На диаграммах (см. фиг. 19,*а*—*б*) граниты двух главных групп пород формации занимают компактные, почти не перекрывающиеся поля, что обусловлено наличием между этими гранитами сложно дифференцированных переходных зон. При этом химический состав нормальных гранитов нижних горизонтов массивов близок составу глубинных гранитов, образованных из водных магм, состав аляскитовых и лейкократовых гранитов — составу гипабиссальных гранитов, сформированных из маловодных магм (Штейнберг и др., 1971). Поле составов трещинных тел отражает наличие в них расщепленных разновидностей пород — граносиенитов, с одной стороны, и обогащенных кремнеземом гранитов — с другой.

Для гранитов рассматриваемой формации характерны следующие элементы, содержания которых превышают кларк гранитов: Bi (на два порядка), Sn и Pb (в два — три раза), Mo, W, Cs, TR (табл. 9). Количество лития в плагиоклазовых и нормальных гранитах немного выше, в лейкократовых и аляскитовых гранитах ниже кларкового; рубидию свойственны обратные соотношения. Количество Ta, Nb, Zr, Be, B, Cu, Zn, U ниже кларковых. Намечается следующее распределение максимальных содержаний по главным типам пород: нормальные граниты — Li, Cs, Zr, Be, Bi; лейкократовые и аляскитовые граниты — Rb, Ta, Sn, B, Pb. Переходные между ними разновидности гранитов близки к первым по количеству Th, Bi и Pb, ко вторым — Li, Ta, Cu; наряду с этим они имеют промежуточные содержания Rb, Sc, B, Co, Ni, Cr, V и обеднены относительно обоих типов гранитов Th, Zr, Sn, Mo и Zn. Гранитоиды трещинных тел Кобдинского разлома обладают весьма низкими содержаниями

Таблица 9

Содержание элементов-примесей в гранитах аляскит-гранитовой формации (в *г/т*)

Элементы	Существенно плагиоклазовые граниты (3)	Нормальные граниты (2)	Граниты переходных зон (4)	Лейкократовые и аляскитовые граниты (11)	Гранитоиды разломных тел (8)	Микроклин-альбитовые граниты (3)
			Фотометрия пламени			
Li	41,7	44,1	30	29,9	37	556,7
Rb	123,3	149,2	203,3	221,7	219	760
Cs	8,3	15,5	4,7	7,3	7	20
			Химический анализ			
Ta_2O_5	0,9	1,6	2,5	2,2	2,2	15
Nb_2O_5	20	21,7	16	Не опр.	32	73,3
TR_2O_3	Не опр.	300	300	»	120	115
Cu	»	17	9	8	7	10
Th	»	25,2	21	26	16,5	31,7
			Спектральный анализ			
Zr	125	193,6	149,7	161,3	468,7	91,3
Be	1,4	2,3	2,3	2,1	1,7	1,3
Sc_2O_3	Не опр.	10,2	7,5	5,5	9	Не обн.
B	»	6	8	13,5	8	6
Co	7	5,7	4,3	2,6	3,3	Не опр.
Ni	8	9,7	8	6,4	6,3	»
Cr	20	21,4	17,7	14,3	15,2	»
V	50	36,9	13	7,3	9,7	»
Bi	Не обн.	1,4	1,5	0,8	1	»
Pb	50	39	34	54,8	56,2	»
Zn	70	35	15	38,8	38,3	»
Sn	4	8	6	9	12,5	»
Mo	2	1,8	0,7	2	1,2	12,3

лития, цезия, висмута и цинка. Остальные элементы присутствуют в количествах, соответствующих среднему уровню пород формации, однако граносиениты Кобдинского массива обогащены цирконием, содержание которого в пять раз выше кларка гранитов.

В микроклин-альбитовых гранитах поздней фазы заметно накапливаются F, Li, Rb, Cs, Nb, Ta, Th, Mo и Sn (судя по количеству касситерита). В. С. Павленко установил накопление в некоторых щелочных гранитах Хархиринского массива Li, Rb, Nb, Ta, Sn, U. Дайки габбродиабазов также обладают повышенным содержанием Li, Rb, Cs, соответственно 60, 10 и 9 *г/т*. Микроклин — альбит-олигоклазовые граниты северо-западной апофизы Умунгобийского массива, контролируемой Намирингольским разломом, обогащены по сравнению с остальными гранитами формации, а по сравнению с кларком гранитов — Li и Rb в два раза, Cs в три, Nb, Bi, Pb более чем в три, Sn в шесть раз. Секущие их альбит-амазонитовые пегматиты еще более обогащены этими компонентами, превышающими кларковые содержания Li, Cs, Sn в двадцать раз; Rb в восемь; Ta, Nb, Mo, Pb, Zn в два—четыре раза. Концентрация полезных компонентов происходит в дериватах массивов, локализованных в относительно стабильных блоковых структурах. При этом редкометально минерализованные дифференциаты выводятся с глубинных уровней массивов по системе сравнительно небольших разрывных нарушений.

ОСНОВНЫЕ ПРИЗНАКИ АЛЯСКИТ-ГРАНИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Образованием аляскит-гранитовой формации в основном завершился процесс среднепалеозойской активизации древних структур (на Монгольском Алтае — каледонских), который, по мнению многих исследователей, связан с развитием герцинской эвгеосинклинальной области Южной Монголии (Дергунов и др., 1971; Хасин, 1971; Зоненшайн, 1972). Граниты считаются комагматичными с нижне-среднедевонскими андезит-липаритовыми девонскими вулканитами (Хасин, 1971) либо объединяются с ними в единую вулкано-плутоническую ассоциацию (Маркова, Павленко, 1972). Такая точка зрения может быть правомерной только в плане развития глубинных магматических очагов, поскольку на верхних структурных уровнях гранитоидный магматизм отделен от эффузивного периодом образования терригенных толщ, слагающих верхние части разреза некоторых девонских наложенных структур.

Формирование девонских позднеорогенных гранитов происходило в обстановке общего поднятия и сводово-глыбовых движений, обусловивших раскрытие магмоподводящих каналов и крупных полостей отслоения, заполненных гранитной магмой. О магматическом внедрении свидетельствуют эруптивные контакты тел, закаленные мелкозернистые и фельзитовидные разновидности пород в эндоконтактах, роговиковый тип контактовых ореолов и другие признаки. Только становление глубинных горизонтов тел происходило в обстановке более тонкого расщепления вмещающих структур, с чем связано присутствие в гранитах перекристаллизованных и фельдшпатизированных ксенолитов, наличие гибридных гранодиоритов и преобразование вмещающих пород в сланцеватые роговики и редко гранитизированные кристаллические сланцы. Весьма характерна низкая реакционная способность интрудирующей магмы, следствием чего является отсутствие зависимости состава гранитов от состава вмещающих толщ и ничтожное проявление процессов метасоматоза на магматической стадии в верхних горизонтах плутонов, наряду с умеренной реакционной способностью на их нижних горизонтах.

Гранитоидные массивы формации имеют отчетливо дискордантную форму, причем наиболее крупные тела дифференцированы по вертикали. Нижние горизонты тел сложены стандартными щелочноземельными гранитами с умеренным содержанием глинозема и кремнезема. Верхние горизонты массивов и небольшие трещинные тела состоят из гранитов, обладающих высокой кремнекислотностью и повышенной калиевой щелочностью при низком содержании глинозема и щелочно-земельных элементов. Для них типичны фации субщелочных, щелочных гранитов и граносиенитов. Характерна относительно небольшая контрастность состава крайних членов дифференциационного ряда пород формации (за исключением поздних даек).

Геологическое положение массивов, фельзитовые и гранит-порфировые структуры апикальных частей тел, высокое содержание в гранитах кварца, присутствие кали-натрового полевого шпата, иногда слабо упорядоченного, наличие пор, миарол и другие признаки свидетельствуют о том, что интрузивы в целом являются гипабиссальными образованиями. Их специфичные жильные породы представлены гранитами с хрусталеносными камерными пегматитами, амазонитсодержащими пегматитами и гранофирами, а поздняя фаза — мелкими телами микроклин-альбитовых амазонитсодержащих гранитов. Характерно наличие даек основного и кислого состава.

Особенностью гранитов формации является повышенное относительно кларкового уровня содержание в них Sn, Mo, W, Cs, Th и весьма существенное накопление в поздних дифференциатах Li, Rb, Cs, Nb, Ta, Th, Mo, Sn, что позволяет рассматривать аляскит-гранитовую формацию как перспективную в отношении редкометальной минерализации.

Глава V

ГРУППА ГРАНИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ АЛТАЙСКОЙ ЗОНЫ

К группе гранитовых формаций отнесены массивы, расположенные в западной и южной частях Монгольско-Алтайской складчатой системы, где распространены преимущественно терригенные геосинклинальные толщи. Эти массивы тяготеют к каледонскому Алтайскому горст-антиклинорию и наложенным герцинским Делюно-Юстыдскому и Уйэнчинскому прогибам. На юге складчатой системы вблизи южно-монгольских герцинид гранитные массивы имеются и в пределах Хархиринской зоны (см. фиг. 5). В целом граниты Алтайской зоны изучены недостаточно. Особенно это касается строения тел и их возраста. Наиболее полное описание ряда массивов выполнено А. Х. Ивановым (1953$_2$), Индертинского массива — Р. А. Хасиным и В. И. Чернявским (1963).

В составе массивов преобладают биотитовые граниты при подчиненной роли адамеллитов. В небольшом количестве, главным образом в эндоконтактах, развиты плагиограниты, гранодиориты, редко встречаются кварцевые диориты. Характерно присутствие лейкократовых двуслюдяных и мусковитовых турмалинсодержащих гранитов и гранит-пегматитов. Они слагают апикальные части массивов, их эндоконтакты и апофизы, а также небольшие тела. Жильная серия представлена микрогранитами, аплитами, пегматитами, кварцевыми жилами, встречаются гранит-порфиры. В ряде массивов есть единичные дайки габбро-диабазов и лампрофиров. В экзоконтактах массивов развиты роговики, сланцевые роговики, микрокристаллические сланцы, а также кристаллические сланцы, мигматиты и гнейсы.

В пределах антиклинорных структур, сложенных кембро-ордовикскими толщами, размещены крупные массивы, площадью до 1000—5000 *км*^{2}, в наложенных структурах мелкие, площадью до нескольких сотен квадратных километров. Большинство массивов северной части Алтайского горст-антиклинория залегает среди кембрийских толщ, только Сагсайский массив имеет интрузивные контакты с девонскими отложениями (см. фиг. 5.). Массивы юго-восточной части антиклинория залегают среди кембро-ордовикских толщ, а на флангах прорывают нижне-среднедевонские и местами, возможно, франские отложения. Массивы Делюно-Юстыдского прогиба размещены среди девонских толщ, наиболее молодые из которых имеют живетско-франский возраст (Дергунов, см. Тектоника МНР, 1974). Массивы Уйэнчинского прогиба прорывают силурийско-верхнедевонские отложения. Перекрытие гранитов среднекаменноугольной толщей известно только для Талнурского массива (Геологическая карта МНР, 1966).

Гранитные массивы Алтайской тектонической зоны сложены породами, близкими по составу и текстурно-структурному облику. Для них характерен парагенезис адамеллиты — граниты — лейкограниты. Только Дунгурхинский, Ундурхэрхэнский, Хургуннурский и Цагангольский массивы северной части Алтайского горст-антиклинория содержат гранитоиды повышенной основности в составе главных фаций. Различия между массивами сводятся в основном к вариациям структур пород от равномернозернистых до крупно- и гигантопорфировидных, текстур пород от массивных до гнейсовидных и резко гнейсовидных, масштабов пегматитообразования от ничтожного до массового, экзоконтактовых изменений от роговиков и сланцевых роговиков до кристаллических сланцев, мигматитов и гнейсов.

В связи со сходством состава и отсутствием строгих геологических данных о верхнем пределе возраста гранитов все они были объединены в верхнедевонский алтайский комплекс, возрастным аналогом которого в

Таблица 10

Абсолютный возраст гранитов Алтайской тектонической зоны

Массив	Материал	Порода	K, %	Ar^{40} *нмм³/г*	Возраст, млн. лет
Цагангольский	Мусковит	Турмалин-мусковитовый гранит	8,32	0,157	440±21
Талнурский	Биотит	Крупнопорфировидный биотитовый гранит	6,97	0,1156	391±18
Холготинский	»	То же	6,51	0,102	372±17
Хургуннурский	»	Среднезернистый биотитовый гранит	7,16	0,1105	367±17
»	»	То же	6,29	0,0755	291±16
»	Мусковит	» »	7,90	0,1168	353±10
Дунгурхинский	Биотит	» »	6,78	0,0877	312±20
Ундурхэрхэнский	»	Биотитовый адамеллит	7,22	0,0829	271±15
Восточнобулганский	»	Гигантопорфировидный биотитовый гранит	7,00	0,105	359±16
То же	»	То же	4,87	0,0713	350±20
» »	»	» »	6,95	0,104	357±21
» »	»	Порфировидный биотитовый гранит	7,45	0,114	365±14
Дансатинский	»	Биотитовый гранит	7,14	0,0975	329±20
Цункульнурский	»	Крупнопорфировидный биотитовый гранит	7,32	0,0681	229±14
Уйэнчинский	»	Среднезернистый биотитовый гранит	6,83	0,0600	217±19
Индертинский	»	Крупнопорфировидный биотитовый гранит	7,42	0,0552	186±18
»	»	То же	7,10	0,0447	174±15
»	Мусковит	Двуслюдяной гранит	8,10	0,0671	205±10
»	»	Гранит-пегматит	8,32	0,0620	186±12
»	»	Пегматит	7,21	0,0648	277±16
»	»	»	7,80	0,0887	222±14
Шадзагайский	Биотит	Крупнопорфировый биотитовый гранит	7,39	0,0795	264±20
Билютинский	»	Крупноочковый гранитонейс	7,65	0,0837	268±20
»	»	Двуслюдяной гранит	6,27	0,055	217±18
»	Мусковит	« «	7,98	0,0856	264±21
Рч. Шара-булак	»	Мусковитовый пегматит	8,37	0,0739	219±15
Р. Барлагин-Гол	Биотит	Биотитовый гранит	6,71	0,381	143±15

Делюно-Юстыдском прогибе считали оргуйский комплекс (см. Маринов, 1967). Одни исследователи считали эти граниты верхнепалеозойскими или юногерцинскими — А. Х. Иванов (1953_2) для северо-западной; Б. Ф. Жилевский, а также Р. А. Хасин и В. И. Чернявский (1963) — для юго-западной части региона. Другие предполагали их более древний додевонский возраст (Лувсанданзан, 1963). А. А. Храпов крупные массивы биотитовых гранитов относил к девону, а мелкие тела лейкократовых и двуслюдяных гранитов — к верхнему палеозою. В последних публикациях алтайский комплекс стал рассматриваться как полихронный. Р. А. Хасин (1971) расчленил его на два комплекса — верхнедевонский собственно алтайский и пермский — индертинский. Затем Р. А. Хасиным и Б. Лувсанданзаном (Геология МНР, т. II, 1973) были выделены три комплекса: верхнедевонский алтайский, каменноугольный гобиалтайский и пермский индертинский. Таким образом, расчленение алтайского комплекса (или алтайского типа гранитов) вышеуказанными исследователями пошло по пути выделения гранитов более молодых, нежели девонские.

Мы попытались привлечь для расшифровки возраста гранитов данные абсолютной геохронологии. Значения абсолютного возраста гранитов, полученные нами (табл. 10), Б. Лувсанданзаном и В. С. Павленко (см. Тектоника МНР, 1974), П. С. Матросовым и др. (1963), дают широкий диапазон вариации от 440 до 128 млн. лет (см. фиг. 5). На основании их распределения по площади с учетом некоторой специфики гранитных тел намечено выделение следующих возрастных групп гранитов: позднеордовикской, верхнедевонской и верхнепалеозойской, включающей средне-верхнекаменноугольные и более поздние раннепермские интрузии. Расчленение гранитов на возрастные группы имеет предварительный характер. Тем не менее приводимое ниже краткое их описание мы сочли необходимым подчинить наметившейся систематике возрастных групп.

ПОЗДНЕОРДОВИКСКИЕ ГРАНИТОИДЫ

К позднеордовикским отнесены массивы Дунгурхинский, Ундурхэрхэнский, Холготинский, Хургуннурский, Цагангольский и Талнурский. Они сосредоточены в крупных антиклинальных структурах, сложенных терригенными толщами среднего — верхнего кембрия. Привлекая материал по китайской территории (Волочкович, Леонтьев, 1964; Казьмин, Кулаков, 1966), можно видеть, что эти массивы в виде гигантской выпуклой в северном направлении дуги окаймляют северную часть Алтайского горст-антиклинория. Простирание массивов меняется в соответствии с изменением простирания структур от северо-западного (Талнурский) к субширотному (Дунгурхинский) и далее до северо-восточного (Балбадайский). Юго-западная часть Балбадайского массива срезана Северо-Восточной зоной смятия. Более мелкие — Ундурхэрхэнский, Хургуннурский массивы и другие находятся во внутренней части дуги. В бассейне рек Чингиль и Ку-Иртыш каледонские гранитоиды слагают тектонические клинья северо-западного простирания во фронтальной части Иртышско-Булганского разлома. Они представлены очковыми гнейсо-плагиогранитами, а также ленточными и очковыми гнейсами с олигоклазовыми пегматитами.

Среди позднеордовикских гранитоидов можно выделить три типа массивов: 1) массивы гранодиорит-адамеллит-гранитового состава (Дунгурхинский, Ундурхэрхэнский, на китайской территории также Балбадайский и др.); 2) более однородного гранитового состава (Талнурский, Холготинский); 3) состав массивов изменяется от плагиогранитов или адамеллитов до двуслюдяных турмалиновых гранитов.

Для первого типа наиболее представителен крупный субширотный Дунгурхинский плутон площадью 2200 $км^2$ (см. фиг. 5). В западной китайской части, по данным В. Г. Казьмина и В. В. Кулакова (1966), он сложен плагиогранитами и тоналитами, которые в провесах кровли и участках пологих контактов переходят в гибридные породы, связанные постепенными переходами с инъекционными гнейсами, мигматитами и кристаллическими сланцами экзоконтакта. Сравнительно широко распространены аплиты и пегматиты. На монгольской территории, по данным В. В. Амантова, В. П. Ажипы (Геология МНР, т. II, 1973) и Б. Лувсанданзана (1963), массив состоит из гранодиоритов, адамеллитов и гранитов, связанных взаимопереходами. В гранитах присутствуют порфировидные выделения микроклина, реже плагиоклаза, размером от 1—2 до 4 *см*. Количество их изменяется от 5—10 до 30%. Гранитоиды обладают повышенным содержанием биотита, благодаря чему Р. А. Хасин и Б. Лувсанданзан (Геология МНР, т. II, 1973) называют их мела-гранитами, а местами они содержат мусковит. В приконтактовых зонах среди биотитовых гранитов встречаются жиловидные тела мусковитовых гранитов. Эндоконтакты и апофизы массива в одних участках сложены гранитоидами, обогащенными плагиоклазом и биотитом, в других — биотитсодержащими

гранитами с кварц-турмалиновыми гнездами, а также лейкократовыми и двуслюдяными гранитами с турмалином, иногда переходящими в пегматоидные граниты. В гранитоидах присутствуют ксенолиты, состоящие из гибридных пород, очковых гнейсов, гранитизированных кристаллических сланцев, а также биотитовых сланцев с андалузитом. Вмещающие породы обычно превращены в микрокристаллические сланцы. Иногда в останцах микрокристаллических сланцев внутри массива, а также в его экзоконтакте развиты порфиробласты кварца и более поздние силекситовые и кварцевые жилы.

Расположенный южнее небольшой Ундурхэрхэнский массив площадью выходов 230 $км^2$ сложен однообразными среднезернистыми биотитовыми адамеллитами с фациями гранодиоритов, которые содержат мелкие, до 1 *см*, порфировидные выделения таблитчатого плагиоклаза, голубого кварца и микроклина пойкилитовой структуры. В восточном эндоконтакте они переходят в плагиограниты, тоналиты и кварцевые диориты. Встречаются редкие жилы аплитов и лейкократовых гранитов с турмалином и мусковитом.

Ко второму типу гранитных тел относятся Талнурский и Холготинский массивы (см. фиг. 5). Талнурский массив находится между озерами Тал-Нур и Толбо-Нур. Простирание массива северо-западное, площадь около 1000 $км^2$. Восточная часть тела в хр. Хотур-Джон состоит из крупно- и гигантопорфировидных биотитовых гранитов, в которых таблитчатые выделения полевых шпатов, размером от 1,5—3 до 6—7 *см*, составляют 25—35% объема пород. Иногда граниты содержат кварц-турмалиновые гнезда. В подчиненном количестве присутствуют среднезернистые порфировидные граниты. По данным А. Х. Иванова (1953_2), на юго-западе и северо-западе массива развиты средне- и крупнозернистые, иногда порфировидные биотитовые, реже двуслюдяные граниты. Из жильных пород отмечены аплиты, пегматиты с турмалином и редкие дайки лампрофиров. В эндоконтактах крупнопорфировидные граниты переходят в мелкозернистые порфировидные разновидности; вмещающие породы превращены в сланцеватые роговики, в небольшом масштабе проявлено скарнирование. Холготинский массив вскрыт в своей апикальной части в низовьях урочища Холготу. Здесь песчано-аргиллитовая кембрийская толща, полого падающая на северо-восток, рассечена двумя жиловидными телами гранитов север — северо-восточного простирания, шириной 0,3 и 1 *км*. Контакты обоих тел полого падают под вмещающие породы и осложнены апофизами. Граниты жиловидных тел — биотитовые, крупнопорфировидные, с размером таблитчатых выделений микроклина от 1—2 до 5 *см*, по тонким трещинам в них развит мусковит. В узкой, 1—1,5 *м* эндоконтактовой полосе, они переходят в резко порфировидные граниты, состоящие из мелкозернистой ткани и вкрапленников полевых шпатов, кварца и биотита, а также в мелкозернистые граниты с пегматоидными обособлениями, содержащими мусковит и турмалин. В отдельных участках эндоконтакта встречаются биотит-плагиоклазовые породы. Вмещающие породы ороговикованы.

К третьему типу относится Цагангольский массив, в строении которого участвует большинство разновидностей пород, отмеченных в двух первых типах. Массив имеет северо-восточное простирание, длина его 48 *км*, ширина 12 *км*, площадь около 330 $км^2$. Поперечный разрез массива хорошо обнажен по правому берегу р. Цаган-Гол. В этом пересечении восточная часть тела сложена среднезернистыми плагиоклазовыми и микроклин-плагиоклазовыми гранитами, которые в восточном эндоконтакте переходят в мелкозернистые порфировидные разности. Вмещающие их породы ороговикованы. Центральная часть тела состоит из крупнозернистых двуслюдяных турмалинсодержащих и мусковит-турмалиновых гранитов с крупными, 2—7 *см*, таблитчатыми выделениями микроклина, составляющими 6—8% объема пород. Граниты содержат шлиры пегматоидных гранитов и пегматитов. Мусковит-турмалиновые граниты секут плагиогра-

ниты, а западнее постепенно переходят в двуслюдяные и затем биотитовые граниты, содержащие до 8—9% биотита и 3—4% мусковита. Количество порфировидных выделений в них увеличивается до 35%, а размер их уменьшается до 1—1,5 *см*; появляются трахитоидные текстуры. Западный контакт массива, осложненный многочисленными апофизами, сечет вмещающие породы по простиранию и по падению. Последние изменены в биотитовые, двуслюдяные и хлорит-мусковит-биотитовые сланцы. Вблизи контакта, на выклинивании крупных апофиз и в их висячем боку крупнопорфировидные биотитовые граниты переходят в мусковитовые пегматоидные граниты, гранит-пегматиты и пегматиты. Далее от контакта микрокристаллические сланцы пронизаны послойными и секущими жилами таких пород. Все разновидности пород массива секутся жилами мусковитовых и турмалин-мусковитовых микрогранитов и аплитов, поздними дайками гранит-порфиров и фельзитов и еще более поздними кварцевыми жилами, в связи с которыми граниты в различной степени серицитизированы. Кроме того, в существенно плагиоклазовых гранитах вдоль трещин развит турмалин, мусковит, кварц и кварц-турмалиновые прожилки.

Граниты Дунгурхинского, Хургуннурского, Талнурского и других массивов вдоль трещинных зон превращены в тонкозернистые кварц-слюдистые породы. Строение таких зон однотипно. По их периферии замещение гранитов тонкочешуйчатой слюдкой происходит с сохранением теневой структуры пород. Ближе к центру остаются только реликтовые кварцевые зерна, центральная же часть сложена слюдистым и кварцево-слюдистым агрегатом с небольшим количеством карбоната. В центре наиболее крупных зон развиты прожилки и линзы кристаллического или халцедоновидного кварца, реже альбит-кварцевые. Иногда слюдистые породы имеют сланцеватую текстуру и облик сланцев-диафторитов. Мощность зон слюдистых пород изменяется от сантиметров и нескольких метров до десятков и сотен метров, протяженность достигает нескольких километров.

В целом для верхнеордовикской группы массивов характерен парагенезис: гранитоиды повышенной основности — граниты — лейкограниты двуслюдяные и турмалиновые. Гранитоиды обладают массивной, реже слабо гнейсовидной и трахитоидной текстурой. Состав массивов фациально изменчив и более однороден только в тех случаях, когда они сложены собственно гранитами. На примере Цагангольского массива видно, что существуют тела двухфазового строения. Их первая фаза состоит из существенно плагиоклазовых гранитоидов, вторая — из нормальных гранитов, связанных с постепенными переходами с двуслюдяными и мусковитовыми гранитами. Наряду с этим в ряде массивов отмечены мелкие тела мусковитовых гранитов, имеющие фациально-фазовые или фазовые соотношения с вмещающими гранитоидами. Жильная серия представлена аплитами, лейкократовыми, пегматоидными гранитами и пегматитами с турмалином и мусковитом. Поздние дайки редки и состоят из гранит-порфиров и фельзитов. Единичные дайки габбро-диабазов и лампрофиров встречаются не во всех массивах и их связь с рассматриваемыми гранитоидами проблематична. Контакты массивов на изученных нами участках пересекают вмещающие толщи по простиранию и падению и реже подчинены контурам складчатых структур. В секущих контактах вмещающие породы пронизаны обильными апофизами гранитов. В составе эндоконтактовых фаций присутствует две группы пород — первая включает существенно плагиоклазовые породы повышенной основности относительно гранитоидов главных фаций, вторая — породы пониженной основности и увеличенной кремнекислотности (лейкократовые, пегматоидные граниты, пегматиты). Все лейкократовые разновидности гранитов содержат мусковит и турмалин; в гранитоидах повышенной основности мусковит присутствует в качестве вторичного минерала. Вмещающие породы изменены до хлорит-биотитовых, биотитовых, иногда амфиболсодержащих микрокристаллических сланцев и сланцеватых роговиков; реже встречаются роговики и кристаллические

сланцы. Кристаллические сланцы, мигматиты и гнейсы возникают в участках пологих контактов массивов, но более характерны они для зоны Иртышско-Булганского разлома.

Позднеордовикский возраст рассмотренных гранитоидов определяется на основании следующих данных. Гнейсо-плагиограниты в каньоне р. Ку-Иртыш по наблюдениям А. Н. Леонтьева перекрыты относительно слабо метаморфизованной песчаниковой толщей, сопоставляемой им с силурийскими отложениями. Абсолютный возраст 440 млн. лет, полученный для гранитов Цагангольского массива, отвечает верхнему ордовику. При этом не исключена возможность, что некоторые массивы, сложенные гранитоидами повышенной основности, в частности Ундурхэрхэнский (306—271 млн. лет), являются производными верхнепалеозойского магматизма.

Формирование позднеордовикских гранитоидов происходило в собственно орогенный этап развития каледонской терригенной геосинклинали. Они, по-видимому, близки по времени образования верхнеордовикской гранит-гранодиоритовой формации Цаганшибетинской и Чулышманской тектонических зон и опережают становление позднесилурийских гранитоидов той же формации Хархиринской тектонической зоны.

ВЕРХНЕДЕВОНСКИЕ ГРАНИТЫ

К верхнедевонским наиболее уверенно можно отнести Восточнобулганский и Чигертайский массивы (см. фиг. 5). Они залегают среди кембро-ордовикских толщ и имеют активные контакты с девонскими отложениями до франских включительно. Для гранитов Восточнобулганского массива получены устойчивые цифры абсолютного возраста, 365—350 млн. лет, отвечающие верхнему девону. Несомненно, что к верхнедевонским относятся не только два упомянутых массива, но включить в их состав какие-либо другие гранитные тела на современном уровне изученности региона не представляется возможным.

Восточнобулганский массив является самым крупным плутоном Западной Монголии (см. фиг. 5). В северной части он занимает поперечник между Тургенгольским и Толбонурским разломами, слагая хр. Монгольский Алтай. Массив на 150 *км* вытянут в северо-западном направлении, ширина его на северо-западе 40—45 *км*, в центре в районе крупной поперечной структуры уменьшается до 20 *км*, а на юго-востоке в среднем составляет 30 *км*; площадь его 5000 *км*^{2}. По ориентировочной оценке Э. Н. Лишневского, мощность тела достигает 9—10 *км*. Массив размещен в горст-антиклинорной структуре, сложенной кембро-ордовикскими толщами и окаймленной девонскими отложениями наложенных прогибов (см. фиг. 7). Граниты прорывают девонские толщи или граничат с ними по разломам. Северо-западный фланг массива вписан в периклинальное окончание горст-антиклинорной структуры, на юго-востоке он ограничен поперечным Карагайтинским разломом.

На севере Восточнобулганский массив сложен голубовато-серыми массивными, реже гнейсовидными, крупно- и гигантопорфировидными турмалин-биотитовыми и биотитовыми гранитами. Граниты содержат таблитчатые и овоидные порфировидные выделения голубовато-серого микроклина и белого плагиоклаза, размером 3—7 *см*, количество которых составляет от 5—7 до 20—25% объема пород. Местами порфировидные выделения, размером 2—4 *см*, образует также турмалин. Ткань пород, грубо- и крупнозернистая, состоит из серого и ярко-голубого кварца, микроклина и плагиоклаза с небольшим количеством биотита и иногда турмалина. Фациальные разновидности представлены двумя группами пород. В первую входят граниты со структурами, близкими к гранит-порфировым и микрогранитовым, с крупными вкрапленниками полевых шпатов, кварца, биотита и местами турмалина. Вторая менее распространенная группа представлена гнейсовидными гранитами, гнейсовидность которых варьи-

рует от едва заметной до резко выраженной, когда породы приобретают облик крупноочковых гнейсогранитов. В таких разновидностях микроклин становится серым или белым, кварц — мелкоагрегативным, биотит — агрегативным струйчатым, турмалин образует с полевыми шпатами и кварцем гнездовые скопления размером до 5—7 *см*.

На северном погружении массива и в северо-восточном эндоконтакте крупнопорфировидные граниты переходят в средне-, мелко- и тонкозернистые нередко с вкрапленниками полевых шпатов, кварца, биотита и турмалина. Породы пронизаны обильными турмалиновыми прожилками. Вмещающие кембрийские и девонские породы ороговикованы и турмалинизированы. На западе массива, по наблюдениям М. Я. Дмитриева и А. А. Храпова, имеются участки контакта, сопровождающиеся явлениями мигматизации и преобразованием вмещающих пород в кристаллические сланцы. Эти исследователи отмечают присутствие в контуре массива мелких секущих тел двуслюдяных гранитов. Юго-восточная половина массива почти не изучена. Судя по единичным наблюдениям, здесь более широко, чем на севере, распространены гнейсовидные граниты и гнейсограниты, а на востоке имеются крупнопорфировидные граниты с розовым микроклином, рассекаемые дайками основных и средних пород, не характерными для других частей массива. Весьма вероятно, что Восточнобулганский массив является гетерогенным.

Чигертайский массив по структурной позиции сходен с Восточнобулганским. Он приурочен к менее крупной горст-антиклинали северо-западного простирания, сложенной толщами кембрия или кембро-ордовика и окаймленной девонскими наложенными структурами орогенного и геосинклинального типа. По данным А. Х. Иванова (1953_2), кровля восточной части массива полого погружается под вмещающие породы. Массив состоит из серых крупно- и гигантопорфировидных биотитовых олигоклаз-микроклиновых гранитов. Для них характерны очень крупные, до 5—10 *см*, таблитчатые выделения микроклина и плагиоклаза. Изредка встречаются двуслюдяные граниты. В эндоконтактах структура гранитов изменяется до резко порфировидной (мелкозернистая ткань и крупные вкрапленники), либо появляются более равномернозернистые гнейсовидные разновидности, обогащенные биотитом. Из числа жильных образований отмечены аплитовые прожилки с пегматитовыми гнездами, содержащими биотит, мусковит и турмалин. Вмещающие породы превращены в сланцеватые роговики и роговики.

Следует отметить, что такое же структурное положение, как рассмотренные выше массивы, занимает Талнурский массив. Он сложен весьма сходными с ними крупно- и гигантопорфировидными олигоклаз-микроклиновыми гранитами. Однако мы не сочли возможным отнести его к группе верхнедевонских гранитов, поскольку абсолютный возраст, полученный по биотиту, 391 млн. лет. Возможно, к верхнедевонским принадлежат некоторые массивы китайской части Алтайской тектонической зоны, которые К. Л. Волочкович и А. Н. Леонтьев (1964) выделили в верхнедевонско-нижнекаменноугольный комплекс. Они сложены гранодиоритами, прорывают эффузивы среднего девона и, в свою очередь, пересечены более молодыми габброидами и раннепермскими гранитами.

Время формирования верхнедевонских гранитов Алтайской зоны, судя по данным абсолютного возраста, близко образованию аляскит-гранитовой формации более восточных районов. По-видимому, орогенические движения и гранитообразование, охватившие в позднем девоне северный мегаблок Монголии, привели на территории Алтайской зоны к замыканию большей части Уйэнчинского и Делюно-Юстыдского прогибов и формированию гранитных плутонов, формационно отличающихся от гранитов остальной территории среднепалеозойского орогена.

ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГРАНИТЫ

Верхнепалеозойские граниты гранитовой формации сконцентрированы вдоль края каледонских структур, в различной мере переработанных герцинским тектогенезом. В соседней герцинской эвгеосинклинальной области развита синхронная им собственно орогенная монцонит-граносиенит-гранитовая формация. Юго-западной границей распространения верхнепалеозойских гранитов служит Иртышско-Булганский разлом, северо-восточной — Сумдайрикский и Тургенгольский разломы. Далее в глубь каледонских структур гранитные массивы прослеживаются вдоль Делюно-Юстыдского прогиба и отдельных поперечных структур восток — северо-восточного направления (например, Сагсайский, Тойтогушский и Кулагаш-Корумтинский массивы).

На монгольской территории не известны контакты гранитных массивов с толщами моложе франских, поэтому об их возрастной позиции можно судить по аналогии с соседними районами, учитывая также данные абсолютного возраста. В Гобийском Алтае установлено, что образование гранитов происходило во второй половине карбона, поскольку они имеют активные контакты с толщами среднего — верхнего девона и низов карбона и перекрыты нижнепермской толщей, базальные горизонты которой содержат гальку и валуны этих гранитов (Геология МНР, т. II, 1973). В остальном ареале распространения верхнепалеозойских гранитов от юго-восточного фланга Монгольского Алтая до Калбы возраст гранитов точно не определен и, исходя из общих геологических предпосылок, считается, что их образование началось в намюре или среднем карбоне и завершилось в ранней перми. В Синьцзяне массивы гнейсовидных биотитовых гранитов с абсолютным возрастом 300 млн. лет, прорывающие палеозойские толщи, в том числе визейские, отнесены К. Л. Волочковичем и А. Н. Леонтьевым (1964) к средне-верхнекаменноугольным. На севере Делюно-Юстыдского прогиба (на советской территории) граниты юстыдского комплекса прорывают богутинскую свиту верхов фаменского — низов турнейского яруса и сопоставляются с верхнепалеозойскими гранитами Калбы. На основании приведенных сведений с учетом истории развития региона представляется наиболее вероятным средне-верхнекаменноугольный возраст большинства верхнепалеозойских гранитов. Это подтверждается абсолютным возрастом гранитов, 317—300 млн. лет, залегающих в центральной части Делюно-Юстыдского прогиба среди песчано-алевролитовых среднедевонских и местами, возможно, франских толщ.

Большинство цифр абсолютного возраста гранитов и пегматитов юго-западных склонов Монгольского Алтая, а частично и его северо-западных районов, имеют весьма низкие значения 277—174 млн. лет, а в ряде случаев также 152—128 млн. лет (см. фиг. 5). Часть этих цифр несомненно является результатом омоложения, о чем свидетельствует большой разброс их значений даже в одной пробе. Так, в двуслюдяных гранитах поздней фазы Билютинского массива мусковит показывает абсолютный возраст 264, а биотит 217 млн. лет. Кроме того, иногда пегматиты оказываются более древними, чем вмещающие их биотитовые граниты, возраст которых соответственно 277 и 186—174 млн. лет (Индертинский массив). Наиболее высокие значения возраста 268—263 млн. лет, отвечающие нижней перми, полученные для биотитовых гранитов юго-западных склонов Монгольского Алтая (Шадзагайский и Билютинский массивы), близки возрасту гранитоидов Барунхурайской котловины 280—258 млн. лет, которые на основании геологических данных датируются поздним карбоном. Пермский возраст 257 млн. лет показывают также некоторые каменноугольные граниты Гобийского Алтая (Геология МНР, т. II, 1973). Поэтому, несмотря на то что приведенные цифры свидетельствуют о более молодом возрасте, мы принимаем для рассматриваемых гранитных массивов каменноугольный возраст, допуская при этом, что развитие гранитного магматизма про-

должалось и в ранней перми. Следует отметить, что интервал значений абсолютного возраста 317—174 млн. лет для верхнепалеозойских гранитов Монгольского Алтая соответствует абсолютному возрасту пород Калбо-Нарымского плутона Калбы — 320—184 млн. лет. Биотитовые гранодиориты и граниты (калбинский тип), слагающие главную массу плутона, имеют возраст 320—254 млн. лет; относительно более поздние калиевые аляскитовые граниты (монастырский тип) и их жильные производные 280—184 млн. лет (Леонтьев, 1969). Каменноугольные граниты Монгольского Алтая весьма сходны по многим признакам, в том числе и абсолютному возрасту, с гранитами калбинского типа.

Монастырские граниты Калбы, а также гранит-лейкократовые интрузии Синьцзяна, с которыми связаны редкометальные пегматиты, редкометаллоносные грейзенизированные граниты и гидротермалиты, А. Н. Леонтьев (1969) считает раннепермскими. Эти интрузии прорывают массивы каменноугольных гранитов и кристаллические породы их экзоконтакта. На территории МНР в Монгольском Алтае раннепермские интрузии достоверно не установлены, за исключением Мерткенского массива, сложенного лейкократовыми и двуслюдяными гранитами. Этот возраст, по-видимому, имеют также мелкие трещинные тела аляскитов, расположенные между оз. Дэрэ-Нур на юге и р. Кобдо-Гол на севере (см. фиг. 6). Весьма условно раннепермскими можно считать небольшие тела лейкократовых, двуслюдяных гранитов, гранит-пегматитов и часть пегматитов пегматитового пояса юго-западных склонов Монгольского Алтая.

Таким образом, главная масса верхнепалеозойских гранитов имеет, очевидно, средне-верхнекаменноугольный возраст, а сравнительно небольшие тела аляскитов, лейкогранитов и часть пегматитов являются раннепермскими. Последние завершают становление каменноугольных плутонов и скорее являются результатом длительного многофазного формирования верхнепалеозойских интрузий, нежели продуктом самостоятельного интрузивного процесса.

Средне-верхнекаменноугольные граниты

Размещение гранитных массивов, их размеры и форма в периферической области каледонид определяются ее неоднородным строением, обусловленным наличием структурных узлов, а также относительно стабильных блоков каледонского основания и наложенных герцинских прогибов (табл. 11). В наиболее крупном Верхнеиртышском выступе каледонского основания (Синьцзян) расположен одноименный самый крупный плутон, площадью 5000 *км*^{2}, окруженный широким ореолом мигматитов и кристаллических сланцев. Северо-западнее его, в Шарасуминской зоне отмечается чередование серии горстовых выступов каледонского основания и грабен-синклиналей, сложенных среднепалеозойскими толщами. Здесь развиты менее крупные тела гранитов, которые вытянуты согласно простиранию наложенных структур и разломов и локализованы преимущественно в положительных структурах (Волочкович, Леонтьев, 1964). К юго-востоку от Верхнеиртышского выступа среди силурийско-девонских толщ Уйэнчинского наложенного прогиба размещены массивы средней величины, причем размеры их уменьшаются в восточном направлении по мере сужения этой структуры. Небольшие размеры тел характерны и для Делюно-Юстыдского прогиба. Восточнее сочленения Толбонурского разлома с Булганским развиты массивы средних размеров, однако величина их снова уменьшается в направлении выклинивания Монгольско-Алтайской складчатой системы (см. фиг. 5). Более крупные тела каменноугольных гранитов появляются снова уже в структурах Гобийского Алтая.

В составе главной фации массивов преобладают биотитовые граниты от среднезернистых до крупнопорфировидных, подчиненное место занимают адамеллиты. Весьма характерно некоторое обогащение гранитов, особенно

Таблица 11

Распределение верхнепалеозойских гранитов и пегматитов в структурах юго-западной окраины каледонид

	Структура	Шарасуминская зона горст-антиклиналей и грабен-синклиналей	Верхнеиртышский выступ каледонского основания	Уйэнчинский прогиб (S_2-D_3), наложенный на $Є-O$ складчатое основание	Среднепалеозойский прогиб, наложенный на $O-S$ складчатое основание *
		Раннепермские интрузии			
Пегматиты	Специализация	Be, TR, Ti, Nb (Ta)	Be, Ta, Li, Rb, Cs	Be, Ta (Nb)	Be, Nb (Ta), TR, Ti
	Ширина пояса, *км*	20—30	60—70	30÷15—10÷2—1,5	5—1
	Состав	Микроклин-олигоклазовые, мусковит-альбит-микроклиновые	От микроклиновых до микроклин-альбитовых	Мусковит-микроклин-олигоклазовые (иногда с альбитом)	Двуслюдяные, биотитовые
Граниты	Форма, размер ($км^2$)	Штоки, трещинные тела, пластообразные залежи 30—180 | 40—1000		Штоки, линзовидные тела **, 4—20 до 370***	Не выделены
	Состав	Калиевые биотитовые порфировидные граниты (I фаза), лейкограниты, двуслюдяные граниты (II фаза)		Лейкократовые, двуслюдяные граниты, гранит-пегматиты	»
		Средне-верхнекаменноугольные граниты			
Форма и площадь массивов ($км^2$)		Вытянутые в северо-западном направлении тела, 320—2000	Конкордантные тела, до 5000	Межформационные, приразломные тела, линейные штокверки и др., до 300—400	Вытянутые в северо-западном направлении тела, 60—500
Состав главной фации		Гнейсовидные биотитовые граниты и адамеллиты		Массивные и гнейсовидные граниты, реже адамеллиты	Адамеллиты, граниты, реже граносиениты, переходящие в очковые гранитогнейсы и гнейсы
Экзоконтакты		Кристаллические сланцы амфиболитовой фации, мигматиты, гнейсы			

* Юго-восток Монгольско Алтайской складчатой системы в междуречье Барлагин-гол и Биджи-гол.

** В Уйэнчинском прогибе раннепермские интрузии выделены условно.

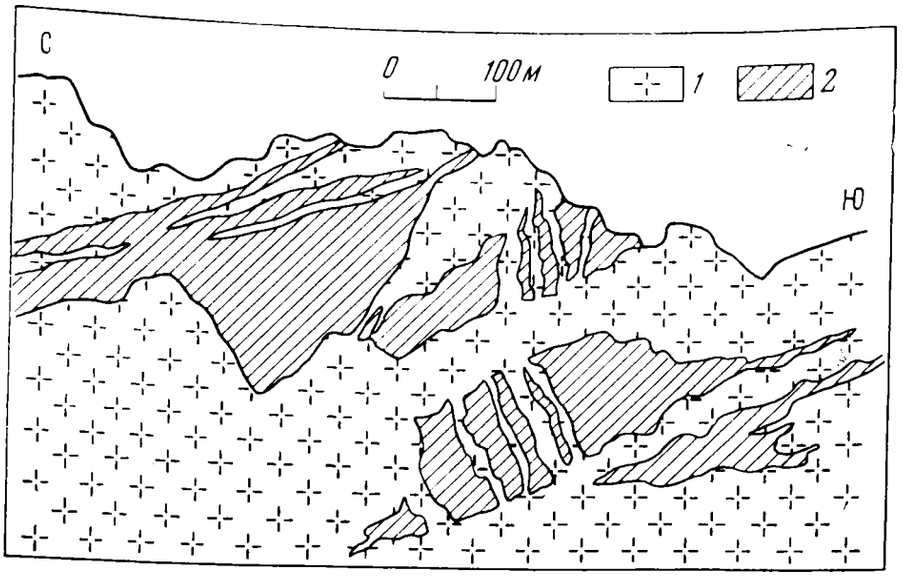
*** Мерткенский массив.

их эндоконтактовых фаций, биотитом. В породах широко распространены гнейсовидные текстуры, варьирующие от едва заметных до резко гнейсовидных и линзовидно-полосчатых. Формирование гранитов сопровождалось метаморфизмом палеозойских толщ с преобразованием их в кристаллические сланцы амфиболитовой фации. Средне-верхнекаменноугольные граниты кратко охарактеризованы на примере массивов, расположенных в складчатых структурах Делюно-Юстыдского и Уйэнчинского прогибов.

Делюно-Юстыдский прогиб в период верхнепалеозойского гранитообразования представлял собой синклинорную структуру. В его пределах гранитные массивы образуют два узла: южный находится в меридиональной части структуры между верховьем р. Делюн-Гол и р. Кобдо-Гол, северный — в районе, где эта структура изменяет свое простирание на субширотное (в основном на советской территории).

В южном узле наиболее крупные массивы Дэрэнурский и Оргуйский вытянуты в меридиональном направлении и имеют размеры соответственно 40×2—7 и 43×10—12 *км*. Два расположенных севернее массива Олнун-Кызыльский и Нариннуринский слабо удлинены в восток — северо-восточном направлении параллельно Баян-Улэгэйской поперечной структуре и обладают небольшими размерами, соответственно 10×8,5 и 7×4 *км* (см. фиг. 5). Дэрэнурский и Оргуйский массивы находятся на восточном крыле структуры среди песчано-алевролитовых отложений среднего девона и частично по контакту их с нижнепалеозойскими толщами (см. фиг. 6). Дэрэнурский массив и южная часть Оргуйского массива сложены резко гнейсовидными среднезернистыми и порфировидными биотитовыми гранитами и гнейсогранитами, состав которых изменяется от существенно плагиоклазовых до микроклиновых. В гранитах встречаются турмалин, кварц-турмалиновые гнезда, а также флюорит. В северной части Дэрэнурского массива, где он пересекает Толбонурский разлом, заметно влияние последнего на характер кристаллизации пород, которое выражено в появлении первично-брекчиевидных текстур, неравномерном распределении породообразующих минералов, увеличении количества кварц-турмалиновых гнезд и появлении прожилков сходного состава; наблюдается также грейзенизация гранитов. Кроме того, здесь встречаются аплиты линзовидно-полосчатой и флюидальной текстуры. Севернее в составе массива существенную роль играют гибридные гнейсо-граниты, которые связаны местами постепенными переходами с очковыми гнейсами экзоконтакта. На южном пологом (15°) погружении Дэрэнурского массива его эндоконтакт сложен гранитами неравновесной мелко-, тонкозернистой, фельзитовидной и пегматоидной структуры. В этом районе вмещающие девонские толщи ороговикованы. Севернее роговики сменяются микрокристаллическими сланцами, а они, в свою очередь, кристаллическими сланцами, мигматитами и очковыми гнейсами.

Олнун-Кызыльский массив расположен в крутом восточном, Нариннуринский — в пологом западном крыле Делюно-Юстыдского синклинория, в области, где последний осложнен Баян-Улэгэйским поперечным поднятием. Олнун-Кызыльский массив состоит из гибридных гранитоидов крупно- и гигантопорфировидной структуры с нечетко проявленной восток — северо-восточной ориентировкой крупных таблитчатых выделений полевых шпатов. В его эндоконтактах и апофизах присутствуют двуслюдяные и мусковитовые пегматоидные граниты и пегматиты. Останцы вмещающих пород гранитизированы; в них развиты крупные порфиробласты полевых шпатов. Вмещающие девонские толщи изменены до биотитовых и амфиболовых кристаллических сланцев, местами фельдшпатизированных. Нариннуринский массив сложен однообразными массивными амфибол-биотитовыми крупнопорфировидными адамеллитами и гранитами. Вмещающие его девонские вулканогенные породы превращены в микрокристаллические сланцы.



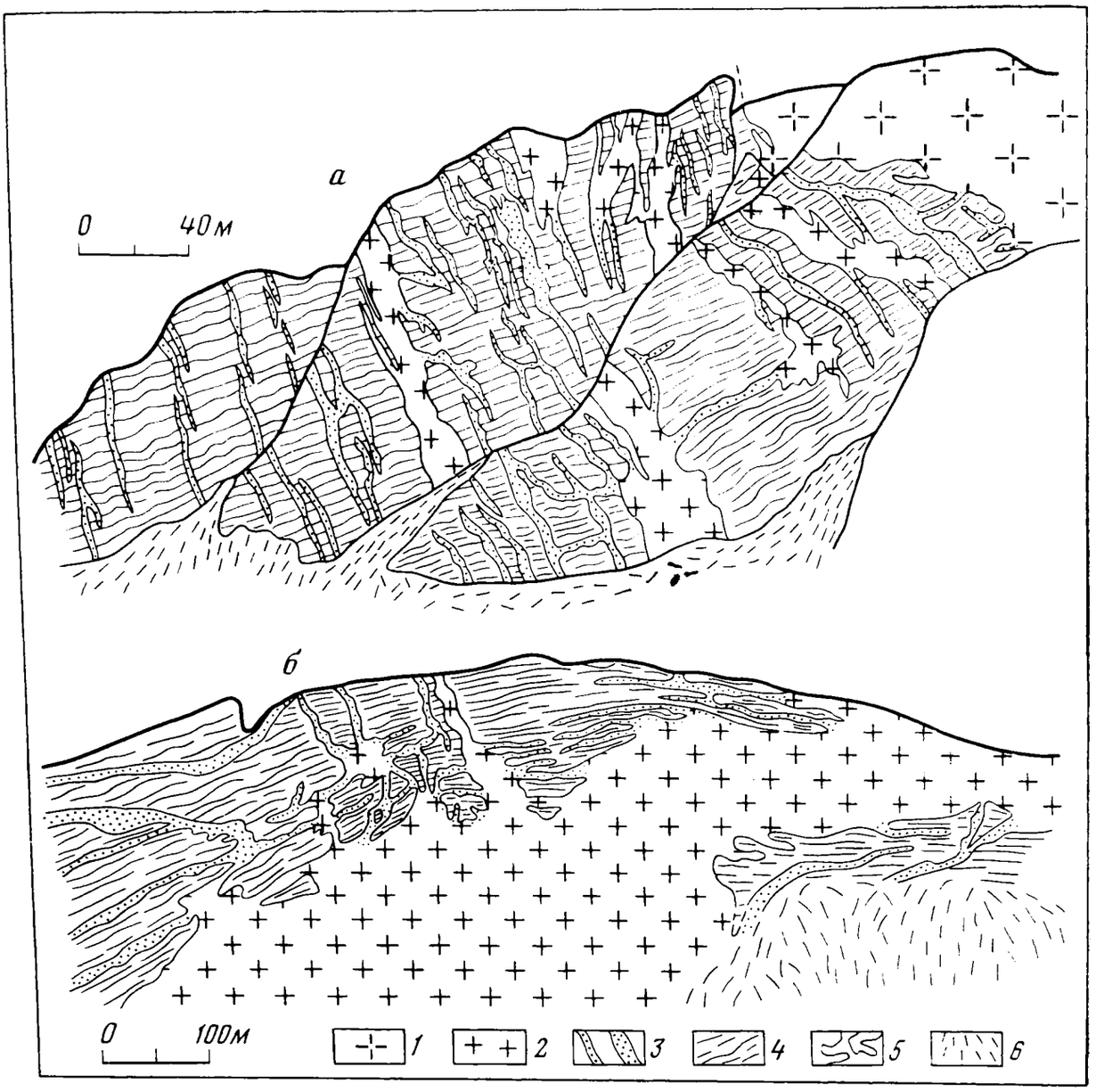
Фиг. 20. Разрез центральной части Индертинского массива

1 — граниты; *2* — останцы кристаллических сланцев

Большинство гранитных тел северного узла находится на советской территории и известно в качестве юстыдского комплекса. На монгольскую территорию они заходят только в районе хр. Чихачева. От массивов южной группы они отличаются более кислым, менее щелочноземельным составом пород и отсутствием гнейсовидных текстур.

В складчатой структуре Уйэнчинского прогиба, ограниченного Булганским и Тургенгольским разломами, размеры и форма гранитных тел зависят от общей морфологии прогиба, резко сужающегося с запада на восток. В этом же направлении размеры массивов изменяются от средних (бассейн р. Булган-Гол) до мелких (бассейн р. Бодончин-Гол) и далее очень мелких тел, наряду с которыми широко развиты мигматиты и зоны инъекционно-метасоматических гнейсов (см. фиг. 7). Наиболее крупные тела, площадью 300—400 $км^2$, находятся вблизи широкого западного окончания Уйэнчинского прогиба. Это Западнобулганский, Индертинский, Билютинский и Шадзагайский массивы, между которыми сосредоточено множество более мелких тел. Западнобулганский массив северо-западного простирания приурочен к контакту нижнепалеозойских толщ с девонскими. Индертинский массив находится в месте сочленения субширотного Карагайтинского разлома с меридиональными нарушениями и залегает в зоне контакта блокового выступа нижнепалеозойских пород с расположенными севернее среднепалеозойскими отложениями. Он представляет собой гигантский штокверк, крупные линейные составляющие которого имеют пологое северное падение (фиг. 20). Шадзагайский массив локализован в разломной структуре восток — северо-восточного простирания, а Билютинский — в ядре антиклинали, образованной среднепалеозойскими толщами.

Перечисленные массивы сложены крупнопорфировидными грубозернистыми биотитовыми гранитами с подчиненным количеством адамеллитов. Они содержат 10—25% крупных, 2—5 *см*, порфировидных выделений микроклина и реже плагиоклаза. Только Западнобулганский массив, по наблюдениям А. Х. Иванова (1953_2), состоит в основном из средне- и крупнозернистых биотитовых гранитов, нередко мусковитизированных, которые в эндоконтакте местами переходят в гнейсовидные граниты, обогащенные биотитом. Западная часть его, расположенная на китайской территории, сложена порфировидными гранитами. В наиболее глубоко эродированном Шадзагайском массиве преобладают однообразные массивные и слабо гнейсовидные крупнопорфировидные граниты, которые в близких к кровле участках и эндоконтактах переходят в существенно плагиоклазовые грубо-



Фиг. 21. Детали строения контактов гранитных тел в зонах повышенной проницаемости

а — северный контакт Индертинского массива (разрез);

б — апикальная часть Безымянного массива, вскрытая долиной р. Булган-Гол (разрез);

1 — крупнопорфировидные биотитовые граниты;

2 — среднезернистые двуслюдяные и биотитовые граниты;

3 — двуслюдяные и мусковитовые граниты и гранит-пегматиты;

4 — биотитовые и двуслюдяные сланцы;

5 — линия контакта;

6 — осыпь

зернистые разновидности. Граниты Индертинского массива отличаются от них большей степенью гнейсовидности, присутствием двуслюдяных гранитов, а также наличием явлений гибридизма, в связи с чем в них местами наблюдается аномально высокое содержание биотита — до 8—10, редко 15%. Количество гибридных пород еще более увеличивается в южной части Билютинского массива, расположенного вблизи Булганского разлома. На юго-востоке этого массива развиты мезократовые грубозернистые крупноочковые гранитогнейсы с северо-восточным простиранием и крутым западным падением гнейсовидных текстур.

Большинство гранитных тел имеет сложную морфологию контактовой поверхности благодаря присутствию многочисленных штокверковидных, согласных, секущих апофиз и жил (фиг. 21). В участках отщепления апофиз крупнопорфировидные граниты переходят в среднезернистые лейкократовые, двуслюдяные и биотитовые граниты с пегматоидными обособлениями, которые, в свою очередь, связаны постепенными переходами с разнозернистыми пегматоидными гранитами и пегматитами. По направлению к внешней части ореола количество жильного материала уменьшается,

в его составе ведущее значение приобретают пегматитовые, затем кварц-полевошпатовые жилы, а по периферии ореола развиты редкие кварц-полевошпатовые и кварцевые жилы. Лейкократовые граниты и пегматиты содержат турмалин и гранат. Массивы окружены ореолами метаморфических пород шириной от одного до десятка километров. Во внутренней части ореола они представлены биотитовыми и двуслюдяными сланцами с силлиманитом, гранатом и ставролитом, встречаются амфиболовые и эпидот-амфиболовые сланцы. Вблизи гранитных тел, их апофиз и жил кристаллические сланцы нередко фельдшпатизированы и мигматизированы, реже наблюдаются биотитовые слюдиты и зоны турмалинизированных пород.

В числе жильных пород массивов отмечаются лейкократовые граниты, пегматиты, микрограниты, реже аплиты. Биотитовые граниты пересечены также жиловидными телами гнейсовидных двуслюдяных турмалинсодержащих гранитов. На юго-востоке Билютинского массива двуслюдяные граниты с северо-западным направлением гнейсовидности пересекают гибридные гранитогнейсы, гнейсовидные текстуры которых имеют северо-восточное простирание. В Индертинском массиве двуслюдяные граниты содержат гранат и местами мелковкрапленный берилл и переходят в гранит-пегматиты и пегматиты с бериллом.

В целом гранитные массивы западной периферии Уйэнчинской структуры имеют характер интрузивных тел, становление которых сопровождалось явлениями гибридизма и мигматизации. Восточнее в узкой пережатой части структуры интрузии гранитов сменяются инъекционно-метасоматическими и метасоматическими гранитогнейсами и гнейсами. Юго-восточнее сочленения Тургенгольского и Толбонурского разломов с Булганским интрузивные и метасоматические гранитоиды проявлены совместно. Здесь интрузивные крупнопорфировидные граниты и граносиениты связаны постепенными переходами с крупноочковыми гранитогнейсами и гнейсами, протяженные зоны которых вытянуты вдоль висячего крыла Булганского, а севернее Толбонурского разломов.

В западной части Уйэнчинской структуры выделяются три зоны, различающиеся морфологией гранитных тел, их способностью к пегматитообразованию и мощностью экзоконтактовых ореолов. Первая зона расположена вблизи Булганского шва, где локализованы очень узкие лентовидные тела биотитовых и лейкократовых гнейсогранитов (без пегматитов) с небольшими ореолами кристаллических сланцев. Вторая зона находится далее к северу и представлена средними и более мелкими массивами сложной формы, состоящими из гнейсовидных и массивных гранитов, которые сопровождаются апофизами, надинтрузивными штокверками и жильными сериями гранит-пегматитов и пегматитов, а также широкими ореолами развития кристаллических сланцев, мигматитов и гнейсов (Индертинский и др.). Далее к северо-востоку в тыловой части Уйэнчинского прогиба намечается третья зона с редкими мелкими штоковидными телами массивных биотитовых гранитов с микрогранит-аплитовой жильной серией и сланцеватыми роговиками в экзоконтакте (например, массив среднего течения р. Уйэнчи-Гол).

Во второй зоне широко проявлен высокотемпературный метаморфизм палеозойских толщ, измененных до кристаллических сланцев амфиболитовой фации. Зона метаморфизма расположена на расстоянии 10—2 *км* от Булганского разлома и подходит вплотную к нему только в бассейнах рр. Бодончин-Гол и Барлагин-Гол. На западе общая ширина этой зоны достигает 50 *км*, восточнее она уменьшается до 7—10 *км*. Прогрессивный характер метаморфизма наблюдается повсеместно. В качестве примера можно привести разрез вдоль долины р. Уйэнчи-Гол, где с севера на юг последовательно сменяются филлитовые сланцы, шелковистые сланцы с единичными кварцевыми и полевошпато-кварцевыми жилами; микрокристаллические хлорит-биотитовые сланцы с секущими кварц-полевошпатовыми и единичными пегматитовыми жилами; двуслюдяные, биотитовые и амфиболо-

вые сланцы, пронизанные многочисленными секущими пегматитовыми и гранит-пегматитовыми жилами. Южнее развитие жильных образований затухает и степень метаморфизма снова падает до микрокристаллических сланцев, а затем филлитов, тонко разлистованных вблизи Булганского шва. Метаморфизм наложен на сформированные складчатые структуры. В замках складок видно, что метаморфическая сланцеватость сечет слоистость толщ. Только в осевой зоне метаморфизм сопровождался пластическими деформациями пород с образованием мелкой складчатости и гофировки. Метаморфизм палеозойских толщ, очевидно, сопровождал становление гранитоидов, поскольку в широкой западной части метаморфической полосы отчетливо видно многократное усиление его вблизи гранитных тел и снижение до зеленосланцевой фации в удалении от них. Восточнее Шадзагайского массива метаморфическая полоса имеет асимметричное строение, выраженное тем, что последовательная смена кристаллических сланцев амфиболитовой фации филлитами в ее северной и северо-восточной части происходит в интервале нескольких километров, а в южной — километра и менее.

Отмеченная выше поперечная зональность размещения гранитов и асимметрия зоны метаморфических пород связана с погружением Булганского надвигового шва под структуры Уйэнчинского прогиба. Вероятно, полоса кристаллических сланцев с наибольшей концентрацией гранитов и инъекционно-метасоматических пород трассирует глубинное положение этого шва.

Раннепермские граниты и пегматиты

Раннепермские граниты известны на китайской территории Монгольского Алтая (Синьцзян). По данным А. Н. Леонтьева (1969), они слагают дискордантные пластообразные залежи, штоки и крутопадающие тела, приуроченные к разломам. Их первая фаза представлена грубозернистыми и порфировидными гранитами с умеренным количеством биотита, вторая лейкократовыми двуслюдяными микроклиновыми и альбит-микроклиновыми гранитами. Наиболее крупные массивы сконцентрированы в северо-восточной части Верхнеиртышского выступа каледонского основания, где он осложнен дугообразным поперечным изгибом структур. За пределами поперечной структуры небольшие пермские интрузивные тела оконтуривают плутоны каменноугольных гранитов и цепочками вытянуты вдоль разломов. Количество и размеры их резко сокращаются в направлении юго-восточного погружения структур Монгольского Алтая (см. табл. 11). Из числа крупных массивов на монгольскую территорию заходит только Мерткенский, сложенный лейкократовыми и двуслюдяными гранитами, которые, по наблюдениям М. Я. Дмитриева и А. А. Храпова, прорывают биотитовые граниты Западнобулганского массива (см. фиг. 7). Севернее и южнее последнего распространены мелкие тела сходных гранитов. На остальной территории юго-западных склонов Монгольского Алтая (МНР) достоверно раннепермские интрузии не выделены. Это связано с недостаточной изученностью региона, а также объясняется относительно слабой эродированностью каменноугольных гранитных массивов, в составе апикальных и эндоконтактовых фаций которых присутствуют двуслюдяные граниты, сходные с раннепермскими. Вполне вероятно, что небольшие тела и жилы лейкократовых гранитов и гранит-пегматитов, расположенные в осевой части пегматитового пояса юго-западных склонов Монгольского Алтая, имеют раннепермский возраст. Более определенно к раннепермским можно отнести небольшие трещинные интрузии, приуроченные к субмеридиональной зоне разломов, расположенной между Кобдинским и Толбонурским разломами восточнее Делюно-Юстыдского прогиба (см. фиг. 6). Два южных тела этой зоны, длиной 10 и 12 *км*, шириной 1,5—3 *км* сложены крупно- и среднезернистыми аляскитовыми гранитами с фациями граносиенитов.

Северное тело, размером 5 × 1 *км*, состоит из лейкократовых гранитов, в которых кварц и агрегат полевых шпатов обособлены в прерывистые тонкие линзы и полосы.

Второй фазе раннепермских гранитов сингенетичны пегматиты, в том числе редкометальные (Волочкович, Леонтьев, 1964). Они прослеживаются в юго-западной части ареала верхнепалеозойских интрузий параллельно Иртышско-Булганскому разлому, образуя крупный пегматитовый пояс протяженностью 700 *км*. Его центральная и северо-западная часть расположена в КНР, юго-восточная, длиной 300 *км*, в МНР. Пегматитовый пояс в плане имеет форму линзы, центр которой совпадает с Верхнеиртышским антиклинорным выступом каледонского основания, а более узкие фланги, особенно юго-восточный, приурочены к герцинским наложенным синклинальным структурам (см. табл. 11). На территории МНР пегматитовый пояс тяготеет к полосе развития кристаллических сланцев. Он состоит из нескольких кулисообразно расположенных отрезков северо-западного и субширотного простирания. Крайняя юго-восточная Барлагин-Биджигольская жильная зона, протяженностью 80 *км*, шириной 1—5 *км*, и следующая к западу Бодончинская длиной 130 *км* размещены в висячем крыле Булганского разлома. В пределах восточного фланга Бодончинской зоны, расположенной непосредственно вблизи разломного шва, ширина пегматитовой полосы всего 1,5—2 *км*, в западном направлении она увеличивается до 10—15 *км* и все более отходит от Булганского разлома. Еще далее от этого разлома находится следующая Баянгольская жильная пегматитовая зона. Она как бы вписана с севера в угол сочленения северо-западного Баянгольского и восток-северо-восточного Шадзагайского разломов и оконтуривает с юга выступ каледонского основания Уйэнчинского прогиба (см. фиг. 7). По мере удаления от Булганского разлома протяженные пегматитовые жильные зоны сменяются более локальными пегматитовыми полями сначала крупными, а затем более мелкими. Севернее Баянгольской зоны размещено крупное Индертинское пегматитовое поле, которое контролируется северо-западными нарушениями и субширотным Карагайтинским разломом. К северо-западу от него известно небольшое Западнобулганское пегматитовое поле.

В пределах перечисленных выше отрезков пояса концентрация пегматитовых жил отмечается на пересечении продольных структур с поперечными и восток-северо-восточными. В таких узлах локализованы также мелкие тела гранитов и гранит-пегматитов, связанные с пегматитами постепенными переходами.

Пегматиты образуют крутопадающие жилы, штоки, штокверки, пологие аркообразные залежи, реже они слагают мелкие птигматитовые прожилки. Протяженность жил колеблется от десятков метров до первых километров, мощность от долей метра до нескольких десятков метров. Пегматиты секут кристаллические сланцы, которые в их экзоконтактах нередко мусковитизированы и турмалинизированы. А. В. Пекуров наблюдал пересечение пегматитами биотитовых гранитогнейсов, а по данным Р. А. Хасина и В. И. Чернявского (1963), дифференцированные пегматитовые штоки с бериллом прорывают биотитовые граниты Индертинского массива. Очевидно, в пегматитовом поясе совмещены пегматитовые жилы нескольких генераций. Наиболее ранние из них представлены безрудными фациальными пегматитами каменноугольных интрузий, а наиболее поздние, раннепермские — редкометально минерализованными пегматитами. Требует уточнения позиция мусковитовых пегматитов, приуроченных к району пересечения пегматитового пояса Шаргинско-Барунхурайским разломом.

Большинство пегматитовых жил имеет мусковит-микроклин-олигоклазовый (кислый олигоклаз) состав и недифференцированное или слабо дифференцированное строение. Характерно присутствие турмалина и граната. В участках сочленения продольных структур с поперечными и кососекущими появляются более дифференцированные альбитсодержащие пегматиты

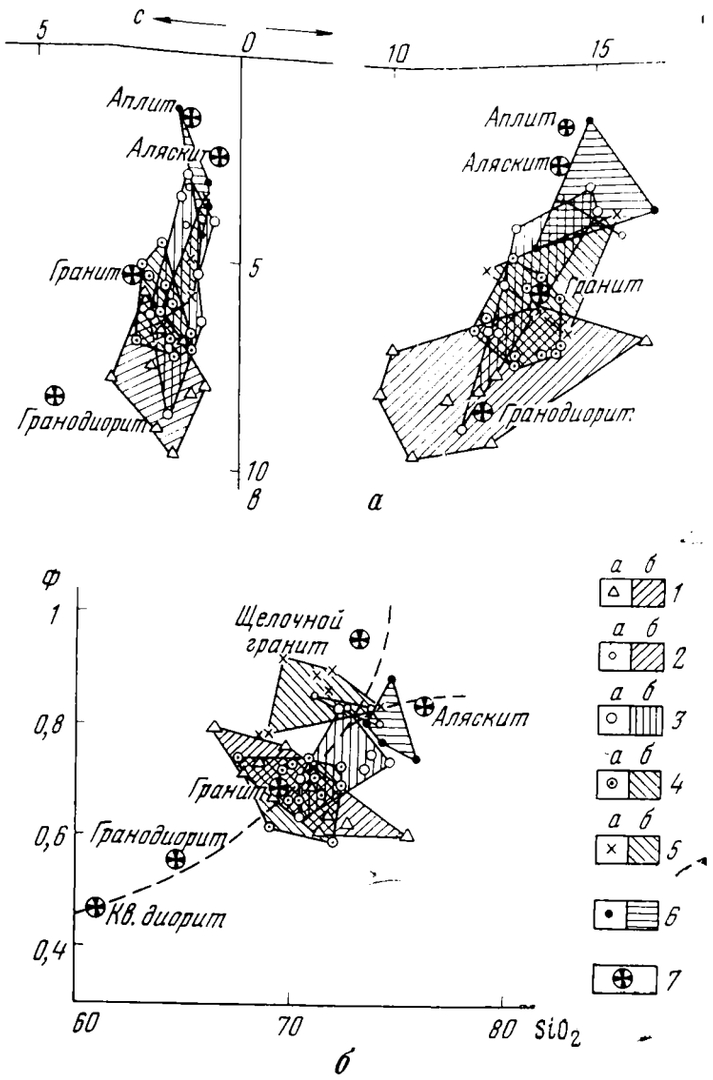
с бериллом и колумбитом. В пегматитах Бодончинской жильной зоны, по сведениям Э. В. Михайлова и И. Я. Михайловой, наряду с бериллом и колумбитом присутствуют фергюсонит, самарскит, ильменит, а в двуслюдяных и биотитовых пегматитах Барлагин-Биджигольской полосы А. В. Пекуров и М. И. Дубровский установили также наличие эвксенита. Таким образом, пегматиты специализированы на бериллий, тантал и, частично, ниобий, а на юго-восточном фланге пояса вблизи Булганского разлома к ним добавляется редкоземельная и титановая минерализация.

Для выявления перспектив рудоносности территории Монгольского Алтая представляет интерес рассмотреть общую металлогеническую зональность пегматитов, редкометальных грейзенизированных гранитов, грейзенов и кварцевых жил с привлечением материалов по китайской части Монгольского Алтая (Волочкович, Леонтьев, 1964; Леонтьев, 1969). Продольная зональность отчетливо выражена в пределах пегматитового пояса (Гаврилова, Леонтьев, 1975). В центре его, приуроченном к Прииртышскому выступу каледонского основания, развиты дифференцированные пегматиты с Be, Ta, Li, Rb, Cs (комплексные пегматиты по М. В. Кузьменко и Е. М. Еськовой, 1968), причем наиболее крупные их поля приурочены к поперечным структурам. Погружающиеся участки пояса представлены более простыми (Ta, Be с Nb) пегматитами; на обоих флангах его к ним добавляются также TR и Ti (см. табл. 11).

Характер поперечной металлогенической зональности производных верхнепалеозойского магматизма подчинен блоковой структуре Алтайской тектонической зоны, погружающейся в северо-восточном направлении. Вблизи фронтальной части Иртышско-Булганского разлома распространены микроклин-олигоклазовые пегматиты с Be, TR, Ti и Nb. По мере движения в глубь блока они сменяются микроклин-альбитовыми пегматитами с Be, Ta, Li, Rb и Cs, а затем бериллоносными пегматитами. Далее в северо-восточном направлении вместо пегматитов развиты грейзенизированные микроклин-альбитовые граниты с Be, W и Sn, которые, в свою очередь, сменяются гидротермалитами, несущими Sn, W, Mo, Bi и F. При этом Sn, W, Bi и F, которые присутствуют в пегматитах только в акцессорных минералах, приобретают ведущее значение в гидротермалитах. В соответствии с указанной зональностью монгольская территория Алтайской тектонической зоны, особенно ее северная часть, представляется перспективной для обнаружения грейзеновых и кварц-жильных образований с вольфрамовой, молибденовой и оловянной минерализацией. Это подтверждается наличием Сагсайского рудопроявления кварц-жильного и грейзенового типа с молибденитом и вольфрамитом (Иванов, 1953_2), а также кварцевых жил с вольфрамитом, замещенным вторичными минералами, обнаруженных автором совместно с Н. Н. Солодковым на восточном крыле северной части Делюно-Юстыдского прогиба. Кроме того, грейзенизированные граниты, обогащенные Mo, Pb и Bi, встречены в эндоконтакте Цункульнурского массива, расположенного на севере Уйэнчинского прогиба вблизи Тургенгольского разлома.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОВ

По химическому составу разновозрастные граниты главных фаций массивов соответствуют стандартному граниту, за исключением гранитоидов повышенной основности позднеордовикских массивов (табл. 12). Специфика последних заключается в некотором обогащении их магнием и железом при умеренном количестве кальция и высоком содержании щелочей, в том числе калия, благодаря чему они обладают высоким значением щелочного модуля. Эти породы близки щелочно-земельному граниту Р. Дэли, но в отличие от стандартного гранита их удобнее называть адамеллитами. Некоторые разновидности, сравнительно бедные кремнеземом, можно отнести к гранодиоритам. Особенности состава этой группы пород наглядно



Фиг. 22. Петрохимические диаграммы состава гранитов гранитовых формаций (*а*— по А. Н. Заварицкому, *б* — по К. Б. Зарянову)

1 — ордовикские гранитоиды повышенной основности;
2 — ордовикские граниты;
3 — верхнедевонские граниты;
4 — верхнепалеозойские граниты Уйэнчинского прогиба;
5 — верхнепалеозойские граниты Делюно-Юстыдского прогиба;
6 — ордовикские и верхнепалеозойские двуслюдяные и мусковитовые граниты;
7 — составы пород по Р. Дэли;
1 — 6 (*а* — состав пород, *б* — поле составов)

иллюстрирует их положение на диаграмме А. Н. Заварицкого и К. Б. Зарянова (фиг. 22, *а*, *б*). На эти диаграммы помимо анализов, приведенных в табл. 12, нанесены данные В. А. Амантова и В. П. Ажипы (см. Геология МНР, т. II, 1973, стр. 89) для верхнеордовикских массивов, а также Р. А. Хасина и В. И. Чернявского (1963) для верхнепалеозойских гранитов Уйэнчинского прогиба. На диаграмме А. Н. Заварицкого (см. фиг. 22, *а*) адамеллиты занимают широкое поле между гранитом и гранодиоритом, отличаясь от последнего меньшим значением *с*; на диаграмме К. Б. Зарянова они соответствуют граниту. Составы верхнедевонских гранитов на петрохимических диаграммах ложатся между гранитом и аляскитом. Интересна изменчивость химического состава верхнепалеозойских гранитов. Граниты Уйэнчинского прогиба близки граниту Р. Дэли. Граниты Делюно-Юстыдского прогиба, удаленные от эвгеосинклинальной герцинской области, отличаются от них более высокой величиной щелочного модуля. Наряду с этим граниты северного узла Делюно-Юстыдского прогиба (массивы Цузутусайский и Западный Могун-Тайга, расположенные на левобережье р. Асхатиин-Гол) обладают повышенной кремнекислотностью и меньшим содержанием кальция и магния по сравнению с гранитами южного узла.

В целом на петрохимических диаграммах различные по возрасту гранитоиды сгруппированы в области гранитовых составов. Они характеризуются сходной величиной суммы щелочей, преобладанием калия над натрием по весовым количествам, а также близкими содержаниями глинозема и фтора (табл. 13). Однако при наличии сходства намечаются некоторые различия. Например, ордовикские гранитоиды отличаются самым низким содержанием SiO_2 и наиболее высоким Al_2O_3, MgO, CaO, P_2O_5 и железа. Для девонских гранитов типичны сравнительно низкие

Химический состав гранитов Алтайской зоны (в вес. %)

Массив	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
Гранодиориты и адамеллиты (О)								
Ундурхэрхэнский	66,44	0,5	15,62	1,8	2,37	0,07	1,18	2,58
Хургуннурский	67,96	0,37	13,56	0,91	4,2	0,09	1,84	1,67
»	69,04	0,43	13,23	0,55	3,66	0,07	1,76	1,78
Дунгурхинский	69,94	0,28	13,68	0,28	3,34	0,08	1,36	2,0
Граниты (О)								
Талнурский	71,12	0,45	14,0	1,5	1,6	0,05	0,7	1,25
»	73,4	0,15	13,81	0,51	1,26	0,06	0,65	0,8
Холготинский	74,2	0,31	13,43	0,42	1,62	0,04	0,45	1,12
Гранит турмалин-мусковитовый (О)								
Цагангольский	74,22	0,13	13,6	0,86	1,08	0,02	0,42	0,72
Граниты (D_3)								
Чигертайский	72,51	Не обн.	13,8	1,36	1,23	0,01	0,15	1,94
Восточнобулганский	70,35	0,08	13,62	3,07	2,24	0,02	0,50	1,81
»	72,24	0,28	13,5	0,71	1,98	0,03	0,34	1,1
»	73,02	0,22	13,54	0,21	2,15	0,05	0,6	0,83
»	73,84	0,19	13,28	0,33	1,91	0,05	0,54	0,85
Граниты (PZ_3)								
Цузутусайский	74,00	0,28	11,96	0,74	2,63	0,02	0,8	1,0
Западный Могун-Тайга	72,0	0,22	13,46	1,06	1,48	0,04	0,4	1,23
Нариннуринский	69,9	0,64	13,85	1,91	1,34	0,04	1,17	2,4
»	71,2	0,53	12,9	1,14	1,6	0,05	1,24	2,07
Олнун-Қызыльский	69,64	0,7	13,7	1,13	2,6	0,07	1,4	1,85
Оргуйский	69,6	0,53	13,7	1,14	2,0	0,04	0,8	1,52
Дэрэнурский	72,0	0,22	12,22	0,1	4,42	0,07	0,64	1,56
р. Уйэнчи-Гол	72,8	0,05	13,1	0,93	1,88	0,05	0,64	1,56
Индертинский	70,0	0,5	14,5	0,84	2,14	0,07	1,0	1,54
»	72,42	0,31	13,85	0,32	2,3	0,08	0,83	1,4
Шадзагайский	72,44	0,21	13,68	0,87	1,87	0,09	0,68	1,63
Билютинский	70,8	0,4	14,22	1,18	2,51	0,07	0,95	2,13
Граниты двуслюдяные (PZ_3)								
Индертинский	74,2	0,13	14,16	0,3	0,8	0,06	0,34	0,67
р. Булган-Гол	74,49	Сл.	13,65	0,35	0,69	0,02	Сл.	1,48
Билютинский	76,22	0,03	13,2	0,24	2,1	0,04	0,44	1,0

Примечание. Анализы выполнены Н. С. Бахметьевой, В. А. Классен, Н. В. Любовкиной, Т. Г. Пронкиной, Р. А. Пчельниковой, П. И. Ферштатер, Л. П. Юрченковой.

количества MgO, TiO_2, MnO, невысокое содержание CaO при наиболее высоком кали-натровом отношении. Сходную величину этого отношения показывают древние граниты, однако выше отмечалась их проблематичная возрастная позиция. Верхнепалеозойские граниты имеют в среднем довольно высокое содержание титана, низкое фосфора и наименьшую величину кали-натрового отношения.

Разновозрастные группы гранитов обладают однотипным видовым составом акцессорных минералов (табл. 14). Типичными для них

Таблица 12

Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O^+	P_2O_5	F	П. п. п.	$-O=F_2$	Сумма	$\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$
4,5	4,55	Нет	0,56	0,15	0,04	Нет	0,02	100,34	0,8
3,32	3,8	0,1	1,02	0,25	0,08	0,56	0,03	99,6	0,7
3,04	4,2	0,1	0,74	0,5	0,07	0,66	0,03	99,7	0,72
3,66	3,88	0,1	0,94	0,18	0,06	Нет	0,02	99,66	0,75
3,8	5,4	0,28	Нет	0,12	0,11	Нет	0,05	100,33	0,86
3,64	5,0	0,22	0,44	0,21	0,03	0,1	0,01	100,17	0,83
3,35	5,0	0,28	Нет	0,06	0,03	Нет	0,01	100,35	0,81
3,8	4,0	0,22	0,36	0,42	0,04	Нет	0,02	99,87	0,77
4,4	4,06	Нет	0,25	0,28	Не опр.	Нет	—	99,94	0,84
2,85	4,51	»	0,63	0,13	0,09	»	0,04	99,77	0,71
3,2	5,55	0,16	0,6	0,13	0,07	»	0,03	99,82	0,84
2,7	4,8	0,04	1,2	0,31	0,08	»	0,03	99,72	0,72
3,0	4,58	0,16	0,66	0,18	0,09	0,18	0,04	99,8	0,75
2,6	4,73	0,2	0,56	0,07	0,02	Нет	—	99,61	0,78
4,22	4,51	0,26	0,38	0,03	0,08	»	0,03	99,54	0,88
4,4	3,15	0,38	Нет	0,16	0,05	0,31	0,02	99,68	0,76
4,8	3,22	0,38	»	0,1	0,06	0,3	0,02	99,57	0,88
3,0	4,9	0,08	»	0,16	0,07	0,75	0,04	100,01	0,75
4,35	5,18	0,22	»	0,06	0,11	0,3	0,05	99,5	0,93
3,58	4,2	0,1	0,74	0,07	0,2	Нет	0,08	99,84	0,86
4,3	4,1	0,1	0,5	0,07	0,04	»	0,02	100,0	0,88
3,44	4,54	0,26	0,5	0,22	0,12	0,36	0,05	99,98	0,73
3,1	4,1	0,1	0,4	0,15	0,05	0,52	0,02	99,91	0,69
3,25	4,2	0,1	0,62	0,14	0,04	Нет	0,02	99,8	0,73
4,1	3,45	0,32	Нет	0,1	0,04	»	0,02	100,25	0,74
4,34	4,15	0,1	0,26	0,15	0,07	0,2	0,03	99,9	0,82
4,04	4,28	Нет	0,67	0,19	Не опр.	Нет	—	99,86	0,83
2,66	4,0	0,1	0,62	0,14	0,04	»	0,02	99,8	0,73

являются турмалин, монацит, ксенотим, высокое содержание апатита и ильменита (за исключением адамеллитов); в небольшом количестве встречается корунд, кианит, андалузит, ставролит. Для ордовикских гранитоидов, кроме того, характерны магнетит и сфен, для девонских и верхнепалеозойских — гранат и топаз, содержание которого в Шадзагайском массиве достигает 48 *г/т*. В связи с повышенным содержанием в гранитах олова и вольфрама, в них отмечается касситерит и шеелит, причем последний содержится в гранитах Восточнобулганского массива в количестве

Таблица 13

Средний химический состав гранитов Алтайской зоны (в вес. %)

Окислы	Гранитоиды позднеордовикские				Граниты верхнедевонские (5)	Граниты верхнепалеозойские		
	адамеллиты (4)	граниты (3)	лейкограниты (1)	средний * состав		граниты (12)	лейкограниты (3)	средний * состав
SiO_2	68,35	72,91	74,22	69,82	72,39	71,4	74,93	72,17
TiO_2	0,35	0,3	0,13	0,32	0,15	0,38	0,05	0,31
Al_2O_3	14,02	13,75	13,6	13,92	13,55	13,35	13,24	13,33
Fe_2O_3	0,88	0,81	0,86	0,86	1,14	0,95	0,3	0,82
FeO	3,39	1,49	1,08	2,78	1,9	2,26	1,2	2,05
MnO	0,08	0,05	0,02	0,07	0,03	0,06	0,04	0,06
MgO	1,54	0,6	0,42	1,3	0,43	0,88	0,26	0,75
CaO	2,01	1,06	0,72	1,69	1,31	1,66	1,05	1,54
Na_2O	3,63	3,6	3,8	3,64	3,23	3,76	3,68	3,74
K_2O	4,11	5,13	4,0	4,31	4,7	4,19	4,14	4,18
P_2O_5	0,27	0,13	0,42	0,24	0,21	0,11	0,14	0,12
F	0,06	0,06	0,04	0,06	0,07	0,07	0,06	0,07
Na_2O+K_2O	7,74	8,73	7,8	7,95	7,93	7,95	7,72	7,92
K_2O/Na_2O	0,76	0,92	0,7	0,78	0,93	0,74	0,73	0,74

* Средний состав вычислен с учетом примерного площадного распространения главных типов пород.

Таблица 14

Содержание акцессорных минералов в гранитах (в *г/т*)

Минерал	Позднеордовикские			Верхнедевонские	Верхнепалеозойские	
	адамеллиты (1)	биотитовые граниты (2)	турмалин-мусковитовые граниты (1)	биотитовые граниты (2)	биотитовые граниты (3)	двуслюдяные граниты поздней фазы (2)
Колумбит	—	0,02	0,04	—	—	—
Циркон	248	55	28	261	161	10
Монацит	77	34	0,7	80	27	3
Ксенотим	5	10	0,6	16	1,4	—
Ортит	—	0,5	—	—	0,2	—
Эпидот	2820	146	135	59	1140	0,6
Молибденит	0,05	0,2	0,005	0,2	0,04	0,003
Шеелит	0,6	0,2	0,1	17	—	0,11
Касситерит	—	0,3	1,1	0,6	0,06	0,02
Сфен	328	8	22	4	0,07	2,05
Рутил	—	0,7	16 250	—	0,04	0,01
Ильменит	5	475	4	585	945	—
Магнетит	1220	3 770	1,5	18	593	—
Гранат	0,2	2	0,2	171	121	1174
Турмалин	272	10	19 740	216	119	1044
Сподумен	4	4	2	2	0,1	0,05
Апатит	1960	480	820	1540	848	1471
Флюорит	—	47	2	1	2,3	0,05
Топаз	—	—	—	2,2	16	—
Пирит	237	83	7	70	68	23,4
Халькопирит	2	0,01	0,1	0,2	0,03	0,001
Сфалерит	47	2	0,2	—	0,006	—
Галенит	—	0,1	0,1	—	—	0,003
Киноварь	18	0,4	0,06	0,1	0,03	0,03

10—15 *г/т*. В Индертинском массиве в знаковых количествах встречен вольфрамит, в Шадзагайском — гюбнерит. В богатых калием гранитах Восточнобулганского и Талнурского массивов на порядок выше, чем в других массивах содержание молибденита. Видовой состав акцессорных минералов подчеркивает формационное сходство разновозрастных гранитных массивов. При этом ордовикские и девонские гранитоиды отличаются от пород соответственно гранит-гранодиоритовой и аляскит-гранитовой формаций Хархиринской зоны значительно большим содержанием монацита, ксенотима, обилием турмалина, апатита, отсутствием ортита и небольшим содержанием сфена.

Для гранитоидов главных интрузивных фаций всех возрастов характерно надкларковое содержание Bi, Sn, W, Cs, B, Pb, Ni. Кроме того, в породах различного возраста помимо указанных элементов присутствуют в надкларковых количествах: в ордовикских — Cu, Ag, Sc, Co, V; в девонских — Li, Rb, Cr; в верхнепалеозойских — Li, Sc, Cr (табл. 15). Молибден во всех гранитоидах обнаруживает кларковые содержания, тантал — в верхнепалеозойских гранитах, и только в лейкократовых гранитах и ордовикских адамеллитах количество его выше кларка. Содержания ниже кларковых характерны для Be, Nb, а также Zr (за исключением адамеллитов и гнейсовидных фаций гранитов). От биотитовых гранитов к двуслюдяным и мусковитовым заметно накапливаются Rb, Cs, Ta, B, Bi, иногда Li, в ордовикских также Cu и Ag. Грейзенизированные граниты Цункульнурского массива обогащены Mo — 330 *г/т*, Pb — 3200 *г/т* и Bi — 39 *г/т*. Массивные граниты биотитовые и двуслюдяные по сравнению с гнейсовидными разностями содержат больше тантала и редких щелочей. Гнейсовидные граниты, в свою очередь, имеют повышенные содержания Zr, Be, Sc, Pb, Cu. Это подтверждает упоминавшуюся выше тенденцию консервации редких щелочей и тантала в гранитах, кристаллизовавшихся в относительно стабильных условиях и потери этих элементов гранитами, формировавшимися в локализованных разломах и в зонах повышенной проницаемости.

Специфика рассматриваемых гранитов заключается в обогащенности их наряду с литофильными элементами также никелем, хромом и кобальтом. При этом граниты разного возраста несколько отличаются по содержанию ряда элементов-примесей. Ордовикские гранитоиды относительно обогащены Ta, Co, V и группой сидерофильных элементов, особенно медью, девонские — Cs, Rb, Ni, Cr, верхнепалеозойские — Li. Сравнение ордовикских гранитоидов с породами гранит-гранодиоритовой формации показывает, что первые богаче большинством элементов-примесей, за исключением Zr, Sc, Mo и Pb. В то же время девонские граниты обогащены относительно пород аляскит-гранитовой формации только Li, Cs, Ni и Cr и содержат меньше Nb, Zr, Be, Mo, Sc и других элементов.

Из разновозрастных гранитов наиболее продуктивными являются верхнепалеозойские, с которыми связаны пегматиты с редкометальной и редкоземельной специализацией, грейзенизированные граниты с Be, W, Sn и гидротермалиты с W, Mo, Sn, Bi (Иванов, 1953$_2$; Хасин, Чернявский, 1963; Леонтьев, 1969). Набор полезных компонентов этих образований включает Be, Ta, Li, Rb, Cs, Mo, Sn, W, Bi при подчиненной роли TR, Nb и Ti. Из них Cs, W, Sn и Bi имеют повышенный геохимический фон в гранитоидах разного возраста и наряду с бором определяют металлогеническую специфику Алтайской зоны. Повышенные содержания лития, в два раза превышающие кларковые, специфичны для верхнепалеозойских гранитов.

В возрастном ряду гранитоидов Алтайской зоны происходит заметное накопление редких щелочей, особенно Cs, W, небольшое увеличение содержания Sn, а в двуслюдяных гранитах каменноугольных интрузий также Bi (табл. 16). При этом только раннепермские граниты обогащены Ta и Be, а лейкограниты их второй фазы также Nb. Отмеченная тенденция

Таблица 15

Содержание элементов-примесей в гранитах Алтайской зоны (в *г/т*)

Элементы	Ордовикские гранитоиды			Девонские биотитовые граниты		Верхнепалеозойские граниты			
						биотитовые граниты		двуслюдяные граниты поздней фазы	
	адамеллиты (2)	биотитовые граниты (4)	мусковитовые граниты (1)	массивные (6)	гнейсовидные (3)	массивные (4)	гнейсовидные (1)	массивные (2)	гнейсовидные (2)
Фотометрия пламени									
Li	34	27,5	19	52,5	27,7	80	40	105	9
Rb	130	172	230	220	163	206,7	80	380	90
Cs	5	7	24	18,2	4,5	13,3	Не обн.	30	Не обн.
Химический анализ									
Ta_2O_5	5	3	7	2,6	2	4,2	1,2	5	1,9
Nb_2O_5	10	25	10	15,2	20	25	23	10	22
Спектральный анализ									
Zr	100	212	47	88	250	80	210	Не опр.	47
Be	2,1	4,1	0,4	1,2	1,9	0,7	0,8	»	0,7
Sc_2O_3	8	5,5	Не опр.	4,3	7	8	11	»	Не опр.
B	10	25	1 200	8	Не опр.	30	13	»	»
Co	10	7	3	5,2	2,7	6	5	3	2
Ni	9	10	10	10,5	6	9	5	5	6,5
Cr	19	10	20	34,5	15,5	30	10	18	11,5
V	65	50	30	36	17,5	35,5	50	5	10
Bi	1,5	1,5	4	0,7	1,5	1,5	Не обн.	16,5	1,5
Pb	45	37,5	50	29,7	35	32	200	36,5	50
Zn	90	61	30	40	35	50	500	10	180
Sn	6,5	6	7	7	5,5	7,5	3	5,5	6,5
Mo	1	1,1	1	1	1,2	1	1	1	1
W	Не обн.	2	3	Не опр.	4	4	Не обн.	Не опр.	3
Cu	100	38	1 000	7	12	Не обн.	20	»	10
Ag	0,5	0,02	3	Не опр.	Не обн.	0,001	0,08	»	Не обн.

Таблица 16

Степень концентрации элементов-примесей в разновозрастных гранитах Алтайской зоны (за единицу приняты содержания в ордовикских адамеллитах)

Элементы	Ордовикские		Девонские	Каменноугольные		Раннепермские	
	граниты	лейкограниты	граниты	граниты	лейкограниты	граниты	лейкограниты
Li	0,8	0,6	1,5	2,4	3,1	2,0	2,5
Rb	1,3	1,8	1,7	1,6	3,0	1,7	2,7
Cs	1,4	4,8	3,6	2,7	6	4,8	13,6
Ta	0,6	1,4	0,5	0,8	1	2	1,5
Nb	2,5	1	1,5	2,5	1	2,1	3,3
Be	2,9	0,2	0,6	0,3	0,3	2	2,3
W	>2	>3	>4	>4	>3	—	—
Mo	1,1	1	1	1	1	7	5
Sn	0,9	1,1	1,1	1,2	0,8	1,1	2
Bi	1	2,7	0,5	1	11	—	—
Zr	2,1	0,5	0,9	0,8	0,5	—	—
Pb	0,8	1,1	0,6	0,6	0,7	—	—
Zn	0,7	0,3	0,4	0,6	0,1	—	—
Cu	0,4	10	0,1	0,2	0,1	—	—
Co	0,7	0,3	0,5	0,6	0,3	—	—
V	0,7	0,5	0,6	0,6	0,1	—	—
Cr	0,5	1,1	1,8	1,6	0,9	—	—
Ni	1,1	1,1	1,2	1	0,6	—	—

Примечание. Для раннепермских гранитов использованы данные А. Н. Леонтьева (1969).

служит показателем возможного накопления перечисленных компонентов в поздних глубинных дифференциатах верхнепалеозойских гранитов. Однако для пегматитового пояса ведущей является тантал-бериллиевая специализация. В гранитах же содержание бериллия крайне низко и не достигает кларковых количеств даже в раннепермских интрузиях. Поэтому можно предполагать, что обогащение верхнепалеозойских магматических очагов на завершающей стадии их развития бериллием и, по-видимому, другими компонентами обязано глубинным флюидам, наиболее интенсивная миграция которых происходила по зоне Иртышско-Булганского разлома.

В Алтайской зоне мы имеем дело со случаем, когда обычный парагенетический подход к выделению конкретных формаций неприменим, поскольку в течение длительной истории интрузивного магматизма в ее пределах возникали гранитоиды сходной формационной принадлежности. Они обладают подобием морфологии и состава массивов, близким химическим составом пород и уровнем содержания микрокомпонентов, а также видовым и количественным содержанием акцессорных минералов и соответствуют гранитовому формационному типу.

Специфика гранитов Алтайской зоны связана с особенностями ее тектонического положения и развития. Позднеордовикские гранитоиды формировались в собственно орогенный этап после замыкания геосинклинальных прогибов, выполненных мощными терригенными толщами. Они отличаются от собственно орогенной каледонской гранит-гранодиоритовой формации менее контрастным составом, отсутствием ранней фазы диоритов, поздних даек основного и среднего состава (или их крайне незначительным развитием), вместо которых здесь присутствуют дайки гранит-порфиров; повышенной щелочностью гранитоидов и меньшим содержанием в них кальция,

а также повышенным содержанием большинства элементов-примесей. В то же время от девонских и верхнепалеозойских гранитов Алтайской зоны ордовикские отличаются присутствием гранитоидов повышенной основности, более низкой кремнекислотностью и относительно высокой ролью в их составе кальция, магния, железа, фосфора и сидерофильных элементов. Следует отметить, что ордовикские гранитоиды отнесены к группе гранитовых формаций условно вследствие недостаточной изученности массивов и отсутствия достоверных сведений о количественной доли в них гранитоидов разного состава. Дальнейшее изучение их покажет, принадлежат ли они гранитовому формационному типу или представляют собой региональную фацию пониженной основности гранит-гранодиоритовой формации.

Девонская и верхнепалеозойская гранитовые формации занимают двойственную позицию в истории развития Алтайской зоны. Их размещение контролируется структурами, наложенными по отношению к каледонским. Девонские граниты связаны с активизацией структур в период среднепалеозойского наложенного орогена, верхнепалеозойские — с завершением геосинклинального развития южно-монгольских герцинид. В то же время эти формации обладают чертами собственно орогенных формаций (конкордантная форма интрузий, их пегматитоносность, гнейсовидные текстуры гранитов, присутствие кристаллических сланцев и мигматитов в экзоконтактах массивов и другие признаки). Это связано с тем, что в период герцинского тектогенеза создавались условия, близкие к собственно орогенным.

В эпоху девонской активизации Алтайская зона, по терминологии Л. П. Зоненшайна (1972), представляла собой промежуточную область между герцинскими эвгеосинклинальными структурами и внешней орогенной областью, в которой развивались одновременно регенерированные терригенные геосинклинальные прогибы и наложенные мульды и грабены, сложенные терригенно-вулканогенной молассой. Девонские граниты формировались после замыкания этих прогибов и по отношению к ним являются собственно орогенными. При этом становление их синхронно аляскит-гранитовой формации внешней области среднепалеозойского орогена. В отличие от аляскит-гранитовой формации граниты девонской гранитовой формации образуют крупные плутоны большой вертикальной протяженности, имеют черты мезоабиссальных интрузий, локализованных в горстовых структурах, которым свойственно сравнительно однородное строение, отсутствие субщелочных и щелочных дифференциатов. Кроме того, граниты нередко обладают гнейсовидными текстурами. Наряду с этим отмечается близкий валовый состав пород формаций, их сравнительно высокая калиевая щелочность, преобладание роговиков в экзоконтактах интрузий и другие черты сходства.

Становление верхнепалеозойских гранитов происходило в обстановке общего воздымания региона, сопровождавшегося надвиганием структур Монгольского Алтая на структуры южно-монгольских герцинид по Ирышско-Булганской шовной зоне и сопряженным перемещениям по системе более мелких нарушений. Условия сжатия нашли отражение в широком распространении гнейсовидных фаций в средне-верхнекаменноугольных интрузиях, формирование которых сопровождалось преобразованием вмещающих толщ в кристаллические сланцы, фельдшпатизацией и мигматизацией последних. Породы верхнепалеозойской гранитовой формации отличаются от девонской более высоким содержанием Ca, Mg, Ti и Mn и пониженной калиевой щелочностью, что может быть связано как с процессами гибридизма, так и более основным субстратом уровней магмообразования. Верхнепалеозойский магматизм характеризуется длительным многофазным развитием, мощным пегматитообразованием, проявлением процессов грейзенизации и сопутствующей им редкометальной минерализацией.

Разновозрастным гранитоидам Алтайской зоны свойственны черты пород, формировавшихся в условиях сжатия, причем наиболее отчетливо они выражены в каменноугольных массивах, расположенных в широкой полосе,

прилегающей к Иртышско-Булганскому разлому. Граниты представляют собой интрузивные образования, о чем свидетельствуют их секущие контакты, осложненные апофизами, развороты ксенолитов в приконтактовой зоне относительно исходного залегания, переход крупнопорфировидных гранитов в разновидности с мелко- и тонкозернистой тканью и крупными вкрапленниками полевых шпатов, кварца и биотита, а также наличие двух полярных по составу эндоконтактовых фаций — повышенной основности (плагиоклазовые граниты, реже тоналиты, кварцевые диориты) и пониженной основности (лейкократовые, двуслюдяные, мусковитовые турмалинсодержащие граниты). Только в висячем крыле Булганского шва в зоне схождения Тургенгольского и Толбонурского разломов компактные гранитные тела трансформируются в зоны инъекционно-метасоматических и метасоматических очковых гнейсов и гранитогнейсов. Судя по полевошпатовому термометру Т. Барта, интервал кристаллизации гранитов 800—500°. Крупные порфировидные выделения полевых шпатов имеют более высокую температуру кристаллизации по сравнению с полевыми шпатами зернистой ткани пород. Так, в Восточнобулганском и Талнурском массивах для порфировидных выделений температура соответственно 800 и 580°, для зернистой ткани — 595 и 500°. Только гибридные крупноочковые гранитогнейсы Билютинского массива показывают обратную картину: порфировидные выделения 580°, грубозернистая ткань 620°, что связано, очевидно, с порфиробластовым характером крупных выделений полевых шпатов. По-видимому, при становлении верхнедевонских и каменноугольных гранитных тел проявились процессы реоморфизма. Возможно, этим объясняются аномальные значения абсолютного возраста, полученные С. Н. Вороновским по плагиоклазам Восточнобулганского и Шадзагайского массивов. Для первого 765—746 млн. лет при значении возраста по биотиту 360—350 млн. лет, для второго соответственно 663 и 264 млн. лет.

Глава VI

МОНЦОНИТ-ГРАНОСИЕНИТ-ГРАНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Монцонит-граносиенит-гранитовая формация развита в Барунхурайском синклинории и соответствует ошигинскому комплексу, выделенному В. А. Амантовым и П. С. Матросовым (1963). Она неравномерно и недостаточно изучена. Ошигинский, Упкейтукский и Гурванхухэдский массивы были обследованы Л. П. Ковтуновым и Б. Ф. Жилевским в связи с поисками пьезокварца. Интрузивные комплексы Барунхурайской котловины описаны В. А. Амантовым, П. С. Матросовым (1963) и Б. Лувсанданзаном (1963, 1966$_1$).

Массивы рассматриваемой формации в пределах Барунхурайского синклинория размещены неравномерно. Подавляющее большинство тел, размером от нескольких десятков до сотни квадратных километров, сконцентрировано в его северном крыле вблизи Булганского разлома, в центре синклинория встречаются единичные небольшие тела. Наиболее крупные массивы площадью 300—350 км^2 расположены на западном воздымании оси синклинория (Ошигинский, Баиртинский) и на юго-востоке его (Майхануланский) в пределах поперечной структуры север — северо-западного простирания (хр. Агойтиин-Нуру), продолжающей направление структур Монгольского Алтая (см. фиг. 5).

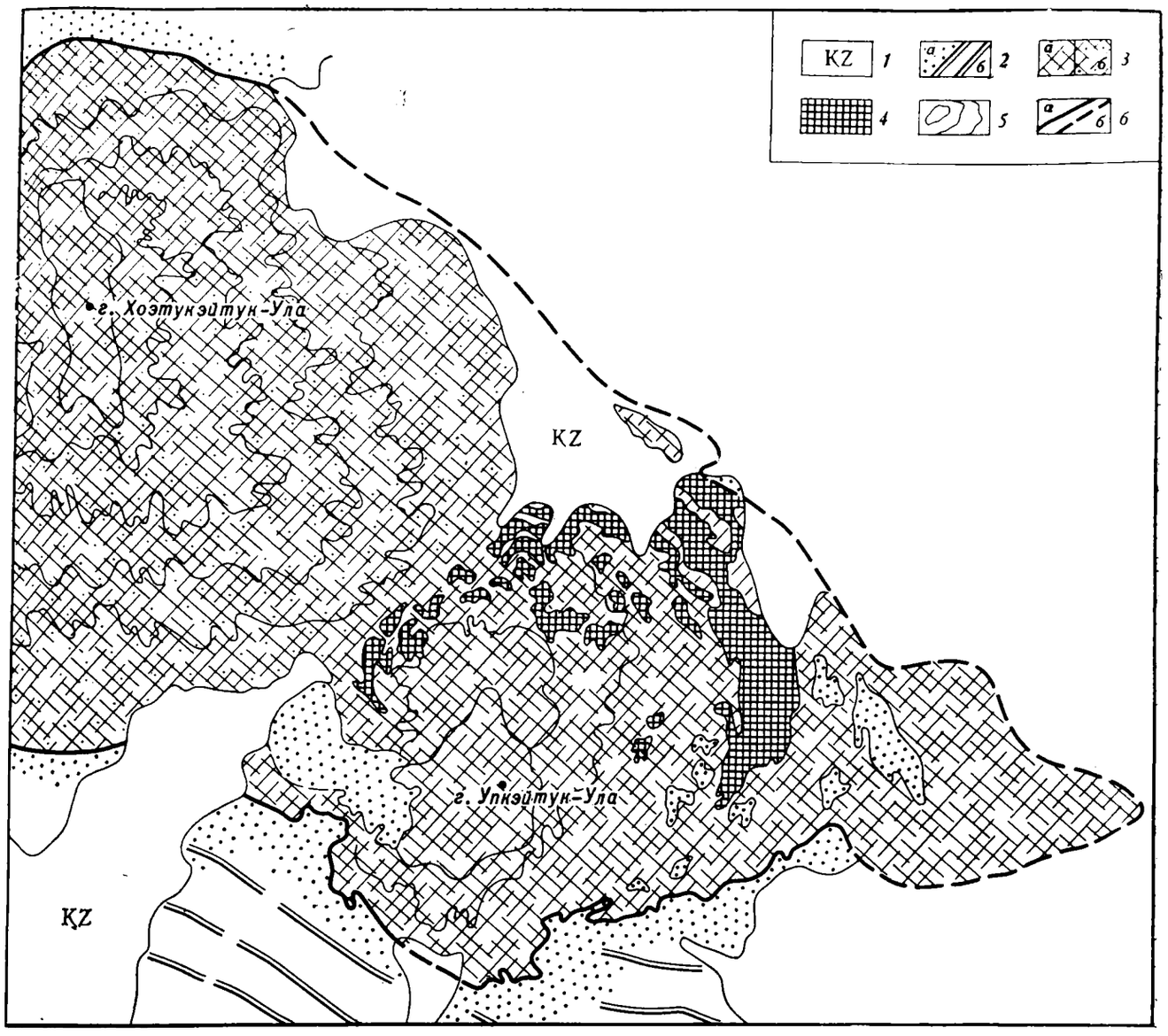
Имеющиеся в нашем распоряжении материалы позволяют охарактеризовать монцонит-граносиенит-гранитовую формацию на примере массивов северо-западной и западной части Барунхурайского синклинория. В со-

ставе этих массивов присутствуют следующие группы пород: габброиды, диориты и сиенит-диориты; меланократовые и мезократовые монцониты; граносиениты, реже сиениты; граниты и адамеллиты с подчиненным количеством гранодиоритов; лейкократовые граниты с невысоким содержанием амфибола и биотита. Количественная доля пород возрастает в порядке перечисления групп. Характерно обилие жильных пород, среди которых известны микрограниты, аплиты, пегматиты, в том числе хрусталеносные, кварцевые жилы, а также гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, граносиенит-порфиры, сиенит-порфиры, микродиориты, диорит-порфириты, габбро-диабазы и лампрофиры. Недостаточно ясна роль габброидов в составе формации. Они нередко встречаются в контуре интрузивных тел вблизи их кровли и обычно секутся гранитами. Возрастной интервал между габбро и гранитами неизвестен и в каждом конкретном случае отнесение габброидов к данной формации или предшествующей габброидной проблематично. Наряду с этим базальтовые и андезитовые порфириты в контактах интрузивных тел нередко перекристаллизованы, фельдшпатизированы и превращены в габбро-, диорит- и монцонитоподобные породы, часто неотличимые от интрузивных.

Р. А. Хасин (1971; Геология МНР, т. II, 1973) объединил ошигинский комплекс Барунхурайского синклинория, а также синхронный ему мантахский комплекс Гобийско-Хинганской зоны южно-монгольских герцинид в габбро-монцонит-граносиенитовую формацию каменноугольного возраста. А. С. Павленко, Л. В. Филиппов и Л. П. Орлова (1974) относят эти образования к габбро-монцонит-банатитовой формации. Однако вследствие неопределенной роли в составе массивов ошигинского комплекса габброидов и преобладания гранитов мы сочли более правильным назвать ее монцонит-граносиенит-гранитовой. Среди массивов этой формации имеются тела простого строения, сложенные одной или двумя перечисленными выше группами пород (Нижнебодончинский, Упкейтукский, Гурванхухэдский), а также сложного состава и строения, в которых совмещены породы всех групп (Баиртинский). Краткое описание массивов приводится ниже в порядке усложнения их строения.

Нижнебодончинский массив, площадью 50 $км^2$, залегает среди девонских вулканогенных пород на правобережье нижнего течения р. Бодончин-Гол (см. фиг. 7). Он обладает почти изометричной формой и сложен массивными бело-розовыми крупнопорфировидными биотитовыми гранитами, среди которых местами прослеживаются пологие полосы, состоящие из биотитовых грубозернистых гранитов, лейкократовых крупнопорфировидных гранитов, гранитов резко порфировидной структуры с мелкозернистой тканью и крупными вкрапленниками, среднезернистых гранитов, обогащенных биотитом. Встречаются граносиенитовые и сиенитовые шлиры. В числе жильных пород широко распространены мелкозернистые лейкократовые граниты с пегматоидными полевошпат-кварцевыми и кварцевыми обособлениями (иногда с мусковитом), а также с мелкими занорышами, выполненными кристаллическим кварцем. Граниты пронизаны протяженными поздними дайками, среди которых преобладают гранит-порфиры. В центре массива они образуют веерообразно расходящийся пучок, а вблизи контактов подчинены север — северо-восточным и северо-западным трещинным зонам. В прямолинейных участках контакта крупнопорфировидные граниты подходят к контактовой поверхности почти не изменяясь, а в апофизах переходят в породы закаленной структуры. Вмещающие породы ороговикованы.

Упкейтукский массив и расположенный севернее его Гурванхухэдский находятся на северо-западе Барунхурайской котловины у государственной границы МНР (см. фиг. 7). Упкейтукский массив вытянут в северо-западном направлении параллельно простиранию вмещающих толщ. Протяженность его 21 *км*, ширина в среднем 8 *км*. Массив состоит из двух сросшихся гранитных куполовидных тел, размером 11 × 8 *км* и 7 × 8 *км* (фиг. 23),



Фиг. 23. Схема строения Упкейтукского массива

1 — кайнозойские отложения;
2 — вмещающая толща (*а* — ороговикованная, *б* — неизмененная);
3 — граниты (*а* — лейкократовые с амфиболом и биотитом, *б* — нерасчлененные);
4 — сиениты, монцониты, сиенит-диориты;
5 — горизонтали рельефа;
6 — контакты (*а* — прослеженные, *б* — предполагаемые)

слагающих горы Упкейтук-Ула и Хоэтукэйтук-Ула. В пределах куполовидных поднятий граниты обладают крупноглыбовой отдельностью; в пониженных участках рельефа развиты граниты с пологой, почти горизонтальной тонкоматрацевидной отдельностью, содержащие множество останцов амфибол-биотитовых кварцевых сиенитов, переходящих в мезократовые монцониты и сиенит-диориты, а также ксенолитов ороговикованных вмещающих пород. Эти останцы окаймляют центральное куполовидное поднятие горы Упкейтук-Ула. О куполовидной форме Хоэтукэйтукского тела косвенно свидетельствует своеобразный рельеф, рисунок горизонталей которого весьма сходен с текстурным узором растекания вязкого материала, полученным Х. Рамбергом (1970) при экспериментальном моделировании купольных форм.

Массив сложен в основном желтовато-серыми массивными среднезернистыми гранитами, содержащими от 2—3 до 4—5% амфибола и биотита. Среди полевых шпатов в гранитах преобладает микроклин, иногда он встречается вместе с плагиоклазом (кислый олигоклаз и альбит-олигоклаз) в равных количествах. В центральных частях куполовидных поднятий в гранитах наблюдаются порфировидные структуры. Узкие эндоконтактовые зоны массива нередко сложены мелкозернистыми и аплитовидными грани-

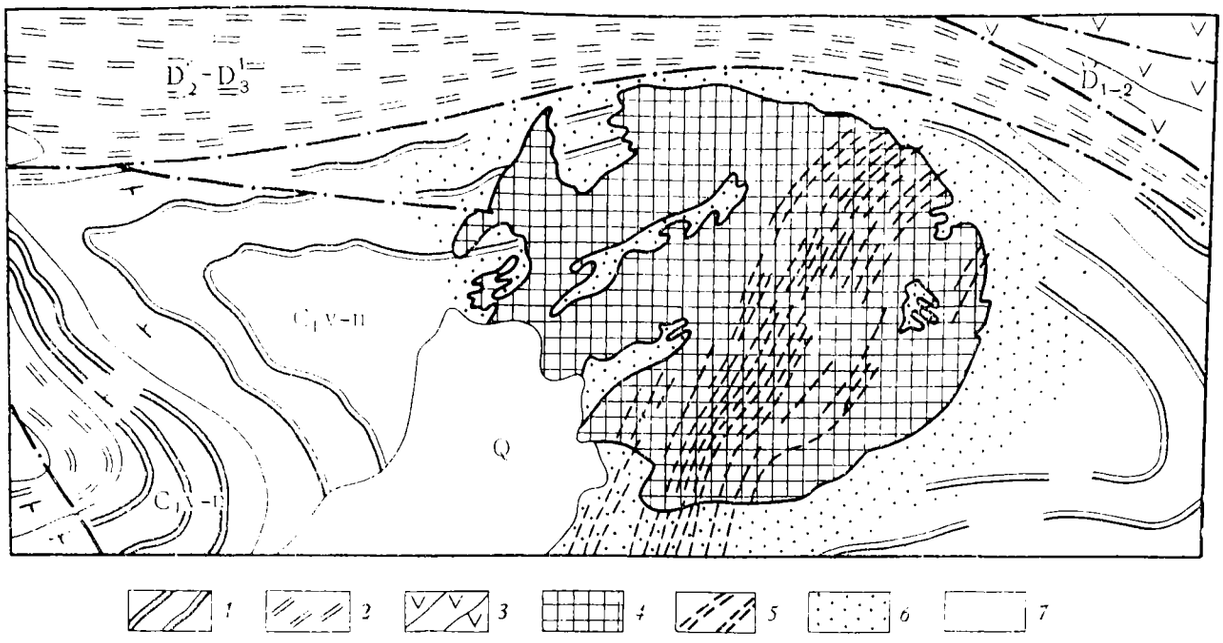
тами, среди которых присутствуют мелкие камерные хрусталеносные пегматиты. Граниты пересечены жилами лейкократовых микрогранитов. Б. Ф. Жилевский отмечает наличие в северо-восточной части массива более ранних крупнозернистых амфиболовых калишпатовых гранитов, развитых в виде ксенолитов и полос среди амфибол- и биотитсодержащих среднезернистых гранитов. Вулканогенные породы, вмещающие массив, превращены в пироксен-амфиболовые роговики, а терригенные, по наблюдениям Б. Ф. Жилевского и Л. П. Ковтунова,— в биотитовые силлиманит- и ставролитсодержащие роговики.

Гурванхухэдский массив, размером 8,5 × 8 *км*, в плане имеет округлую форму. Восточная часть тела расположена в Монголии, западная — в Китае. По данным В. А. Амантова и П. С. Матросова (1963), массив сходен с Упкейтукским. Б. Ф. Жилевский и Л. П. Ковтунов выделяют в его составе ранние двуслюдяные крупнозернистые граниты, развитые в северном эндоконтакте, и более поздние существенно калишпатовые граниты с амфиболом и биотитом, слагающие остальную часть тела. Граниты равномернозернистые, местами с порфировидными выделениями кали-натрового полевого шпата, размером до 1,5 *см*. Жильные породы — аплиты, пегматиты, микрограниты, а также кирпично-красные порфировидные лейкократовые граниты — нередко повторяют округлый внешний контур интрузива. В пегматитах и жильных кирпично-красных гранитах встречаются кристаллы горного хрусталя.

Ошигинский массив один из наиболее крупных в составе данной формации, площадью 300 *км*^{2}, расположен на западе Барунхурайской котловины (см. фиг. 5). Современным эрозионным срезом вскрыта прикровлевая часть массива, в которой сохранились многочисленные останцы ороговикованных и гибридных пород, а также встречаются диориты, кварцевые диориты и гранодиориты. В массиве резко преобладают биотитовые существенно микроклиновые граниты, которые ниже по разрезу сменяются крупнозернистыми биотитовыми гранитами, а в эндоконтактах переходят в лейкократовые и амфиболовые разновидности. В наиболее глубоко эродированных участках массива, по наблюдениям Б. Лувсанданзана, появляются крупнопорфировидные граниты. Для массива характерно широкое распространение пегматитов, с которыми связана его хрусталеносность.

Майхануланский массив расположен в юго-восточной части Барунхурайского синклинория, приурочен к поперечной структуре север — северо-западного простирания и залегает среди девонских вулканогенных пород. Протяженность массива в северо-западном направлении 50 *км*, ширина в северной части — 5 *км*, в южной увеличивается до 15 *км*, площадь его около 300 *км*^{2}. По данным Б. Лувсанданзана (1966$_1$), массив сложен биотитовыми, биотит-амфиболовыми и лейкократовыми гранитами, амфиболовыми щелочными гранитами, биотит-амфиболовыми граносиенитами, кварцевыми сиенитами и сиенитами. Биотит-амфиболовые граниты и граносиениты связаны взаимопереходами и пересечены красными крупнозернистыми биотитовыми граносиенитами и сиенитами. Вмещающие породы превращены в роговики, ширина ореола которых изменяется от первых сотен метров до 1—2 *км*.

Мергенульский массив размером 7 × 5,5 *км*, расположен в 25 *км* к востоку от Упкейтукского в ядре синклинальной складки, сложенной визенамюрской песчано-аргиллитовой толщей (см. фиг. 7). Массив имеет форму овала с неровными контурами (фиг. 24). Судя по пересечению, проведенному в центральной части массива, состав его крайне пестрый. Здесь наблюдается чередование мезократовых диоритов и габбро-диоритов тонко-, средне- и крупнозернистых; сиенит-диоритов и мезократовых монцонитов; среднезернистых биотит-амфиболовых сиенитов; мелкозернистых и неравномернозернистых гранитов, в которых плагиоклаз преобладает над калиевым полевым шпатом. Встречаются также тоналиты, кварцевые диориты и гра-



Фиг 24. Положение Мергенульского массива в одноименной синклинали

1 —песчаниково-алевролитовая толща (C_1v-n);
2 — вулканогенно-терригенно-кремнистая толща ($D_2^2 - D_3^1$);
3 — андезитовые порфириты и их туфы (D_{1-2});
4 — габбо-диориты, диориты, монцониты, сиениты, гранодиориты, граниты;
5 — дайки;
6 — роговики;
7 — четвертичные отложения

носиениты. В отдельных участках массива развиты сравнительно однородные амфибол-биотитовые мелкозернистые гранодиориты, пересеченные прожилками аплитов. Среди жильных пород массива можно выделить два типа. Породы первого типа представлены розовыми среднезернистыми гранитами с 3—4% цветных минералов, сходными с гранитами Упкейтукского массива, и мелкозернистыми граносиенитами. К породам второго типа относятся дайки гранодиорит-порфиров, диорит-порфиритов, габбро-диабазов и лампрофиров, роевые скопления которых приурочены к трещинам север — северо-восточного простирания. Вмещающие породы ороговикованы.

Баиртинский массив находится на междуречье Уйэнчи-Гол и Булган-Гол и частично на левобережье последней между Булганским разломом на севере и Барунхурайским на юге (см. фиг. 7). Он приурочен к антиклинальной структуре, сложенной базальтовыми и андезитовыми порфиритами нижнего-среднего девона. Морфология его определяется сочетанием почти изометричной центральной части, размером 13 × 14 *км*, и двух сильно удлиненных ветвей, протяженностью 45—50 *км* при ширине 3—7 *км*, вытянутых в северо-западном направлении параллельно вмещающим структурам. Вблизи Булганского разлома северо-восточная ветвь приобретает широтную ориентировку. Центральная часть тела имеет форму, близкую к кольцевой (фиг. 25). Пониженные участки рельефа по ее северо-западной периферии сложены амфибол-биотитовыми крупнопорфировидными гранитами и адамеллитами, реже гранодиоритами с 25—30% порфировидных выделений полевых шпатов, размером 1—2 *см*, среди которых преобладает микроклин. В южном направлении крупнопорфировидные граниты переходят в грубозернистые гнейсовидные плагиоклаз-микроклиновые граниты. Последние погружаются под пестрый комплекс меланократовых пород, в котором участвуют пироксеновые габброиды, габбро-диориты, меланократовые монцониты, а также метаморфизованные вмещающие породы — амфиболиты, амфиболовые и амфибол-биотитовые сланцы. Все они пронизаны жилами грубозернистых гранитов.

В крупнопорфировидных гранитах развиты обильные жилы аплитов, микрогранитов и пегматитов. Некоторые пегматитовые жилы содержат бледноокрашенный амазонит. Характерны также шлиры амфибол-биотитовых микрогранитов, граносиенитов и мелкозернистых гранодиоритов с порфи-

ровидными выделениями полевых шпатов, кварца и биотита. Встречаются жиловидные шлиры длиной от одного до первых сотен метров среднезернистых аляскитовых гранитов с 1—3% биотита. Контакты их с крупнопорфировидными гранитами четко очерчены. Однако в зоне контакта имеется узкая полоса до 10—15 *см* переходных по составу пород. Вблизи ее в крупнопорфировидных гранитах уменьшается количество крупных выделений полевых шпатов, и они приобретают линейную ориентировку, параллельную контакту. Далее переходная полоса сложена неравномернозернистыми гранитами, обогащенными биотитом, который собран в струйчатые и пятнистые участки; расположенный между ними кварц-полевошпатовый агрегат сходен, с одной стороны, со среднезернистой тканью крупнопорфировидных гранитов, с другой — с аляскитовыми гранитами. Подобный характер перехода свидетельствует о синхронном формировании крупнопорфировидных гранитов и обособленных аляскитовых шлиров. В свою очередь, в аляскитовых гранитах присутствуют гнезда, жиловидные шлиры и небольшие жилы аплитовидных и пегматоидных гранитов и пегматитов с кварцевыми гнездами и ядрами. Иногда удается видеть, как обособленные в аляскитах участки аплитовидных гранитов переходят по простиранию в жиловидные образования с более четкими контактами, а выходя в крупнопорфировидные граниты, секут их.

По направлению к центральной части тела пологий сглаженный рельеф, свойственный районам развития крупнопорфировидных гранитов, сменяется мелкобугристым, здесь развиты амфибол-биотитовые крупнопорфировидные граниты, среднезернистые аляскитовые граниты, многочисленные жилы аплитовидных гранитов, пегматитов и кварцевые. Выше по разрезу появляются скальные выходы, сложенные среднезернистыми лейкократовыми и аляскитовыми гранитами. По строению и характеру выражения в рельефе переход от крупнопорфировидных гранитов к лейкократовым аналогичен тому, что мы наблюдали в аляскит-гранитовой формации Хархиринской зоны. Выходы лейкократовых гранитов имеют кольцеобразную форму шириной от 1,5 до 4,5 *км*. Их верхний контакт обладает сложной конфигурацией. Крупные и мелкие апофизы гранитов пронизывают расположенные выше меланократовые породы, а последние содержатся в виде останцов в гранитах. В результате создается причудливый рисунок, который нередко воспроизводится при экспериментальных работах по росту купольных форм с контрастным по жесткости исходным материалом. На контакте гранитов с меланократовыми породами местами развиты реакционные сиенитовые и сиенит-диоритовые метасоматические зоны и жиловидные тела.

В северо-восточной и юго-западной ветвях массива развиты среднезернистые и неравномернозернистые субщелочные, аляскитовые и лейкократовые граниты с амфиболом и биотитом, иногда гнейсовидные. В приразломных участках граниты приобретают красную и кирпично-красную окраску, структуры их варьируют от среднезернистых до фельзитовых; характерны фациальные переходы гранитов в граносиениты и кварцевые сиениты. Широко распространены также меланократовые породы — пироксеновые габбро, габбро-диориты и монцониты, сосредоточенные вблизи кровли массива. Под ними расположены граниты и сиениты, апофизы которых секут меланократовые породы. Положение меланократовых пород в массиве ясно только с точки зрения их взаимоотношений с гранитоидами. Менее очевидны их генетические взаимоотношения, а также масштаб развития интрузивных и метасоматических габброидов и монцонитов. Вероятно, в массиве присутствуют более древние габбро. На генетическую связь монцонитов с гранитами, помимо их пространственной ассоциации, указывает наличие в меланократовых монцонитах округлых обособлений, сложенных мезократовыми монцонитами, граносиенитами, гранитами и пегматитами, черты строения и состава которых указывают на их возможный ликвационный характер. В восточной части Баиртинского массива широ-

ким распространением пользуются амфибол-биотитовые граносиениты и сиениты. В них встречаются секущие жилы мелкозернистых турмалинсодержащих гранитов. Поздние дайки, секущие массив, представлены гранит-порфирами, часто фельзитовидными с флюоритом, скрытокристаллическими микросиенитами, лампрофирами, микродиоритами, диорит-порфиритами и габбро-диабазами. Они ориентированы в поперечном к массиву субмеридиональном и северо-восточном направлении.

Особо следует отметить присутствие в контуре Баиртинского массива щелочных гранитов. Наиболее крупное тело щелочных гранитов, площадью 2,5 $км^2$, известно в его северо-восточной части между горами Харулын-Обо и Дзаган-Улан-Обо (см. фиг. 25). Оно контролируется запад — северо-западными и меридиональными нарушениями и прорывает габбро и граносиениты. Северная часть тела размером 2 × 0,9 *км* вытянута в субширотном направлении, круто падает на север и полого (20—30°) погружается на запад. Сложная конфигурация его выходов обусловлена небольшим эрозионным вскрытием, благодаря чему граниты обнажены в пониженных участках рельефа, а на сопках и гребнях сохранились останцы вмещающих пород. Южная дайкообразная часть тела, протяженностью 1 *км*, вытянута вдоль меридионального разлома и осложнена многочисленными крупными и мелкими апофизами запад — северо-западного простирания. Тело сложено светло-серыми и белыми гнейсовидными мелкозернистыми микроклин-альбитовыми гранитами с щелочным амфиболом, эгирином и флюоритом, которые местами переходят в слюдяные и лейкократовые тонкозернистые граниты с повышенным содержанием альбита. В его экзоконтактах наблюдаются ослюденение, турмалинизация и местами скарнирование. Особенно интенсивно изменены габбро. Они турмалинизированы, замещены слюдистым агрегатом, местами превращены в эпидот-турмалиновые скарны, в которых присутствуют турмалиновые прожилки с желто-бурым бериллом и мелкие пегматитовые жилы с зеленовато-голубым бериллом.

Более мелкие выходы щелочных гранитов встречены юго-восточнее сомона Булган. Они слагают подножье гребня. Выше расположены сиениты и кварцевые сиениты, над которыми размещены меланократовые монцониты и габброиды. Сиениты, монцониты и габброиды вдоль отдельных зон, мощностью до 5—10 *м*, альбитизированы и преобразованы в белые кварцсодержащие альбититы. В центре таких зон местами развит агрегат щелочного амфибола, а внутри него — кварцевый. Простирание альбитизированных зон северо-западное, падение СВ 45—60°. Расположенные к северо-востоку от рассмотренных пород граниты отделены от них разломом северо-западного простирания, падающим под углом 50° под граниты. В зоне разлома и в трещинах, оперяющих его висячий бок, развиты скрытокристаллический кварц и мелкозернистый альбит, которые нередко слагают обособленные кварцевые и альбитовые полосы. В других частях Баиртинского массива наблюдаются редкие жилы тонкозернистых флюоритсодержащих альбититов северо-восточного простирания, которые секут граниты массива и вмещающие их порфириты. Все вышеизложенное свидетельствует о более молодом возрасте щелочных гранитов и связанных с ними метасоматических пород по отношению к Баиртинскому массиву. Однако среди среднезернистых лейкократовых гранитов центральной части массива присутствуют маломощные (5—15 *см*) жилы флюоритсодержащих амфиболовых щелочных гранитов, границы которых с вмещающими гранитами не имеют четко выраженной контактовой поверхности, а ткань пород обеих разновидностей местами сливается. Эти щелочные граниты отличаются от эгиринсодержащих значительно более высоким содержанием кальция (см. табл. 19). Таким образом, щелочные граниты проявились среди дифференциатов Баиртинского массива, не исключено их присутствие и в других массивах рассматриваемой формации. Мы оставили вопрос о возрасте щелочных гранитов открытым, хотя представляется вполне вероятным, что существуют щелочные граниты, связанные как с монцонит-

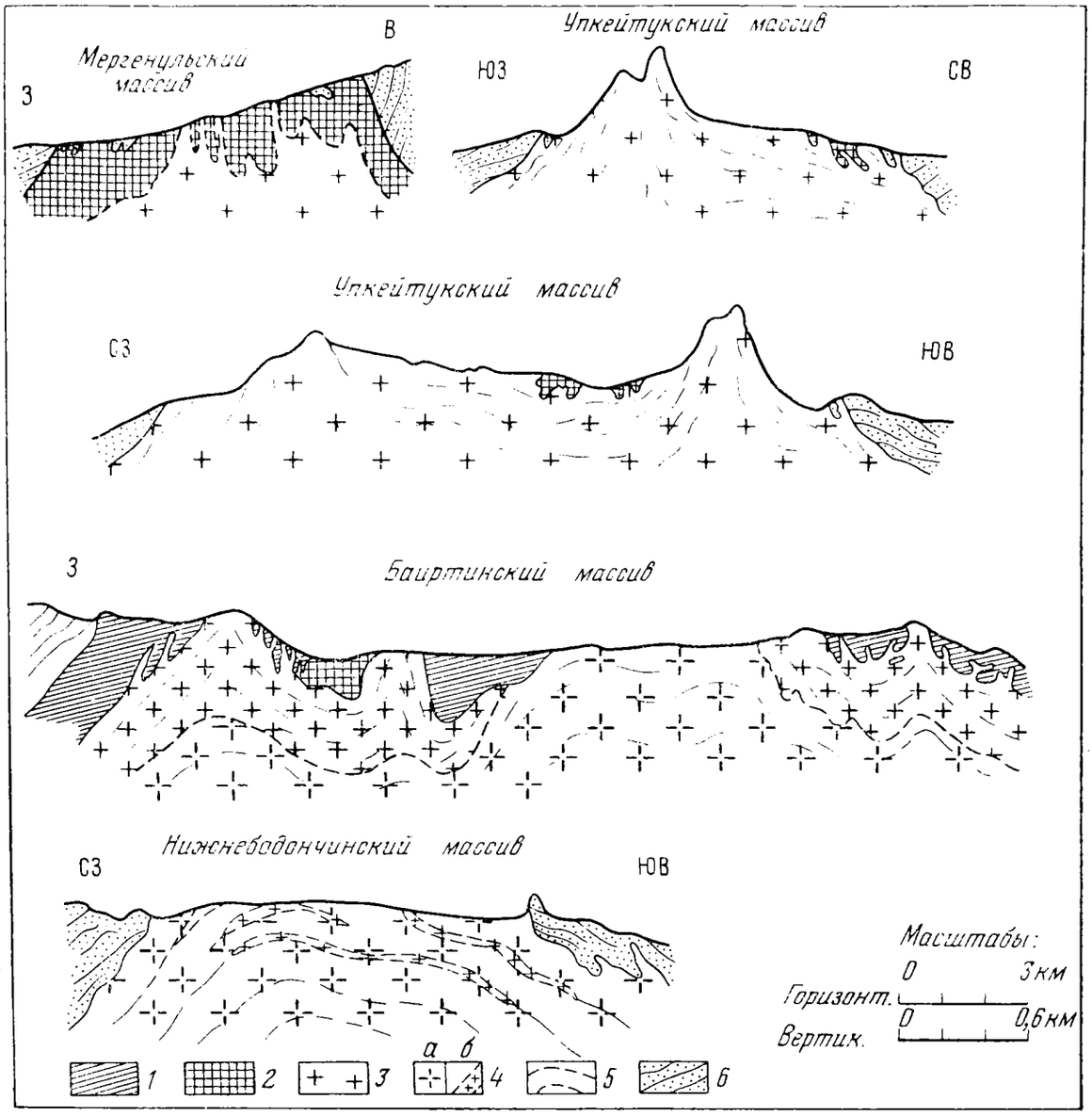
граносиенит-гранитовой, так и с более молодой позднепермской граносиенит — гранит-порфировой формацией.

Хабтагинский массив расположен на междуречье Бодончин-Гол и Уйэнчи-Гол восточнее сомона Уйэнч вблизи сочленения Барунхурайского и Булганского разломов (см. фиг. 7). В этом районе развиты гибридные и метасоматические мезократовые сиениты с крупными порфиробластами калиевого полевого шпата, размером 2—3 *см*. Метасоматические разности образуются по различным исходным породам — от порфиритов до песчаников. В последних, наименее подверженных метасоматической переработке, зоны сиенитизации образуют тонкие прерывистые полосы. Гибридные сиениты слагают согласные и полусекущие тела, мощностью от 2—3 до 10—15 *м*, среди фельдшпатизированных кристаллических сланцев и мигматитов. Все перечисленные породы пересечены жилами гнейсовидных биотитовых и лейкократовых гранитов, мощностью от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров. Жилы имеют разное простирание и падение; широко распространены пологопадающие (15—20°) жилы. Местами в гранитах присутствуют турмалиновые обособления и пегматитовые шлиры с турмалином. Реже встречаются пегматитовые и кварцевые жилы. Сходные по облику резко гнейсовидные граниты слагают мелкие самостоятельные тела во вмещающих породах, например в долине р. Уйэнчи-Гол ниже сомона Уйэнч. Выходы метасоматических и магматических пород в плане имеют близкую к клиновидной форму с широкой западной и узкой восточной частью; они опоясаны кристаллическими сланцами.

СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ ФОРМАЦИИ

Ареал распространения монцонит-граносиенит-гранитовой формации в западном секторе Южно-Монгольской герцинской складчатой области в общих чертах совпадает с Барунхурайским синклинорием. Северной границей его служит Булганский разлом, восточная граница менее определенна. К востоку от Барунхурайского синклинория эта формация, по данным Ю. А. Борзаковского, Б. Лувсанданзана и Р. А. Хасина, сменяется синхронной габбро-диорит-гранодиоритовой формацией (Геология МНР, т. II, 1973). Однако латеральный переход осуществляется, по-видимому, постепенно, поскольку указанные исследователи относят к рассматриваемой формации крупный Аджибогдинский плутон, расположенный в западной части ареала габбро-диорит-гранодиоритовой формации.

В Барунхурайском синклинории, как отмечалось выше, интрузивные массивы сосредоточены в его северном крыле, на западном воздымании его оси и в восточной Агойтииннуринской поперечной структуре. Положение массивов в структурах высоких порядков более разнообразно. Многие из них размещены в антиклиналях и на их крыльях (Нижнебодончинский, Баиртинский, Ошигинский, Майхануланский и др.), реже в синклиналях (Мергенульский), а также контролируются разломами (сильно удлиненные разломные трещинные тела или части тел) и зонами повышенной проницаемости (Хабтагинский). Различное структурное положение тел определяет их форму, особенности строения и состава, характер взаимоотношений с вмещающими породами и масштаб реакционного преобразования последних. Широко распространены почти изометричные и овальные тела небольшого размера. Многим из них свойственны куполовидные формы; встречаются массивы, состоящие из нескольких сросшихся куполов или сочетающие в себе куполовидные формы с трещинными. Размер куполовидных тел в северо-западной части синклинория изменяется от 13 × 14 до 7 × 5,5 *км*, расстояние между центрами куполов в среднем составляет 25—30 *км*. По мере приближения к Булганскому разлому куполовидная форма тел сменяется трещинной, усложняется морфология их контактов (вмещающие породы пронизаны штокверковидными жилами гранитов и нередко превращены в породы монцонитового и сиенитового состава), увели-



Фиг. 26. Схематические профили массивов разной глубины эрозионного среза

1 — нерасчлененные интрузивные и метасоматические габброиды и монцониты;
2 — габбро-диориты, монцониты, сиениты;
3 — лейкократовые граниты;
4 — крупнопорфировидные нормальные граниты: (*а* — биотитовые и амфибол-биотитовые, *б* — лейкократовые);
5 — отдельность гранитов;
6 — ороговикованные вмещающие породы

чивается пестрота состава массивов и масштаб развития в них гибридных образований (Баиртинский массив), появляются гнейсовидные разности гранитоидов, а в экзоконтактах массивов наряду с роговиками присутствуют кристаллические сланцы. На междуречье Уйэнчи-Гол Бодончин-Гол вблизи сочленения Булганского разлома с Барунхурайским вместо интрузивных проявлены метасоматические и гибридные породы сиенитового и монцонитового состава с поздними жилами гнейсовидных лейкократовых гранитов (Хабтагинский массив). Одновременно с изменением формы и состава массивов сокращается масштаб развития пегматитов, и они становятся нехрусталеносными. В то же время в массивах, расположенных вблизи Булганского разлома, резко возрастает количество поздних даек среднего и основного состава; местами они составляют до 10% объема интрузивной массы.

Состав и строение массивов зависит также от степени их эрозионного вскрытия, в целом для Барунхурайского синклинория очень небольшой.

В обобщенном виде вертикальную зональность тел можно представить следующим образом (фиг. 26). Глубинные уровни тел сложены крупнопорфировидными и грубозернистыми биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранитами, адамеллитами, реже гранодиоритами. Среди них наблюдаются пологие полосы, в которых граниты дифференцированы на лейкократовые и обогащенные биотитом разновидности (Нижнебодончинский массив, глубокие уровни Баиртинского массива). Выше расположены лейкократовые граниты дву-, реже однополевошпатовые с низким (2—5%) содержанием амфибола и биотита, слагающие куполовидные, кольцевые и приразломные выступы. В разломных зонах они переходят в граносиениты, реже сиениты. Крупные трещинные тела могут быть недифференцированными и сложены гранитами усредненного состава. Биотитовые и амфибол-биотитовые граниты бывают связаны с лейкократовыми постепенными переходами (Ошигинский массив) либо более сложными соотношениями (Баиртинский массив). В последнем случае среди амфибол-биотитовых гранитов и адамеллитов появляются жиловидные шлиры аляскитовых гранитов, количество которых увеличивается вверх по разрезу до полного вытеснения ими нормальных гранитов, а состав изменяется до лейкократовых амфибол- и биотитсодержащих гранитов. Наконец, наиболее высокие гипсометрические уровни сложены лейкократовыми гранитами с подчиненным количеством аляскитов. В ряде мест наблюдалось также пересечение лейкократовыми гранитами амфибол-биотитовых. Меланократовые и мезократовые монцониты, сиенит-диориты, диориты и габбро-диориты слагают маловскрытые тела (Мергенульский массив), приконтактовые и прогнутые участки кровли более глубоко эродированных массивов (Баиртинский, Ошигинский), останцы прикровлевых зон на склонах куполовидных поднятий (Упкейтукский массив) и отсутствуют в глубоко эродированных массивах (Нижнебодончинский, Майхануланский). Положение сиенитов более разнообразно и до конца не выяснено.

Из всех перечисленных пород наиболее ранними являются габбро-диориты, диориты, сиенит-диориты и монцониты. Они обычно пересечены гранитоидами, но местами связаны с ними постепенными переходами. Это, по-видимому, объясняется присутствием среди указанной группы пород, с одной стороны, интрузивных образований ранней фазы, с другой — инъекционно-метасоматических образований, возникавших в результате взаимодействия гранитоидов с вмещающими вулканогенными толщами.

О последовательности формирования гранитоидов существуют противоречивые сведения. В. А. Амантов и П. С. Матросов (1963) отмечают полифациальность сложно построенных массивов; поздними, по их данным, являются только мелкие тела красных лейкократовых гранитов. По данным Б. Лувсанданзана (1963) и Б. Ф. Жилевского, Упкейтукский массив является многофазным с последовательным образованием крупнозернистых амфиболовых, среднезернистых биотитовых, а затем лейкократовых гранитов с амфиболом и биотитом. Однако В. А. Амантов и П. С. Матросов (1963) считают, что этот массив сложен гранитами одной фазы внедрения. Очевидно, этот случай отражает фациально-фазовые соотношения гранитов несколько отличающегося состава. Для Гурванхухэдского массива Б. Ф. Жилевский и Л. П. Ковтунов выделяют ранние двуслюдяные крупнозернистые и более поздние существенно калишпатовые граниты с амфиболом и биотитом. Б. Лувсанданзан (1966_1) в Майхануланском массиве установил фациальный характер взаимоотношений амфибол-биотитовых гранитов и граносиенитов и наличие поздней фазы крупнозернистых биотитовых граносиенитов и сиенитов. В Баиртинском массиве амфибол-биотитовые граносиениты и сиениты прорваны небольшими жиловидными телами розовых мелкозернистых турмалинсодержащих гранитов. В Хабтагинском массиве гибридные и метасоматические мезократовые сиениты пересечены многочисленными жилами биотитовых и лейкократовых грани-

тов. Более характерны полифациальные массивы, состоящие из адамеллитов, нормальных, существенно калишпатовых и лейкократовых гранитов, граносиенитов и сиенитов, реже встречаются субщелочные граниты. Приведенные примеры показывают, что для рассматриваемых массивов нельзя выделить последовательные фазы внедрения выдержанного состава. Породы формации связаны постепенными переходами либо секущими взаимоотношениями в зависимости от условий становления конкретных тел. Наиболее определенно можно говорить о раннем формировании габбро-диоритов, диоритов и монцонитов и наиболее позднем — небольших жиловидных тел лейкогранитов и микрогранитов.

Характерна хрусталеносность гранитов. Пегматиты камерного типа, занорыши с кристаллическим кварцем и кристаллами горного хрусталя присутствуют в апикальных частях и эндоконтактах массивов, сложенных лейкократовыми амфибол- и биотитсодержащими гранитами. Однако они более типичны для секущих эти граниты жил пегматитов и лейкогранитов. Мелкие занорыши с кристаллическим кварцем встречаются также в жилах лейкогранитов, секущих крупнопорфировидные граниты. Для массивов рассматриваемой формации типична весьма пестрая дайковая серия от кислых до основных пород и лампрофиров. Дайки образуют роевые скопления и пучки, ориентированные, главным образом, в субмеридиональном и север — северо-восточном направлении. Как отмечалось выше, количество даек увеличивается в массивах, расположенных вблизи Булганского разлома.

Большинство массивов монцонит-граносиенит-гранитовой формации прорывают девонские толщи, Ошигинский массив также турнейские отложения, Мергенульский массив имеет эруптивные контакты с одноименной песчано-алевролитовой свитой, для которой Н. Г. Маркова установила визе-намюрский возраст (Тектоника МНР, 1974). В то же время Б. Лувсанданзан (1963) и И. И. Волчек отмечают наличие гранитной гальки в пермских отложениях. Таким образом, геологические данные свидетельствуют о формировании интрузий Барунхурайского синклинория в среднем — верхнем карбоне. Более узкий временной интервал становления интрузий установлен для синхронных образований центральной и восточной частей Южно-Монгольской герцинской складчатой области. В этих регионах интрузивы прорывают средне- и верхнекаменноугольные толщи. В ряде мест они перекрыты раннепермскими отложениями или содержатся в их гальке (Геология МНР, т. II, 1973). На этом основании возраст гранитоидов считается верхнекаменноугольным (Геологическая карта МНР,

Таблица 17

Абсолютный возраст интрузивных пород Барунхурайского синклинория

Массив	Материал	Порода	K, %	Ar^{40} *нмм³/г*	Возраст, млн. лет
Баиртинский	Биотит	Крупнопорфировидный амфибол-биотитовый гранит	6,82	0,0754	271±15
»	»	Грубозернистый биотитовый гранит	5,14	0,0519	249±14
»	«	Лейкократовый гранит	6,79	0,0737	267±20
»	«	Граносиенит	6,78	0,0781	277±20
»	Амфибол	Габбро	0,65	0,00495	190±12
Нижнебодончинский	Биотит	Крупнопорфировидный гранит	5,81	0,0604	255±20
Упкейтукский	»	Лейкократовый гранит с амфиболом и биотитом	5,79	0,0607	258±15
»	Амфибол	То же	0,41	0,0058	340±22
»	Биотит		6,84	0,0632	230±16

1966); Ю. А. Борзаковский и Б. Лувсанданзан, относя их к каменноугольным, отмечают, что образование интрузий происходило во второй половине карбона (Геология МНР, т. II, 1973). Однако абсолютный возраст пород (280—230 млн. лет) монцонит-граносиенит-гранитовой формации указывает на их пермский возраст (табл. 17, см. фиг. 5). Выше отмечалось, что пермские значения цифр абсолютного возраста определены также для каменноугольных гранитов гранитовой формации. Это несоответствие может быть следствием либо омоложения абсолютного возраста, либо длительного развития интрузивного магматизма, которое, возможно, завершилось в ранней перми.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Поскольку в составе массивов монцонит-граносиенит-гранитовой формации преобладают гранитоиды, остановимся на их краткой характеристике. Среди гранитоидов выделяются два типа пород: 1) амфибол-биотитовые и биотитовые граниты, адамеллиты, редко гранодиориты, содержащие 5—10% цветных минералов; 2) лейкократовые граниты с 1—5% амфибола и (или) биотита.

Амфибол-биотитовые и биотитовые адамеллиты и граниты обладают бело-розовым и желтовато-серым цветом, массивной текстурой и крупнопорфировидной структурой, иногда они переходят в гнейсовидные грубозернистые разновидности. По соотношению полевых шпатов они изменяются от микроклин-плагиоклазовых до плагиоклаз-микроклиновых. В гранитах обычно обособлены две или три структурные группы минералов. Первая представлена таблитчатыми порфировидными выделениями полевых шпатов, размером 1—3 *см*, количество которых составляет 20—30% объема пород, причем среди них всегда преобладает микроклин. Вторая группа состоит из крупно- или среднезернистого полевошпат-кварцевого агрегата; в случае отсутствия поздней структурной группы минералов к ней приурочены цветные минералы. Третью группу составляет кварц-полевошпатовый мелкозернистый интерстиционный агрегат, в котором обычно сконцентрирован биотит. От порфировидных выделений к зернистому агрегату ткани происходит уменьшение основности плагиоклаза от олигоклаза двадцатых номеров до кислого олигоклаза, уменьшение количества пертитовых вростков в микроклине от 25—30 до 10—18% и увеличение степени триклинности микроклина от 0,83 до 0,87. По полевошпатовому термометру Т. Барта температура формирования порфировидных выделений соответствует 625°, ткани — 530°.

Лейкократовые граниты включают пеструю гамму пород желтого, желтовато-серого и розового цвета, вблизи разломов они приобретают красные и буро-красные тона. Граниты имеют массивную текстуру, в трещинных телах нередко наблюдается гнейсовидная текстура. Структура гранитов изменяется от крупно- до мелкозернистой, в разломных зонах также до гранит-порфировой и фельзитовидной. Преобладают среднезернистые граниты. Состав гранитов (в %): кварц 30—40, микроклин 35—50, плагиоклаз 15—20, амфибол и биотит 1—5. Местами плагиоклаз присутствует в равном с микроклином количестве. В Ошигинском массиве вблизи хрусталеносных пегматитов встречаются дифференцированные разновидности гранитов — микроклиновые и плагиоклазовые с мелкими занорышами, выполненными кристаллическим кварцем и альбитом. Состав плагиоклаза изменяется от олигоклаза № 24—22 до олигоклаза № 18—13, имеется также интерстиционный альбит. Микроклин пертитовый (25—30% пертитовых вростков) и с небольшим количеством пертитов (3—10%), он близок к максимальному микроклину (Δp = 0,89—0,99). По полевошпатовому термометру Т. Барта кристаллизация гранитов Упкейтукского массива происходила при температуре 600—540°, а Баиртинского — 435°.

Из числа акцессорных минералов для адамеллитов и гранитов ведущими

Таблица 18

Среднее содержание акцессорных минералов в породах северо-западной части Барунхурайского синклинория (в *г/м*)

Минерал	Габбро (1)	Адамеллиты и граниты (4)	Лейкократовые граниты (4)	Щелочные граниты (2)
Циркон	0,1	262	56	104
Циртолит	—	—	0,6	86
Торит	—	2	0,5	5,5
Монацит	—	4	0,01	—
Ксенотим	—	0,2	—	101
Ортит	—	456	12	34
Эпидот	57	1 253	1 083	—
Шеелит	0,6	0,6	1,5	0,06
Касситерит	—	0,1	Зн.	2,3
Сфен	3	3 008	52	20
Рутил	0,0005	1	—	0,3
Анатаз	—	Зн.	—	137
Ильменит	1	459	57	166
Лейкоксен	—	—	—	462
Магнетит	5 452	9 786	1 500	523
Гематит	—	143	25	2 763
Гранат	0,005	Зн.	288	0,5
Турмалин	—	24	0,02	0,2
Сподумен	—	58	0,4	33
Апатит	0,3	489	56	3
Флюорит	0,04	4	81	419
Пирит	1,1	106	2	3
Халькопирит	0,1	0,02	0,02	0,001
Арсенопирит	0,03	0,02	0,01	0,1
Сфалерит	—	0,05	—	1,9
Галенит	—	Зн.	—	0,4
Киноварь	0,006	»	0,03	—

являются сфен, ортит, ильменит, апатит и циркон, для лейкократовых гранитов флюорит (табл. 18). В лейкократовых гранитах Баиртинского массива местами отмечается высокое содержание граната и турмалина, иногда в знаковых количествах присутствует топаз. При этом топаз известен в значимых количествах в некоторых разновидностях пегматитов. Для различных гранитов, а также для габбро характерно высокое содержание магнетита, присутствие небольших количеств шеелита и широкого спектра сульфидов. Специфичным акцессорным минералом гранитов является торит. При этом в однотипных гранитах различных массивов и даже в пределах одного массива содержание акцессорных минералов крайне изменчиво. Так, содержание ортита в амфибол-биотитовых и биотитовых гранитах Баиртинского массива составляет 67—1329 *г/т*. Нижнебодончинского 68 *г/т*, сфена соответственно 1,6—4315 и 4682 *г/т*. В лейкократовых гранитах Баиртинского массива магнетит содержится в количестве 3895—6000 *г/т*, флюорит 0,5—71 *г/т*, а в лейкократовых гранитах Упкейтукского массива магнетит составляет 0,5—71 *г/т*, флюорит 172—422 *г/т*. Щелочные эгиринсодержащие граниты отличаются от пород монцонит-граносиенит-гранитовой формации присутствием колумбита 4 *г/т*, фергюсонита 38 *г/т*, пирохлора 0,1 *г/т*, повышенным содержанием флюорита, ксенотима, циртолита, а также несколько увеличенным количеством торита и касситерита (см. табл. 18).

Химический состав пород монцонит-граносиенит-гранитовой формации (в вес. %)

Массив	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO
Габбро-диориты, диориты, монцониты								
Мергенульский	53,2	1,05	17,27	4,03	4,57	0,12	4,46	7,63
Мергенульский*	57,8	0,97	14,87	4,68	3,87	0,05	4,08	6,52
Баиртинский	52,32	1,65	16,3	4,65	5,96	0,17	8,33	6,2
»	55,2	0,3	16,63	8,27	4,41	0,09	3,02	5,0
»	59,55	0,8	17,48	2,5	2,9	0,11	2,95	5,23
»	60,4	0,8	16,3	2,04	3,55	0,1	3,2	4,55
Хабтагинский**	58,11	0,56	18,1	2,68	2,71	0,1	2,0	3,8
Граносиениты								
Баиртинский	64,54	0,48	16,22	1,94	2,46	0,1	1,35	3,54
»	66,0	0,31	17,22	2,1	1,08	0,06	0,94	3,81
Мергенульский***	63,46	0,37	16,89	3,2	2,16	0,09	0,74	1,98
»	66,88	0,45	18,48	1,44	—	0,02	0,33	0,5
Упкейтукский***	63,05	0,59	17,0	3,41	1,62	0,09	0,58	2,0
Майхануланский***	67,12	0,56	14,46	2,33	1,58	0,08	1,36	2,59
Адамеллиты и граниты								
Мергенульский	68,2	0,22	14,26	1,5	2,51	0,06	1,36	2,23
Баиртинский	67,14	0,65	14,6	1,6	3,74	0,07	2,0	2,8
»	69,55	0,3	15,56	1,63	1,33	Не обн.	0,52	1,85
»	69,82	0,16	14,97	0,63	2,14	0,01	0,55	2,33
»	73,32	0,25	15,11	1,31	0,41	0,02	0,41	0,9
Нижнебодончинский	69,85	0,4	14,88	2,4	0,74	0,06	0,9	1,94
»	72,36	0,05	14,13	0,8	0,86	0,05	0,46	1,55
Лейкократовые граниты								
Баиртинский	71,63	Нет	15,44	0,32	0,85	0,05	0,15	1,64
»	73,78	0,1	13,62	0,9	1,08	0,08	0,34	0,74
»	73,77	Сл.	14,2	1,29	0,82	0,02	0,13	0,71
»	74,54	0,13	13,3	0,7	0,72	0,07	0,25	0,92
»	74,66	Сл.	13,56	0,57	0,8	0,04	0,09	0,74
Упкейтукский	74,54	»	13,72	0,43	0,16	0,02	0,16	0,68
»	75,37	0,12	13,29	1,49	0,97	Нет	0,24	1,05
Щелочные граниты								
Баиртинский***	75,6	0,02	13,51	0,27	0,8	0,03	Нет	1,66
»	74,82	Нет	12,85	1,32	0,5	0,1	0,43	0,32
»	76,88	0,8	12,06	1,16	0,96	0,05	0,49	0,35

* Данные В. А. Амантова и П. С. Матросова (1963).
** Гибридная порода.
*** Данные В. А. Амантова, Б. Ф. Жилевского, В. А. Федоровского] (Геология МНР, т. II, 1973).

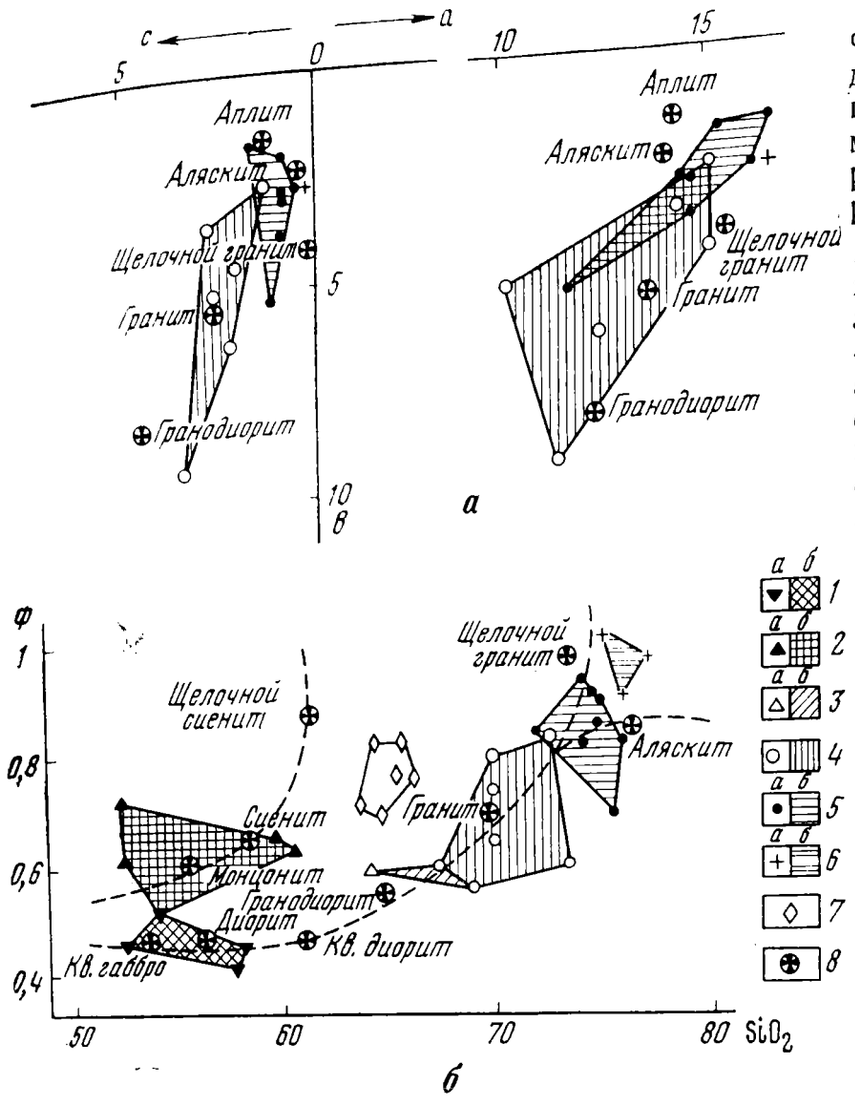
Монцонит-граносиенит-гранитовая формация характеризуется широким диапазоном состава пород (табл. 19). Все они, за исключением некоторых разновидностей габброидов и диоритов, обладают высокой щелочностью, высоким щелочным модулем, а также сравнительно высокой глиноземистостью. В ряду монцониты — граносиениты — граниты — лейкократовые граниты на фоне резкого увеличения содержания кремнезема и уменьшения

Таблица 19

Na_2O	K_2O	HO_2^-	H_2O^+	P_2O_5	F	П.п.п.	$-O=F_2$	Сумма	Na_2O+K_2O/Al_2O_3
4,0	1,3	0,1	1,84	0,67	0,07	0,3	0,03	99,68	0,46
2,84	1,48	Нет	Нет	0,89	Не опр.	1,16	—	99,21	0,42
4,13	2,94	0,4	0,56	0,53	0,05	0,5	0,02	99,67	0,61
5,55	2,55	Нет	1,33	0,48	Не опр.	Нет	—	99,83	0,72
4,6	3,46	0,08	0,32	0,2	0,08	0,06	0,03	100,29	0,65
4,0	3,4	Нет	0,9	0,32	0,04	Нет	0,02	99,58	0,63
4,67	5,55	0,22	0,72	0,34	0,04	»	0,02	99,58	0,46
4,84	3,11	0,18	0,7	0,19	0,15	0,15	0,66	99,89	0,69
7,25	0,77	0,38	0,26	0,16	0,01	Нет	—	100,35	0,75
3,31	6,21	—	—	0,51	—	0,8	—	99,72	0,71
5,26	6,14	—	—	0,48	—	0,47	—	100,45	0,82
3,25	6,68	—	—	0,42	—	0,77	—	99,46	0,73
3,67	4,41	—	—	0,19	—	1,08	—	99,43	0,75
4,4	3,48	0,1	0,9	0,17	0,05	0,42	0,02	99,74	0,77
3,0	3,45	0,32	Нет	0,19	0,05	Нет	0,02	100,29	0,59
2,2	5,93	Нет	0,9	0,03	0,03	»	0,01	99,81	0,64
2,58	6,18	»	0,41	0,31	0,15	»	0,06	100,03	0,73
2,82	4,14	»	Нет	0,04	Не опр.	0,87	—	99,6	0,6
4,25	4,41	»	0,35	0,08	Нет	Нет	—	100,29	0,79
3,75	5,12	0,36	0,18	0,04	0,01	»	—	99,71	0,83
5,0	4,12	Нет	0,58	0,25	Не опр.	Нет	—	100,03	0,83
4,55	4,65	0,46	Нет	0,03	0,04	»	0,02	100,35	0,93
4,07	4,42	Нет	0,36	0,37	Не опр.	»	—	100,16	0,81
4,1	4,82	0,16	0,5	0,03	0,03	»	0,01	100,28	0,9
4,32	4,59	Нет	0,34	0,42	Не опр.	»	—	100,13	0,89
4,17	4,28	»	0,35	0,33	0,06	»	0,03	99,81	0,85
2,39	4,61	»	0,56	0,01	0,06	»	0,03	100,13	0,68
6,3	1,55	Нет	0,5	0,01	0,01	Нет	—	100,22	0,9
5,11	4,17	»	0,36	0,02	0,01	»	—	100,0	1,01
4,98	3,32	0,09	Нет	Сл.	Не опр.	0,09	—	100,42	0,97

**** Жильная порода, остальные два анализа из секущих тел.
Анализы выполнены Н. С. Бахметьевой, З. В. Вихровой, В. М. Коротковой, П. И. Ферштатер, Л. П. Юрченковой.

железа, кальция, магния и глинозема происходит сравнительно небольшое повышение суммы щелочей (в среднем соответственно 7,66—8,98—7,98—8,59). При этом соотношение калия и натрия обнаруживает сложную изменчивость. Наиболее высокое содержание натрия отмечается в монцонитах (4,57) и граносиенитах (4,43), самое низкое — в гранитах (3,29), лейкократовые граниты содержат его в умеренном количестве (4,09). Калием



Фиг. 27. Петрохимические диаграммы пород монцонит-граносиенит-гранитовой формации (*а* — по А. Н. Заварицкому, *б* — по К. Б. Зарянову)

1 — габбро-диориты;
2 — монциониты, сиениты;
3 — гранодиориты;
4 — адамеллиты и граниты;
5 — лейкократовые граниты;
6 — щелочные граниты;
7 — граносиениты;
8 — составы пород по Р. Дэли;
1 — *6* (*а* — состав пород, *б* — поле составов)

обогащены граниты (4,69), лейкократовые граниты (4,5) и граносиениты (4,55), монциониты содержат его в среднем 3,09%. Среди граносиенитов есть породы как с преобладанием калия, так и натрия; в гранитах калий обычно преобладает по весовым, реже по молекулярным количествам. Наиболее выдержанные соотношения щелочей отмечаются в лейкократовых гранитах, в них по весовым количествам несколько преобладает калий, по молекулярным количествам обычно натрий. В среднем кали-натровое отношение составляет в монцонитах — 0,45, в граносиенитах — 0,7, в лейкократовых гранитах — 0,73, в гранитах — 0,94. Вследствие повышенной щелочности пород формации для нее нехарактерны гранодиориты.

Химические составы пород формации показаны на диаграмме щелочной модуль — кремнезем, а ее гранитоидных членов на диаграмме А. Н. Заварицкого без дополнительных характеристик (фиг. 27, *а*, *б*). На диаграмму щелочной модуль — кремнезем нанесены также анализы пород ошигинского комплекса, приведенные в работе А. В. Амантова и П. С. Матросова (1963). На этой диаграмме (см. фиг. 27, *б*) видно, что состав пород высокой основности изменяется в широких пределах от кварцевого габбро и диоритов до монцонитов и сиенитов. Поле граносиенитов расположено между сиенитом и гранитом Р. Дэли. Граниты и адамеллиты близки граниту Р. Дэли. Только один анализ гранитоидов Мергенульского массива имеет гранодиоритовый состав. Некоторые разновидности адамеллитов и гранитов на диаграмме А. Н. Заварицкого (см. фиг. 27, *а*) по величине *a* и *b* близки гранодиориту, однако по значению *c* (2,2—3,4), *s* (76—78), *a'* (12—47), *m'* (13—36) и *n* (38—56) они соответствуют пересыщенным глиноземом гранитам. Лейкократовые амфибол- и биотитсодержащие граниты на обеих диаграммах занимают поле составов между гранитом, аляскитом и щелочным гранитом. Некоторые их разновидности являются субщелочными гранитами. Щелочные граниты, встречающиеся в виде жил среди лейкократовых гранитов, судя по единичным анализам, обладают высоким содержа-

Таблица 20

Содержание элементов-примесей в породах северо-западной части Барунхурайского синклинория (в *г/т*)

Элементы	Габбро-диориты и диориты (2)	Меланократовые монцониты (3)	Мезократовые монцониты и сиениты (3)	Граносиениты (5)	Граниты и адамеллиты (5)	Лейкократовые граниты (7)	Щелочные микроклин-альбитовые граниты (5)
			Фотометрия пламени				
Li	13	20,5	26	6	30,8	21	62
Rb	40	65	85	60	94	132	216
Cs	Не обн.	Не обн.	1	Не обн.	13	4	10
			Химический анализ				
Ta_2O_5	Не опр.	0,6	0,6	Не опр.	3	3,5	5
Nb_2O_5	»	20	18	18	23	15	24
			Спектральный анализ				
Zr	»	177,5	250	147,5	72	82	189
Be	»	0,6	0,8	0,9	1,7	2,1	2
Sc_2O_3	»	Не опр.	Не опр.	11	22	Не опр.	Не обн.
B	5	10	20	1,2	10	»	Не опр.
Co	41	23	10	11	5,7	2,8	»
Ni	55	21,7	5	10	7	6	»
Cr	90	43,7	15	29	21,3	18,2	»
V	300	162	120	130	42,8	9,2	»
Bi	Не обн.	Не обн.	3	3	1,7	3	»
Pb	10,5	19	17	24	28,2	33,2	»
Zn	90	100	60	40	20	20	»
Cu	10	28,3	7	11	300	6	»
Sn	6	6,3	5	6	4,2	4,7	»
Mo	1,6	2	1	1,4	1	1	»

нием кальция и натрия, а по количеству глинозема близки вмещающим гранитам. В отличие от них эгиринсодержащие щелочные граниты поздних секущих тел представляют собой бедные кальцием низкоглиноземистые породы с более высокой щелочностью и магнезиальностью.

Породы рассматриваемой формации имеют низкие, не достигающие кларковых, содержания большинства элементов-примесей (табл. 20). В надкларковых количествах в них присутствуют только Sn, Bi, Sc, Pb, в биотитовых и амфибол-биотитовых адамеллитах и гранитах — цезий, в некоторых разновидностях пород — ванадий и медь. Характерно весьма низкое содержание рубидия, несмотря на обогащенность пород калием. От габброидов и меланократовых монцонитов к гранитоидам падает содержание элементов группы железа и цинка и растет количество Rb, Ta, Be, Pb, а ниобий остается почти на одном уровне. Цирконием обогащены мезократовые монцониты и сиениты, литием и цезием — адамеллиты и граниты. Судя по немногочисленным анализам, редкие щелочи консервируются в основном в глубоких частях интрузивов, количество их снижается в апикальных зонах, а также в участках массивов, контролируемых разломами. Например, в адамеллитах и гранитах содержание лития колеблется от 8 до 47 *г/т*, количество его в гранитах глубоко эродированных участков массивов составляет 34—47 *г/т*, а цезия соответственно 7—10 и 48 *г/т*. В Упкейтукском массиве лейкократовые граниты куполовидного выступа содержат (в *г/т*) Li — 30, Rb — 90, Cs — 10, а в сходных гранитах, слагающих склоны этого выступа, содержания перечисленных элементов снижаются соответственно до 20 и 30 *г/т*, цезий в анализе не обнаружен. Содержание элементов-примесей довольно резко меняется также в дифференциро-

ванных телах, что можно видеть на примере Нижнебодончинского массива, где крупнопорфировидные биотитовые граниты главной фации и обособленные среди них в виде полос крупнопорфировидные лейкократовые граниты соответственно содержат (в *г/т*): Li — 34 и 15, Rb — 100 и 90, Cs — 48 и ниже чувствительности анализа, Cr — 31 и 8, V — 75 и 30, Pb — 20 и 50. Тенденцией накопления редких щелочей в глубинных зонах, возможно, объясняется сравнительно высокое содержание их в дайках лампрофиров: Li — 60—70, Rb — 50—90, Cs — 3,5—4 *г/т*. Однако дайки фельзитовидных гранит-порфиров крайне бедны этими элементами (Li — 8, Rb — 80 *г/т*, Cs — не обн.), но обогащены по сравнению с гранитами следующими элементами: Ni — 15, Cr — 58, Zn—50.

Щелочные эгиринсодержащие граниты характеризуются несколько повышенным количеством элементов-примесей, однако только литий и тантал превышают кларковые в полтора, цезий в два раза. Жильные амфиболовые щелочные граниты Баиртинского массива отличаются от них низким содержанием редких щелочей (Li — 6,5, Rb — 40 *г/т*, Cs — не обн.) и циркония (47 *г/т*). Таким образом, химический состав и содержание микрокомпонентов подчеркивает различия двух групп щелочных гранитов: первой, тесно связанной с гранитоидами Баиртинского массива, и второй, образующей поздние секущие тела, которые сопровождаются альбитизацией пород этого массива. Как отмечалось выше, первая группа пород принадлежит монцонит-граносиенит-гранитовой формации, а вторая, возможно, связана с позднепермской граносиенит-гранит-порфировой формацией.

ОСНОВНЫЕ ПРИЗНАКИ МОНЦОНИТ ГРАНОСИЕНИТ-ГРАНИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Образованием монцонит-граносиенит-гранитовой формации завершилось геосинклинальное развитие западного сектора Южно-Монгольской герцинской эвгеосинклинальной области, общая длительность которого оценивается в 150 млн. лет. Она формировалась после главных складкообразовательных движений, происходивших в конце нижнего карбона. Характерно, что ареал распространения рассматриваемой формации строго ограничен герцинскими эвгеосинклинальными структурами. По северной периферии последних в районах, где герцинский тектогенез охватил каледонские сооружения Монгольского Алтая, она резко сменяется синхронной гранитовой формацией; границей их служит Булганский разлом. Отчетливо проявлена интрузивная природа большинства массивов формации, однако в зонах сочленения крупных разломов (Булганского с Барунхурайским) присутствуют также инъекционно-метасоматические образования. Интрузивные тела обычно небольших размеров приспосабливаются к конфигурации складчатых и разрывных структур, имея при этом секущие соотношения с вмещающими породами. Для слабо эродированных массивов характерны куполовидные формы и кольцеобразное строение. Становление массивов сопровождалось образованием реакционных пород диоритового, монцонитового и сиенитового состава, развитых преимущественно в надинтрузивных зонах. На более глубоких уровнях вмещающие породы преобразованы в роговики, сланцеватые роговики, кристаллические сланцы.

Типичен весьма пестрый состав и повышенная щелочность пород формации, парагенезис которой включает габброиды и диориты — монцониты — сиениты и граносиениты — граниты и адамеллиты — лейкократовые и субщелочные граниты. Разнообразен также состав поздних даек. С гранитоидными членами формации связана ее хрусталеносность. Среди пород формации отчетливо выделяются породы с повышенной щелочностью (монцониты, сиениты, граносиениты, субщелочные граниты) и щелочноземельные, изменяющиеся до известково-щелочных (габбро-диориты, диориты, адамеллиты, граниты, лейкократовые граниты). В соответствии с этим среди жильных

пород присутствуют, с одной стороны, щелочные граниты, с другой — хрусталеносные гранит-пегматиты, пегматиты и турмалинсодержащие лейкограниты и микрограниты. Следует отметить, что монцонитоидный уклон пород формации устанавливается благодаря небольшому эрозионному вскрытию массивов — интрузивные сиенит-диориты и монцониты сохранились только в апикальных частях тел и в провесах кровли, глубже они отсутствуют. От монцонитов (наиболее распространенных пород среди основных членов формации) к гранитам происходит резкое снижение содержания железа, кальция, магния, фосфора, титана, глинозема и значительное увеличение содержания кремнезема при незначительной изменчивости щелочей. В целом породы обладают невысокими содержаниями элементов-примесей, характерно низкое количество в них рубидия.

Глава VII

СРАВНЕНИЕ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

В структурах Западной Монголии гранитообразование началось на геосинклинальном этапе становлением мелких тел габбро-плагиогранитов. Массовое гранитообразование проявилось на собственно орогенном этапе развития структур и в более поздние орогенные эпохи. Заключительный гранитоидный магматизм приходится на позднюю пермь; он привел к образованию мелких тел гранитов повышенной щелочности, а также щелочных гранитов. Возрастной ряд формаций в структурах, отличающихся по составу, возрасту и продолжительности геологической истории, имеет свою специфику. Для терригенной Алтайской зоны характерны разновозрастные гранитовые формации одноименного формационного типа; для Хархиринской — последовательное образование габбро-плагиогранитовой, габброидной, гранит-гранодиоритовой, аляскит-гранитовой и затем гранит-фельзитовой формаций; для Барунхурайского синклинория — также последовательное становление габброидных, габбро-плагиогранитовой, монцонит-граносиенит-гранитовой и граносиенит-гранит-порфировой формаций повышенной щелочности. Последняя незначительно проявлена и в Монгольском Алтае. Разнообразие каледонских и герцинских структур на территории Западной Монголии позволяет провести сравнение гранитоидов определенных этапов развития структур, а также наметить латеральные ряды синхронных формаций.

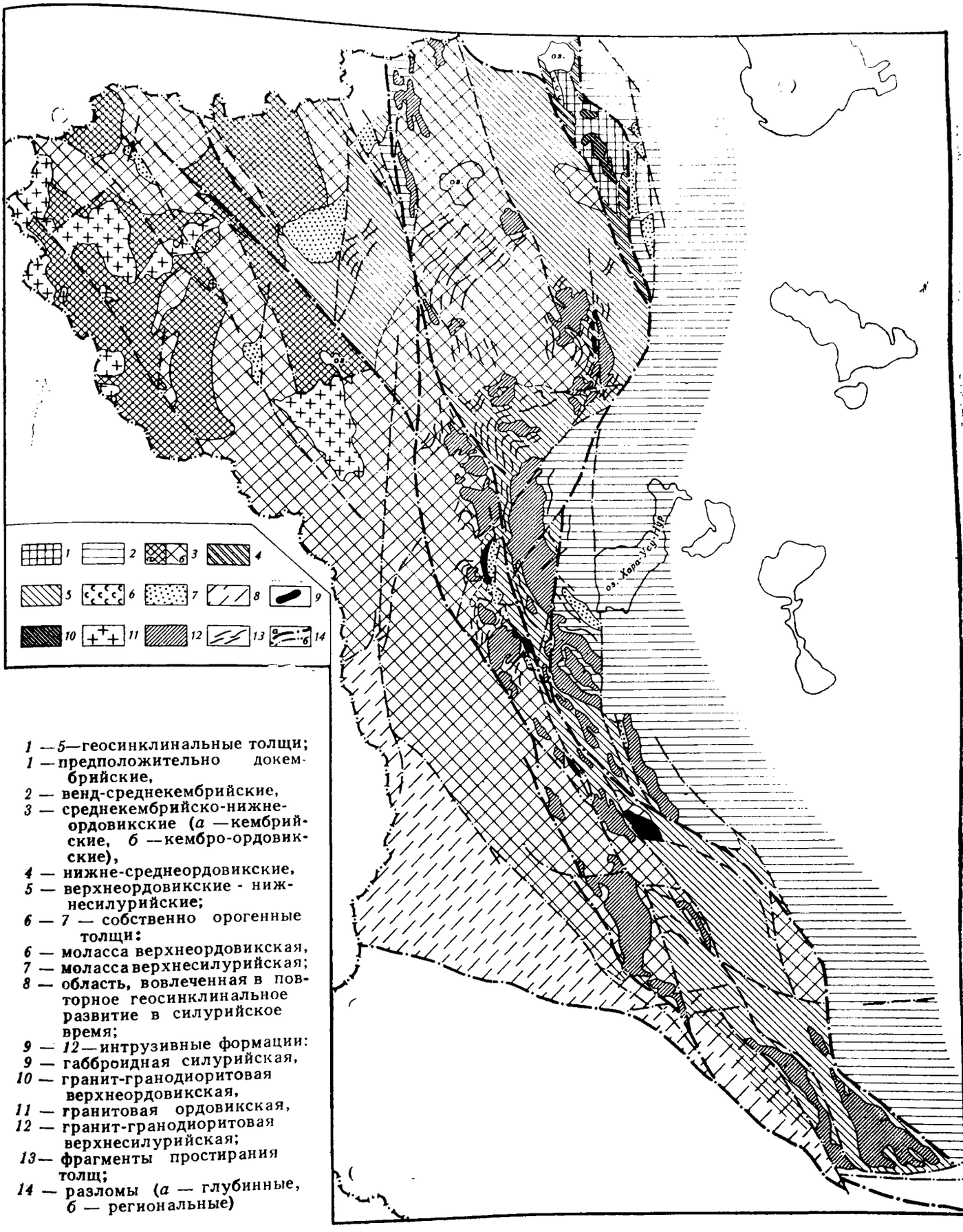
Состав собственно орогенных формаций региона показан в табл. 21, где приведены также данные по раннекаледонской диорит-гранодиоритовой формации Озерной зоны. Из их сопоставления следует, что состав формаций изменяется от однообразного до весьма пестрого с увеличением роли пород повышенной и высокой основности при переходе от структур, сложенных терригенными толщами, к структурам, выполненным, главным образом, базальтовыми и андезитовыми вулканитами (Озерная и Барунхурайская зоны). В Алтайской зоне Монгольского Алтая, сложенной в основном терригенными толщами, проявлена ордовикская гранитовая формация (фиг. 28) сравнительно однородного состава с кислой жильной серией. В Хархиринской зоне, где геосинклинальный режим продолжался в ордовике и нижнем силуре с накоплением карбонатно-вулканогенно-терригенных толщ (с андезитовыми и дацитовыми вулканитами), развита гранит-гранодиоритовая формация. Ее становлению предшествовало образование мелких тел пироксеновых габбро. В отличие от гранитовой в составе

Таблица 21

Сопоставление собственно орогенных гранитоидных формаций различных тектонических зон

Характеристика	Алтайская	Хархиринская	Озерная	Барунхурайская
Состав вмещающих толщ	Терригенные, ϵ_2—O_1	Терригенные, ϵ_2—O_1; карбонатно-вулканогенно-терригенные, O_3—S_1	Кремнисто-граувакково-вулканогенные, V—ϵ	Кремнисто-терригенно-вулканогенные, S_2—C_1
Формация	Гранитовая, O_3?	Гранит-гранодиоритовая, S_2	Диорит-гранодиоритовая, ϵ_3	Монцонит-граносиенит-гранитовая, C_{2-3}
Парагенезис пород формации	Лейкограниты Граниты **Адамеллиты**, гранодиориты	Лейкограниты Граниты **Адамеллиты, гранодиориты**, плагиограниты, тоналиты Диориты	 Граниты **Гранодиориты, плагиограниты, тоналиты** Плагиосиениты, монцониты, сиенит-диориты, габбро-сиениты Диориты Амфиболовое габбро	Лейкограниты Граниты, адамеллиты Граносиениты, сиениты Монцониты, сиенит-диориты Диориты Габброиды
Типичные жильные породы	Пегматиты	Пегматиты, микрограниты	Микрограниты, аплиты	Микрограниты, аплиты, пегматиты
Состав поздних даек	Гранит-порфиры	Диорит-порфириты, габбро-диабазы, лампрофиры	Гранит- и гранодиорит-порфиры, диорит-порфириты, габбро-диабазы	Гранит-, граносиенит-, сиенит-порфиры, диорит-порфириты, габбро-диабазы, лампрофиры

Примечание. Выделены жирным шрифтом породы, преобладающие в составе формации.



Фиг. 28. Схема распространения ордовикских и силурийских гранитоидов в Монгольском Алтае

гранит-гранодиоритовой формации преобладают гранитоиды повышенной основности, присутствуют диориты и дайки средних и основных пород. Латеральная изменчивость гранит-гранодиоритовой формации выражена в увеличении доли гранитоидов повышенной основности на юго-восточном погружении Хархиринской зоны, а также в уменьшении их роли и количества даек средних и основных пород в области перехода от Хархиринской к Алтайской зоне. По валовому составу, вычисленному в соответ-

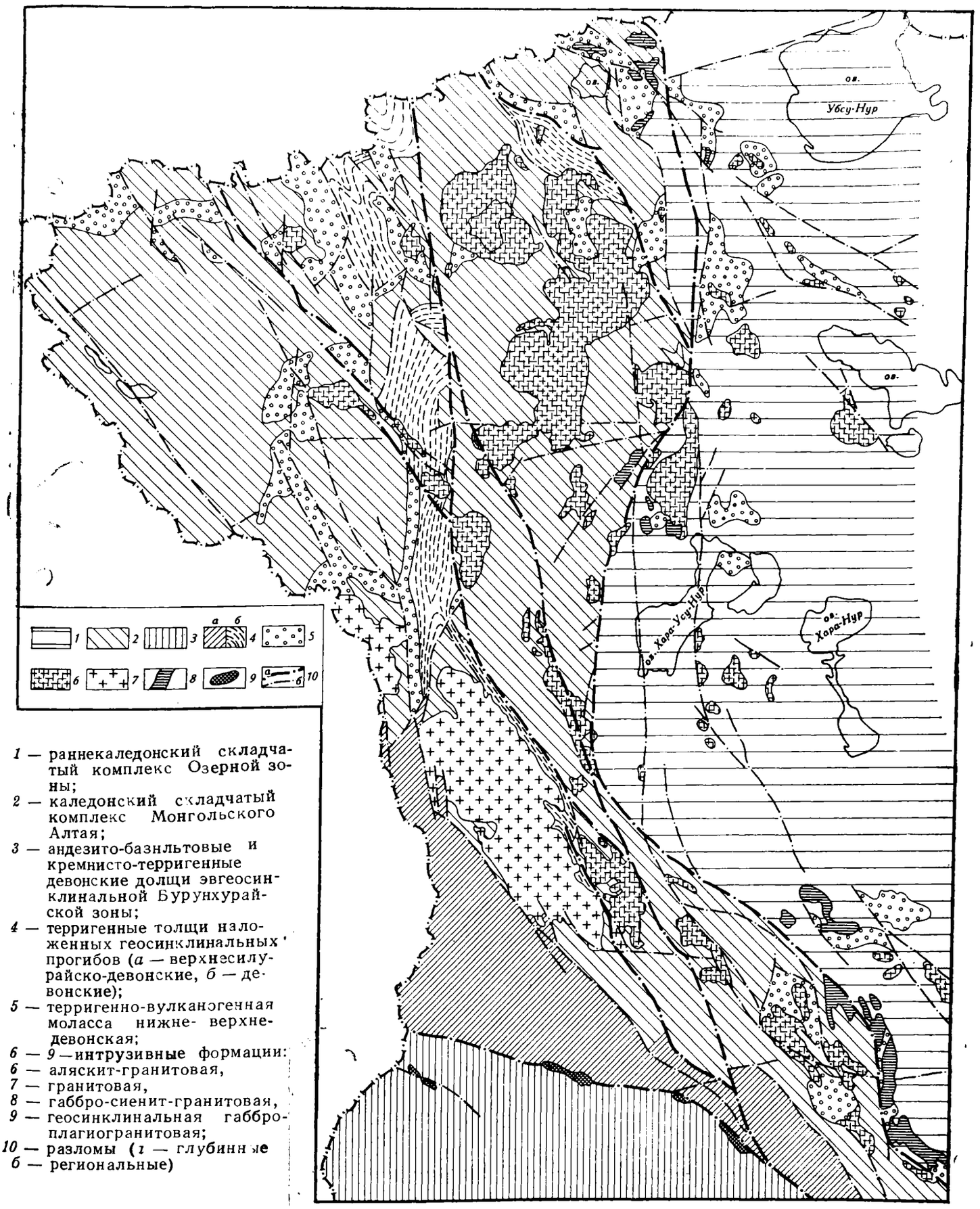
Таблица 22

Средний химический состав гранитоидных формаций (в вес. %)

Окислы	Гранитовая, O	Гранит-гранодиоритовая	Аляскит-гранитовая	Гранитовая, D_3	Гранитовая, C_{2-3}	Монцонит-граносиенит-гранитовая
SiO_2	69,82	71,6	73,0	72,39	72,14	70,8
TiO_2	0,32	0,26	0,3	0,15	0,31	0,2
Al_2O_3	13,92	14,2	13,1	13,55	13,33	14,4
Fe_2O_3	0,86	1,3	0,9	1,14	0,82	1,5
FeO	2,78	1,5	1,4	1,90	2,05	1,5
MnO	0,07	0,04	0,04	0,03	0,06	0,04
MgO	1,3	0,9	0,7	0,43	0,75	1,0
CaO	1,69	2,3	1,2	1,31	1,54	1,7
Na_2O	3,64	3,9	3,7	3,23	3,74	3,4
K_2O	4,31	3,5	4,5	4,7	4,18	4,5
P_2O_5	0,24	0,1	0,05	0,21	0,12	0,2
F	0,06	0,06	0,04	0,07	0,07	0,03
$Na_2O + K_2O$	7,95	7,4	8,2	7,93	7,92	7,9
K_2O/Na_2O	0,78	0,6	0,8	0,93	0,74	0,87
$\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$	0,77	0,72	0,84	0,77	0,81	0,73

ствии с площадью распространения главных типов пород, гранит-гранодиоритовая формация отличается от гранитовой пониженной общей щелочностью, в том числе калиевой, более высоким содержанием глинозема и кальция (табл. 22). Наиболее разнообразный состав свойствен формациям, завершающим развитие эвгеосинклинальных структур — герцинской Барунхурайской и раннекаледонской Озерной зон, продолжительность геосинклинального этапа которых примерно составляет 150 млн. лет. Наряду с гранитоидами парагенезис пород этих формаций включает диориты, габброиды и специфичные для них сиенит-диориты и монцонитоиды. Приуроченность пород повышенной щелочности к структурам эвгеосинклинального типа была отмечена А. С. Павленко, Л. В. Филипповым и Л. П. Орловой (1974). Для этих формаций характерна также разнообразная жильная серия. В целом для собственно орогенных формаций намечается увеличение глиноземистости и снижение модуля щелочности с усилением черт «эвгеосинклинальности» вмещающих структур. Наряду с этим герцинская монцонит-граносиенит-гранитовая формация отличается от диорит-гранодиоритовой формации Озерной зоны повышенным содержанием калия и пониженным — глинозема и щелочноземельных элементов. Более высокая калиевая щелочность отличает ее также от каледонских гранитоидных формаций Монгольского Алтая.

Латеральную изменчивость магматизма можно рассмотреть на примере девонских и верхнепалеозойских формаций. Распределение продуктов интрузивного магматизма для второй половины девона в структурах региона показано на фиг. 29. В Барунхурайском эвгеосинклинальном прогибе в это время происходит формирование небольших тел габброидов. Вдоль границы этого прогиба с каледонскими структурами Монгольского Алтая проявлена габбро-плагиогранитовая формация, состоящая из пироксенового и амфиболового габбро, кварцевых диоритов и плагиогранитов. Их интрузивы нередко окаймлены ореолами перекристаллизованных и фельдшпатизированных вмещающих пород, имеющих габбро-диоритовый состав. По юго-западной периферии каледонских структур, в разломах висячего крыла Булганского разлома среди терригенных толщ наложенных геосинклинальных прогибов размещены мелкие тела габбро, габбро-диабазов и диоритов. В каледонских структурах Алтайской зоны, охваченных герцин-



Фиг. 29. Схема распространения девонских гранитоидов в Монгольском Алтае

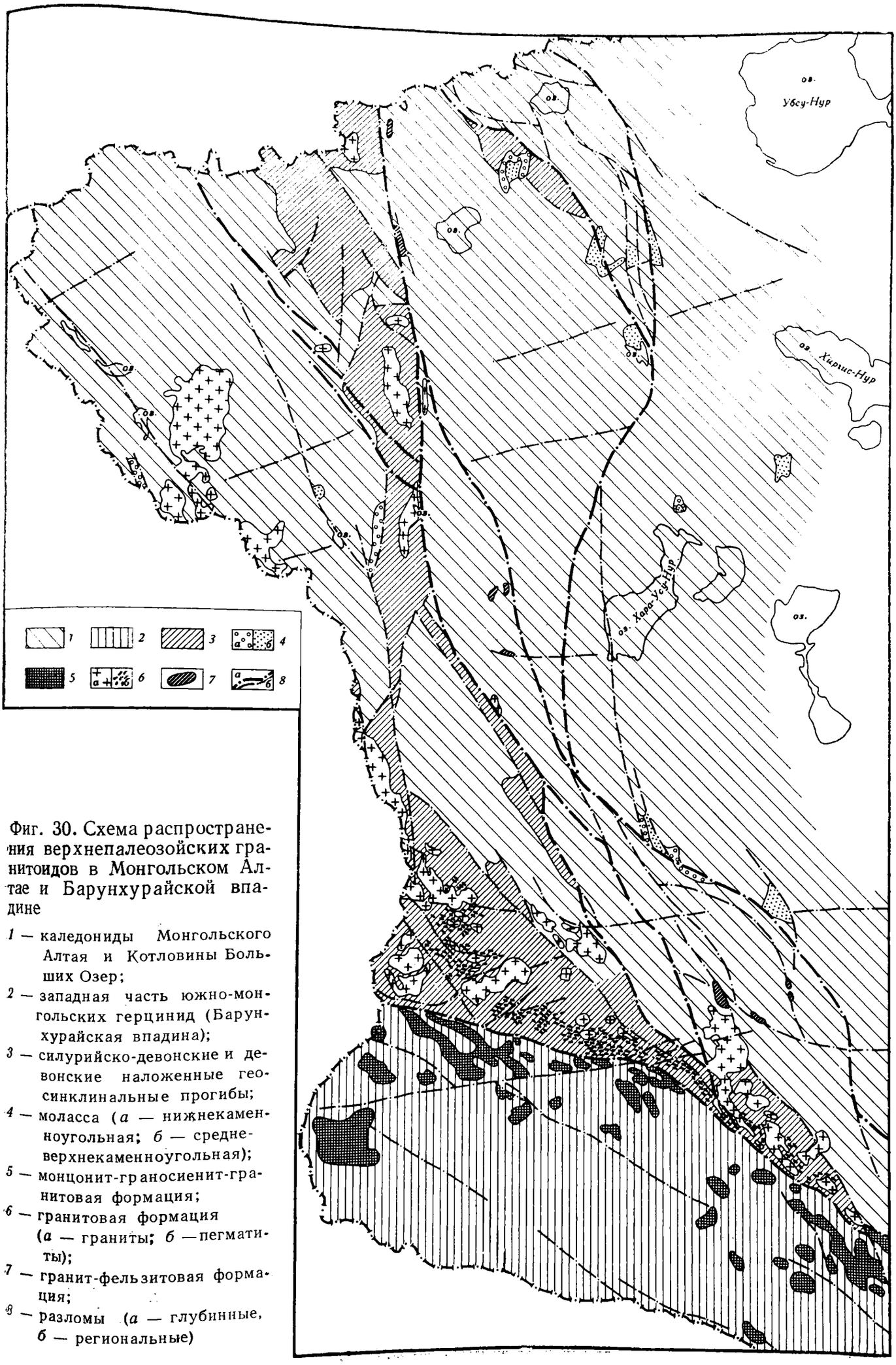
скими движениями с образованием регенерированных прогибов геосинклинального и орогенного типа, расположены крупные плутоны гранитовой формации. Они образованы после замыкания геосинклинальных прогибов, выполненных терригенными толщами, тяготеют к крупным горстовым структурам, имеют слабо дифференцированное строение и сложены гигантопорфировидными биотитовыми турмалинсодержащими гранитами. Массивы несут черты мезоабиссальных интрузий с признаками реоморфического происхождения. Далее на северо-восток распространена гипабиссальная аляс-

кит-гранитовая формация сквозного типа, ареал которой охватывает различные тектонические структуры — каледонские, раннекаледонские и байкальские. На востоке Монгольского Алтая массивы этой формации отчетливо дифференцированы по вертикали и состоят из нормальных, лейкократовых и аляскитовых гранитов с фациями пород повышенной щелочности и поздними дифференциатами редкометально минерализованных микроклин-альбитовых гранитов. Латеральная смена гранитовой и аляскит-гранитовой формаций осуществляется постепенно через гранитные массивы, обладающие переходным составом пород и набором акцессорных минералов. Обе гранитоидные формации характеризуются высокой кремнекислотностью, калиевой щелочностью и сравнительно низким содержанием щелочноземельных элементов. Однако гранитовая формация имеет более глиноземистый состав и отличается пониженным щелочным модулем (см. табл. 22).

Таким образом, в направлении от эвгеосинклинальной герцинской области к древним структурам ее обрамления происходит смена габбро и габбро-плагиогранитовых ассоциаций гранитовыми, а затем аляскит-гранитовыми повышенной щелочности и сравнительно низкой глиноземистости. Параллельно ослабевает взаимодействие интрузивных образований с вмещающими породами и уменьшается глубина локализации массивов. Отмеченная зональность нарушается появлением контрастно дифференцированной габбро-сиенит-гранитовой формации в зоне Цаганшибетинского разлома.

Латеральная изменчивость верхнепалеозойского магматизма подчинена отмеченной выше тенденции увеличения основности формаций от консолидированных и терригенных структур к структурам, прошедшим эвгеосинклинальное развитие. Монцонит-граносиенит-гранитовая формация Барунхурайского синклинория, состав которой указан в табл. 21, севернее резко сменяется гранитовой формацией (фиг. 30). Массивы последней сконцентрированы по юго-западной периферии структур Монгольского Алтая и проникают далеко в их пределы вдоль Делюно-Юстыдского прогиба и отдельных поперечных зон. В отличие от монцонит-граносиенит-гранитовой формации гранитовая не содержит пород высокой основности и имеет однообразный состав. Парагенезис ее составляют адамеллиты — граниты — лейкограниты — пегматиты, что типично для формаций тектонических структур с терригенным выполнением. Рассмотренным образованиям, возможно, синхронна гранит-фельзитовая формация, малые интрузии которой приурочены к разломам Хархиринской зоны и сложены высококалиевыми породами. Однако не исключен ее более молодой возраст. По валовому составу монцонит-граносиенит-гранитовая формация отличается от гранитовой повышенной глиноземистостью, содержанием щелочно-земельных элементов и меньшей величиной щелочного модуля при более высоком кали-натровом отношении (см. табл. 22). Та же изменчивость сохраняется при сравнении гранитовой формации, размещенной в структурах Уйэнчинского прогиба, наложенного на каледонское основание, с синхронными гранитами более «геосинклинальной» Гобиалтайской зоны. Последние, судя по данным Ю. А. Борзаковского и Б. Лувсанданзона (Геология МНР, т. II, 1973), обладают более высокой глиноземистостью и меньшим значением щелочного модуля.

Для всех рассмотренных случаев выявляется единая изменчивость состава гранитоидных формаций. От мобильных структур к более стабильным, в частности от вулканогенных структур к терригенным, снижается глиноземистость и основность формаций и растет их щелочность, что наиболее четко выражено величиной щелочного модуля. Аналогичная тенденция характерна для возрастного ряда формаций каждой тектонической зоны, что можно видеть на примере силурийской гранит-гранодиоритовой и девонской аляскит-гранитовой формации Хархиринской зоны (см. табл. 22). В возрастном ряду близких по составу гранитовых формаций Алтайской зоны также фиксируется небольшое снижение



Фиг. 30. Схема распространения верхнепалеозойских гранитоидов в Монгольском Алтае и Барунхурайской впадине

1 — каледониды Монгольского Алтая и Котловины Больших Озер;

2 — западная часть южно-монгольских герцинид (Барунхурайская впадина);

3 — силурийско-девонские и девонские наложенные геосинклинальные прогибы;

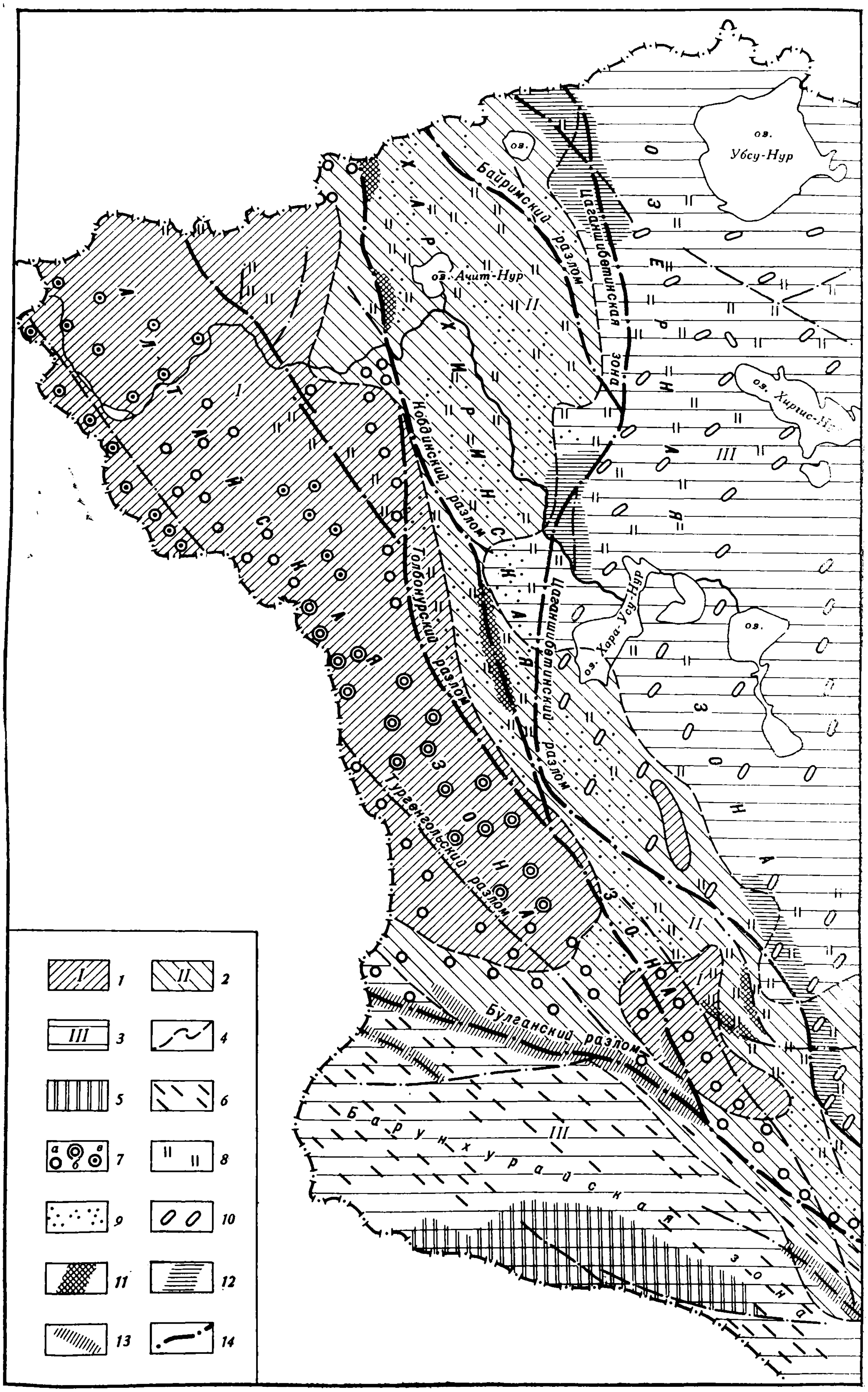
4 — моласса (*а* — нижнекаменноугольная; *б* — средне-верхнекаменноугольная);

5 — монцонит-граносиенит-гранитовая формация;

6 — гранитовая формация (*а* — граниты; *б* — пегматиты);

7 — гранит-фельзитовая формация;

8 — разломы (*а* — глубинные, *б* — региональные)



ов. Убсу-Нур
ов. Ачит-Нур
ов. Хара-Усу-Нур
ов.
Байримский разлом
Цаганшибетинская зона
Толбонурский разлом
Цаганшибетинский разлом
Тургенгольский разлом
Булганский разлом
Б а р у н х у р а й с к а я з о н а
I
II
III
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

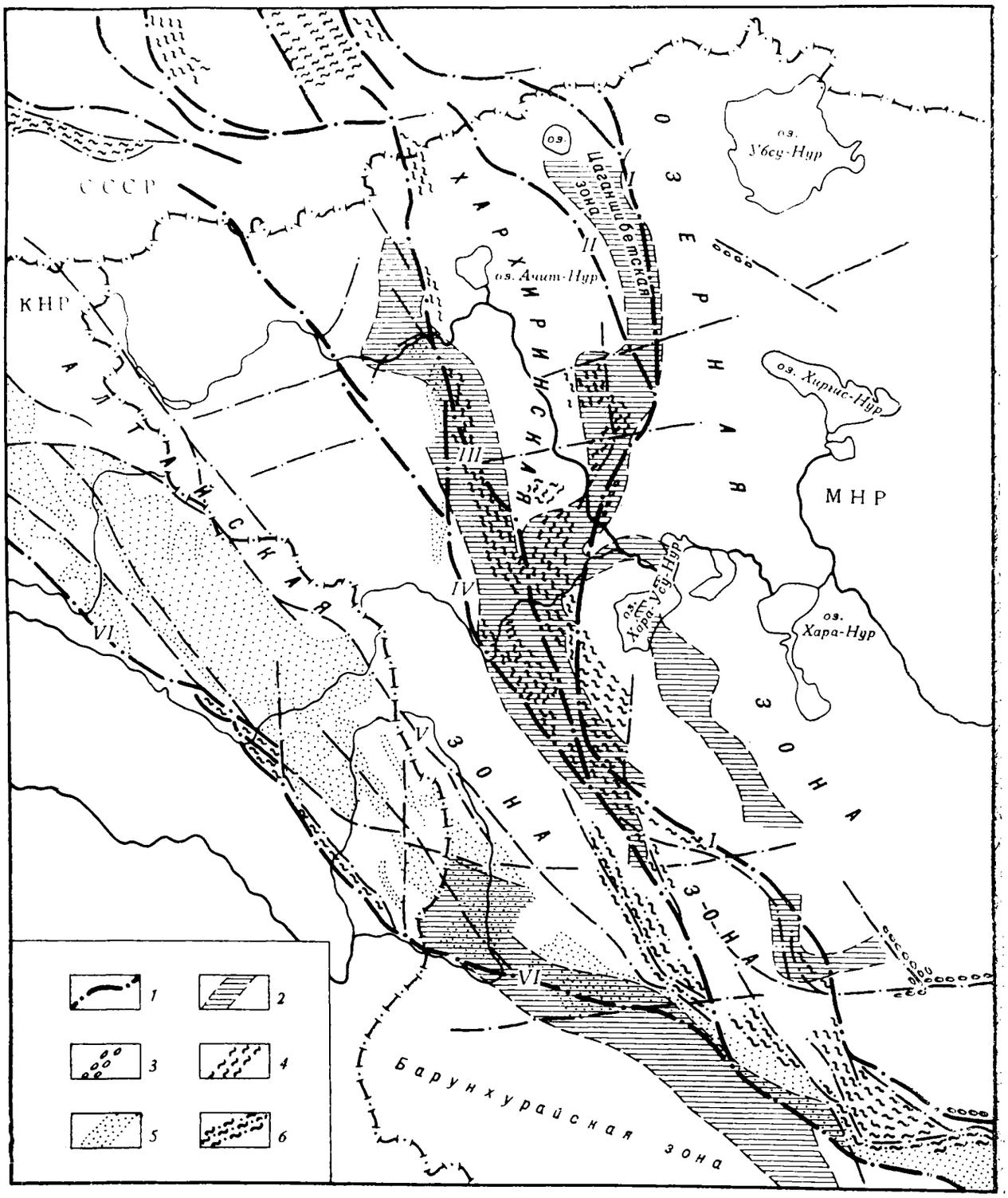
глиноземистости и увеличение щелочного модуля в каменноугольных гранитах относительно ордовикских.

Специфика интрузивных формаций различных тектонических структур зависит, очевидно, от глубинного строения последних. На схеме глубинного строения (фиг. 31), составленной по материалам П. П. Степанова и В. С. Волхонина (1969), видно, что ареал распространения гранитовых формаций Алтайской зоны в общих чертах соответствует очень глубокому региональному минимуму силы тяжести и наибольшей мощности «гранитного» слоя, достигающей здесь 25 *км*. Группа формаций Хархиринской и Цаганшибетинской зон находится в пределах регионального минимума средней интенсивности при мощности «гранитного» слоя порядка 20 *км*. Область развития гранитоидных формаций Озерной и Барунхурайской зон совпадает с минимумом небольшой интенсивности и с наименьшей в регионе мощностью «гранитного» слоя — 16—18 *км*. Только сквозная аляскит-гранитовая формация, не обнаруживая какой-либо структурной приуроченности, прослеживается через области с различным глубинным строением. Но и она в районах с максимальной мощностью «гранитного» слоя переходит в гранитовую формацию.

С глубинным строением связано также положение зон прогрессивного метаморфизма и гранитизации палеозойских толщ, превращенных в кристаллические сланцы амфиболитовой фации, мигматиты и гнейсы, где обычно распространены сильно удлиненные гранитоидные тела с многочисленными сателлитами в виде акмолитовых интрузий, сложенные гнейсовидными гранитоидами. Они приурочены к линейно вытянутым зонам больших градиентов значений силы тяжести, которые фиксируют чаще всего глубинные разломы (фиг. 32). Гнейсовидные фации каледонских гранитоидов гранит-гранодиоритовой формации, становление которых сопровождалось существенным метаморфическим и метасоматическим преобразованием вмещающих толщ, расположены в зонах крупнейших разломов Монгольского Алтая, а также в узлах их сочленения или близкого схождения. Герцинские гнейсовидные граниты, инъекционно-метасоматические образования и кристаллические сланцы тяготеют к широкой полосе висячего крыла Иртышско-Булганского разлома, а также проявлены в узлах пересечения Кобдинского и Толбонурского разломов с соединяющим их крупным меридиональным безымянным нарушением. Между Иртышско-Булганским и Кобдинским разломами происходит перекрытие ареалов каледонского и герцинского метаморфизма, однако максимум последнего смещен в юго-западном направлении. Ассоциация кристаллических сланцев, мигматитов, гнейсов, метасоматических и интрудированных гранитоидов, фациальных пегматитов, развитая в висячих крыльях глубинных разломов, характерна для плутонического метаморфизма. Ширина зоны развития таких образований зависит от характера разломов — сравнительно узкая вблизи крутопадающего Кобдинского разлома и широкая в висячем крыле более пологого

Фиг. 31. Схема распределения мощности гранитного слоя и положения интрузивных формаций в Монгольском Алтае и Барунхурайской впадине

Региональные минимумы силы тяжести:
1 — очень глубокий, мощность гранитного слоя 25 *км*;
2 — средний, мощность гранитного слоя 20 *км*;
3 — небольшой, мощность гранитного слоя 16—18 *км*;
4 — граница областей с различной мощностью гранитного слоя;
5—10 — формации ареального распространения:
5 — граносиенит — гранит-порфировая,
6 — монцонит-граносиенит-гранитовая,
7 — гранитовая (*а* — верхнепалеозойская, *б* — девонская, *в* — ордовикская),
8 — аляскит-гранитовая,
9 — гранит-гранодиоритовая,
10 — диорит-гранодиоритовая;
11—13 — формации разломных зон:
11 — гранит-фельзитовая,
12 — габбро-сиенит-гранитовая,
13 — габброидная и габбро-плагиогранитовая;
14 — разломы



Фиг. 32. Схема расположения зон прогрессивного метаморфизма, разломов и аномалий силы тяжести

1 — разломы;
2 — зоны больших градиентов силы тяжести;
3—6 — гнейсовидные гранитоиды и кристаллические сланцы:
3 — раннекаледонские,
4 — каледонские,
5 — герцинские,
6 — нерасчлененные;
главнейшие разломы:
I — Цаганшибетинский,
II — Байримский,
III — Кобдинский,
IV — Толбонурский,
V — Тургенгольский,
VI — Иртышско-Булганский

Иртышско-Булганского разлома. По мере удаления от разломов, в связи с погружением продольных блоков Монгольского Алтая в северо-восточном и восточном направлении, форма массивов становится менее удлиненной, иногда они приобретают вид гигантских штокверков. В составе жильных дифференциатов таких массивов преобладают фациально-фазовые и фазовые пегматиты; кристаллические сланцы и явления гранитизации распространены в кровле и узких зонах экзоконтакта интрузивов. Наконец, на погружении блоков расположены штоковидные и куполовидные тела, нередко изометричной формы, в экзоконтактах которых развиты микрокристалли-

Таблица 23

Изменчивость химического состава гранитоидов в зависимости от расположения массивов относительно глубинных разломов

Окислы	Силурийская гранит-гранодиоритовая формация				Каменноугольная гранитовая формация	
	гранитоиды повышенной основности		граниты		граниты	
	I	II	I	II	I	II
SiO_2	64,43	72,52	68,95	74,31	70,8	72,8
TiO_2	0,64	0,19	0,37	0,11	0,4	0,05
Al_2O_2	16,9	14,01	13,83	12,78	14,22	13,10
MgO	2,02	0,54	1,22	0,4	0,95	0,64
CaO	4,23	2,05	3,67	1,47	2,13	1,56
Na_2O	4,56	3,55	3,71	3,32	4,1	4,3
K_2O	1,78	3,53	3,17	4,51	3,45	4,1
$Na_2O + K_2O$	6,34	7,08	6,88	7,83	7,55	8,4
$\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$	0,56	0,59	0,7	0,81	0,74	0,88

Примечание. I — в зонах разломов, II — вдали от разломов.

ческие сланцы или сланцеватые роговики, а в связи с гранитами проявлена грейзенизация и кварцевые жилы. Рассмотренная тенденция отмечена для каледонской гранит-гранодиоритовой, а также каледонской и верхнепалеозойской гранитовой формаций. Гранитоиды, размещенные в зонах глубинных разломов, отличаются от синхронных гранитоидов, расположенных в удалении от них, повышенным содержанием глинозема и щелочноземельных элементов, более низкой кремнекислотностью и щелочностью (табл. 23). Хотя в каждом конкретном случае это может быть объяснено процессами гибридизма, роль их представляется второстепенной. Главной же является отмеченная выше общая закономерность снижения глиноземистости и основности интрузивных образований и увеличения их щелочности от проницаемых зон к более стабильным.

Генерация магматических расплавов всех палеозойских гранитоидных формаций происходила на уровнях, недоступных непосредственному наблюдению, с последующим их подъемом в верхние структурные этажи. Условия, наиболее приближающиеся к глубинным, мы имеем возможность наблюдать в зонах глубинных разломов, являющихся флюидопроводящими структурами. Выше указывалось, что в них развита ассоциация пород, характерная для плутонического метаморфизма. Однако и в таких зонах большинство гранитоидных тел аллохтонны. По мере удаления от разломов гранитные массивы приобретают все более отчетливые черты внедренных интрузий. Массивы девонских гранитов и в разломных швах несут признаки интрудированных тел. Повышенная глиноземистость и щелочноземельность интрузивных пород эвгеосинклинальных и проницаемых структур, по-видимому, является косвенным признаком участия глубинных зон литосферы в процессе гранитообразования. Среди пород литосферы глинозем концентрируется, главным образом, в породах среднего и основного состава, максимальные его содержания, по мнению А. А. Беуса (1972), характерны для «базальтового» слоя. В эвгеосинклинальных структурах во время гранитообразования «гранитный» слой не существовал или присутствовал в редуцированном виде. Глубинные зоны эвгеосинклиналей, по предположению А. А. Борисова (1967), состоят из разуплотненной «корово-мантийной смеси», насыщенной литофильными компонентами. В условиях высокой основности

среды магмообразования состав генерируемой магмы должен в большей мере определяться ювенильным веществом, нежели исходным субстратом. Представление об определяющей роли для генерации гранитоидных магм эндогенного тепла и ювенильных потоков мантийного происхождения развивают многие исследователи (Шейнманн, 1968; Коржинский, 1968; Кузнецов, Изох, 1969; Бейли, 1972; Овчинников, 1973, и др.). В качестве вероятного механизма гранитоидного магмообразования может быть принято предположение Д. С. Коржинского (1973) о глубинной метамагматической дебазификации. По его гипотезе основные породы под влиянием ювенильных флюидов испытывают метасоматическую дебазификацию с последующим замещением гранитоидной магмой повышенной основности, которая, в свою очередь, подвергается раскислению. С таким представлением согласуется весьма пестрый состав собственно орогенных гранитоидных формаций эвгеосинклинальных структур. На уровне локализации гранитоидных массивов имеет место частичное взаимодействие расплава с вмещающей средой, заметно увеличивающееся в зонах повышенной проницаемости. За счет повышения активности щелочей в контактах с основными и средними вулканитами развиваются сиенитовые и монцонитовые фации пород, характерные для гранитоидных формаций эвгеосинклинальных структур.

Отмечавшаяся выше связь состава собственно орогенных гранитоидных формаций с типом структур, по-видимому, не является прямой, а в большей степени обусловлена различным состоянием и составом пород более глубинных зон под этими структурами. Так, для Алтайской зоны с ее стабильным тектоническим режимом в равной мере можно предполагать наличие древнего кристаллического основания, либо существование разуплотненного субстрата в ее основании. Она представляется в качестве относительно «закрытой» структуры, где в условиях устойчивого потока гранитизирующих флюидов происходило длительное вызревание гранитоидных расплавов, давших начало однотипным гранитам. В соответствии с этим в ее пределах каждая эпоха гранитоидного магматизма завершается с некоторым запозданием относительно соседних более подвижных и проницаемых структур. Результатом реакционных взаимоотношений гранитоидной магмы с терригенными толщами Алтайской зоны является некоторое обогащение гранитов биотитом (особенно в эндоконтактах массивов) и присутствие таких акцессорных минералов, как корунд, кианит, андалузит и ставролит.

Более очевидно отсутствие прямой связи с составом пород, выполняющих структуры, для наложенно-орогенного гранитоидного магматизма. Девонская аляскит-гранитовая формация развита в структурах, отличающихся по истории геологического развития, типу геосинклинального основания, составу геосинклинального выполнения, составу предшествующих гранитоидных формаций, а также характеру глубинного строения. Состав формации лишь частично видоизменяется в различных тектонических структурах при сохранении ведущих ее черт — повышенной калиевой щелочности и кремнекислотности, а также сравнительно низкой глиноземистости. Предшествующие гранитоидам девонские андезит- и дацит-липаритовые вулканогенные серии также обладают повышенной щелочностью, на что указывает присутствие в них трахилипаритов. Это позволяет считать, что специфика девонского магматизма определялась, в первую очередь, щелочно-кремнекислым составом ювенильного вещества при второстепенной роли состава субстрата уровней магмообразования. Влияние последнего имеет более количественный, чем качественный характер — масштабы развития девонских гранитов резко увеличиваются в пределах сиалических структур с широким развитием более древних гранитоидов. Глубина зарождения гранитных расплавов вряд ли превышала 20—25 *км*, поскольку аляскит-гранитовая формация сменяется гранитовой в центральной части Алтайской тектонической зоны.

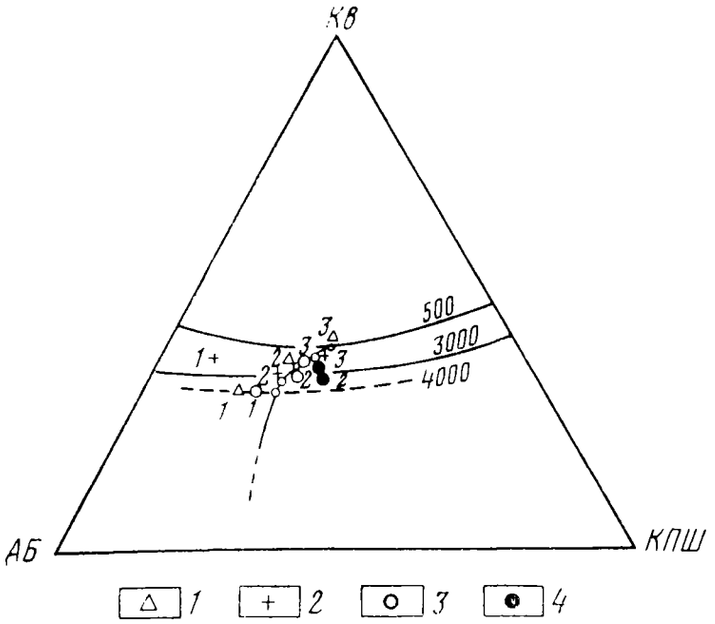
Верхнепалеозойское гранитообразование в Алтайской зоне, вероятнее всего, происходило в основном в пределах ранее сформированного «гранит-

ного» слоя. Однако обогащенность гранитов магнием, кальцием и титаном по сравнению с девонскими гранитами является признаком участия в их образовании более основного субстрата.

Автономное развитие гранитоидных расплавов в ходе их внедрения и локализации в магматических камерах приводит к тому, что гранитоидные массивы различных формаций обладают сходными чертами строения. Массивы собственно орогенных формаций в межразломных участках имеют изометричную или удлиненную в направлении складчатых структур нередко куполовидную форму. Крупные плутоны при более детальном изучении оказываются состоящими из нескольких сросшихся куполов. Куполовидные поднятия наглядно выражены в рельефе Барунхурайской котловины, где обычно вскрыта апикальная часть тел. Расстояние между центрами куполов примерно постоянно для определенных структурных условий. В относительно стабильной северной части Хархиринской зоны оно составляет 40—50 *км*, в зонах повышенной проницаемости, прилежащих к Кобдинскому разлому, сокращается до 20 *км*; расстояние между центрами куполов в Барунхурайском синклинории равно 25—30 *км*. Возможно, закономерно повторяющиеся интервалы связаны с характером проникновения гранитоидного расплава в верхние горизонты земной коры, что можно представить себе как механизм гравитационного всплывания. Изучение массивов, размещенных в разломных зонах, позволяет в ряде случаев выявить в них также куполовидные выступы гранитов глубинной фации, оконтуренные гранитоидами повышенной основности (иногда и щелочности) прикровлевой фации, тесно сопряженной с гнейсами, мигматитами и кристаллическими сланцами. В узлах сочленения разломов, например Булганского и Толбонурского, развиты метасоматические и инъекционно-метасоматические гранитоиды. Массивы девонских гранитов в межразломных участках образуют пластообразные тела с куполовидными вздутиями в верхней части, а в разломах — крутопадающие пластины, штоки, пологие залежи. Только в специфичных условиях повышенной пластичности Алтайской зоны они слагают батолитоподобные плутоны большой вертикальной протяженности.

Для большинства гранитоидных массивов различных формаций характерна их полифациальность при весьма ограниченном распространении или отсутствии многофазности. Обычно количество фаз увеличивается с ростом стабильности структур. Прекрасная обнаженность многих массивов позволяет видеть, как секущие контакты между различными по составу гранитоидами на более глубоких эрозионных срезах сменяются постепенными переходами, выраженными либо изменением состава пород при отсутствии между ними контактовой поверхности, либо расслоенной зоной. Это касается также дополнительных интрузий, жильных гранитов и многих пегматитов. Такие соотношения объясняются магматической дифференциацией в процессе интрузии магмы, либо ее внутрикамерного развития. Поздняя фаза обычно представлена мелкими трещинными телами микрогранитов, двуслюдяных либо микроклин-альбитовых гранитов, а также фазовых пегматитов, составляющих крайне незначительное количество от объема формаций. Только для верхнепалеозойской гранитовой формации можно предполагать длительную многофазную историю с последовательным образованием крупных и средних плутонов адамеллитов — биотитовых гранитов и сопровождающих их мелких тел фациально-фазовых и фазовых двуслюдяных и мусковитовых гранитов, а затем небольших тел гранитов, богатых калием лейкогранитов и пегматитов, в том числе редкометальных. Результатом внутрикамерной дифференциации массивов является ликвационное расслоение их на пологие и аркообразные слои несколько отличающегося состава. Такое строение наблюдалось в глубинных участках массивов собственно орогенных формаций и пологих телах их дополнительных интрузий, но более типично для массивов девонской аляскит-гранитовой формации.

Массивы различных формаций обладают сходным зональным строением. Глубинные части тел, как правило, сложены крупнопорфировидными гра-



Фиг. 33. Положение средних нормативных составов гранитоидов на диаграмме альбит — калишпат — кварц

1—4 — формации:
1 — гранит-гранодиоритовая,
2 — аляскит-гранитовая,
3 — гранитовая,
4 — монцонит-граносиенит-гранитовая.
Цифрами на диаграмме обозначены типы пород:
1 — гранитоиды повышенной основности,
2 — нормальные граниты,
3 — лейкократовые и аляскитовые граниты

нитами. С увеличением эрозионного среза обычно увеличивается количество таких гранитов в составе массивов. Возможно, этим в какой-то мере объясняется их ведущая роль в Алтайской зоне и незначительная — в Барунхурайской. В верхних частях тел и вблизи контактов крупнопорфировидные граниты сменяются гранитоидами повышенной основности, место которых в Барунхурайском синклинории занимают монцониты и часть щелочноземельных сиенитов и граносиенитов. Обратная зональность выражена сменой глубинных крупнопорфировидных гранитов менее глубинными лейкократовыми и аляскитовыми гранитами. Масштаб проявления прямой и обратной зональности массивов зависит от состава формаций и степени их эрозионного вскрытия. В массивах гранит-гранодиоритовой формации преобладает прямая, аляскит-гранитовой и монцонит-граносиенит-гранитовой — обратная зональность. Наряду с ведущими двумя типами зональности присутствует также зональность второго порядка, обусловленная наличием у каждой главной фации двух полярных по составу эндоконтактовых фаций — повышенной основности, а также пониженной основности с увеличенной кремнекислотностью. Они соответствуют двум группам эндоконтактовых фаций, которые Э. П. Изох и А. П. Пономарева (1973) выделяют в качестве экстерогенных и интерогенных. Эти исследователи объясняют возникновение пород первой группы взаимодействием магматического тела с вмещающими породами, второй — эндоконтактовым покислением в результате привноса легколетучих компонентов из более глубоких частей интрузивных тел. Наши наблюдения показывают, что возникновение двух полярных по составу групп эндоконтактовых фаций, характерных не только для гранитоидных формаций Западной Монголии, но и других регионов, обусловлено процессами магматической дифференциации, причем каждая из групп приближается по составу к соответствующим породам соседнего члена формации. Породы каждой группы в определенных структурных условиях могут быть гибридными, однако в кислых членах явления гибридизма всегда менее развиты.

Сходство эволюции состава гранитоидных членов формаций видно на диаграмме альбит — калишпат — кварц (фиг. 33), на которой показана, по Боуэну, линия тройных минимумов при различном давлении воды (Менерт, 1963). На этой и следующей диаграммах (см. фиг. 34) для пород гранитовых формаций приведены средние значения без разделения на возрастные группы. Гранитоиды повышенной основности имеют котектические составы, причем наиболее близки к тройному минимуму адамеллиты гранитового формационного типа Алтайской зоны. Нормативные составы нормальных (чаще всего крупнопорфировидных), а также лейкократовых и аляскитовых гранитов группируются в области тройных минимумов гранитной системы, первые отве-

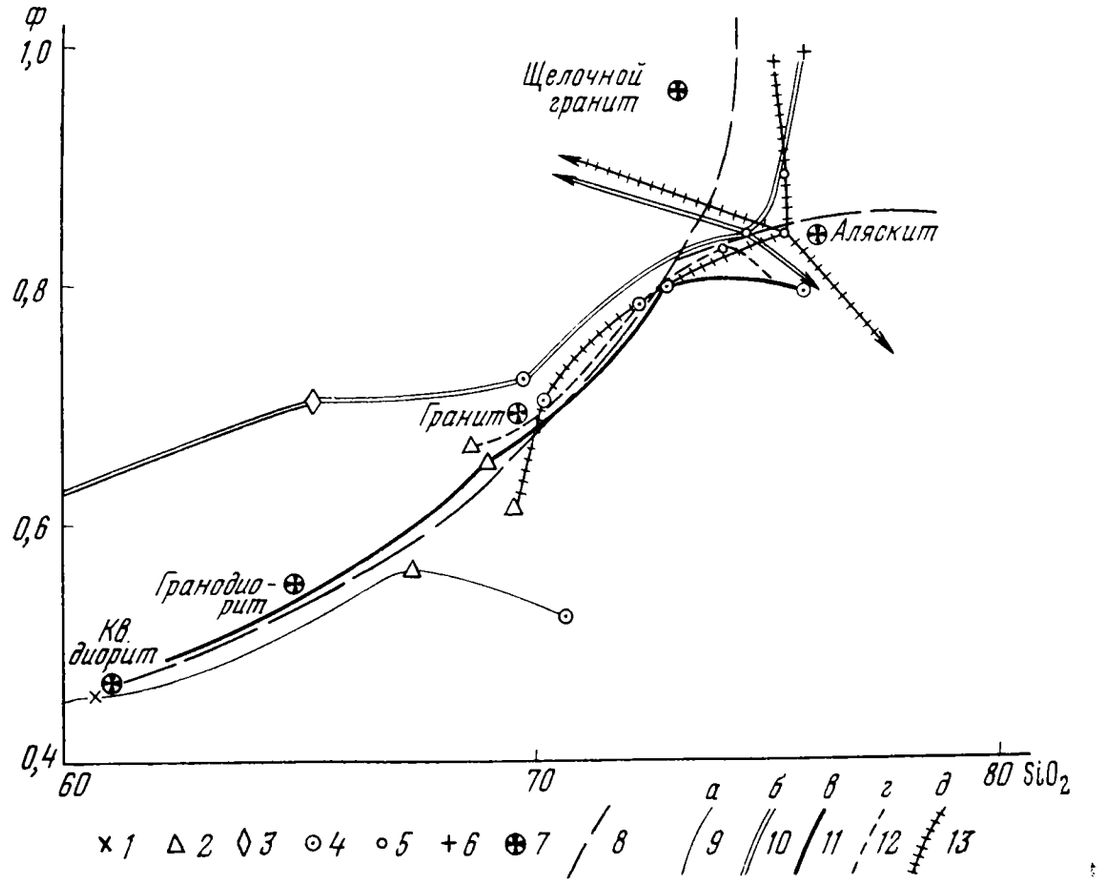
Таблица 24

Температура кристаллизации гранитов по полевошпатовому термометру Т. Барта

Формация	Крупнопорфировидные граниты		Лейкократовые и аляскитовые граниты
	вкрапленники	ткань	
Аляскит-гранитовая	690	620	690—465
Гранитовая	800—580	595—550	—
Монцонит-граносиенит-гранитовая	625	530	600—435

чают умеренным значениям P_{H_2O}, вторые — более низким. Породам гипабиссальной аляскит-гранитовой формации свойственны небольшие величины P_{H_2O}. Интервал температур кристаллизации крупнопорфировидных гранитов выше по сравнению с лейкократовыми и аляскитовыми гранитами (табл. 24). В последних высокотемпературные разновидности (с калишпат-пертитом) близки температурам образования первовыделений крупнопорфировидных гранитов.

Подобие состава гранитоидов различных формаций и сходство их петрохимических характеристик (табл. 25) обусловлено эволюцией магматических расплавов в результате изменения их физико-химических свойств. На диаграмме щелочной модуль — кремнезем (фиг. 34) линии составов каждой



Фиг. 34. Диаграмма модуль щелочности — кремнезем для гранитоидных формаций

1—6 — средние составы пород:
1 — диориты,
2 — гранитоиды повышенной основности,
3 — граносиениты,
4 — граниты,
5 — лейкократовые и аляскитовые граниты,
6 — микроклин - альбитовые граниты;
7 — составы пород по Р. Дэли;
8 — среднестатистическая дифференциационная кривая;
9 — вариационные кривые состава формаций (*а* — диорит-гранодиоритовой, *б* — монцонит-граносиенит-гранитовой, *в* — гранит-гранодиоритовой, *г* — гранитовой, *д* — аляскит-гранитовой)

Таблица 25

Средний состав пород гранитоидных формаций Западной Монголии в вес. %

Формация	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	F	Na_2O+K_2O	K_2O/Na_2O	Na_2O+K_2O/Al_2O_3	CaO/Na_2O+K_2O	CaO/MgO	$FeO+Fe_2O_3/FeO+Fe_2O_3+MgO$
Диориты и габбро-диориты																	
Гранит гранодиоритовая*	63,13	0,82	15,58	1,77	4,29	2,84	3,66	3,33	2,81	0,16	—	6,14	0,55	0,53	0,77	0,91	0,5
Монцонит-граносиенит-гранитовая	55,05	1,01	16,07	4,36	4,22	4,27	7,08	3,42	1,39	0,78	0,07	5,81	0,27	0,44	1,8	1,2	0,45
Монцониты																	
Монцонит-граносиенит-гранитовая	56,12	0,88	16,67	4,36	4,21	4,38	5,25	4,57	3,09	0,38	0,05	7,66	0,45	0,65	0,88	0,87	0,44
Гранитоиды повышенной основности																	
Гранитовая, O	68,35	0,35	14,02	0,88	3,39	1,54	2,01	3,63	4,11	0,27	0,06	7,74	0,76	0,75	0,3	1	0,64
Гранит-гранодиоритовая	69,14	0,33	15,09	1,29	1,93	1,27	2,84	4,16	2,97	0,10	0,08	7,13	0,48	0,67	0,5	1,6	0,52
Аляскит-гранитовая	69,54	0,4	15,45	1,14	1,98	1,14	2,10	4,19	2,32	0,15	—	6,51	0,35	0,6	0,41	1,4	0,55
Граниты																	
Гранит-гранодиоритовая	72,72	0,21	13,12	1,34	1,44	0,62	2,14	3,75	3,91	0,13	0,03	7,66	0,68	0,8	0,37	2,5	0,65
Аляскит -гранитовая	70,42	0,53	14,63	1,21	1,89	1,04	1,99	3,66	3,93	0,16	0,08	7,59	0,7	0,7	0,35	1,4	0,56
Гранитовая, D_3	72,39	0,15	13,55	1,14	1,9	0,43	1,31	3,23	4,7	0,21	0,07	7,93	0,93	0,77	0,23	2,1	0,75
Гранитовая, C_{2-3}	71,4	0,38	13,35	0,95	2,26	0,88	1,66	3,76	4,19	0,11	0,07	7,95	0,74	0,81	0,3	1,4	0,64
Монцонит-граносиенит-гранитовая	70,03	0,29	14,79	1,41	1,68	0,90	1,96	3,29	4,69	0,15	0,05	7,98	0,94	0,71	0,34	1,6	0,6
Лейкократовые и аляскитовые граниты																	
Монцонит-граносиенит-гранитовая	74,04	0,05	13,88	0,84	0,91	0,19	0,93	4,09	4,5	0,21	0,05	8,59	0,73	0,94	0,15	4,2	0,8
Аляскит-гранитовая	75,51	0,18	12,23	0,73	1,06	0,44	0,74	3,63	4,73	0,05	0,05	8,36	0,85	0,9	0,13	1,2	0,63
Гранит-гранодиоритовая	76,0	0,13	12,64	0,83	0,94	0,27	0,86	3,15	4,59	0,05	0,05	7,74	0,96	0,8	0,15	2,5	0,75
Гранитовая, O	74,22	0,13	13,6	0,86	1,08	0,42	0,72	3,8	4,0	0,42	0,04	7,8	0,7	0,78	0,13	1,3	0,7
Гранитовая, C_{2-3}	74,93	0,05	13,24	0,3	1,2	0,26	1,05	3,68	4,14	0,14	0,06	7,72	0,73	0,81	0,18	3,1	0,76

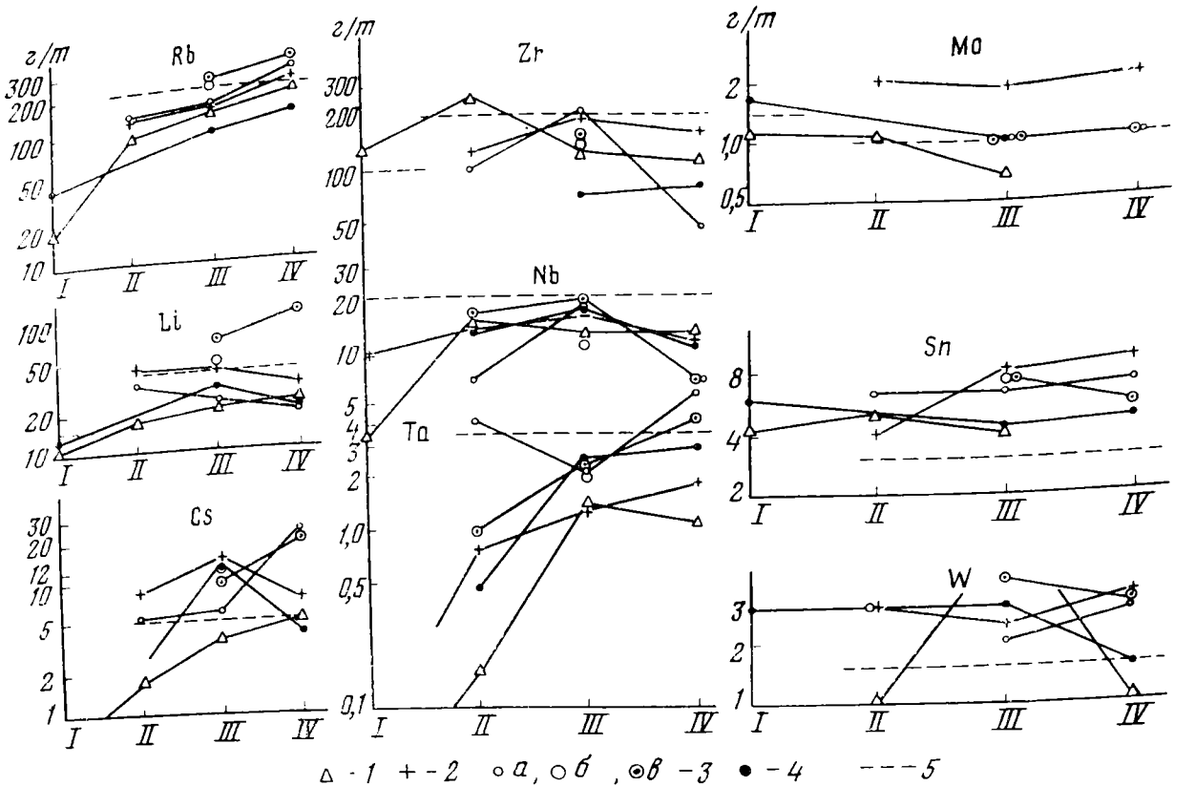
* Данные Б. Лувсанданзана и В. А. Федоровского

формации в общих чертах повторяют контур среднестатистической дифференциационной кривой, и лишь в ее верхней части линии составов отдельных формаций расходятся. Гранит-гранодиоритовой формации и гранитовому формационному типу свойственна щелочно-кремнекислотная направленность изменчивости состава пород, в то время как аляскит-гранитовой и монцонит-граносиенит-гранитовой формациям — кремнекислотно-щелочная. С этим связано присутствие в двух первых мусковит-турмалиновых пегматитов и грейзенов, в двух последних — микроклин-альбитовых гранитов и амазонитсодержащих пегматитов, а также расщепленных разностей пород с повышенной щелочностью или с повышенной кремнекислотностью. Аляскитовые и лейкократовые граниты аляскит-гранитовой и монцонит-граносиенит-гранитовой формаций, которые являются продуктом кристаллизации гипабиссальных фракций гранитоидных расплавов, обладают повышенным значением щелочного модуля и суммы щелочей (см. табл. 25). В отличие от них лейкократовые граниты гранит-гранодиоритовой и гранитовых формаций, представляющие собой относительно поздние фациально-фазовые и фазовые дифференциаты, имеют более низкую щелочность. На фиг. 34 для сопоставления приведены составы пород диорит-гранодиоритовой формации эвгеосинклинальных структур ранних каледонид. Из сравнения положения кривых составов видно, что в ряду формаций — диорит-гранодиоритовая (раннекаледонская), гранит-гранодиоритовая (каледонская), аляскит-гранитовая (раннегерцинская), монцонит-граносиенит-гранитовая (позднегерцинская) — происходит увеличение щелочного модуля слагающих их главных типов пород. Интервал изменения величины щелочного модуля, содержания кремнезема и железистости пород аляскит-гранитовой формации и группы гранитовых формаций Алтайской зоны невелик; остальные формации характеризуются существенным приростом указанных величин. Граниты различных формаций характеризуются преобладанием калия над натрием по весовым процентам и имеют обратные соотношения по молекулярным количествам. Сравнительно небольшая величина K_2O/Na_2O свойственна породам гранит-гранодиоритовой формации, наиболее высокая — девонским гранитам и породам монцонит-граносиенит-гранитовой формации (см. табл. 22). Таким образом, калиевая щелочность гранитоидных формаций растет от каледонских гранитоидов к позднегерцинским.

Специфика гранитоидных формаций определяется также более тонкими признаками — количественно-минеральным составом акцессорных минералов пород и содержанием элементов-примесей. Разновозрастные граниты Алтайской зоны отличаются от остальных формаций региона высоким содержанием апатита, ильменита, турмалина, присутствием монацита, ксенотима и молибденита, в девонских и верхнепалеозойских гранитах также топаза и значительного количества граната. Для пород гранит-гранодиоритовой и монцонит-граносиенит-гранитовой формаций типичны сфен, ортит, высокое содержание магнетита и широкий спектр сульфидов. При этом граниты Барунхурайского синклинория сближает с синхронными гранитами Монгольского Алтая несколько увеличенное количество апатита, ильменита и турмалина. Породы аляскит-гранитовой формации содержат значительные количества магнетита, лейкократовые граниты обогащены флюоритом; характерно присутствие молибденита, торита, а также эгирина и рибекита. Проходящими минералами всех формаций являются касситерит и шеелит.

Повышенные содержания элементов-примесей, определяющие геохимическую специфику сравниваемых формаций, распределены следующим образом (табл. 26).

Гранит-гранодиоритовая — Sc, Cu, Pb, Sn, в гранитах W; в лейкократовых гранитах дополнительных интрузий и гранит-пегматитах поздней фазы накапливаются Bi, Sn, Cu, Pb, а также Rb, Cs, Be.



Фиг. 35. Диаграммы содержаний редких элементов в породах гранитоидных формаций

1—4 — формации:
1 — гранит-гранодиоритовая,
2 — аляскит-гранитовая,
3 — гранитовая (*а* — ордовикская, *б* — верхнедевонская, *в* — верхнепалеозойская),
4 — монцонит-граносиенит-гранитовая;
5 — кларки по А. П. Виноградову;
I — догранитные габброиды,
II — гранитоиды повышенной основности,
III — граниты,
IV — аляскитовые и лейкократовые граниты

Монцонит-граносиенит-гранитовая — Sc, Bi, Sn, Pb, в гранитах, кроме того, Cu, Cs.

Аляскит-гранитовая — Th, Zr, Li, Cs, Mo, Sn, W, Bi, Sc; микроклин-альбитовые граниты поздней фазы обогащены Li, Rb, Cs, Ta, Nb, Th, Mo, Sn, щелочные граниты также U.

Гранитовая ордовикская — B, Bi, Sn, W, Cu, Pb, Cs,Ta, Sc, Ni, Co, V, в турмалин-мусковитовых гранитах отмечается существенное накопление B, Bi, Cu и менее резкое Rb, Cs, Ta.

Гранитовая девонская — B, Bi, Li, Rb, Cs, Sn, W, Pb, Co, Ni, Cr.

Гранитовая верхнепалеозойская — B, Bi, Li, Rb, Cs, Ta, Sn, W, Pb, Sc, Co, Ni, Cr, поздние двуслюдяные граниты обогащены Bi, Li, Rb, Cs, Ta.

В надкларковых количествах в гранитоидах всех формаций присутствуют Sn, Pb, в большинстве из них Bi, Cs (кроме гранит-гранодиоритовой формации), Sc (кроме гранитовой девонской) и W, за исключением некоторых разновидностей пород гранит-гранодиоритовой формации (фиг. 35). Содержание молибдена соответствует гранитному кларку и превышает его только в аляскит-гранитовой формации. Количество лития заметно выше кларка в верхнепалеозойской гранитовой формации, в девонских породах близко к кларку, в остальных ниже его. Содержание рубидия в девонской и верхнепалеозойской гранитовых формациях несколько выше кларкового, в остальных формациях — ниже, кларковые содержания достигаются только в лейкократовых и аляскитовых гранитах. Прямой корреляции количества калия и рубидия не отмечается — каждой формации свойствен свой уровень содержания рубидия, независимо от калиевой щелочности, примером чего является бедность рубидием пород монцонит-граносиенит-гранитовой фор-

Таблица 26

Содержание элементов-примесей в гранитоидах различных формаций по отношению к кларку гранитов

Элемент	Монцонит-граносиенит-гранитовая		Гранитовая					Гранит-гранодиоритовая			Аляскит-гранитовая			Гранитовая девонская*
			каменноугольная*		ордовикская									
	II	III	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III	
Li	0,77	0,52	2	2,6	0,85	0,69	0,48	0,7	0,55	0,56	1,04	1,1	0,75	1,3
Rb	0,47	0,66	1,03	1,9	0,65	0,86	1,15	0,55	0,7	0,92	0,6	0,75	1,1	1,1
Cs	2,6	0,8	2,7	6,0	1,0	1,4	4,8	0,6	0,7	1,0	1,66	3,1	1,46	3,6
Ta	0,7	0,82	1,0	1,2	1,17	0,7	1,64	0,09	0,4	0,33	0,21	0,41	0,56	0,31
Nb	0,8	0,5	0,88	0,04	0,35	0,87	0,35	0,7	0,63	0,64	0,7	0,76	1,1	0,53
Zr	0,36	0,4	0,4	—	0,5	1,06	0,23	0,83	0,63	0,57	0,62	0,97	0,8	0,44
Sc	2,38	4,7	1,7	—	1,7	1,19	—	2,7	2,0	1,5	—	2,2	1,2	0,93
Be	0,16	0,3	0,01	—	0,4	0,75	0,07	0,2	0,16	0,4	0,25	0,4	0,38	0,22
B	0,7	—	2,0	—	0,67	1,67	80,0	0,7	0,49	0,4	—	0,4	0,9	0,67
Bi	28	50	25	275	25	25	66,6	—	—	833**	—	23	13	11,7
Sn	1,4	1,6	2,5	1,8	2,17	2,0	2,33	1,7	1,3	7,3**	1,3	2,7	3,0	2,3
Mo	1	1	1	1	1	1,1	1	1	0,7	1**	2	1,8	2	1
Cu	15,0	0,3	—	—	5,0	1,9	50,0	2,9	0,5	6,3	—	0,85	0,4	0,35
Pb	1,4	1,66	1,6	1,8	2,25	1,9	2,5	1,9	1,8	3**	2,5	1,9	2,7	1,5
Zn	0,33	0,33	0,8	0,17	1,5	1	0,5	1,35	0,5	—	1,17	0,6	0,65	0,67
Co	1,1	0,6	1,2	0,6	2	1,4	0,6	1,4	0,6	—	1,4	1,1	0,5	1,04
Ni	0,9	0,75	1,1	0,6	1,1	1,2	1,2	1,4	0,7	—	1	1,2	0,8	1,3
Cr	0,85	0,73	1,2	0,7	0,8	0,4	0,8	0,9	0,6	—	0,8	0,86	0,6	1,4
V	1,07	0,23	0,9	0,12	1,62	1,2	0,75	1,5	0,4	—	1,2	0,92	0,18	0,9

* Сравниваются с кларковыми содержания элементов-примесей в гранитах массивной текстуры, на фиг. 35 показаны средние содержания в массивных и гнейсовидных гранитах.

** Гранит-пегматиты поздней фазы.

I — гранитоиды повышенной основности; II — граниты, III — лейкократовые и аляскитовые граниты.

мации, несмотря на высокое содержание в них калия. В большинстве гранитоидов Ta, Nb, Zr не достигают кларковых количеств, при этом танталом и ниобием относительно обогащены верхнепалеозойские и ордовикские породы гранитовых формаций, цирконием — аляскит-гранитовой формации.

В группе собственно орогенных формаций самые низкие содержания присущи породам каледонской гранит-гранодиоритовой формации Монгольского Алтая.

Герцинская монцонит-граносиенит-гранитовая формация Барунхурайского синклинория обогащена по сравнению с ней Li, Cs, Ta, Mo, Bi, Sc, Co, V (то же касается догранитных габбро), а ордовикская гранитовая Алтайской зоны — многими элементами-примесями, в том числе литофильными, сидерофильными и халькофильными. Общим для всех собственно орогенных формаций является повышенное содержание в них меди и тенденция к накоплению ее в поздних дифференциатах. Гранитоидные формации, становление которых связано с процессами активизации сиалических структур, характеризуются повышенным содержанием широкого спектра микрокомпонентов, причем многие редкие элементы в еще большей мере накапливаются в поздних дифференциатах этих формаций. Специфичными для аляскит-гранитовой формации являются Th, Zr, Mo, для верхнепалеозойской гранитовой Li, Cs, Ta и резкое накопление в поздних дифференциатах вис-

мута. Группа гранитовых формаций Алтайской зоны отличается от остальных гранитоидов региона сходным набором типоморфных элементов, причем от ордовикских гранитоидов к раннепермским происходит увеличение содержаний редких щелочей W, Mo, Sn, Be, Ta и др. (см. табл. 16). При этом верхнепалеозойские граниты Монгольского Алтая отличаются от синхронных гранитоидов Барунхурайского синклинория повышенным содержанием большинства элементов-примесей.

Сопоставление гранитоидных формаций показывает, что герцинские гранитоиды богаче многими элементами-примесями, особенно литофильными, по сравнению с каледонскими. Наряду с этим отмечается увеличение содержаний редких элементов в гранитоидах стабильных и терригенных структур по сравнению с вулканогенно-терригенными и вулканогенными, что ранее отмечалось К. Л. Волочковичем (Волочкович, Леонтьев, 1964). Наибольшей потенциальной рудоносностью на комплекс редких элементов обладают аляскит-гранитовая и герцинские гранитовые формации, а собственно рудоносными могут являться их поздние фазы. Обычно потенциальная рудоносность гранитоидных комплексов возрастает с увеличением степени их дифференцированности. Возможно, с этим в какой-то мере связана рудоносность верхнепалеозойских гранитов Алтайской зоны. Поскольку аляскит-гранитовой формации присущи явления расслоения на магматическом этапе, а также небольшой масштаб развития поздних фазовых дифференциатов, вполне вероятно, ожидать в последних существенных концентраций редких элементов. Редкометальная продуктивность этой формации мало изучена. Однако появление микроклин-альбитовых амазонитсодержащих гранитов с тантало-ниобатами и касситеритом можно считать положительным признаком.

Реализация потенциальной рудоносности зависит от структурных факторов, так как тип магмоподводящей и магмолокализующей структуры оказывает влияние на концентрацию и рассеяние полезных компонентов. В большинстве случаев граниты, расположенные в зонах повышенной проницаемости, обеднены редкими щелочами и танталом. Благоприятными для накопления редких элементов оказываются массивы, формировавшиеся в относительно стабильных условиях при наличии разломов средних размеров, обеспечивающих вывод дифференциатов, обогащенных полезными компонентами. При этом на размещение интрузивных тел и их производных, в том числе потенциально рудоносных, оказывают существенное влияние поперечные структуры.

Следует подчеркнуть, что степень концентрации элементов-примесей в гранитоидах в каждом конкретном случае является альтернативным признаком значительной концентрации их в поздних дифференциатах формаций.

Так, при наличии олова в надкларковых, а тантала в весьма низких количествах в породах аляскит-гранитовой формации поздние микроклин-альбитовые граниты обогащены и оловом и танталом. Другим примером служит верхнепалеозойская гранитовая формация, где широкий спектр редких элементов, присутствующих в надкларковых количествах, соответствует элементам редкометальных пегматитов, грейзенов и гидротермалитов. Однако ведущий элемент этих образований — бериллий, в гранитах он содержится в ничтожном количестве. Проявление минерализации на регрессивной стадии гранитоидного магматизма может возникать как за счет собственно магматического источника, так и обогащения гранитного расплава глубинными эманациями. На известную долю участия последних в верхнепалеозойском рудообразовании указывает наличие TR, Ti, Nb в пегматитах, расположенных в зоне Булганско-Иртышского разлома.

Таким образом, редкометальная специализация гранитоидных формаций определяется сочетанием многих факторов: эпохой магмообразования (герцинские граниты богаче редкими элементами по сравнению с каледонскими); положением в крупных тектонических структурах — в ряду за-

вершающих свое развитие геосинклинальных зон вулканогенных — терригенно-вулканогенных — терригенных — геоантиклинальных поднятий увеличивается редкометальная специализация гранитоидов; положением в возрастном ряду формаций в одной тектонической структуре — от ранних формаций к поздним увеличивается их кремнекислотность и щелочность и возрастает содержание литофильных редких элементов; магмолокализующими структурами, обеспечивающими различную контрастность дифференцированности интрузивов, а также условия концентрации и рассеяния полезных компонентов; составом гранитоидных формаций, который определяет тип рудопроявлений или месторождений: с бедными глиноземом аляскитовыми гранитами связаны хрусталеносные пегматиты, с глиноземистыми гранитами — мусковитовые и редкометальные пегматиты; поздними производными формаций с кремнекислотно-щелочной направленностью дифференциации являются микроклин-альбитовые, нередко редкометально минерализованные граниты.

ФОРМАЦИИ ГРАНИТОИДНЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

Древние складчатые сооружения Северной Монголии представляют область широкого развития палеозойского гранитоидного магматизма и одновременно являются уникальной щелочной провинцией, расположенной на продолжении щелочных поясов Восточного Саяна, Восточной Тувы, нагорья Сангилен и Юго-Западного Забайкалья.

Намечается определенная закономерность в пространственном распределении гранитоидных и щелочных пород (фиг. 36). Первые из них образуют огромные батолитоподобные или межформационные пластообразные тела, площадью от сотен до десятков тысяч квадратных километров. Гранитные массы как бы пронизывают осадочно-метаморфические и вулканогенные толщи раннекаледонских складчатых структур, от которых сохранились небольшие разрозненные фрагменты. Характерно сгущение гранитоидных масс в направлении от Северного Прихубсугулья к южной части раннекаледонского мегаблока Монголии. Эта часть в течение всего палеозоя отличалась повышенной тектонической мобильностью. Здесь интенсивно проявился венд-кембрийский геосинклинальный вулканизм (Идэрский прогиб) и многократные орогенические движения, фиксированные развитием наложенных орогенных структур: среднепалеозойских, верхнепалеозойских и мезозойских.

Массивы щелочных пород сосредоточены в консолидированной и относительно стабильной северной части раннекаледонского мегаблока Монголии, где господствуют протерозойские и верхнерифейско-кембрийские существенно карбонатные формационные комплексы пород. Здесь слабо проявлена геосинклинальная вулканическая деятельность и практически отсутствуют наложенные орогенные структуры, а также связанный с ними континентальный вулканизм. В этом регионе с конца кембрия сохранилась устойчивая тенденция к общему поднятию раннекаледонских консолидированных структур, а орогенные движения обусловили их дробление и неоднократное оживление глубинных разломов фундамента. Разновозрастные массивы щелочных пород обычно тяготеют к таким разломам. Они отличаются малыми размерами и большим разнообразием строения и состава. Размещение массивов контролируется оперяющими тектоническими нарушениями или узлами пересечения разнонаправленных разломных систем.

В зонах долгоживущих глубинных разломов (Сумбэрский, Уджигинский, Хангайский), отличающихся повышенной магмопроницаемостью, в ряде случаев наблюдается пространственное совмещение разновозрастных гранитоидных и щелочных пород (Нумургинский и Уджигинская группа массивов). Это значительно осложняет их возрастное расчленение и выделение среди гранитоидных и щелочных пород конкретных интрузивных формаций. По-видимому, этим объясняется произведенное А. С. Павленко, Л. В. Филипповым и Л. П. Орловой (1974) объединение в единую гранитную-щелочногранитоидную формацию (уджигинский и нумургинский комплексы) весьма разнообразных типов щелочных и гранитоидных пород от ийолитов, уртитов и фойяитов до сиенитов, нормальных щелочноземельных и щелочных гранитов. Происхождение такой формации, весьма разнородной по составу пород, объяснялось с позиций метасоматически палингенного-гранитоидного процесса в различных вмещающих осадочно-метаморфических толщах.

В результате геолого-петрографического исследования 16 гранитоидных и 14 щелочных массивов Северной Монголии авторами получен ряд фактов, которые не могут найти объяснения с позиций этой гипотезы. Приведенные в книге новые данные об их геолого-структурном положении, последовательности формирования и составе позволяют сделать вывод о существовании разновозрастных и разнотипных формаций гранитоидных и щелочных пород, возникавших в определенных тектонических условиях на различных этапах геологического развития региона в связи с различными магматическими источниками. Самостоятельность этих формаций подчеркивается и их металлогенической спецификой, поэтому формационное расчленение гранитоидных и щелочных пород Северной Монголии имеет не только теоретическое, но и определенное практическое значение.

Глава VIII

ДИОРИТ-ГРАНОДИОРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Гранитоиды повышенной основности, составляющие диорит-гранодиоритовую формацию нижнего палеозоя, являются весьма распространенными интрузивными образованиями складчатого обрамления юга Сибирской платформы, в том числе и ранних каледонид Северной Монголии. Входящие в состав диорит-гранодиоритовой формации образования представлены широкой гаммой пород от диоритов до биотитовых гранитов и сиенитов с появлением в эндоконтактовых частях ряда нижнепалеозойских интрузивов более основных разностей пород вплоть до габбро-диоритов.

Наиболее крупные (до 15 тыс. *км*^{2}) поля диоритов и гранодиоритов наблюдаются к северу и югу от Ханхухэйских и Хангайских субширотных разломов, особенно на Северо-Сонгинском и Тарбагатайском выступах докембрийских пород, а также в расположенной между ними Идэрской зоне (см. фиг. 4 и 36). В пределах последней, на правобережье р. Идэр-Гол, породы рассматриваемой формации занимают огромную площадь, выделяемую под названием Наранского плутона. Он весьма неоднороден по составу и насыщен многочисленными ксенолитами переработанных сланцев, амфиболитов и основных эффузивов, количество которых увеличивается в краевых частях массива. Его строение осложнено субмеридиональными и северо-восточными региональными разломами, с которыми связаны наложенные девонские вулкано-тектонические структуры и небольшие трещинные тела лейкократовых гранитов и аляскитов (D_{2-3}), а также дайки пермских субвулканических пород (трахилипаритов и сиенит-порфиров).

На Дэлгэр-Мурэнском поднятии и в Хубсугульском прогибе массивы диорит-гранодиоритовой формации отличаются средними и мелкими размерами (от 20 до 300 *км*^{2}). Они обычно тяготеют к зеленосланцевой толще верхнего рифея или к тектонически ослабленным зонам венд-кембрийских мраморизованных известняков с крупными линзообразными телами диабазовых и андезитовых порфиритов. Ксенолиты последних, в различной степени перекристаллизованные и переработанные, являются неотъемлемой частью эндоконтактовых диоритовых и габбро-диоритовых зон таких массивов. В целом, как крупные, так и небольшие по размерам массивы раннепалеозойских гранитоидов обнаруживают определенную тенденцию к концентрации в зонах влияния долгоживущих разломов преимущественно широтного или северо-западного простираний. Наименее отчетливо эта связь проявлена в южной части Идэрской зоны. Однако широкое развитие здесь разновоз-

растных (от нижнего палеозоя до перми) различных по составу интрузивных и эффузивных образований позволяет предполагать проявление здесь многочисленных разрывных нарушений, служивших путями проникновения периодически возникавших расплавов в верхние части земной коры.

Связь массивов диорит-гранодиоритовой формации с разломами подчеркивается еще и тем, что нередко поля их развития и выходы отдельных тел в плане вытянуты более или менее согласно с ориентировкой проявленных в пределах тех же участков разрывных нарушений. Вблизи крупных региональных разломов, где развиты серии протяженных субпараллельных разрывов с системой оперяющих нарушений, массивы нижнепалеозойских гранитоидов нередко приобретают блоковое строение. В этом случае наблюдается серия гранитоидных блоков, обычно несколько различающихся по составу и смещенных относительно друг друга в плане, как это отмечается в западной части зоны Хангайского разлома и в ряде участков Идэрской зоны.

Все исследователи Северной Монголии указывают на преимущественную локализацию гранитоидов нижнего палеозоя в пределах выступов докембрийского фундамента или антиклинорных структур верхнерифейско-кембрийских геосинклинальных прогибов. При общем согласном залегании по отношению к простиранию крупных складчатых форм массивы диорит-гранодиоритовой формации обладают в плане грубо овальными или неправильными очертаниями с извилистыми внешними контурами. Подобную форму имеет гранитоидный массив, расположенный в верхнем течении р. Идэр-Гол. Он ориентирован в широтном направлении в общем согласно с простиранием терригенно-вулканогенных толщ нижнего кембрия. Контакты массива нижнепалеозойских гранитоидов с вмещающими породами обычно интрузивные и имеют отчетливо секущие взаимоотношения с элементами внутреннего строения складчатых структур.

Отмеченные особенности геолого-структурного положения интрузивов нижнепалеозойских гранитоидов в сочетании с преобладающим массивным строением последних при резко подчиненном развитии ориентированных текстур, проявленных только вблизи разломов, позволяют заключить, что становление массивов диорит-гранодиоритовой формации происходило после образования главнейших раннекаледонских складчатых структур региона.

О послескладчатом характере нижнепалеозойских гранитоидных массивов свидетельствуют и данные по абсолютному возрасту слагающих их пород. Они охватывают интервал времени от 488 до 426 млн. лет, что соответствует по геохронологической шкале абсолютного летоисчисления 1964 г. концу кембрия, ордовику и силуру.

Наиболее распространенными породами формации являются гранодиориты, которые развиты в большинстве массивов. Эндоконтактовые и гибридные их фации представлены кварцевыми диоритами, диоритами, а в некоторых случаях габбро-диоритами. Эти породы, постепенно сменяя друг друга, нередко образуют протяженные поля, однообразное строение которых лишь изредка нарушается появлением реликтовых блоков более древних пород или средне- и верхнепалеозойских магматических образований. Там, где с породами гранит-гранодиоритовой формации нижнего палеозоя пространственно ассоциируются более поздние интрузивные образования кислого состава, обычно возникают обширные поля развития гранитоидов, в пределах которых реликты докембрийских и кембрийских складчатых структур сохранились лишь в отдельных участках.

Автором совместно с Р. М. Яшиной и В. Н. Кубышкиным произведено маршрутное пересечение и обследование подобных гранитоидных полей и более мелких интрузивных массивов в Идэрском и Озерном прогибах, в северной части Ханхухэйского прогиба, на Ханхухэйско-Качикском и Дэлгэр-Мурэнском поднятиях, а также в юго-западной части Хубсугульского прогиба. Полученные в ходе этих исследований данные послужили основой для общей геолого-петрографической характеристики гранитоидов нижнепалеозойской диорит-гранодиоритовой формации.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРОЕНИЯ ПОЛЕЙ РАЗВИТИЯ ПОРОД ДИОРИТ-ГРАНОДИОРИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Наиболее обширные поля нижнепалеозойских гранитоидов (площадью до десятка тысяч квадратных километров) располагаются в районах среднего течения р. Идэр-Гол (Идэрская зона). В пределах этих полей широко распространены крупнозернистые биотит-роговообманковые гранодиориты, участками насыщенные ксенолитами эпидотизированных и калишпатизированных габбро. Размеры ксенолитов варьируют от нескольких сантиметров до первых десятков метров. Эти гранитоиды местами включают тела средне- и мелкозернистых биотит-роговообманковых гранитов, которые, в свою очередь, пересечены дайками диоритовых порфиритов и диабазов. Подобное строение имеют и поля развития гранитоидов диорит-гранодиоритовой формации в северном экзоконтакте Нумургинского массива и к юго-западу от оз. Ойгон-Нур. Эти районы отличает лишь меньшее распространение ксенолитов основного состава, что, на наш взгляд, определяет более выдержанный состав гранодиоритов, прорывающих здесь преимущественно сланцы и гнейсы протерозоя, и преобладание в них среди темноцветных минералов биотита. Отчетливо выражено многофазное строение полей нижнепалеозойских гранитоидов, сопровождаемое появлением биотит-роговообманковых гранитов и местами средне- и мелкозернистых плагиогранитов, интрудирующих крупнозернистые гранодиориты первой (главной) фазы.

На северных отрогах хр. Хан-Хухэй (гора Баян-Мандал) средне- и крупнозернистые гранодиориты прорывают пачку дацит-андезитовых туфогенных пород, имеющую субширотное простирание и погружающуюся на север под углом 60°. Среди литокристаллокластических туфов наблюдаются тонкие (до 0,5 *м*) прослои песчаниково-сланцевых пород и согласные тела диоритовых порфиритов и дайки диабазов, которые имеют резкие интрузивные контакты с вмещающими вулканитами. В эндоконтактовой части тела гранодиоритов отмечается большое количество окварцованных обломков туфов и сильно переработанных (диоритизированных) ксенолитов, уменьшение зернистости гранодиоритов и увеличение в них количества темноцветных минералов; местами они приобретают облик и состав габбро-диоритов. Вблизи границы с гранитоидами туфы биотитизированы и превращены в пятнистые породы роговикового облика. В последних нередко наблюдаются реликты обломков слабо измененных сланцев, что указывает на избирательный характер ороговикования.

По мере продвижения в глубь тела гранодиоритов, последние приобретают относительно однородные состав и строение и лишь в несколько повышенных участках рельефа постепенно сменяются порфировидными диоритами. В пределах таких участков в гранитоидах увеличивается количество биотитовых шлиров и «теней» переработанных ксенолитов. На южном отроге горы Баян-Мандал-Ула диориты обнаруживают мелкозернистое строение и местами переходят в габбро-диориты. Эти породы прорваны пологим телом относительно лейкократовых роговообманковых плагиогранитов, местами пегматоидных. Тело плагиогранитов имеет серию уходящих вверх апофиз, пересеченных в зальбандах кварцевыми прожилками с магнетитом и эпидотом. В ареале развития прожилков, проникающих и в диориты, гранитоиды эпидотизированы и слабо калишпатизированы. В южной части рассматриваемого тела гранитоиды интрудируют нижнекембрийские сланцы, практически лишенные признаков ороговикования, за исключением слабой перекристаллизации.

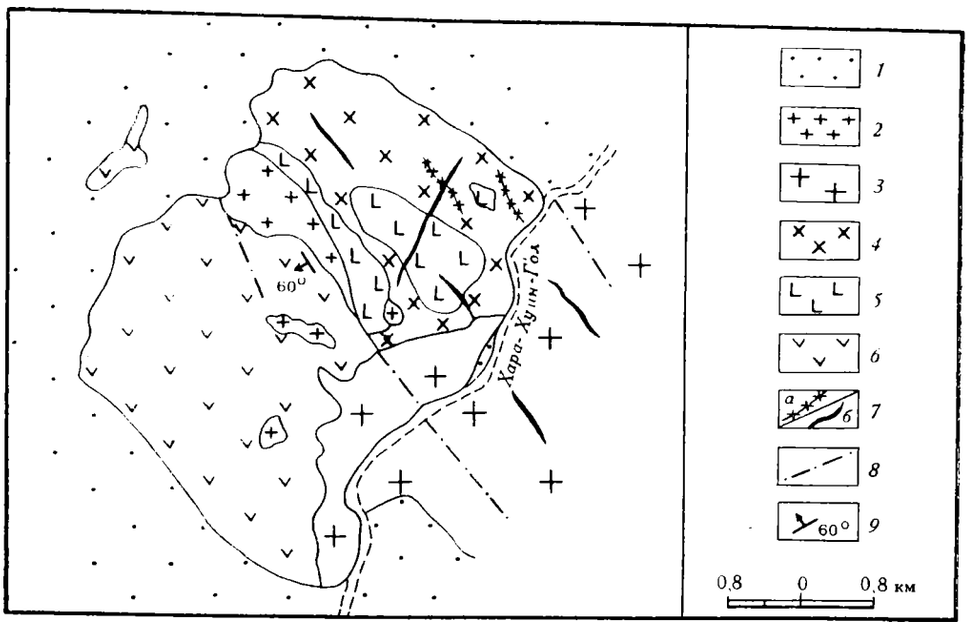
Более отчетливо взаимоотношения гранитоидов диорит-гранодиоритовой формации с различными по составу породами верхнего рифея — нижнего кембрия наблюдались в пределах Озерной зоны, на южном берегу оз. Хиргис-Нур. Здесь кварцевые диориты и диориты эндоконтактовых фаций существенно гранодиоритового массива по мере приближения к полю развития зеленых сланцев становятся более меланократовыми и мелкозернистыми,

приобретают ориентированное строение за счет закономерного расположения зерен цветных минералов и интенсивно эпидотизированы. Эпидотизация охватывает и вмещающие сланцы, особенно амфиболовые, которые вместе с тем гранитизируются и по облику приближаются к эндоконтактовым диоритам. Более отчетливо граница между диоритами и вмещающими породами отбивается в участках развития слюдяно-кварцевых сланцев, которые под воздействием гранитоидов испытывают частичную перекристаллизацию и слабое ороговикование. В этих случаях увеличение основности пород эндоконтактовой фации гранитоидов происходит в значительно меньшей степени, и они по составу отвечают среднезернистым кварцевым диоритам или гранодиоритам.

Непосредственно в зонах эндоконтактов массива нередко появляются рвущие тела мелкозернистых микроклиновых биотитовых и плагиоклазовых гранитов. Микроклиновые граниты обычно появляются вблизи разрывных нарушений, проходящих по границе гранитоидов со сланцами или пересекающих диориты и гранодиориты в некотором удалении от контакта. В гранитах широко развиты процессы перекристаллизации, окварцевания и микроклинизации. Несоответствие между широким развитием в их составе микроклина и кварца и присутствием относительно крупных реликтовых зерен серицитизированного и соссюритизированного плагиоклаза позволяет предполагать, что микроклиновые граниты представляют измененные (калишпатизированные и окварцованные) гранитоиды плагиоклазового ряда. В пользу такого предположения свидетельствуют и сходный характер изменения диоритов и гранодиоритов вдоль нарушений, а также пространственная сопряженность с подобными гранитами поздних гидротермальных кварц-эпидот-магнетитовых прожилков.

О принадлежности микроклиновых и плагиоклазовых гранитов к нижнепалеозойским магматическим образованиям можно судить по пересечению их дайками основного, реже кислого состава, столь характерных для полей развития диорит-гранодиоритов. Такие дайки в виде субпараллельных серий при мощности 0,5—3 *м* протягиваются на значительные (до первых десятков километров) расстояния, не проникая обычно в массивы более поздней аляскит-гранитовой формации. Аналогичные дайковые серии наблюдаются в ряде районов Северной Монголии. Так, восточнее Баян-Хаирхан-сомона на юго-восточных склонах горы Асхату-Ула среди поля развития диоритов и гранодиоритов залегает массив среднезернистых лейкократовых биотитовых гранитов. Последние отчетливо прорывают гранодиориты, и в их эндоконтакте появляются своеобразные мелкозернистые зоны «охлаждения». Серия субпараллельных даек преимущественно основных пород, протягиваясь в поле развития гранодиоритов на несколько километров в субширотном направлении, резко обрывается у контакта гранитного массива. В одном из обнажений установлено срезание дайки основных пород лейкократовыми гранитами. Подобные соотношения залегающих в гранодиоритах даек с лейкократовыми гранитами наблюдались и в южном экзоконтакте Цаганульского массива на правобережье среднего течения р. Тэсин-Гол.

Взаимоотношения гранитоидов нижнепалеозойской диорит-гранодиоритовой формации с основными вулканитами нижнего кембрия и нижнепалеозойскими габброидами достаточно отчетливо проявлены в районе, расположенном между озерами Хара-Ус-Нур и Хара-Нур. Здесь к северо-западу от соединяющей их протоки залегает толща андезито-базальтовых туфов и лав (местами с шаровой отдельностью), интрудированных нижнепалеозойскими габброидами и гранодиоритами и мелкозернистыми лейкократовыми гранитами девона (фиг. 37). На контакте с основными эффузивами и габброидами гранодиориты постепенно сменяются мелкозернистыми кварцевыми диоритами и диоритами эндоконтактовой фации. Вмещающие породы, в свою очередь, испытывают перекристаллизацию, а габброиды, кроме того, и окварцевание. Подобные изменения гранодиоритов, но выраженные в



Фиг. 37. Схема строения гранитоидного массива района оз. Хара-Нур

1 — четвертичные отложения; *2* — лейкократовые граниты (D_{2-3}); *3* —*4* — породы диорит-гранодиоритовой формации: *3* — гранодиориты (I фаза), *4* — биотитовые граниты (II фаза); *5* — породы габбро-диоритовой формации; *6* — вулканиты основного состава (C_1); *7* — дайки (*а* — гранит-порфиров, *б* — основного и среднего состава); *8* — тектонические нарушения; *9* — элементы залегания

меньшей степени, отмечаются на контакте их с крупными останцами габбро-диоритов. В связи с указанными контактовыми преобразованиями габброиды нередко приближаются по внешнему облику к эндоконтактовым фациям гранодиоритов; особенно в участках проявления более поздних процессов изменения (эпидотизация, хлоритизация и др.). В строении залегающего здесь массива нижнепалеозойских гранитоидов принимают участие и среднезернистые биотит-роговообманковые граниты. Последние отчетливо интрудируют как основные эффузивы, так и гранодиориты. Контактовая поверхность тела гранитов довольно круто, под углами до 60°, погружается под вмещающие породы и осложнена серией гранитных апофиз, расположенных в гранодиоритах и основных эффузивах.

Как гранодиориты, так и биотит-роговообманковые граниты прорваны серией маломощных крутопадающих и пологих тел аплитов и мелкозернистых гранитов. Последние, в свою очередь, пересечены серией даек, вытянутых в северо-западном, реже в северо-восточном направлениях. В этой серии преобладают дайки основных (габбро-порфириты) и средних (от роговообманковых порфиритов до кварцевых диорит-порфиритов) пород. Единичные дайки представлены фельзит-порфирами. Возрастные соотношения даек достоверно не выяснены в связи с преимущественно субпараллельным их залеганием. Можно лишь говорить об относительно более раннем формировании фельзит-порфиров по сравнению с серией более основных даек, среди которых самыми поздними являются дайки кварцевых диорит-порфиритов северо-восточного простирания.

Суммируя приведенные выше данные по геологии интрузивных образований нижнепалеозойской диорит-гранодиоритовой формации, можно заключить, что они представлены постскладчатыми многофазными батолитоподобными массивами. Их распределение в пределах рассматриваемого региона контролируется крупными разломами, а морфология выходов в плане нередко определяется характером складчатых структур вмещающих верхнерифейско-кембрийских и более древних пород. В строении массива основная роль принадлежит гранодиоритам первой фазы при подчиненном развитии биотитовых гранитов и плагиогранитов поздних фаз.

В строении гранитоидов I фазы диорит-гранодиоритовой формации принимают участие плагиоклаз (30—50%), кали-натровый полевой шпат (20—35%), кварц (10—30%), биотит (10—20%) и роговая обманка (2—12%). Такое колебание содержаний главных породообразующих минералов обусловливает присутствие среди пород первой фазы гранодиоритов, адамеллитов и тоналитов. Наиболее широко распространены среднезернистые до крупнозернистых слабо порфировидные гранодиориты, в которых обычно незначительное преобладание плагиоклаза над кали-натровым полевым шпатом.

Плагиоклаз в общем случае представлен тремя генерациями. Наиболее ранние его выделения обособляются в виде неправильных, реже идиоморфных зерен размером до 1,5×4 *мм*, корродированных более поздними породообразующими минералами. Обычно плагиоклаз I сдвойникован по карлсбадскому или альбит-карлсбадскому законам. В некоторых зернах различаются элементы зонального строения с развитием разностей более основного состава (№ 35—42, редко до № 48) в центральных частях. Периферическая часть таких зерен обычно представлена олигоклазом № 22—28. Примерно такой же состав имеет и плагиоклаз второй генерации, присутствующий в виде таблитчатых выделений размером от 0,7×1,3 до 1×1,5 *мм*, с отчетливым двойникованием по альбитовому и альбит-карлсбадскому законам. Наиболее поздняя генерация плагиоклаза отвечает по составу альбиту № 6—10 или альбит-олигоклазу № 12—15, которые слагают мелкие до 0,2×0,5 *мм* таблички, развивающиеся по периферии, реже в центральных частях более ранних генераций плагиоклаза или в виде пертитов замещения по кали-натровому полевому шпату. Местами плагиоклаз III слагает прерывистые каемки шириной 0,2 *мм* вокруг зерен раннего плагиоклаза и кали-натрового полевого шпата.

Ранние выделения кали-натрового полевого шпата представлены неправильной формы пертитизированными зернами, морфология которых частично определяется контурами зерен ранних генераций плагиоклаза. Более поздняя генерация кали-натрового полевого шпата присутствует обычно в виде порфиробластов, иногда достигающих в поперечнике 1,5 *см*. Сложены они обычно решетчатым микроклином, содержащим многочисленные включения других породообразующих минералов, в том числе кварца. Появление микроклина связано с поздне- и послемагматическим преобразованием пород, что определяет и неравномерное распределение его в породе. Иногда содержание микроклина не превышает первых процентов, тогда как местами количественно он резко преобладает над ранней генерацией кали-натрового полевого шпата, который в этих случаях интенсивно микроклинизирован.

Кварц развит в гранодиоритах в виде скоплений изометричных, часто округлых зерен, с которыми обычно ассоциируют единичные листочки мусковита и зерна эпидота.

Биотит представлен таблитчатыми выделениями, размер которых обычно соизмерим с величиной зернистости пород. Плеохроирует в коричневато-бурых, реже в зеленоватых тонах. Железистость биотита варьирует в пределах 50—80%, хотя Р. А. Хасиным (см. Геология МНР, т. II, 1973) отмечается присутствие в составе гранодиоритов биотитов с более низкой железистостью (до 40%).

Для биотитов рассматриваемых пород характерны и довольно ощутимые колебания в содержании TiO_2 (табл. 27).

Роговая обманка зеленая плеохроирует от темных (по *Ng*) до светлых (по *Np*) тонов и, как правило, присутствует в виде скоплений удлиненных реже изометричных или неправильной формы зерен. Железистость ее несколько ниже, чем у биотита (f=37—59 мол. %, данные Р. А. Хасина, см. Геология МНР, т. II, 1973).

Таблица 27

Химический состав биотитов из гранодиоритов первой фазы диорит-гранодиоритовой формации Северной Монголии (в вес. %)

№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-
788	36,46	1,85	16,88	3,59	16,92	0,47	10,19	0,55	0,25	9,41	Не обн.
696	34,33	3,73	14,61	3,82	26,76	0,47	3,84	0,45	0,22	8,82	0,02

№ обр.	H_2O^+	Li_2O	Rb_2O	Cs_2O	B	Cl	F	CO_2	Сумма	$-O-F_2$	Сумма
788	3,18	0,020	0,032	0,0010	Не обн.	Не обн.	0,15	0,004	99,99	0,06	99,93
696	2,94	0,047	0,074	0,0030	» »	» »	0,34	0,011	100,58	0,14	100,44

Примечание. Анализы выполнены в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР, аналитики — С. А. Волков, Е. И. Ломейко.

Акцессорные минералы представлены постоянно присутствующими магнетитом, апатитом и цирконом. Реже встречаются сфен, ортит, пирит. В единичных случаях наблюдались молибденит, шеелит, ильменит, а также минералы редкометальной ассоциации. Среди вторичных образований отмечаются серицит, хлорит, минералы эпидот-цоизитового ряда и изредка мусковит.

Структура гранодиоритов гипидиоморфнозернистая, гранитовая, с участками пойкилитовой.

Эндоконтактовые фации гранодиоритов отличаются обычно более мелкозернистым строением. Вместе с этим происходит увеличение содержаний плагиоклаза (до 65—70%), биотита (до 20%) и роговой обманки (до 10%). Изредка появляются единичные зерна пироксена. Количества раннего калишпата и кварца уменьшаются, соответственно, до 5—7 и 1—2%. Одновременно повышается верхний предел основности плагиоклаза до № 57—60, и гранодиориты, таким образом, постепенно приобретают минеральный состав кварцевых диоритов, диоритов и даже габбро-диоритов. Однако от развитых в регионе более ранних габброидов нижнепалеозойской габбро-плагиогранитной формации эндоконтактовые габбро-диориты довольно четко отличаются спорадическим развитием зерен пироксена, относительно более кислым плагиоклазом, который в типичных габброидах достигает состава № 66—74, и присутствием зерен плагиоклаза с обратной зональностью. Кроме того, габбро-диориты эндоконтакта обычно обладают пятнистой текстурой и характеризуются широким проявлением процессов эпидотизации, а нередко и микроклинизации, тогда как породы габбро-плагиогранитной формации лишь слабо эпидотизированы и часто несут признаки полосчатого строения. Эндоконтактные породы сохраняют гипидиоморфнозернистую структуру, но довольно широко проявлено, особенно в микроклинизированных участках, и пойкилобластовое строение. В составе акцессориев эндоконтактовых фаций резко возрастает роль магнетита, апатита, сфена, а местами и ортита.

Породы более поздних фаз диорит-гранодиоритовой формации отличаются в основном большей выдержанностью состава, относительной лейкократовостью, преимущественно среднезернистым строением и отчетливой порфировидностью. Среди образований II фазы различаются плагиограниты и биотитовые, иногда с небольшим количеством роговой обманки, нередко микроклиновые граниты. Указанные разности гранитоидов II фазы в пре-

делах единых массивов или полей развития гранитоидов диорит-гранодиоритовой формации, как правило, совместно не встречаются.

Биотитовые граниты в составе второй фазы массивов диорит-гранодиоритовой формации наблюдались в пределах Идэрской зоны, в северном экзоконтакте Нумургинского массива и в Озерной зоне в районе протоки, соединяющей озера Хара-Ус-Нур и Хара-Нур. Они имеют существенно среднезернистое, обычно слабо выраженное порфировидное строение. В их составе присутствуют кали-натровый полевой шпат (35—45%), плагиоклаз (20—35%), кварц (20—30%), биотит (2—5%) и неповсеместно развитая роговая обманка (до 2%). Порфировидное строение гранитов обусловлено присутствием немногочисленных крупных выделений кали-натрового полевого шпата и плагиоклаза размером до 5—6 *мм* в поперечнике, которые несколько выступают на фоне основной массы породы с преобладающим размером зерен минералов 2—3 *мм*. Количество таких выделений редко превышает 20% от общего объема породы.

Вкрапленники кали-натрового полевого шпата обычно имеют изометричную приближающуюся к идиоморфной форму и сильно пертитизированы. Нередко сдвойникованы и, как правило, частично корродированы минералами основной массы породы, исключая биотит, мелкие таблитчатые выделения которого иногда встречаются в виде единичных включений в кали-натровом полевом шпате. Кали-натровый полевой шпат II генерации, так же как и вкрапленники, представляющие I генерацию этого минерала, интенсивно пертитизирован с появлением обильных волокноподобных альбитовых вростков пертитов распада. От более ранних кали-натровых полевых шпатов выделения этой генерации отличают меньший размер зерен, более слабая пелитизация и проявленная местами слабая микроклиновая решетка.

Порфировые выделения плагиоклаза имеют форму таблитчатых или изометричных идиоморфных зерен. Для них весьма характерно зональное строение с развитием интенсивно измененного ядра и периферической каймы, сложенной олигоклазом и альбит-олигоклазом. Судя по тому, что среди вторичных продуктов, развивающихся при изменении центральных частей зерен, существенно преобладает серицит, а минералы эпидот-цоизитового ряда пользуются крайне подчиненным распространением, можно заключить, что ядра таких зональных вкрапленников плагиоклаза по составу были не основнее первых номеров андезина. Состав периферической зоны (№ 25—10) таких зерен в общем идентичен составу плагиоклаза II генерации, который в виде таблитчатых обычно свежих полисинтетически сдвойникованных зерен вместе с кали-натровым полевым шпатом II генерации, кварцем, биотитом и роговой обманкой слагает основной объем породы.

Кварц развит в основной массе породы в виде скоплений изометричных, реже неправильных или удлиненных зерен. Последние встречаются обычно в составе своеобразных извилистых кварцевых струй, как бы соединяющих скопления кварца. Кварц отчетливо корродирует зерна полевых шпатов и биотита, однако включения этих минералов в кварце практически отсутствуют.

Биотит представлен таблитчатыми или изометричными с элементами псевдогексагонального строения зернами. В виде мелких чешуек иногда включен в полевые шпаты. Распределен кучно. Плеохроирует от светло-желтой почти бесцветной (по Np) до коричневой, иногда темно-красновато-бурой, окраски (по $Ng \approx Nm$). Он частично хлоритизирован и опацитизирован.

Роговая обманка в тех случаях, когда она присутствует в породе, встречается исключительно в ассоциации с биотитом. Развита в виде удлиненных зерен или неправильной формы выделений в срастании с темной слюдой. Плеохроирует в зеленых тонах. Обычно достаточно свежая.

Акцессорные минералы — магнетит, апатит, циркон, сфен, ортит, флюорит — образуют включения в цветных минералах.

Структура пород гипидиоморфная, гранитовая.

Плагиограниты среди образований второй фазы диорит-гранодиоритовой формации пользуются несколько меньшим развитием и наблюдаются, главным образом, в составе ряда массивов раннепалеозойских гранитоидов Озерной зоны. Плагиограниты представляют равномернозернистые среднезернистые породы, в составе которых ведущая роль принадлежит плагиоклазу (49—52%) и кварцу (44—47%). Цветные минералы, среди которых резко преобладает роговая обманка, имеют крайне подчиненное значение. Кали-натровый полевой шпат практически отсутствует. Среди акцессорных минералов преобладает сфен, в меньших количествах присутствуют апатит, магнетит; встречаются единичные зерна циркона и ортита.

Очень своеобразна микроструктура породы. В шлифах наблюдается чередование практически мономинеральных плагиоклазовых и кварцевых участков. Первые обычно имеют более крупные размеры и сложены таблитчатыми идиоморфными выделениями слабо серицитизированного плагиоклаза № 32—34. Зерна сдвойникованы по альбитовому и карлсбадскому закону и нередко содержат включения мелких зерен эпидотизированной роговой обманки. Основная же масса последней в виде неправильных обычно нацело эпидотизированных выделений выполняет местами промежутки между зернами плагиоклаза. Здесь же изредка появляются и листочки интенсивно хлоритизированного биотита. С такими скоплениями цветных минералов ассоциированы и акцессорные минералы. Некоторое исключение представляет сфен, неправильной формы выделения которого встречаются в плагиоклазовых участках вне видимой связи с цветными минералами.

Кварцевые участки образованы неправильной близкой к изометричной формой зерен кварца со слабо выраженным волнистым угасанием. В кварцевой массе спорадически встречаются идиоморфные выделения плагиоклаза, а изредка и единичные зерна кали-натрового полевого шпата, иногда с микроклиновой решеткой. По границе плагиоклазовых и кварцевых участков довольно часто появляются своеобразные пегматитовые срастания плагиоклаза и кварца, а также отмечается слабая альбитизация плагиоклаза. В целом, плагиограниты при относительно простом минеральном составе характеризуются сочетанием участков гипидиоморфнозернистого, панидиоморфного, аллотриоморфного и пегматоидного строения.

В эндоконтактовых частях тел биотитовых гранитов и плагиогранитов отмечается лишь незначительное увеличение содержаний цветных минералов и плагиоклаза за счет уменьшения количеств кварца и кали-натрового полевого шпата. Одновременно происходит уменьшение зернистости породы и увеличение степени ее порфировидности. Нередко в эндоконтактах отмечается более интенсивное проявление процессов вторичных изменений гранитоидов.

В ряде массивов диорит-гранодиоритовой формации, где вторая фаза представлена существенно биотитовыми гранитами, отмечается присутствие дайко- и пластообразных тел мелкозернистых гранитов и аплитов. Эти породы, которые представляют образования третьей (жильной) фазы, отличаются несколько более лейкократовым составом и по своим петрографическим особенностям являются полным аналогом жильных гранитов и аплитов гранодиоритовых интрузивов сопредельных территорий СССР и ряда районов мира. В пределах Северной Монголии эти породы распространены крайне ограниченно и не оказывают сколько-нибудь существенного влияния на петрографический облик диорит-гранодиоритовой формации. Учитывая эти обстоятельства, авторы сочли нецелесообразным останавливаться на их петрографическом описании.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

Судя по результатам химических анализов пород диорит-гранодиоритовой формации (табл. 28), подавляющее их большинство принадлежит нормальному щелочно-земельному ряду. Лишь в единичных случаях среди обра-

Химический состав основных и гранитоидных пород палеозойских формаций Северной Монголии (в вес. %)

№ пп	Массив, местонахождение	Порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
			Нижнепалеозойская габбро-диорит-								
1	Ханхухэйский (район сомона Молчин)	Габбро	49,77	1,14	18,74	2,88	7,89	0,17	5,40	9,68	3,03
2	Нумургинский (долина Шэбартуин-Гол)	То же	44,75	2,25	15,36	5,42	7,21	0,10	7,92	12,48	2,68
3	Идэрский (район сомона Тосон-Цэнгэл)	»	47,30	1,54	17,32	3,37	8,58	0,17	6,81	8,60	2,64
4	То же	Габбро-диорит	50,94	0,86	20,38	2,03	6,81	0,13	4,02	8,85	2,72
5	»	Габбро	48,90	0,92	20,21	4,07	6,59	0,16	4,34	10,70	2,76
6	Базиты тохтогеншильского комплекса (среднее из 2 анализов)*		43,04	0,94	20,30	9,88		0,12	10,41	11,39	2,33
7	Базиты тэлминского комплекса (среднее из 15 анализов)*		49,65	1,31	15,89	10,29		0,17	7,16	7,92	3,31
8	Габбро, габбро-диориты и монцониты тохтогеншильского комплекса**		59,91	0,92	17,92	2,97	4,29	0,11	3,56	6,79	3,25
			Нижнепалеозойская диорит-								
9	Идэрский (район сомона Тосон-Цэнгэл)	Диорит	59,46	0,68	18,99	3,72	3,25	0,15	2,78	4,60	4,68
10	То же	Кварцевый диорит	60,14	0,66	16,39	2,86	3,70	0,09	3,36	4,90	3,80
11	»	Кварцевый диорит	63,82	0,66	15,89	2,33	2,88	0,11	2,71	3,90	3,08
12	»	Гранодиорит	68,40	0,29	16,57	0,59	2,15	0,06	1,47	2,80	3,68
13	Уджигинский долинный	Диорито-сиенит фации эндоконтакта	53,84	0,45	19,34	3,45	4,82	0,22	0,62	2,97	7,06
14	То же	То же	55,14	2,08	15,91	1,68	7,33	0,21	2,70	4,59	4,97
15	Массив в районе горы Баян-Мандал	Гранодиорит	67,55	0,30	14,88	1,28	3,01	0,05	1,49	3,45	4,36
16	Гранодиориты тохтогеншильского комплекса (среднее из 3 анализов)*		61,05	0,83	16,81	6,41		0,12	2,86	4,92	3,46
17	Диорито-сиениты тохтогеншильского комплекса (среднее из 4 анализов)*		59,95	0,62	16,24	6,64		0,10	2,74	4,49	4,38
18	Плагиосиениты тохтогеншильского комплекса (среднее из 5 анализов)*		61,00	1,17	16,33	5,84		0,13	1,51	2,61	5,57
19	Плагиограниты тохтогеншильского комплекса (среднее из 6 анализов)*		71,10	0,29	15,14	2,84		0,06	0,89	2,89	4,23
20	Гранитоиды II фазы тохтогеншильского комплекса (среднее из 43 анализов)**		67,46	0,44	16,22	1,32	2,16	0,08	1,58	3,16	3,54
21	Гранодиориты, кварцевые диориты, диориты тэсского комплекса (среднее из 4 анализов)**		63,14	0,75	16,57	2,82	2,45	0,10	2,21	4,15	3,25

K_2O	H_2O^-	H_2O^+	P_2O_5	Сумма	Числовые характеристики												
					a	*c*	*b*	*s*	*f'*	*m'*	*c'*	*a'*	*n*	*t*	φ	*Q*	*a/c*
12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
плагиогранитная формация																	
0,11	0,26	0,99		100,06	7,0	9,5	23,2	60,3	45,0	40,5	14,5	—	98,0	1,7	10,8	—2,9	0,7
0,42	0,33	1,58		100,50	6,5	7,0	33,2	53,3	35,0	40,5	24,5	—	92,0	3,6	14,1	—13,4	0,9
1,32	0,18	1,96	0,53	100,32	8,1	8,0	26,6	57,3	43,9	45,3	10,8	—	75,4	2,4	11,2	—9,6	1,0
1,20	0,32	1,23	0,24	99,73	7,8	10,6	17,6	64,0	51,2	42,4	6,4	—	80,0	1,3	10,2	—8,2	0,7
0,44	0,17	0,70	0,05	100,01	7,2	11,0	21,8	60,0	49,3	36,5	14,2	—	91,8	1,3	18,0	—4,6	0,7
0,51					6,0	8,2	33,7	52,1	27,0	55,0	18,0	—	89,0	1,6		—16,0	0,7
1,98					9,0	6,5	24,9	59,6	36,0	50,0	14,0	—	82,0	1,9		—5,4	1,4
1,88	0,19	(1,34)	0,25	100,38	10,3	7,4	14,5	67,8	48,3	43,4	8,3	—	72,2	1,1	18,5	7,6	1,3
гранодиоритовая формация																	
0,98	0,20	1,18	0,22	100,89	12,0	5,6	13,4	69,0	47,0	35,0	—	18,0	87,3	0,9	23,5	8,4	2,0
2,42	0,16	0,82	0,20	99,50	11,9	5,2	12,7	70,2	48,0	45,3	6,7	—	70,9	0,9	20,0	11,4	2,3
4,02	0,16	0,49	0,20	100,25	12,6	4,4	9,7	73,3	48,6	47,2	4,2	—	54,3	0,8	20,0	18,0	2,9
3,32	0,12	0,51	0,07	100,03	12,2	3,4	6,8	77,6	42,8	39,5	—	17,7	63,1	0,4	8,8	27,4	3,9
5,31	0,09	0,62		98,79	23,5	1,3	12,6	62,6	61,8	8,8	29,4	—	67,0	0,6	23,2	—23,1	18,0
3,56	0,19	0,66	0,84	99,86	16,3	2,5	16,3	64,9	53,2	28,0	18,8	—	68,1	2,7	9,2	8,2	6,5
1,84	0,18	1,05	0,11	99,55	12,1	3,9	7,0	77,0	58,4	36,6	5,0	—	78,6	0,35	43,8	25,9	3,1
2,58					11,6	5,7	11,1	71,6	51,0	45,0	4,0	—	67,0	1,0	—	14,0	2,0
3,03					14,5	1,6	12,3	71,6	48,0	39,0	13,0	—	69,0	0,8		12,6	9,1
5,18					19,6	1,0	9,6	69,7	52,0	26,0	22,0	—	62,0	1,5		—0,7	19,6
2,37					12,3	3,5	4,5	79,6	54,0	32,0	—	14,0	73,0	0,4		31,2	3,5
2,60	0,51	(0,78)	0,11	99,96	11,4	3,8	8,4	76,4	38,7	32,2	—	29,1	66,6	0,4	12,9	26,2	3,8
3,51	(0,23)	0,46	0,34	99,98	12,3	5,1	9,3	73,3	55,2	44,0	0,8	—	58,4	0,9	27,2	16,9	2,4

№ пп	Массив, местонахождение	Порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
											Среднепалеозойская аляскит-
22	Нумургинский	Крупнозернистые гранодиориты фации эндоконтакта I фазы	64,35	0,95	14,61	1,65	5,70	0,14	1,03	2,89	3,76
23	То же	То же	67,60	0,46	15,70	1,60	1,68	0,05	0,53	1,20	3,59
24	»	»	66,60	1,00	14,25	2,73	1,80	0,08	1,26	1,39	3,16
25	Цаганульский	Крупнозернистый гранит I фазы	72,46	0,32	14,22	1,18	0,96	0,08	0,57	1,62	3,96
26	»	Среднезернистый гранит II фазы	76,01	0,12	12,86	0,60	0,47	0,05	0,20	0,69	3,54
27	Додтамгольский	Среднезернистый гранит II фазы	72,44	0,27	13,16	1,22	1,15	0,05	0,39	1,22	3,65
28	Арабулакский	То же	74,43	0,09	13,57	1,06	0,48	0,06	0,20	0,46	4,46
29	Додтамгольский	»	75,88	0,24	11,25	1,96	0,48	0,05	0,56	0,98	3,36
30	Тэсингольский	»	76,20	0,10	12,49	0,48	0,91	0,02	0,13	0,74	3,80
31	Идэрский (район сомона Тосон-Цэнгэл)	»	76,88	0,16	13,37	0,35	0,37	0,04	0,41	0,25	3,84
32	Нумургинский	»	77,04	0,16	12,48	0,78	0,38	0,03	0,07	0,52	3,55
33	Тэсингольский	»	77,28	0,06	12,61	0,58	0,27	0,03	0,08	0,12	5,08
34	Идэрский (район сомона Тосон-Цэнгэл)	»	73,98	0,24	14,24	1,24	0,59	0,07	0,82	0,40	5,08
35	Биотитовые крупнозернистые и среднезернистые граниты тэсского комплекса (среднее из 5 анализов)**		71,44	0,36	13,55	1,66	1,59	0,08	0,75	1,91	3,42
36	Лейкократовые граниты тэсского комплекса (среднее из 8 анализов)**		73,46	0,29	14,12	0,84	1,03	0,06	0,36	1,07	3,79

* Данные А. С. Павленко, Л. В. Филиппова и Л. П. Орловой (1974).

** Данные взяты из работы «Геология Монгольской Народной Республики», т. II, 1973.

зований эндоконтактовой зоны, где обычно достаточно широко развиты процессы ассимиляции и гибридизма, а также поздне- и постмагматические изменения, появляются породы плюмазитового ряда (обр. 9, 12). Для всех пород формации характерно преобладание в составе салических алюмосиликатов щелочей, главным образом Na (n>63), соотношение которых с кальцием определяется параметром a/c>2.

Среди металлических атомов цветных минералов пород формации ведущая роль принадлежит железу и магнию, причем первого обычно больше. Кальций в этих минералах присутствует в небольших количествах (c' = =4—6,7). Содержание его несколько повышается в цветных минералах гибридных разностей эндоконтактовых фаций на контакте с карбонатными породами (обр. 13, 14). Характерно, что в таких случаях отмечается одновременное понижение содержания кальция в полевых шпатах за счет увеличения количества в них щелочей.

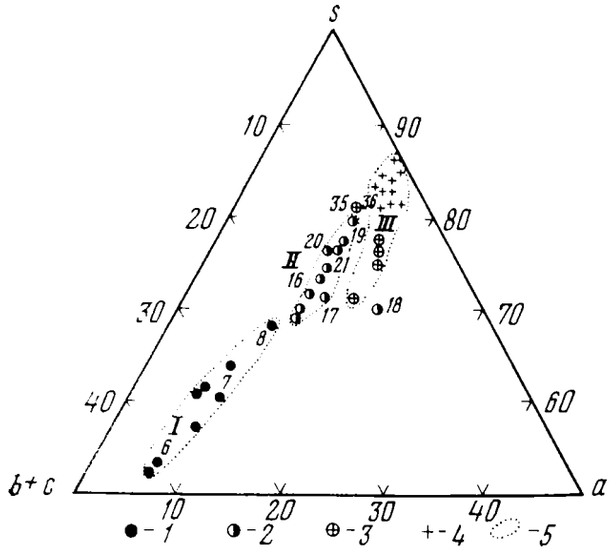
По всем рассмотренным характеристикам породы диорит-гранодиоритовой формации достаточно четко отличаются от близких к ним по составу

K_2O	H_2O^-	H_2O^+	P_2O_5	Сумма	Числовые характеристики												
					a	*c*	*b*	*s*	*f'*	*m'*	*c'*	*a'*	*n*	*t*	φ	*Q*	*a/c*
12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29
гранитовая формация																	
4,15	0,33	0,86		100,42	16,9	1,0	10,7	71,4	62,0	15,4	22,6	—	47,5	1,1	12,4	8,0	16,9
5,67	0,26	1,07		99,53	15,9	1,4	5,9	76,8	51,5	14,3	—	34,2	49,3	0,5	23,0	20,4	11,4
6,21	0,22	0,60	0,39	99,69	15,9	1,5	6,3	76,3	64,5	33,3	2,2	—	43,6	1,2	36,5	19,3	10,6
4,21	0,17	0,46		100,21	14,6	1,9	2,8	80,7	67,5	32,5	0	—	59,0	0,3	32,5	30,3	12,3
5,02	0,16	0,33		100,05	14,3	0,8	1,8	83,1	53,5	17,8	—	28,7	57,0	0,1	28,7	36,8	17,8
5,31	0,14	0,37	0,06	99,43	15,3	0,9	3,2	80,6	64,6	20,8	14,6	—	53,0	0,3	29,2	29,7	17,0
5,02	0,23	0,16		100,22	16,4	5,0	1,6	81,5	80,0	20,0	0	—	57,6	0,1	48,0	29,7	32,8
4,57	0,14	0,37	0,03	99,77	13,4	0,4	3,7	82,5	56,1	24,6	19,3	—	52,4	0,2	42,1	37,8	33,5
4,90	0,09	0,33		100,19	14,8	0,6	1,6	83,0	76,0	12,0	12,0	—	54,0	0,1	24,0	21,1	24,7
4,12	0,10	0,21	0,01	100,11	13,5	0,5	4,2	82,0	18,0	16,3	—	65,7	58,4	0,2	9,3	36,3	17,0
4,90	0,29	0,07		100,27	14,0	0,6	2,9	82,5	35,6	6,6	—	57,8	52,3	0,2	22,2	35,8	23,3
3,11	0,23	0,11		99,56	15,0	0,1	1,3	83,6	57,1	9,6	—	33,3	71,0	0,1	38,1	39,1	15,0
3,24	0,09	0,38	0,03	100,40	15,0	0,5	4,8	79,7	30,7	26,6	—	42,7	70,7	0,2	18,6	28,9	30,0
3,88	(0,65)	0,17	0,17	99,63	12,9	2,3	4,5	80,3	68,2	25,7	—	6,1	57,3	0,4	31,9	32,5	5,6
4,58	(0,33)	0,06	0,05	100,04	14,4	1,4	3,9	80,3	57,3	16,4	—	26,3	55,4	0,3	19,2	30,4	10,3

Остальные анализы выполнены по материалам авторов в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР (аналитики Е. Л. Бородина, Л. П. Крутецкая, Е. М. Нактинас, Н. И. Степанова) и Центральной лабораторией геохимии ИМГРЭ (г. Бронницы).

образований габбро-плагиогранитовой формации. Для последних свойственно некоторое преобладание кальция над щелочами в полевошпатсвой составной части пород. Одновременно отмечается повышение роли кальция также и среди металлических атомов цветных силикатов. В отличие от недосыщенных кремнекислотой пород габбро-диорит-плагиогранитной формации неизмененные образования диорит-гранодиоритовой формации содержат свободную кремнекислоту (Q до 27,4), имеют более низкую титанистость (t обычно <1) и характеризуются относительно высоким содержанием Fe_2O_3.

На петрохимической диаграмме, отражающей степень кремнекислотности (s), щелочности (a) и основности ($b+c$) пород (фиг. 38), разновозрастные нижнепалеозойские интрузивные формации образуют разобщенные поля точек. Эти поля отражают существенные различия в ходе процесса дифференциации габброидной и гранитоидной серий пород. Образование последовательных членов габбро-диорит-плагиогранитовой формации (ϵ_{1-2}) происходило с увеличением количества кремнезема, принимаемого обычно



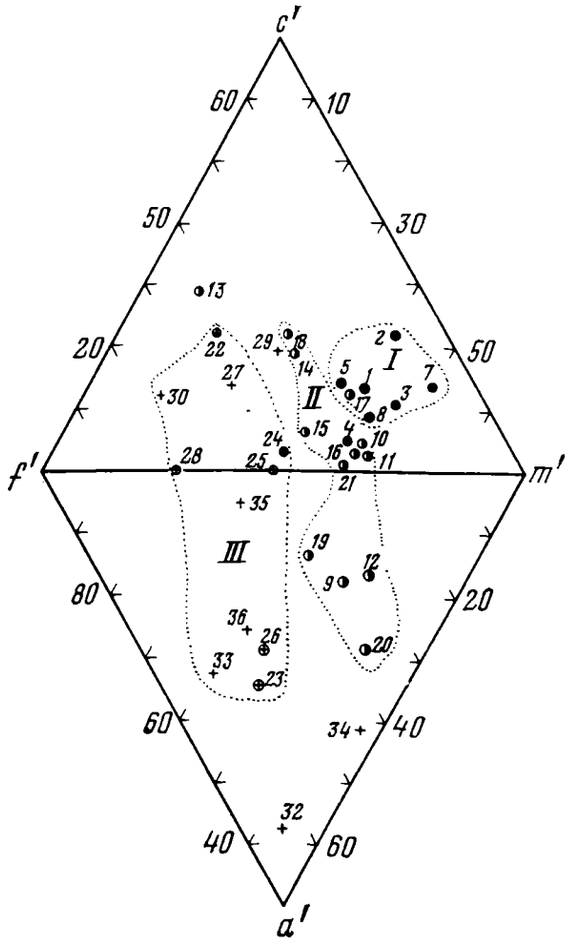
Фиг. 38. Петрохимическая диаграмма палеозойских габброидных и гранитоидных пород Северной Монголии

1 — породы габбро-диоритовой формации;
2 — породы диорит-гранодиоритовой формации;
3 — *4* — породы аляскит-гранитовой формации:
3 — крупнозернистые порфировидные граниты (I фаза),
4 — среднезернистые лейкократовые граниты и граносиениты (II фаза);
5 — поля составов пород различных формаций:
I — габбро-диоритовой,
II — диорит-гранодиоритовой,
III — аляскит-гранитовой.
Номера проб см. табл. 28

за показатель степени дифференциации, при одновременном уменьшении роли металлических атомов и относительно постоянном количестве щелочей и глинозема. При формировании диорит-гранодиоритовой формации (ϵ_3—0) увеличение в ходе дифференциации кремнезема сопровождается уменьшением роли всех металлических атомов, включая щелочи. Вместе с тем наблюдается и обратная корреляционная связь кремнезема и глинозема.

На диаграмме, иллюстрирующей соотношение Ca, Mg, Fe и Al в цветных минералах (фиг. 39), отчетливо выявляется отсутствие в габбро-диорит-плагиогранитовой формации пород плюмазитового ряда. Одновременно отмечается повышенная магнезиальность входящих в состав этих пород темноцветных компонентов (энстатит, оливин), что указывает на более высокую температуру их кристаллизации.

В целом, петрохимические данные подтверждают вывод о генетической и формационной самостоятельности нижнепалеозойских пород основного



Фиг. 39. Диаграмма соотношения атомов Ca, Mg, Fe, Al в цветных минералах габброидных и гранитоидных пород

Таблица 29

Средние содержания элементов-примесей в породах нижнепалеозойских магматических формаций Северной Монголии (в *г/т*)

Место взятия проб	Порода (число анализов)	Be	Sn	W	Mo	Li	Nb	Zr	La	Ce	Y	Yb	Pb	Cu	Zn	Mn	Ti	V	Co	Ni	Cr	Sr	Ba
Габбро-диорит-плагиогранитная формация																							
Хр. Хан-Хухэй	Габбро (3)	—	—	—	1	10	—	200	—	—	—	—	20	30	150	2000	10000	200	100	100	20	500	300
	Габбро-диориты (3)	3	2	—	2	—	30	150	—	—	—	—	10	200	100	2000	3000	200	100	100	100	200	100
	Плагиограниты (2)	—	4	—	1	10	15	200	—	—	—	—	10	30	50	700	5000	60	15	30	20	200	200
Район сомона Нумургэ	Габбро-диориты (3)	—	3	—	25	—	—	—	—	—	—	—	20	—	150	2000	—	250	76	700	140	2300	460
Диорит-гранодиоритовая формация																							
Гора Баян-Мандал	Гранодиориты I фазы (5)	—	3,4	—	2	2	9	440	—	—	—	—	51	11	68	1020	4000	660	24	22	9,6	200	110
	Плагиограниты II фазы (2)	—	4	—	1	5	18	180	100	—	150	15	9	100	8	200	1500	15	25	3	—	100	25
Бассейн р. Уджигин-Гол	Гранодиориты I фазы (2)	6	5	8	1	10	100	150	—	—	—	—	35	17	45	350	2800	52	8	20	30	350	500
	Амфибол-биотитовые граниты II фазы (3)	6,6	3	3,8	3	10	30	266	146	260	13	—	35	4	30	350	2330	7	4	4,5	1,3	300	290
	Биотитовые граниты III фазы (2)	12,5	3	7,5	0,5	3,5	22,5	135	100	200	55	5	11,5	25	15	600	150	3	1	26	1,5	65	500
Район сомона Нумургэ	Гранодиориты I фазы (2)	5	3	5	0,8	30	2,5	150	75	150	40	—	40	30	125	550	4000	40	6,5	8,5	6,5	9	450
	Граниты II фазы (5)	11	4,2	8	1,4	67	38	170	130	360	120	12	62	12	92	400	1520	5,4	1,2	3,4	1,4	30	20

Примечание. Анализы выполнены в Лаборатории спектрального анализа ИГЕМ АН СССР; аналитик Р. В. Кортман.

и гранитоидного рядов. Еще более отчетливо это положение подтверждается данными о распределении в породах элементов-примесей. Если породам габбро-диорит-плагиогранитовой формации свойственны относительно высокие концентрации Ti, Mn, V, Co, Ni, низкие содержания Be и в них отсутствуют вольфрам и редкие земли, то образования диорит-гранодиоритовой формации, напротив, обеднены типичными элементами габброидных магм (табл. 29).

В породах этой формации среди элементов-примесей появляются вольфрам и редкие земли, а также намечается определенная тенденция к относительному накоплению таких рудных элементов, как молибден, медь, свинец и цинк, что определяет общую металлогеническую специализацию нижнепалеозойских гранитоидов. Особенно характерны для последних повышенные, по сравнению с кларковыми, концентрации молибдена и меди. Содержание меди обычно возрастает в поздних интрузивных фазах массивов диорит-гранодиоритовой формации, что свидетельствует о возможности возникновения поздне- или послемагматических рудных концентраций данного элемента. Высказанное предположение подтверждается наличием в участках распространения пород диорит-гранодиоритовой формации эпидот-кварцевых прожилков с окисленными минералами меди.

В сочетании с общей зараженностью данной интрузивной формации молибденом не исключена возможность появления в связи с ней постмагматической медно-молибденовой минерализации.

Особенно ярко геохимическое различие габбро-диорит-плагиогранитной и диорит-гранодиоритовой формаций выступает при сопоставлении тождественных по петрографическому составу пород. Так, например, плагиограниты первой формации отличаются от подобных пород второй формации повышенными (в 3—10 раз) содержаниями Mn, Ti, V, Ni, Cr и отсутствием редкоземельных элементов-примесей (см. табл. 29).

КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ ДИОРИТ-ГРАНОДИОРИТОВОЙ ФОРМАЦИИ И УСЛОВИЯ ЕЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Предыдущими исследователями породы данной формации относились к тэлминскому или тохтогеншильскому интрузивным комплексам, в состав которых обычно включались как геосинклинальные интрузивные образования габброидного ряда ($Є_{1-2}$), сопряженные в пространстве и во времени с венд-кембрийскими основными эффузивами, так и более поздние собственно орогенные гранитоиды пестрого состава ($Є_3$—О), имеющие более широкий ареал распространения. Основанием для таких представлений послужил факт выделения на сопредельной территории Тувы таннуольского интрузивного комплекса (Кузнецов, Пинус, 1949; Пинус, 1961), имеющего сходный состав и возраст. Правда, в ряде работ (Амантов и др., 1966; Геология МНР, 1973, и др.) отмечалось, что тохтогеншильский комплекс образует сообщество пород, обладающих не только пространственной, но и генетической и временной связью. Однако в настоящее время неизвестны работы, которые доказывали бы это положение на представительном радиологическом, петро- и геохимическом материале. Не ставя перед собой задачи обсуждения правомерности выделения в рамках единого генетического ряда пород ультрабазитового, базитового и гранитного состава, как это сделано для таннуольского комплекса, следует отметить, что, несмотря на относительно детальную изученность последнего, вопрос о его генезисе не решен однозначно. Так, в частности, Т. Н. Иванова (1957, 1958, 1959) считает его производным кислой гранитной магмы, претерпевшей ассимиляцию, а Г. В. Пинус (1961) — продуктом эволюции базальтовой магмы, смешавшейся с породами гнейсовой толщи протерозоя. Несмотря на это, представления, возникшие при изучении Тувы, настолько безоговорочно распространялись на Северную Монголию, что В. А. Амантов, Б. Лувсанданзан,

П. С. Матросов и Р. А. Хасин (1966), характеризуя каледонские магматические образования Северо-Западной Монголии, писали: «К сожалению, мы не располагаем химическими анализами пород раннего палеозоя, в частности тохтогеншильского комплекса. Однако можно с уверенностью сказать, что петрохимически последние окажутся совершенно аналогичными гранитоидам таннуольского комплекса» (стр. 104). Вместе с тем геологические особенности основных и кислых магматических пород, включаемых в тохтогеншильский комплекс, позволяют рассматривать их как разновозрастные и генетически самостоятельные единицы. Прежде всего, пространственная связь нижнепалеозойских габброидов и гранитоидов выдерживается далеко не повсеместно. Там, где такая связь проявлена, как это, например, имеет место в зоне влияния Хангайского разлома, основные породы, как правило, встречаются в виде ксенолитов, в той или иной степени переработанных под воздействием гранитоидов. В тех же относительно редких случаях, когда габброиды слагают небольшого размера самостоятельные тела, последние обычно локализованы в некотором удалении от более поздних массивов гранитоидов, являясь согласными по отношению к структурам вмещающих вулканогенно-сланцевых (северный склон хр. Хан-Хухэй) или эффузивных (район оз. Хара-Нур) толщ нижнего кембрия. В ряде мест такие массивы габброидов (район сомона Молчин) сопровождаются своей жильной серией плагиогранитов. Последние довольно четко отличаются от аналогичного состава пород, связанных с формированием более поздних гранитоидов, постоянным присутствием в количествах, превышающих средние содержания в гранитоидах (по Виноградову, 1962), таких типичных элементов габброидных (базальтовых) магм, как Ti, Mg, Fe, Co, Ni, V, Cr.

Массивы габброидов при подчиненном развитии в них разностей более основного (пироксениты) и кислого (диориты, плагиограниты) составов, как правило, приурочены к областям активного проявления раннекембрийского основного вулканизма (Озерная зона, приразломный троговый прогиб хр. Хан-Хухэй и др.). В северной части упомянутого трогового прогиба отчетливо устанавливается, что габброидные и габбро-диоритовые интрузии с жильной серией плагиогранитов залегают в общем согласно с ориентировкой элементов внутреннего строения нижнекембрийской эффузивно-сланцевой толщи. В районе горы Баян-Мандал (в 8 *км* восточнее сомона Молчин) габбро-диориты перекрыты толщей средних и кислых туфогенных пород. В нижней части разреза этой толщи четко намечается горизонт, насыщенный крупными окатанными обломками габбро-диоритов. В свою очередь, указанная туфогенная толща ($Є_3$?) прорвана нижнепалеозойскими гранодиоритами, что достаточно однозначно свидетельствует о существовании определенного возрастного интервала, разделявшего формирование нижнепалеозойских габброидов и гранодиоритов. В совокупности с отмеченными выше геологическими особенностями проявления габброидов это позволяет говорить об определенной генетической самостоятельности обоих типов образований, которые разделены во времени проявлением вулканизма и, следовательно, не могут рассматриваться в качестве представителей единого генетического ряда интрузивных пород.

Нижняя возрастная граница нижнепалеозойских гранитоидов устанавливается по прорыванию ими вулканогенных и осадочных образований нижнего кембрия, габбро-диоритов и указанной выше туфогенной толщи ($Є_3$), а верхний — по налеганию на них силурийских отложений на южном склоне хр. Тохтогиин-Шиль (Амантов и др., 1966). Наличие галек пород таннуольского комплекса в отложениях аласугской толщи (верхний кембрий) дает возможность этим исследователям не поднимать верхнюю возрастную границу тохтогеншильского комплекса (следовательно, и гранитоидов) за пределы верхов среднего кембрия.

Обращаясь к радиологическим данным, касающимся возраста рассматриваемых интрузивных образований, следует отметить, что геологи ВАГТ

возраст тэлминского комплекса определяют интервалом 530—500 млн. лет. При этом указывается и на наличие цифровых данных более низкого порядка: 432 млн. лет для диоритов Идэрского массива (Херасков и др., 1966 г.); 390 млн. лет для южной части Ихэульского массива (Ильин и др., см. Геология МНР, т. II, 1973); 314 млн. лет для гранодиоритов Наранского плутона и 295 млн. лет для гранодиоритов массива, расположенного севернее Хангайского разлома (Благонравов и др., см. Геология МНР, т. II, 1973). Подобный разброс цифр, характеризующих возраст пород тэлминского (или тохтогеншильского) комплекса в том объеме, который ему придавали предыдущие исследователи, не является случайным. С одной стороны, он обусловлен полихронным развитием интрузивного магматизма в зонах глубинных разломов (Хэнгайский, Идэрский и др.) и наложением на нижнепалеозойские магматические образования более поздних интрузивных и метасоматических процессов. С другой стороны, как отмечалось выше, в нижнепалеозойский комплекс объединены разновозрастные группы интрузий, приуроченные к различным геолого-структурным зонам ранних каледонид. Более древняя из них, вероятнее всего соответствующая отрезку времени в 530—500 млн. лет, включает габбро, диориты и плагиограниты, развитые, главным образом, в раннекаледонских эвгеосинклинальных прогибах (Озерный и Ханхухэйский). Другая, более молодая, представлена пестрыми по составу гранитоидными массивами, распространенными на обширной площади вулканогенно-терригенных (Идэрский, Джидинский) или по периферии существенно карбонатных (Хубсугульский) прогибов, а также на выступах докембрийского фундамента.

Для определения абсолютного возраста нижнепалеозойских гранитоидов авторами были взяты пробы пород из различных геоструктурных зон раннекаледонской складчатой области: Котловины Больших Озер, Ханхухэйско-Качинского поднятия, Юго-Западного Прихубсугулья и Хангайского нагорья. Полученные результаты отчетливо разбились на две группы. В одну из них (488±14 до 484±14 млн. лет), соответствующую низам ордовика, попадают гранитоиды Озерной зоны, другая, отвечающая верхам силура (432±14—410±12 млн. лет), объединяет роговообманково-биотитовые диориты, гранодиориты и граниты всех остальных изученных районов Северной Монголии (Яшина и др., 1973).

Полученные радиологические данные находятся в полном соответствии с изложенным выше геологическим материалом. Они подтверждают, что нижнепалеозойские гранитоиды, выделяемые в диорит-гранодиоритовую формацию, интрудировали явно позднее собственно кембрийских габбро-диорит-плагиогранитных пород и представлены двумя возрастными группами. Более ранняя из них проявлена, главным образом, в пределах Озерной зоны, геосинклинальное развитие которой происходило на коре океанического типа, а поздняя — свойственна складчатым зонам, заложившимся на коре континентального типа. Таким образом, судя по геологическим и радиологическим данным, образование представляющих диорит-гранодиоритовую формацию массивов происходило в период, когда после интенсивных процессов главной фазы раннекаледонской (кембрийской) складчатости регион вступил в стадию орогенного развития. В это время практически на всей территории Северной Монголии установился режим устойчивого вздымания, что, по мнению Ю. А. Кузнецова и А. Л. Яншина (1969), является основной предпосылкой проявления гранитоидного магматизма.

Преимущественное развитие в составе формации пород кислого гранитоидного ряда не оставляет сомнения в том, что ее развитие связано с проявлением в регионе анатектических внутрикоровых магм. Процесс возникновения таких гранитоидных расплавов достаточно детально рассмотрен А. С. Павленко, Л. В. Филипповым и Л. П. Орловой (1974) на примере гранитоидов Центрально-Азиатского пояса, в состав которого входит и рассматриваемый регион. Эти исследователи привлекают для объяснения

образования кислых расплавов механизм ретроградной гранитизации. Согласно их представлениям, при диафторных изменениях метаморфитов гранулитовой фации со сменой их ассоциациями амфиболитовых фаций возникают анатектические расплавы, появлению которых предшествует метасоматическая переработка исходных пород до котектических (эвтектических) составов. Эти представления достаточно приемлемо объясняют генерацию гранитоидных расплавов на определенном этапе развития складчатой области, когда после преимущественно пликативных дислокаций периода складкообразования все бо́льшую роль начинают приобретать крупные дизъюнктивные нарушения и зоны смятия. Как неоднократно отмечалось в литературе, именно эти структуры оказывают существенное влияние на пространственное распределение зон регрессивного метаморфизма, являясь основными проводниками глубинных флюидов — инициаторов палингенеза. Крупные разрывные нарушения, нередко имеющие характер глубинных, обеспечивали и возможность перемещения возникавших гранитных расплавов в верхние структурные горизонты земной коры. Эволюция расплава на уровне становления массивов носила гомодромный характер с некоторым накоплением кремнезема в породах последовательных фаз при практически постоянной щелочности расплава и обеднении его щелочноземельными компонентами.

Образование гранитоидов формации проходило при достаточно широком проявлении процессов ассимиляции и гибридизма. Судя по преобладанию в гранитоидах ксенолитов вмещающих пород, эти процессы протекали на уровне становления массивов, что и определило пестрый состав слагающих интрузивы пород и вызвало появление обширных переменного состава (от гранодиоритов до кварцевых диоритов) полей гранитоидов. Строение таких полей, в составе которых преобладают гранодиориты, усложняется проявлением более поздних последовательных интрузий среднезернистых плагиогранитов и биотит-роговообманковых гранитов, а затем мелкозернистых биотитовых плагио- и нормальных гранитов.

Таким образом, развитие диорит-гранодиоритовой формации представляется как сложный процесс, который начинается на глубинных уровнях земной коры с метасоматической переработки метаморфических пород, проходит через стадию их гранитизации и плавления и завершается внедрением возникшего расплава в верхние горизонты земной коры. Здесь в обстановке умеренных глубин происходит становление батолитоподобных гранитоидных массивов, корневые системы которых представлены зонами автохтонных тел, гранитизации и метасоматоза. Эти интрузивы характеризуются рядом общих черт, которые позволяют объединять их в единую магматическую формацию. Им свойственны, прежде всего, достаточно узкие возрастные интервалы формирования гранитоидных массивов, несколько различающиеся в различных структурно-формационных зонах. Типично для них развитие крупных многофазных батолитоподобных массивов, обнаруживающих пространственную связь с крупными региональными разломами. При общем согласном залегании с ориентировкой складчатых структур они дают отчетливо секущие контакты с вмещающими породами. Для них обычен интрузивный характер контактов с вмещающими породами, которые, как правило, ороговиковываются, а на более глубоких уровнях становления массивов гранитизируются. Характерно также широкое развитие при формировании этих массивов процессов гибридизма и ассимиляции окружающих пород, что определяет широкие вариации состава гранитоидов интрузивов и определенную связь его с составом вмещающих пород. Не менее типично преобладание в массивах таких гранитоидных пород щелочноземельного ряда, которым свойственно преобладание щелочей ($Na>K$) над кальцием и железа над магнием. Наконец, общую черту породы этой формации составляет их обедненность элементами-примесями, типичными для габброидных магм; в них появляются вольфрам и редкие земли и фиксируется тенденция к накоплению в поздних дифференциатах

молибдена, свинца, цинка и особенно меди, что определяет их потенциальную рудоносность в отношении медно-молибденового оруденения.

В целом, по особенностям геологического положения, состава и строения рассматриваемая формация соответствует выделенной Ю. А. Кузнецовым (1964) формации пестрых батолитов и сопоставима с раннепалеозойской гранитоидной формацией Кузнецкого Алатау (Кузнецов и др., 1971).

Глава IX

АЛЯСКИТ-ГРАНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Интрузивы аляскит-гранитовой формации в пределах Северной Монголии распространены весьма широко. Суммарная площадь их выходов составляет около 35 000 $км^2$. Большей частью это массивы извилистых очертаний в плане, для которых тем не менее намечается некоторая вытянутость в субширотном направлении согласно с преобладающей ориентировкой крупных региональных разломов. Значительно реже развиты интрузивы, для которых фиксируется иная ориентировка большей оси их выхода (Арабулакский и ряд более мелких массивов в Западном Прихубсугулье), однако и в этих случаях направление вытянутости их обнаженной части совпадает с простиранием близлежащих разломов. Последние нередко определяют и общие очертания выходов массивов формации.

Наиболее крупные массивы, площади которых достигают первых тысяч квадратных километров, концентрируются в южной части рассматриваемой территории, в зоне влияния Хангайского разлома (Идэрский прогиб, Южно-Сонгинский выступ, южное обрамление Ханхухэйско-Качикского поднятия) и по границам разновозрастных складчатых зон (Идэрской и Хангайской). Здесь они принадлежат Северо-Монгольскому гранитоидному поясу (Шипулин, 1947), представляющему фрагмент более крупного Южно-Сибирского гранитоидного пояса (Зоненшайн, Кудрявцев, 1960), который в данной части имеет субширотное простирание. В. А. Благонравов и Е. Е. Федоров (1970) указанный отрезок пояса, охватывающий окраину раннекаледонской Идэрской зоны в области сопряжения ее с Дэлгэр-Мурэнским поднятием докембрийских пород и Хангай-Хэнтейским герцинским прогибом, рассматривают как Центрально-Монгольский гранитный узел. Однако и здесь линейная ориентировка пояса подчеркивается субширотными Хангайским и Болнайскими разломами, нередко определяющими несколько вытянутую в плане форму гранитных массивов. Наряду с такими крупными интрузивами сравнительно широко распространены и относительно небольшие по размерам (площадь выхода до 300 $км^2$), нередко изометричные в плане массивы. Частота их встречаемости заметно увеличивается в северной части региона, где они трассируют разломы северо-западного и меридионального простирания.

В. А. Амантов с соавторами (1966) отмечают развитие наиболее ранних гранитоидов тэсского комплекса, которые мы включаем в состав аляскит-гранитовой формации, в областях неглубокого залегания допалеозойского кристаллического фундамента, перекрытого небольшим по мощности чехлом кембрийских карбонатных и терригенных отложений. Обнаженные в пределах Северо-Западной Монголии массивы калиевых гранитов тэсского типа эти исследователи рассматривают как выходы единого батолито- или плитообразного тела со сложной конфигурацией эрозионной поверхности. Однако наличие между выходами массивов гранитов рассматриваемой формации блоков докембрийских пород и несоответствие внутреннего строения и особенностей пространственного положения контактовых поверхностей,

разделенных такими блоками интрузивов, не позволяют согласиться с подобной трактовкой морфологии тел гранитов данной формации. Полученные в ходе наших исследований данные, которые будут изложены ниже при характеристике строения отдельных массивов, указывают, что более правомерно рассматривать последние как пластообразные тела. Следует отметить, что подобной точки зрения придерживается и Р. А. Хасин (см. Геология МНР, т. II, 1973), который рассматривает эти интрузивы как плитообразные плутоны типа гарполитов.

Отсутствие достоверных геологических и геофизических данных о вертикальной протяженности гранитных тел и положении подводящих каналов отдельных интрузивов делает невозможным достаточно обоснованное отнесение их к конкретному морфологическому типу. Однако сходство их структурного положения и особенностей внутреннего строения с массивами Центрального Казахстана — региона развития типичного орогенного гранитного магматизма, где пластообразная форма гранитных интрузивов установлена детальными геофизическими исследованиями, позволяет заключить, что и в пределах Северо-Западной Монголии породы собственно аляскит-гранитной формации образуют серию самостоятельных массивов ограниченных размеров по вертикали. Их формирование происходило в связи с развитием разломов, пространственную связь с которыми они обнаруживают, а положение в вертикальном разрезе определялось, по всей вероятности, уровнем поверхности несогласия между породами докембрийского фундамента и перекрывающих его палеозойских образований.

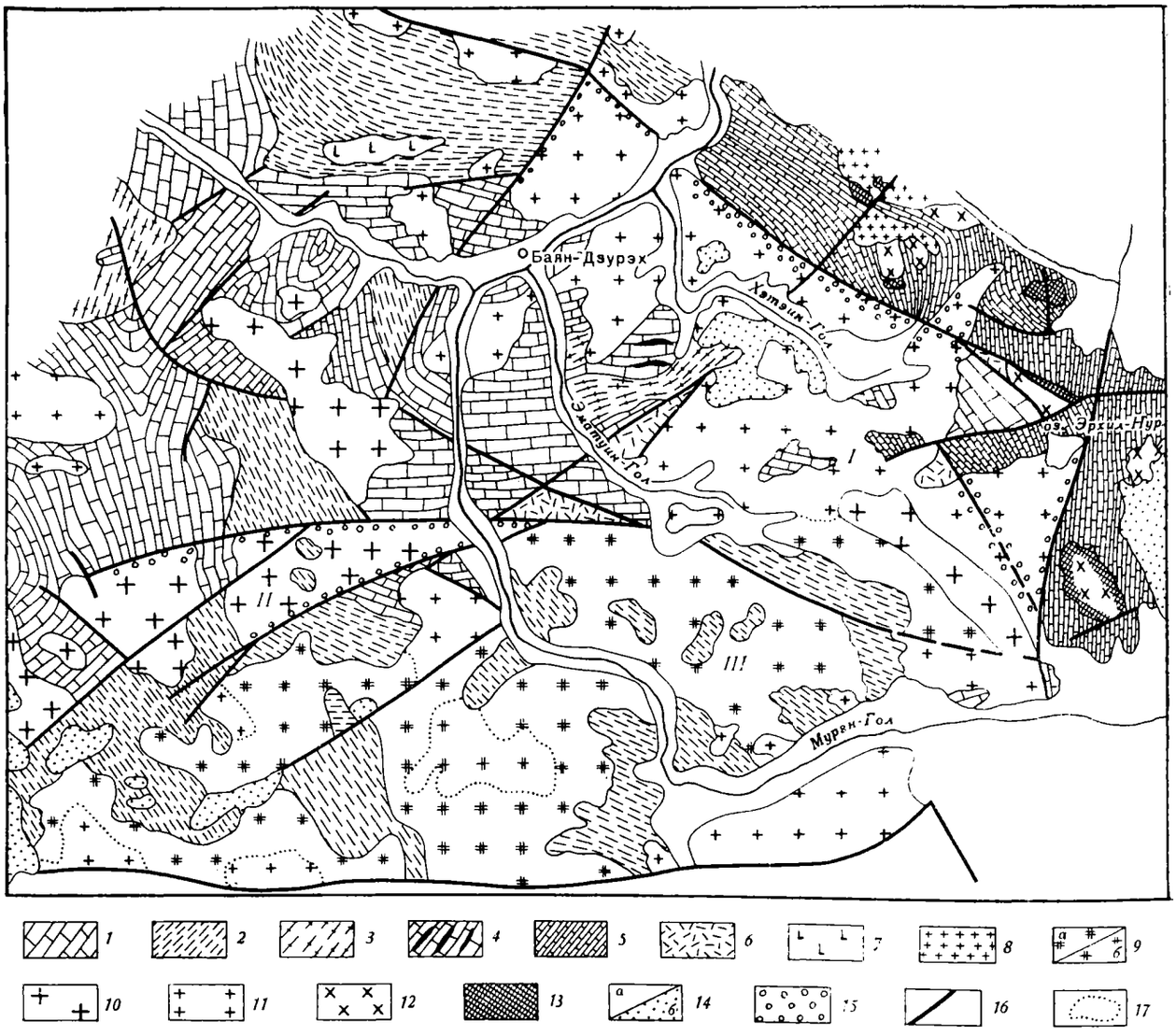
В целом, гранитоиды собственно аляскит-гранитовой формации региона, являющиеся, по мнению всех исследователей, образованиями малых и умеренных глубин, по своему геолого-структурному положению и наличию типичных интрузивных взаимоотношений с вмещающими породами являются продуктами девонского орогенного гранитоидного магматизма, типичного и для других областей завершенной складчатости.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ МАССИВОВ

Особенности строения интрузивов рассматриваемой формации наиболее полно могут быть показаны на примере Арабулакского, Цаганульского, Нумургинского и Баянульского массивов, хотя известный интерес представляют и данные о группе Хатгальских интрузивов. Следует отметить, что выделение Арабулакского, Цаганульского и Нумургинского массивов несколько условно, так как гранитоидные породы образуют поля сложного строения, нередко разделенные лишь небольшими «перемычками» вмещающих пород.

Арабулакский массив (фиг. 40) локализован в зоне сочленения Дэлгэр-Мурэнского поднятия докембрийских пород с юго-западной частью Хубсугульского синклинория, сложенного карбонатными отложениями венда—нижнего кембрия. Массив вытянут в северо-западном направлении согласно с серией субпараллельных региональных разломов, крупнейшим из которых является Сумбэрский. Северный контакт массива проходит примерно вдоль долины р. Галатуин-Гол, а южный — по р. Хэтэин-Гол. Контактные поверхности отличаются сложной волнообразной морфологией. В плане нередко наблюдаются довольно крупные субмеридиональные апофизы гранитов во вмещающих мраморах (район р. Тэмени-Гол и др.) и осложнение контактов постинтрузивными тектоническими нарушениями. В зонах таких нарушений наблюдаются интенсивное окварцевание и гематитизация как самих гранитов, так и вмещающих карбонатных пород.

Геолого-петрографическое пересечение Арабулакского массива в направлении сомонов Алаг-Эрдэнэ — Арабулак — Баян-Дзурэх позволило установить его трехфазное строение. Образования первой фазы, представленные крупнозернистыми роговообманково-биотитовыми порфировидными гранитами, развиты ограниченно и распространены, главным образом, в



Фиг. 40. Схематическая карта Арабулакского, Цаганульского и Мурэнского массивов. Составили В. А. Павлов и Р. М. Яшина

1—4 — протерозой:
1 — мраморы мурэнской свиты,
2 — сланцы окинской свиты,
3 — двуслюдяные и мусковитовые гранито-гнейсы,
4 — жильные тела мусковитовых пегматитов в мраморах;
5—6 — венд — нижний кембрий:
5 — известняки и доломиты,
6 — эффузивы кислого состава.

Интрузивные формации.

7—8 — диорит-гранодиоритовая:
7 — амфиболовые габбро-диориты,
8 — диориты и гранодиориты;
9—11 — аляскит-гранитовая:
9 — эндоконтактные сиенито-диориты (*б*) и гранодиориты (*а*),
10 — крупнозернистые амфибол-биотитовые порфировидные граниты и граносиениты (I фаза),
11 — среднезернистые амфибол-биотитовые и биотитовые граниты (II фаза);
12—13 — сиенит —нефелин-сиенитовая:
12 — кварцевые и щелочные сиениты,
13 — нефелиновые сиениты;
14 — четвертичные образования: *а* — алювиально-делювиальные, *б* — базальты;
15 — зоны микроклинизации и окварцевания;
16 — тектонические нарушения;
17 — границы фаций интрузивных пород.

Массивы:

I — Арабулакский,
II — Цаганульский,
III — Мурэнский

юго-восточной части массива (долина р. Хабцагайту-Гол). В приконтактовых частях интрузива, а также на участках активной метасоматической переработки и частичной ассимиляции ксенолитов сланцевой толщи верхнего протерозоя граниты этой фазы приближаются по составу к гранодиоритам, представляющим их эндоконтактовую фацию.

Среднезернистые порфировидные лейкократовые граниты второй фазы пользуются в Арабулакском массиве господствующим распространением.

На склонах долины р. Хабцагайту-Гол они отчетливо прорывают крупнозернистые граниты первой фазы, пронизывая их многочисленными апофизами мощностью от нескольких сантиметров до первых метров. Граниты второй фазы слагают обычно вершины водораздельных гребней, образуя в совокупности достаточно пологое пластообразное тело, как бы перекрывающее крупнозернистые граниты первой фазы. Лейкократовые граниты второй фазы нередко включают ксенолитные полосы мраморов верхнего протерозоя, содержащие послойные инъекции докембрийских мусковитовых гранитов и пегматитов.

Третья фаза Арабулакского массива представлена мелкозернистыми аплитовидными гранитами и пегматитами, слагающими дайки и реже штокообразные тела, интрудирующие граниты более ранних фаз. Эти тела тяготеют преимущественно к северо-западной периферии массива (восточнее сомона Баян-Дзурэх) и нередко выходят за его пределы в толщу докембрийских мраморов, где образуют целые серии субпараллельных линзообразных тел, перемежающихся с мраморами и создающих своеобразные структуры типа «слоеного пирога».

Цаганульский массив (см. фиг. 40) расположен среди карбонатно-сланцевых пород верхнего протерозоя и пространственно тесно связан с системой субширотных региональных разломов. В связи с развитием постинтрузивных тектонических нарушений северо-восточного (65—75°) простирания, оперяющих главный субширотный разлом, массив разбит на ряд блоков, испытавших различные по амплитуде вертикальные перемещения, что обусловило неоднородное строение отдельных частей массива на данном эрозионном срезе.

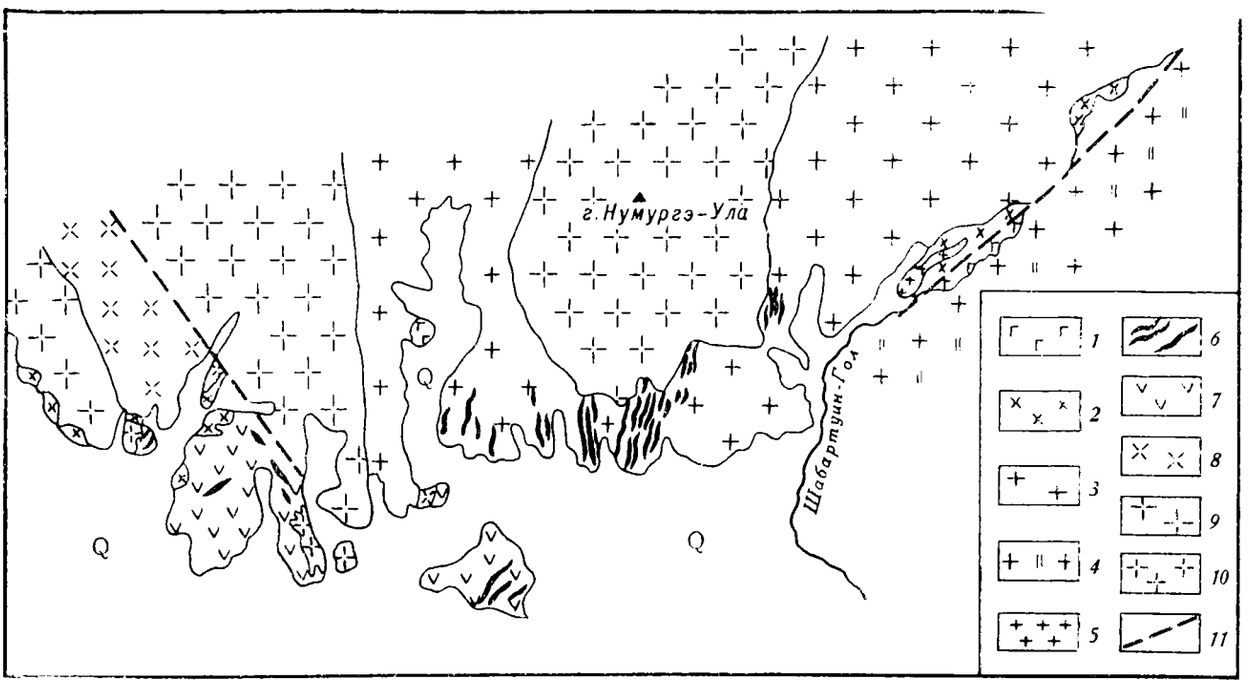
В строении массива ведущая роль принадлежит крупнозернистым порфировидным гранитам первой фазы, эндоконтактовые фации которых, как и в Арабулакском массиве, представлены гранодиоритами. Граниты переполнены многочисленными ксенолитами метасоматически переработанных сланцевых пород, содержащих крупные (до 3 *см* в поперечнике) порфиробласты кали-натрового полевого шпата.

Среднезернистые лейкократовые граниты II фазы, господствующие в Арабулакском массиве, имеют здесь резко подчиненное значение и распространены лишь южнее главного Цаганульского блока. Жильная серия пород представлена не только мелкозернистыми гранитами, но и более основными по составу дайками диорит-порфиритов и габбро-диабазов, сосредоточенными, главным образом, в юго-западной части массива и нередко выходящими за пределы поля развития гранитов (бассейн р. Шабариин-Гол).

В пределах Цаганульского массива значительно распространены измененные породы зон постинтрузивных региональных разломов, представленных калишпатизированными, мусковитизированными и окварцованными гранитами. Это породы в большинстве случаев имеют ярко-розовую и даже мясо-красную окраску благодаря изменению первичных породообразующих минералов и выделению окисных соединений железа, главным образом гематита. Спорадически встречаются участки развития кварц-мусковитовых грейзенов с ореолами грейзенизации и пиритизации вмещающих среднезернистых гранитов.

Нумургинский массив находится в южной зоне Северомонгольского гранитного пояса, южнее Ханхухэйско-Качикского поднятия. Он локализован среди вулканитов нижнего — среднего девона и габбро-диоритов нижнего палеозоя (фиг. 41). Структурное положение массива определяется приуроченностью к системе длительно развивающихся субширотных региональных разломов, что и предопределило вытянутость Нумургинского гранитного поля в этом же направлении.

Среди вмещающих пород северного экзоконтакта Нумургинского массива преобладают нижнепалеозойские гранитоиды. Подчиненным развитием здесь пользуются протерозойские кристаллические сланцы, нижнепалеозой-



Фиг. 41. Схема строения южной части Нумургинского массива. Составили В. А. Павлов и Р. М. Яшина

1 — габброиды PZ_1;
2 —*6* — породы аляскит-гранитовой формации:
2 — крупнозернистые порфировидные граниты (I фаза),
3 — среднезернистые лейкократовые граниты и аляскиты (II фаза),
4 — контактово-реакционные граносиениты и гранодиориты II фазы,
5 — мелкозернистые граниты (III фаза),
6 — дайки;
7 — пермские кислые вулканиты повышенной щелочности;
8—*10* — породы формации щелочных гранитов и сиенитов:
8 — порфировидные сиениты (I фаза),
9 — среднезернистые щелочные граниты (I фаза),
10 — мелкозернистые щелочные граниты(III фаза);
11 — разломы

ские габброиды и лишь в северо-западной части появляются нижнедевонские кислые эффузивы. Последние, напротив, преобладают среди вмещающих пород юго-восточной части интрузива, сменяясь по направлению к западу пермскими вулканическими образованиями. Восточная и бóльшая часть западной границы массива скрыты под рыхлыми современными отложениями.

Северный контакт массива почти на всем своем протяжении недоступен для наблюдения в связи с плохой обнаженностью. Однако его прямолинейность, хорошо устанавливаемая по аэрофотоснимкам, и данные наблюдений в отдельных относительно обнаженных участках западной половины северной контактовой зоны позволяют говорить о преимущественно тектоническом характере северного контакта интрузива. Лишь на северо-западном окончании массива устанавливается отчетливое прорывание среднезернистыми гранитами девонских эффузивов. Граниты в эндоконтакте становятся мелкозернистыми, в них увеличивается количество темноцветных минералов. В плане граница здесь имеет довольно простую конфигурацию, осложненную лишь небольшими «заливами» гранитов в эффузивах и проявлением небольших по амплитуде смещений постинтрузивных подвижек. В экзоконтактовой зоне шириной несколько десятков метров эффузивы несут следы ороговикования и слабой калишпатизации, сопровождающейся появлением развивающихся вдоль трещин метасоматических калишпатовых прожилков. Гораздо реже и только в непосредственном контакте с гранитами в эффузивах появляются единичные порфиробласты калишпата.

Подобные интрузивные соотношения гранитов с эффузивами липаритодацитового состава боронурской свиты нижнего девона отмечаются и в юго-восточном контакте, однако интенсивность преобразований вмещающих вулканитов здесь значительно выше. Это, прежде всего, выражается

большей шириной ореола калишпатизации, которая достигает здесь первых сотен метров. В непосредственном экзоконтакте, в зоне шириной около 70 *м*, вулканиты настолько изменены, что по облику почти не отличаются от мелкозернистых биотитовых гранитов. Лишь под микроскопом в них различаются реликты первичных вулканогенных структур и устанавливается широкое развитие вторичного метасоматического калишпата, количество которого местами достигает 20—30% объема породы. По мере удаления от контакта с гранитами эта зона постепенно сменяется зоной менее интенсивно калишпатизированных ороговикованных эффузивов, характер и степень преобразования которых, в общем, подобны изменениям вулканитов в северо-западном экзоконтакте массива. Более интенсивная переработка девонских эффузивов южного экзоконтакта массива, на наш взгляд, связана с более пологим погружением гранитов в южном направлении, чем в северном. Южный склон массива местами осложнен отдельными выступами, что приводит к локальному увеличению углов погружения поверхности кровли интрузива до 70°. В других частях массива, там, где контакты доступны непосредственному наблюдению, они довольно круто (обычно до 60°) погружаются под вмещающие массив девонские вулканогенные образования.

Следует отметить, что указанные преобразования вмещающих пород отмечались в контакте их со среднезернистыми биотитовыми гранитами второй фазы. Непосредственного контакта с вмещающими породами для крупнозернистых гранитов первой фазы нами нигде не наблюдалось. Исключение представляет участок южного контакта восточной половины массива, где девонские эффузивы интрудированы куполом гранодиоритов, представляющих эндоконтактовую фацию крупнозернистых гранитов. Контакт гранодиоритов и вмещающих вулканитов круто, под углом не менее 70°, погружается под эффузивы, которые интенсивно гранитизированы (калишпатизированы), как и в других участках южной контактовой зоны. Лишь в относительно более плотных разностях эффузивов макроскопически различаются признаки первично-вулканического происхождения вмещающей толщи. Отмеченное сходство характера преобразования вмещающих пород в экзоконтактовых зонах гранодиоритов и среднезернистых гранитов свидетельствует о том, что последние при внедрении соприкасались с эффузивами, уже измененными под воздействием крупнозернистых гранитов.

В кристаллических породах протерозоя и нижнепалеозойских интрузивных образованиях северного экзоконтакта Нумургинского массива практически отсутствуют признаки воздействия гранитов. Это, по-видимому, можно объяснить преимущественно тектоническим характером северного контакта интрузива. В западной части южного экзоконтакта интрузива развиты пермские вулканогенные образования, отчетливо налегающие на крупнозернистые граниты I фазы, о чем можно судить по наличию в вулканитах основания разреза обломков и гальки данных гранитов. Непосредственные взаимоотношения указанных вулканитов со среднезернистыми гранитами (II фаза) нами не наблюдались. Вместе с тем в средней части южного эндоконтакта массива развит ряд дайко- и штокообразных тел, сложенных породами эффузивного облика с отчетливым брекчиевидным строением. Эти тела, представляющие экструзивные образования, прорывают среднезернистые граниты, образуют своеобразный пояс меридионального направления и срезаются щелочными гранитами, которые прорывают и пермские вулканиты.

Породы аляскит-гранитовой формации представлены широкой гаммой гранитоидов от крупнозернистых роговообманково-биотитовых гранитов, приближающихся в некоторых участках по составу к гранодиоритам, через среднезернистые лейкократовые (местами субаляскитовые) граниты до мелкозернистых гранитов и аплитов жильной фазы. Разнообразие петрографических типов гранитов дополняется локально проявленными процессами их изменения (калишпатизация, альбитизация, окварцевание и др.).

Геолого-петрографическое изучение Нумургинского массива позволило установить такие взаимоотношения главнейших разновидностей гранитоидов, которые не позволяют согласиться с предлагавшейся ранее трактовкой последовательности их формирования и генетических соотношений (Благонравов, Федоров, 1970). Наиболее ранними интрузивными образованиями массива являются крупнозернистые порфировидные роговообманково-биотитовые граниты, которые В. А. Благонравовым и Е. Е. Федоровым (1970) рассматривались в качестве третьей фазы массива. Эти породы по особенностям строения и состава сходны с крупнозернистыми гранитами первой фазы Цаганульского и Арабулакского массивов. Крупнозернистые граниты обнажаются преимущественно в нижних частях долин рек, пересекающих Нумургинский массив и вскрывающих его более глубокие уровни. Только в северо-западном его окончании данные граниты слагают положительные элементы рельефа.

Сравнительно часто крупнозернистые порфировидные граниты содержат ксенолиты диоритового состава. Последние в большинстве случаев имеют линзовидную или овальную форму и частично гранитизированы, вследствие чего в них появляются крупные порфиробласты кали-натрового полевого шпата. Особенно обильны ксенолиты в крупнозернистых гранитах нижней части северо-западного склона долины р. Шэбартуин-Гол (восточная часть массива), где в отдельных участках их количество достигает 10—15 на 1 $м^2$ обнажения. Размер ксенолитов варьирует от первых сантиметров до 0,3 $м$ в поперечнике. Большинство из них расположено субвертикально без видимой закономерной ориентировки в плане. В участках скопления ксенолитов зернистость гранитов несколько уменьшается, они становятся более меланократовыми и приближаются по составу к гранодиоритам.

Почти повсеместно крупнозернистые граниты несут следы катаклаза, калишпатизации, окварцевания и эпидотизации вдоль трещин. Вблизи разломов и крупных тектонических трещин интенсивность этих процессов увеличивается. В гранитах появляются полоски милонитизации, признаки рассланцевания, и они приобретают розовую окраску за счет повышения роли крупных выделений кали-натрового полевого шпата. Конечным продуктом этого процесса изменения являются своеобразные граносиенитовые и гранитовые породы, состоящие из крупных порфиробласт красного кали-натрового полевого шпата, которые резко выделяются на фоне темной основной массы, сложенной кварцем, хлоритом и эпидотом.

На юго-восточном склоне горы Нумургэ крупнозернистые порфировидные граниты прорваны среднезернистыми гранитами. Зернистость последних в контакте с крупнозернистыми гранитами заметно уменьшается, и они приобретают порфировидное строение за счет выделения на фоне основной массы породы вкрапленников кали-натрового полевого шпата. В непосредственном экзоконтакте в среднезернистых гранитах появляются участки пегматитового строения или мелкие миароловые пустотки, придающие этим породам «кавернозный» облик. По составу среднезернистые граниты отвечают лейкократовым биотитовым разностям, но в отдельных участках (особенно в восточном окончании массива) количество биотита в них заметно уменьшается, и граниты приближаются к субаляскитам, несущим следы площадной калишпатизации. Этот процесс особенно интенсивно проявился в контактовых частях интрузивных тел среднезернистых гранитов, охватывая и прилегающие участки вмещающих их пород.

Контактные поверхности между крупно- и среднезернистыми гранитами имеют обычно пологое залегание и достаточно ровные, спокойные очертания. Лишь в крайне редких случаях наблюдаются апофизы среднезернистых гранитов в крупнозернистых. Наиболее крупная из них в восточной части массива имеет мощность около 10 $м$ и сохраняет общий облик и строение среднезернистых гранитов. При меньшей мощности апофиз слагающие их граниты приобретают более мелкозернистое строение, иногда превращаясь в плотные, почти сливные породы с признаками полосчатого строения.

Во всех наблюдавшихся случаях поверхности контактов между крупно- и среднезернистыми гранитами Нумургинского массива имеют субгоризонтальное залегание, которое в периферических частях интрузива нередко обнаруживает пологое погружение в сторону границы его с вмещающими породами. Это позволяет заключить, что лейкократовые граниты второй интрузивной фазы массива образуют серию пологих залежей, внедрявшихся как в крупнозернистые граниты, так и по контакту последних с породами кровли, как бы перекрывая интрузивное тело более ранних крупнозернистых гранитов.

Наиболее отчетливо пластообразная форма тел среднезернистых гранитов наблюдалась в юго-восточной части массива. Здесь на южном борту долины р. Шэбартуин-Гол видно, как среднезернистые граниты перекрывают и тело нижнепалеозойских габбро-диоритов, срезая почти под прямым углом крутопадающую полосчатость пород основного состава и распространяясь далее на юго-восток в направлении центральной части девонской наложенной впадины. В контакте с габброидами граниты становятся более меланократовыми, содержат переработанные ксенолиты габброидов и диоритов. Вблизи контакта гранитоиды II фазы приближаются по составу к сиенито-диоритам, а в некотором удалении от контакта — к граносиенитам. Эти своеобразные контактово-реакционные породы, возникшие при активном взаимодействии расплава среднезернистых гранитов с габбродиоритами и, возможно, с другими вмещающими интрузив породами, слагают обширное поле в юго-восточной части Нумургинского массива. В пределах этого поля преобладают очень неплотные, измененные, а местами и катаклазированные гранитоиды, состав которых варьирует от граносиенитов до гранодиоритов и сиенит-диоритов. Среди этих пород, нередко содержащих ксенолиты переработанных эффузивов и сланцев, местами сохраняются участки лейкократовых среднезернистых гранитов. Последние имеют как постепенные, так и резкие, но не интрузивные переходы к указанным выше типам реакционных пород.

Среднезернистые граниты прорваны серией пластообразных и крутопадающих тел мелкозернистых аплитовидных гранитов, которые нередко интрудируют в крупнозернистые граниты. По своему положению в ходе формирования Нумургинского массива, форме тел, их составу и строению эти породы аналогичны так называемым жильным гранитам, сопровождающим обычно становление гранитных комплексов. Пологие тела подобного состава встречены и в юго-восточной части массива, где они прорывают гранитоидные реакционные породы, переработанные ксенолиты которых отмечаются в мелкозернистых жильных гранитах. Завершается становление Нумургинского массива внедрением даек, состав которых варьирует от гранит-порфиров до диорит-порфиритов. Последовательность формирования даек различного состава не установлена в связи с их небольшим развитием и преимущественно субпараллельным залеганием.

В целом Нумургинский массив представляет сложно построенное многофазное интрузивное тело. Его формирование связано с подъемом палингенного гранитного расплава по серии субширотных разломов с последующим распространением по межформационной ослабленной зоне на границе палеозойского фундамента и перекрывающих его вулканитов нижнего девона. Кровля верхней пластообразной части массива имеет форму купола, что приближает морфологию плутона к лакколитообразной. В поперечном (меридиональном) сечении купол несколько асимметричен. Северное крыло его относительно крутое ($\approx$60°), южное более пологое (до 40°).

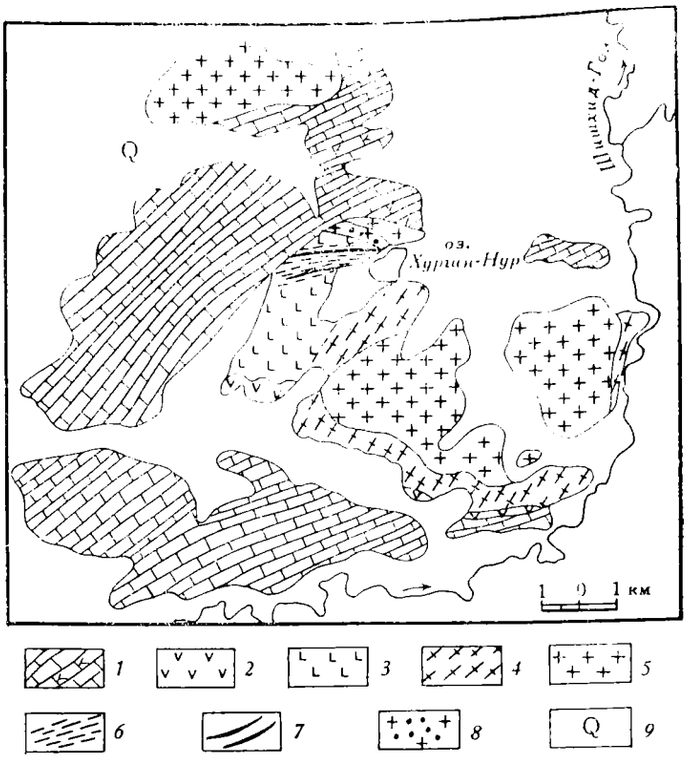
Группа Хатгальских массивов находится на южном побережье оз. Хубсугул в окрестностях пос. Хатгал, где развита серия небольших по размерам интрузивов аляскит-гранитной формации. Эти массивы залегают среди докембрийских и верхнерифейско-кембрийских образований и сложены крупно-, средне- и мелкозернистыми гранитами. Состав, возрастные

соотношения и распределение структурных разностей гранитов в пределах массивов в общем не отличаются от свойственных Цаганульскому, Арабулакскому и Нумургинскому интрузивам. Вместе с тем массивы Хатгальской группы отличаются иным типом экзоконтактовых изменений. Там, где граниты прорывают толщу сланцев, последние, как правило, гранитизированы. В отдельных обнажениях можно проследить различные стадии переработки сланцев. На первой стадии изменения сланцы превращаются в мелкозернистые полевошпат-биотитовые или существенно биотитовые породы, которые инъецированы прожилками гранитов, местами переходящими в роговообманковые гранодиориты. При дальнейшей переработке биотитизированные сланцы приобретают состав и облик мелко- до среднезернистых диоритов с примерно равным количеством биотита и игольчатой роговой обманки. Среди этих пород обычно отмечаются обособления гранитного состава и пегматоидного строения. На отдельных участках хорошо заметен избирательный характер отмеченных преобразований. Это выражается, прежде всего, преимущественной переработкой и гранитизацией сланцев, тогда как встречающиеся среди них прослои кварцитов остаются практически неизмененными.

В тех случаях когда крупнозернистые граниты граничат с мраморами, в эндоконтакте массивов появляется полоса гранитоидов существенно полевошпатового состава с пониженным содержанием кварца. В остальном состав и строение гранитов не меняется. Подобный характер изменений в экзоконтактовом ореоле гранитных массивов района пос. Хатгал объясняется, на наш взгляд, тем, что их формирование происходило в более глубинных условиях, чем это имело место для гранитов более южных районов Северной Монголии. В связи с этим здесь создавались условия относительно более высоких температуры и давления, способствовавшие гранитизации вмещающих докембрийских сланцев, тогда как в других районах изменение окружающих пород ограничивалось лишь ороговикованием.

Ранее уже отмечалось, что строение и состав массивов аляскит-гранитовой формации заметно изменяется в пределах Хубсугульского прогиба, сложенного существенно карбонатным формационным комплексом пород (см. фиг. 4). Здесь значительно уменьшаются размеры гранитных массивов (до десятков квадратных километров) и отчетливо проявляется зональное строение благодаря образованию в эндоконтактных зонах реакционных разновидностей пород: сиенит-диоритов, кварцевых сиенитов и граносиенитов. Эти породы развиты в Баянульском, Уджигинском, Эгыйнгольских, Эрхилнурских и Мурэнских гранитных массивах, залегающих среди доломитсодержащих известняков и доломитов. В качестве примера массивов такого типа может быть приведен Баянульский сиенит-гранитовый массив, находящийся в 15 *км* севернее сомона Улан-Ула, на левобережье р. Шишхид-Гол, в пределах Дархатской котловины. Обнаженная часть массива, площадью 14 *км*^{2}, имеет в плане изометричную несколько вытянутую в северо-западном направлении форму. Контуры его спокойные, без апофиз и обычно не осложнены тектоническими нарушениями. Исключение составляет лишь северо-западный контакт, где наблюдается «выступ» гранитов в известняках. Вмещающие верхнерифейско-кембрийские карбонатные породы как бы «обтекают» гранитный массив и сопряженные с ним пространственно нижнепалеозойские габброиды. Вместе с этим длинная ось овального сечения массива ориентирована несогласно с общим простиранием вмещающей его складчатой структуры, что указывает на дискордантное залегание гранитоидной интрузии.

Баянульский массив (фиг. 42) обладает отчетливым зональным строением. Его центральная часть, в том числе и горы Баян-Ула, сложена розовыми среднезернистыми существенно микроклиновыми гранитами, содержащими от 3 до 5% амфибола и биотита. К периферии массива эти породы постепенно сменяются граносиенитами и затем средне- и мелкозернистыми кварцсодержащими сиенитами, образующими внешнюю эндоконтактную



Фиг. 42. Схематическая карта Баянульского массива (бассейн р. Шишхид-Гол). Составила Р. М. Яшина

1 — мраморизованные известняки ($V-\epsilon_1$) с прослоями кварц-карбонатных пород и кварцитов;
2 — эффузивы основного состава (ϵ_1);
3 — габбро-пироксениты (ϵ_{1-2});
4—5 — породы аляскит-гранитовой формации:
4 — сиенитодиориты эндоконтактной зоны массива,
5 — среднезернистые лейкократовые граниты;
6 — апогаббroидные щелочные метасоматиты района оз. Хургин-Нур;
7 — дайки пегматоидных пуласкитов;
8 — альбитизированные граниты;
9 — четвертичные отложения

зону, мощностью от 0,6 до 1,3 *км*. На юге массива сиениты граничат с габброидами, которые в зоне контакта подверглись ослюденению и калишпатизации с образованием реакционной полосы сиенит-диоритов, отличающихся неоднородным сложением и пятнистой такситовой текстурой. Непосредственные контакты сиенитов с мраморами не наблюдались вследствие широкого развития рыхлых кайнозойских отложений.

Некоторые общие черты строения массивов аляскит-гранитовой формации выявляются при сопоставлении Арабулакского, Цаганульского и других гранитных массивов, тяготеющих к области сочленения поднятий докембрийских пород с верхнерифейско-кембрийскими геосинклинальными прогибами, а также Нумургинского интрузива, локализованного на границе раннекаледонских структур с наложенной девонской впадиной. Перечисленные массивы обладают рядом общих особенностей строения. Прежде всего, они приурочены к длительно живущим разломам, разделяющим различные геолого-структурные зоны, и имеют многофазное строение. Среди рассматриваемых интрузивов выделяются крупно- и среднезернистые граниты, соответственно, первой и второй фаз, а также образования жильной серии, представленной двумя этапами. К более раннему этапу относятся пологие и крутопадающие тела мелкозернистых гранитов (III фаза), жилы аплитов и пегматитов, а к позднему — дайки кислых и основных пород. Отмечается закономерное распределение указанных разновидностей гранитов в пределах интрузивов, которые могут рассматриваться как межформационные пластообразные тела.

Крупнозернистые граниты обнажены, как правило, в наиболее эродированных частях массива и интрудированы серией пластообразных тел среднезернистых гранитов. Последние тяготеют к верхним частям массивов, нередко распространяясь по границе крупнозернистых гранитов с вмещающими породами. В результате крупнозернистые граниты как бы «перекрываются» среднезернистыми.

Подобным строением интрузивов и объясняется то обстоятельство, что идентичные по составу и строению массивы в зависимости от уровня эрозионного среза могут обнаруживать в пределах их контуров в плане самые различные количественные соотношения крупно- и среднезернистых гранитов. Так, например, в слабо эродированном Арабулакском массиве крупнозернистые порфировидные граниты первой фазы имеют подчиненное развитие, обнажаясь в виде небольших выступов в нижних частях речных долин и

водоразделов, вершины которых сложены среднезернистыми гранитами. Совершенно иное строение на современной поверхности имеет Цаганульский массив. В связи с более глубоким, чем для Арабулакского интрузива, эрозионным срезом здесь преобладают крупнозернистые порфировидные граниты первой фазы, переполненные ксенолитами переработанных сланцев и переходящие в эндоконтактах в гранодиориты.

Эти примеры представляют, по существу, два близких к крайним случая количественных соотношений площадей выходов гранитов различных фаз в пределах контуров массивов. Естественно, что в зависимости от глубины эрозионного среза интрузивов мы сталкиваемся с различными вариантами строения массивов этой формации. При небольшой степени вскрытия массивов на современной поверхности исключительно широко распространены среднезернистые граниты второй фазы, которые в таких случаях могут, на наш взгляд, ошибочно трактоваться как самостоятельные тела. С увеличением глубины эрозии вскрываются крупнозернистые порфировидные граниты и, наконец, в наиболее эродированных массивах граниты первой фазы начинают играть ведущую роль, как это отмечается для Цаганульского интрузива. С этих позиций отмечавшаяся (Амантов и др., 1966) частая ассоциация гранитов II фазы тэсского комплекса с вулканогенными образованиями девона объясняется меньшей эродированностью массивов в наложенных орогенных впадинах. Строение массивов усложняется, кроме того, за счет развития жильных гранитов и аплитов, которые также тяготеют к апикальным частям интрузивов.

В целом ход становления девонских интрузивов довольно точно соответствует схеме формирования гранитоидов малых глубин, разработанной на примерах Центрального Казахстана В. С. Коптевым-Дворниковым (1952). Если придерживаться терминологии этой схемы, крупнозернистые порфировидные граниты следует относить к образованиям главной интрузивной фазы, среднезернистые граниты представляют дополнительные интрузии, а мелкозернистые граниты —производные жильной серии интрузивов.

КРАТКАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Граниты I фазы характеризуются преимущественно крупнозернистым порфировидным строением. В их составе отмечаются кварц (25—45%), кали-натровый полевой шпат (25—50%), плагиоклаз (10—30%), биотит (2—15%) и роговая обманка (до 6%). В подавляющем большинстве случаев биотит преобладает над роговой обманкой, причем суммарное содержание цветных компонентов обычно не превышает 15%. Указанные вариации минерального состава свидетельствуют, что граниты первой интрузивной фазы представлены лейкократовыми, щелочно-полевошпатовыми, нормальными биотитовыми и мезократовыми роговообманково-биотитовыми разностями.

Порфировидное строение гранитов I фазы обусловлено развитием крупных (до 2,5×1 *мм*) выделений пертитового кали-натрового полевого шпата, обычно с отчетливой микроклиновой решеткой, погруженных в среднезернистую основную массу. Последняя сложена зернами кали-натрового полевого шпата, плагиоклаза, кварца и цветных минералов размером от 2 до 4 *мм*.

Плагиоклаз представлен тремя генерациями. Более ранние его выделения образуют идиоморфные таблички с соотношением минимального и максимального размеров около 1 : 2. Реже встречаются приближающиеся к квадратным сечения зерен или мелкие таблички в виде включений во вкрапленниках кали-натрового полевого шпата. В последнем случае плагиоклаз пронизан обильными мирмекитовыми вростками. Состав плагиоклаза I генерации соответствует олигоклаз-андезину № 24—34. В крупнозернистых гранитах Нумургинского массива встречаются отдельные слабо зональные зерна раннего плагиоклаза и с более основным (№ 38—40) по

Таблица 30

Состав биотитов в гранитах

Окислы	Содержание, вес. %		Окислы	Содержание, вес. %	
	Цаганульский массив	Арабулакский массив		Цаганульский массив	Арабулакский массив
SiO_2	36,67	37,27	Li_2O	0,214	0,0303
TiO_2	2,76	2,87	Rb_2O	0,065	0,073
Al_2O_3	15,62	15,00	Cs_2O	0,001	0,002
Fe_2O_3	3,76	2,89	Cl	Сл.	0,07
FeO	14,93	15,18	F	0,30	1,02
MnO	1,22	0,55	CO_2	Не обн.	Не обн.
MgO	11,96	12,59	B	Не обн.	Не обн.
CaO	0,71	1,06			
Na_2O	0,16	0,49			
K_2O	8,02	8,75	Сумма	99,82	100,73
H_2O-	0,12	Не обн.	$-O=(F+Cl)_2$	—0,12	—0,43
H_2O+	3,32	2,89	Сумма	99,70	100,30

Примечание. Аналитики: С. А. Волков, Е. И. Ломейко, ЦХЛ ИГЕМ АН СССР.

составу ядром. Более поздние выделения плагиоклаза также имеют преимущественно форму удлиненных таблиц и отличаются меньшими размерами (до 0,5×1 *мм*) и основностью (№ 18—30). В некоторых случаях плагиоклаз II генерации слагает каймы, обрастающие зерна раннего плагиоклаза. Подобные зональные зерна развиты далеко не повсеместно, а общее количественное соотношение плагиоклазов I и II генераций составляет не менее 4 : 1. Плагиоклазы обеих генераций сдвойникованы по альбитовому закону, а для раннего плагиоклаза местами фиксируются и карлсбадские двойники. Третья генерация плагиоклаза развита крайне ограниченно и представлена альбитом и альбит-олигоклазом (до № 12), образующими либо пертиты замещения, в микроклинах, либо мелкие таблички, которые развиваются по краям зерен более ранних полевых шпатов.

Микроклин в основной массе породы образует ксеноморфные по отношению к плагиоклазу выделения и неправильной формы зерна. Местами он содержит мелкие включения кварца. Как и крупные выделения калинатрового полевого шпата, микроклин отчетливо корродирует плагиоклаз без сколько-нибудь широко проявленных явлений замещения последнего. Это позволяет говорить о возможном первично магматическом характере микроклина.

Основная масса кварца выделялась на последних стадиях кристаллизации породы, частично одновременно с микроклином. В большинстве своем зерна кварца имеют округлую обычно изометричную форму, образуя «заливы» в полевых шпатах. Помимо этого в крупнозернистых гранитах кварц присутствует и в виде включений во вкрапленниках микроклин-пертита. Такие включения, по всей вероятности, представляют раннюю генерацию кварца, выделение которой по времени было близко к развитию плагиоклаза ранней генерации.

Биотит в крупнозернистых гранитах присутствует в виде прямоугольных удлиненных чешуек и имеет обычный для этого минерала плеохроизм, изменяя окраску от буровато-зеленой (реже буровато-коричневой) по *Ng* до серовато-желтой почти бесцветной по *Np*.

Химический состав биотитов из крупнозернистых гранитов I фазы Цаганульского и Арабулакского массивов приведен в табл. 30. По данным приведенных анализов, общая железистость биотита пород I фазы аляскит-гранитовой формации составляет 42—44%, тогда как Р. А Хасин (см. Гео-

логия МНР, т. II, 1973), исходя из показателя преломления биотитов рассматриваемых гранитов ($n_g - n_p$ = 1,617—1,626), отмечает более низкую железистость этого минерала (31—36%).

Роговая обманка и мусковит встречаются спорадически, причем последний обычно развивается по биотиту. Роговая обманка плеохроирует в зеленых, реже буроватых, тонах и встречается преимущественно в ассоциации с биотитом.

Акцессорные минералы представлены постоянно присутствующими магнетитом, пиритом, апатитом и цирконом; достаточно часто встречаются апатит, флюорит, а в ряде шлифов наблюдались единичные зерна сфена. По данным Р. А. Хасина, среди акцессориев крупнозернистых гранитов присутствуют монацит, ксенотим, торит, касситерит.

Вторичные изменения выражены пелитизацией кали-натрового полевого шпата, аргиллизацией и серицитизацией плагиоклаза (особенно раннего), частичной хлоритизацией биотита и слабой эпидотизацией роговой обманки. Интенсивность этих процессов заметно возрастает в зонах влияния крупных тектонических нарушений, где биотит нацело хлоритизируется, а иногда замещается мусковитом. Последний в таких случаях развивается и по полевым шпатам.

В зонах крупных разломов к указанным вторичным процессам изменения гранитов добавляются интенсивная калишпатизация, окварцевание и дробление.

Примером подобного изменения гранитов могут служить породы юго-западной части Нумургинского массива. Граниты здесь интенсивно переработаны в зоне крупного разлома и превращены в своеобразную породу, состоящую из хлорит-кварцевой основной массы с серицитом и эпидотом, на фоне которой выделяются крупные порфиробласты микроклин-пертита.

Неизмененные граниты характеризуются гипидиоморфной гранитовой структурой с участками пойкилитового и микропегматитового строения. Весьма типичным для крупнозернистых гранитов является кучное распределение породообразующих минералов, слагающих основной (не менее 90%) объем породы. Подобное распределение свойственно и порфировидным выделениям микроклина, так что последние не распределяются равномерно по всей массе породы, а сосредоточены в отдельных участках, разделенных участками с равномернозернистым строением.

Эндоконтактовые фации пород первой фазы аляскит-гранитовой формации имеют относительно более основной состав и в целом меньшую зернистость, что делает более отчетливым их порфировидное строение. В них отмечается некоторое увеличение содержания плагиоклаза (до 34—45%) и биотита (до 15%), за счет уменьшения количеств кварца (15—25%) и кали-натрового полевого шпата (25—30%). Роговая обманка присутствует в них чаще, а среди акцессорных повышается роль сфена. По количественно-минеральному составу они обычно соответствуют гранодиоритам или рогово-обманково-биотитовым гранитам. В юго-западном эндоконтакте Арабулакского массива встречены породы, сложенные преимущественно крупными выделениями таблитчатого олигоклаз-андезина (≈70%), кварца (≈20%) и биотита (≈7%) с единичными зернами пертитового кали-натрового полевого шпата и отвечающие по составу трондьемитам или лейкократовым тоналитам. Весьма характерно, что основность плагиоклазов в эндоконтактовых фациях пород первой фазы аляскит-гранитовой формации обычно не отличается от свойственной крупнозернистым гранитам центральных частей массивов. По мере приближения к контактам плагиоклазы лишь приобретают более отчетливое зональное строение.

Другой типичной чертой гранитоидов эндоконтактовой фации является их интенсивное вторичное изменение. При этом помимо процессов, проявленных в гранитах интрузивной фации, здесь отчетливо выражены альбитизация и калишпатизация, а местами и слабая грейзенизация.

Породы второй фазы аляскит-гранитовой формации представлены серией нормальных биотитовых гранитов, иногда с роговой обманкой, связанных фациальными переходами с щелочно-полевошпатовыми аляскитовыми гранитами. В соответствии с этим содержание главных породообразующих минералов в ряде гранитов второй фазы аляскит-гранитной формации варьирует в довольно широких пределах: кали-натровый полевой шпат — 30—60%; кварц — 20—35%; плагиоклаз — 10—35%; биотит — 0—7%; мусковит (чаще по биотиту) — до 3%; роговая обманка — до 2%.

Общим для всех гранитов II фазы является постоянное преобладание кали-натрового полевого шпата над плагиоклазом, преимущественно среднезернистое строение и отчетливая порфировидность. Последняя обусловлена постоянным присутствием крупных (2,5—3,5 *мм*) выделений пертитизированного кали-натрового полевого шпата, к которым местами добавляются вкрапленники серо-голубоватого кварца. Особенно характерны вкрапленники кварца для гранитов, слагающих серию тел на правобережье р. Тэсин-Гол в районе сомона Баян-Ула. Крайне редко среди порфировых выделений появляются крупные таблитчатые зерна плагиоклаза. В основной массе преобладают зерна полевых шпатов и кварца размером 1—1,8 *мм*, хотя встречаются и более мелкие (0,3—0,8 *мм*) выделения, среди которых преобладает кварц. В эту категорию размерности попадают обычно и чешуйчатые выделения слюд и слабо удлиненные зерна роговой обманки.

Плагиоклаз в рассматриваемых гранитах в общем случае представлен тремя генерациями. Наиболее ранняя из них обычно слагает центральные части крупных и средних зерен. Лишь единичные таблитчатые выделения нацело сложены плагиоклазом этой генерации, который по составу отвечает андезину № 31—36 и сдвойникован по альбитовому, реже карлсбадскому законам. В отличие от более поздних генераций ранний плагиоклаз сильно аргиллизирован и серицитизирован. Вторая генерация этого минерала либо слагает самостоятельные таблитчатые зерна мелких и средних размеров, либо образует краевые каймы вокруг зерен плагиоклаза I генерации. По составу он соответствует олигоклазу № 27—30, сдвойникован чаще по карлсбадскому закону, чем по альбитовому, и обычно не изменен. Плагиоклаз III генерации представлен альбитом, реже альбит-олигоклазом, и слагает мелкие почти квадратного сечения зерна, развитые по краям зерен плагиоклаза ранних генераций и кали-натрового полевого шпата и вдоль проявленных в них трещин спайности. В некоторых случаях этот поздний плагиоклаз образует узкие каемки, чаще прерывистые, вокруг зерен кали-натрового полевого шпата. Обычно в мелких зернах плагиоклаза хорошо заметны одна или две пересекающиеся системы двойниковых полос.

В гранитах, состав которых приближается к аляскитам, плагиоклаз первой генерации практически отсутствует. Здесь главная масса плагиоклаза представлена зернами, отвечающими по составу плагиоклазу II генерации при крайне слабом развитии позднего альбита.

Пертитизированный кали-натровый полевой шпат образует крупные и средней величины зерна, ксеноморфные по отношению к плагиоклазам I и II генераций и биотиту. Рост этих зерен частично сопровождался замещением плагиоклаза ранних генераций, в краевых частях зерен которых на границе с кали-натровым полевым шпатом появляются мирмекитовые вростки. Среди пертитов, которые в некоторых шлифах занимают до 50% площади крупных выделений (вкрапленников) кали-натрового полевого шпата, преобладают прожилко- и веретенообразные разности пертитов распада при резко подчиненном развитии пертитов замещения. Последние характерны и для более мелких зерен кали-натрового полевого шпата, обладающих обычно микроклиновой решеткой. Микроклинизация отмечается и для крупных зерен, однако в большинстве случаев они представлены про-

межуточным триклинным ортоклазом ($2v = 67—71°$; $\Delta_0 = 0{,}27—0{,}30$; $S_T = 0{,}58—0{,}61$; $\perp$ (010). В целом по преобладанию в них кали-натрового полевого шпата граниты II фазы можно характеризовать как микроклиновые. Исключение представляют лишь граниты правобережья р. Тэсин-Гол к северу от сомона Баян-Ула, в которых микроклин не отмечается.

Кварц образует изометричные и сложной формы выделения, которые, распространяясь вдоль границ зерен полевых шпатов, как бы «пропитывают» породу. В виде мелких включений кварц встречается в кали-натровом полевом шпате и в плагиоклазе II. В то же время отмечаются случаи корродирования кварцем полевых шпатов. Это свидетельствует о длительной кристаллизации кварца, которая началась вслед за выделением плагиоклаза I и продолжалась до полной раскристаллизации породы.

Биотит представлен единичными чешуйками длиной 0,5 *мм* при ширине 0,1—0,4 *мм*. Изредка встречаются изометричные зерна с элементами гексагональной формы. Биотит обнаруживает отчетливый идиоморфизм по отношению к плагиоклазу II, кали-натровому полевому шпату и кварцу, что позволяет относить его к ранним минералам гранитов. Обычно он несколько хлоритизирован и опацитизирован, а иногда мусковитизирован. Плеохроирует от бесцветного (по Np) до светло-коричневого (по Ng) и зеленовато-коричневого (по Nm). Гораздо реже встречается биотит, плеохроирующий в зеленых тонах. Железистость его варьирует в широких пределах от 43 до 66%.

Роговая обманка представлена единичными зернами, встречающимися неповсеместно, чаще в ассоциации с биотитом. Плеохроирует в зеленовато-бурых тонах.

Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом и цирконом, развитыми повсеместно, а также довольно распространенным флюоритом и спорадически встречающимся монацитом, сфеном, касситеритом, турмалином, ортитом и др.

Структура породы гипидиоморфнозернистая, гранитовая с участками пойкилитовой.

Вторичные изменения (пелитизация, аргиллизация, серицитизация, мусковитизация, калишпатизация и альбитизация) проявлены неравномерно. Интенсивность их, как правило, увеличивается вблизи нарушений и в периферических частях тел гранитов II фазы.

Эндоконтактовые фации пород второй фазы представлены гранитами, состав которых практически не отличается от биотитовых гранитов собственно интрузивной фации. Происходит лишь некоторое уменьшение зернистости основной массы пород, увеличивается роль пойкилитовой микропегматитовой структуры. Некоторое исключение представляют породы, возникающие на контакте тела среднезернистых лейкократовых гранитов Нумургинского массива, которое в южной части долины р. Шебартуин-Гол перекрывает более древнюю интрузию габбро-диоритов. Лейкократовые граниты активно взаимодействовали с основными породами, вызывая появление своеобразных контактово-реакционных пород типа граносиенитов и сиенит-диоритов, в поле развития которых местами сохранились участки калишпатизированных гранитов. Последние сложены сильно пелитизированным кали-натровым полевым шпатом ($\approx$60%), кварцем ($\approx$20%), серицитизированным реликтовым плагиоклазом, обычно с калишпатовой каймой ($\approx$15%), и примерно равными количествами эпидотизированного биотита и роговой обманки. Кварц нередко дает срастания с кали-натровым полевым шпатом. Среди акцессориев увеличивается роль сфена, появляется ортит.

По мере увеличения плагиоклаза и цветных минералов, одновременного с уменьшением калишпата и кварца, эти породы, сохраняя общие черты строения, переходят в сиенит-диориты. Плагиоклаз этих пород характеризуется своеобразным зональным сложением. Центральная часть его выделений, нацело серицитизированная или соссюритизированная, окружена

менее измененной каймой олигоклаза № 27—28. Внешняя оболочка таких зерен сложена кали-натровым полевым шпатом.

Весьма своеобразным строением обладают контактово-реакционные породы, отвечающие по составу граносиенитам. Они состоят из идиоморфных выделений (размером 0,5—0,7 *мм*), измененного кали-натрового полевого шпата, реже серицитизированного плагиоклаза, которые играют роль своеобразных «ядер», вокруг которых развиты оболочки микропегматитовых срастаний калишпата с кварцем, шириной до 3 мм. Зависимости между размерами «ядра» и оболочки не наблюдается. Местами «ядра» сближаются. В таких участках появляется кварц и порода приобретает облик обычных граносиенитов. Для этих пород характерно крайне низкое содержание цветных, которые представлены единичными мелкими игольчатыми выделениями обесцвеченного амфибола и чешуйками хлоритизированного биотита.

Между всеми указанными породами существуют серии переходов, обусловливающих крайне пестрый облик поля развития контактово-реакционных пород.

Породы третьей фазы аляскит-гранитовой формации представлены мелкозернистыми лейкократовыми до аляскитовых гранитами и аплитами, характеризующимися развитием гранитовой, аплитовой и микропегматитовой структур. От пород второй фазы они отличаются лишь несколько большим содержанием кварца (до 4%), большей лейкократовостью и обедненностью акцессориями.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД

По особенностям химического состава породы формации, так же как и нижнепалеозойские гранитоиды, относятся к щелочноземельному ряду (см. табл. 28). Однако в отличие от последних среди них достаточно широко распространены породы, пересыщенные глиноземом. Наиболее характерными чертами гранитов рассматриваемой формации являются обогащенность кремнеземом ($s>71\%$), обедненность полевошпатовой известью ($c<1$) и титаном при постоянном преобладании железа над магнием. Среди щелочей в весовом отношении количество K_2O несколько больше Na_2O, однако по молекулярному соотношению обычно несколько преобладает натрий (n в большинстве случаев$>50\%$).

Петрохимические различия пород последовательных интрузивных фаз формации проявлены крайне слабо, что свидетельствует о близости их состава и слабом развитии процессов дифференциации гранитоидных расплавов при формировании отдельных интрузивов. Можно говорить лишь об общей относительной обедненности более поздних дифференциатов полевошпатовой известью, титаном и об обогащенности их кремнеземом. Другие петрохимические параметры гранитов различных фаз варьируют обычно в близких пределах.

Отмеченные особенности петрохимического состава пород аляскит-гранитовой формации достаточно наглядно иллюстрируются положением точек, отображающих их состав на петрохимических диаграммах (см. фиг. 38—39), где они образуют обособленные поля. Как следует из диаграммы s — ($в$ — c) — a, в ходе процесса дифференциации, проявляющегося при становлении интрузивов аляскит-гранитовой формации, увеличение количества кремнезема в породах поздних фаз сопровождается уменьшением роли щелочноземельных оснований в силикатах. Подобная направленность процесса дифференциации, как отмечалось выше, свойственна и нижнепалеозойским гранитоидам. Однако относительная обедненность расплава, генерировавшего породы аляскит-гранитовой формации, Fe, Mg и Ca при обогащенности его кремнеземом и щелочами приводит к появлению в ее составе аляскитов, тогда как конечные дифференциаты диорит-гранодиоритовой формации представлены амфиболо-биотитовыми гранитами.

Средние содержания элементов-примесей в породах различных фаз массивов среднепалеозойской аляскит-гранитовой формации Северной Монголии (в *г/т*)

Массив	Порода (число анализов)	Be	Sn	W	Mo	Li	Nb	Zr	La	Ce
Арабулакский	Гранитоиды I фазы (2)	0—5	4	10	1,5	10	15	60	75	150
	Граниты II фазы (5)	0—7	3,4	0—20	0—2	17	30	44	150	280
	Граниты III фазы (1)	7	5	0	1	10	30	100	30	0
Цаганульский	Гранитоиды I фазы (5)	0—5	4,6	3	0—1	32	20	100	110	220
	Граниты II фазы (8)	8	3,5	10	0—1	0—30	21,2	150	0—200	0—300
	Граниты III фазы (7)	8	4,4	13	0—20	0—50	23	117	100	0—300
Нумургинский	Гранитоиды I фазы (15)	6,7	4,8	0—10	1,6	0—150	24	210	71	0
	Граниты II фазы (9)	7,7	4,8	0—10	1,6	0—50	35	316	124	0—400
	Граниты III фазы (9)	8,1	3,7	0—10	1,5	0—80	43	238	0—150	0—200
Тэсингольский	Гранитоиды I фазы (4)	8,0	4,2	0	2,0	0—100	40	225	0—200	0
	Граниты II фазы (3)	5,3	6	0—20	1,3	0—40	47	366	133	0
Додтамгольский	Граниты II фазы (7)	8,1	4,7	0	1,4	0—50	44	473	0—200	0
Уджигинская группа	Граниты II фазы (23)	7,5	5,3	0—20	0—6	0—200	50	222	0—500	0—300
Бэлтэсинская группа интрузивов	Граниты II фазы (10)	7,1	5,5	0—30	1,1	0—300	51	263	92	0
Идэрский	Граниты II фазы (1)	5	5	0	2	15	50	500	100	0

Примечание. При небольших объемах выборок и резких колебаниях содержания элемента вместо среднего приводятся крайние значения его концентраций.

Состав цветных компонентов пород аляскит-гранитовой формации обнаруживает небольшие вариации в соотношении железа и магния, с некоторым повышением роли первого в породах II фазы (см. фиг. 39). Одновременно в составе темноцветных минералов гранитов II фазы отмечается некоторое понижение концентрации Ca и увеличение Al.

Содержания элементов-примесей в гранитоидах разных фаз интрузивов аляскит-гранитовой формации представлены в табл. 31. Главной геохимической особенностью пород рассматриваемой формации является общая обогащенность их редкометальными и редкоземельными элементами, которые вместе с тем в ряде массивов обнаруживают существенные колебания концентраций.

Особенно это характерно для вольфрама и редких земель, среди которых обычно преобладают элементы иттриевой группы. Такие типичные для гранитоидных расплавов элементы, как бериллий, олово, вольфрам и молибден, распределены в породах более равномерно, присутствуя обычно в количествах, превышающих среднее содержание в кислых породах по А. П. Виноградову (1962).

В аляскит-гранитовой формации Северной Монголии эти элементы не проявляют достаточного устойчивого закономерного накопления в ранних

Таблица 31

Y	Yb	Sc	Ga	Ge	Pb	Cu	Zn	Mn	V	Co	Ni	Cr	Sr	Ba	B
0—20	0	0—7	15	1,5	35	6,5	30	300	57	4	4	4	400	1300	5
0—70	0—7	0—8	15	1,4	28	2,2	34	286	4,4	0—1	1,8	0—2	56	0—100	4,8
0	0	10	20	2	50	7	150	1000	100	5	5	1	300	300	5
0—150	0—10	0—10	18	1,6	38	16	56	274	12,6	0—6	3,8	0—3	176	0—800	4,2
0—70	0—5	0—20	18,4	1,6	45	10,9	36	287	24	4,5	4	2,5	281	471	4,5
60	0—10	0	25	2,1	40	23	37	164	10	0—13	3,3	4,4	271	0—200	2—300
63	0—30	0—20	26	2	48	14	60	653	44	6,1	6,1	0—10	220	573	4,1
0—200	0—20	0—20	24	1,6	35	8,5	54	533	10,2	0—5	3,6	0—2	70	203	3,6
0—100	0—10	0—10	22	1,5	43	19	56	500	23	0—8	4,5	0—10	116	0—4000	3,3
82,5	0—20	15	22	1,6	18,7	8	37,5	575	34	8,7	5	3	282	425	7
76	0—10	17	23	1,3	27	7	33	500	14	5,3	5	0—3	107	368	6,6
0—700	0—30	13	25	1,8	38	11	80	629	28	6,4	5,7	0—10	371	814	5,8
0—200	0—20	0—20	25	0	40	10	67	378	16	3,3	3,6	0—5	252	772	4,4
101	0—50	0—20	26	1,7	36	10,4	96	591	11,6	6,0	5,9	0—15	334	919	6,1
50	0	0	30	1	50	20	100	1500	20	2	5	1	100	100	4

Анализы выполнены в Лаборатории спектрального анализа ИГЕМ АН СССР, аналитик Р. В. Кортман.

или поздних дифференциатах, однако в большинстве случаев максимальные значения их содержаний фиксируются в образованиях второй или третьей фаз. Особенно это свойственно бериллию. Для вольфрама тенденция к накоплению в поздних дифференциатах выявляется лишь для Цаганульского массива, где содержание этого элемента увеличивается от крупнозернистых гранитов первой фазы (3 *г/т*) к жильным гранитам 13(*г/т*). Следует отметить, что в этом массиве обнаружены и развивающиеся по гранитам грейзены, содержащие резко повышенные количества вольфрама (100 *г/т*), молибдена (20 *г/т*), лантана (200 *г/т*), церия (400 *г/т*), свинца (200 *г/т*) и цинка (600 *г/т*).

Другие послемагматические изменения гранитоидов (калишпатизация, окварцевание) не оказывают существенного влияния на концентрацию элементов-примесей. Некоторое исключение представляют лишь редкие земли, количество которых при подобной переработке гранитоидов уменьшается.

Отмеченные особенности распределения элементов-примесей в гранитах формации позволяют высказать суждение о металлогенической специализации ее в отношении редкометальных элементов и, в первую очередь, в отношении вольфрама и молибдена.

КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ АЛЯСКИТ-ГРАНИТОВОЙ ФОРМАЦИИ И УСЛОВИЯ ЕЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В состав данной формации включены лейкократовые граниты нормального ряда, которые предыдущими исследователями вместе с сиенитами, граносиенитами и щелочными гранитами объединялись в среднепалеозойский (тэсский или нумургинский) комплекс. Однако в ходе проведенных авторами исследований установлено, что в тех случаях, когда с гранитами нормального ряда пространственно сопряжены щелочные граниты, последние отчетливо интрудируют крупно- и среднезернистые лейкократовые граниты (Нумургинский массив, район пос. Тосон-Цэнгэл). Более того, в юго-западной части Нумургинского массива щелочные граниты прорывают пермские эффузивы, явно налегающие на крупнозернистые девонские граниты и содержащие гальки последних в андезитовых порфиритах основания пермского разреза (фиг. 43). Указанные геологические соотношения свидетельствуют о том, что формирование нормальных и щелочных гранитов разделено проявлением позднепалеозойского вулканизма и, следовательно, отражают различные этапы тектоно-магматического развития региона. Это, в свою очередь, позволяет говорить о формационной самостоятельности указанных двух типов гранитов.

Геологический возраст аляскит-гранитовой формации более или менее однозначно определяется только для части Северо-Монгольского гранитоидного пояса, расположенной южнее системы Ханхухэй-Хангайских субширотных разломов. Здесь интрузивы биотитовых лейкократовых гранитов в пространстве тесно взаимосвязаны с наложенными девонскими орогенными впадинами. В юго-восточной части Нумургинского массива эти гра-

Фиг. 43. Галька крупнозернистых девонских гранитов в основании толщи пермских вулканитов. Видна зона закалки вулканитов (темное) по контакту с гранитом (светлое)

Фиг. 44. Контакт дайки флюидального кварцевого порфира (темное) с девонскими гранитами

ниты прорывают боронурскую свиту кислых эффузивов нижнего девона (по В. В. Беззубцеву и В. А. Благонравову). Подобные соотношения ранее были установлены и В. А. Благонравовым на левобережье р. Идэрин-Гол близ притока руч. Дод-Харганоин-Гол, где нижнедевонская толща кристалло- и литокластических туфов пересечена дайкообразными телами амфибол-биотитовых порфировидных гранитов, гранит-порфиров и диорит-порфиритов. Эти соотношения фиксируют нижний возрастной предел формации лейкократовых гранитов. Ее верхняя возрастная граница отбивается менее уверенно в связи с крайне слабым развитием в регионе достаточно достоверно датированных осадочных образований моложе среднего девона. Лишь в долине р. Идэрин-Гол в 2,4 *км* вверх по течению от устья ее притока Дод-Харганоин-Гола в вулканогенно-терригенных образованиях В. А. Благонравовым были собраны остатки фауны, которая, по заключению Е. Е. Павловой, представлена родом *Comarotoechia* as., распространенным обычно в отложениях девона. Указанные образования сохранились в виде небольшого (1—2 *км* в плане) останца и представлены слагающими пологую синклиналь крупногалечными конгломератами с прослоями песчаников, алевролитов, кислых туфогенных песчаников и андезитовых порфиритов. В базальных конгломератах указанной серии, залегающих на кристаллических сланцах докембрия, обнаружены гальки различных гранитоидов, в том числе и среднезернистых лейкократовых гранитов, сходных по внешнему облику с нумургинскими. Подобные геологические данные известны и для сопредельной территории Тувы (район пос. Самогал-тай), однако ни в этом, ни в описанном выше случаях петрографической идентификации гранитных галек со среднепалеозойскими гранитами не проводилось.

На южном склоне горы Нумургэ граниты рассматриваемого типа пересечены своеобразными трещинными субвулканическими телами (фиг. 44). Последние представлены слабо раскристаллизованными флюидальными и сферолитовыми кварцевыми порфирами, сиенит-порфирами и риолитами, которые по составу и строению аналогичны пермским дайкам южного побережья оз. Ойгон-Нур. Кроме того, в районе Нумургинского массива обнаружены образования типа эксплозивных брекчий, состоящих из обломков лейкократовых гранитов, сцементированных спекшимся туфовым цементом кислого состава.

Для уточнения возраста формации лейкократовых гранитов было проведено семь определений абсолютного возраста по биотиту. Абсолютный возраст крупнозернистых гранитов I фазы определяется цифрами от 344±10 до 314±10 млн. лет, что соответствует отрезку геологического времени

от конца девона до середины карбона. Такой же результат (346±10 млн. лет) получен для лейкократовых гранитов долины р. Уджигин-Гол.

Несколько более низкие цифры возраста установлены по вторичным минералам измененных разностей гранитов. Так, для мусковита из грейзенизированных разностей гранитов южной приконтактовой тектонически ослабленной зоны Цаганульского массива установлен абсолютный возраст 284±10 млн. лет. Еще более «молодое» значение возраста — 252± ±10 млн. лет — получено для калишпатизированных и катаклазированных гранитов Нумургинского массива. В этой связи следует отметить, что примерно такие же цифры возраста (280 млн. лет) приводятся А. В. Ильиным с соавторами (1967 г.) для Цаганульского и Арабулакского массивов, а А. С. Павленко, А. В. Ильиным и др. (1969) для интрузивов Тарятского, Нумургинского, Тэлминнурского и других интрузивов (280—295 млн. лет). К сожалению, указанные авторы не приводят данных, по которым можно судить о расположении участков отбора проб по отношению к контактам массивов и о степени проявления вторичных изменений анализировавшихся пород. Однако обращает внимание тот факт, что все датированные интрузивы расположены в пределах зоны длительно развивавшихся региональных разломов, где широко проявились процессы щелочно-кремнекислотного метасоматоза. Именно эти процессы преобразования гранитов вызывали «омоложение» их радиологического возраста.

Приведенный выше геологический и радиологический материал позволяет сделать вывод о том, что становление массивов гранит-аляскитовой формации происходило в течение среднего и верхнего девона, после образования нижнедевонской вулканогенной молассы. По времени развитие аляскит-гранитовой формации совпадает с заложением герцинской Хангай-Хэнтейской геосинклинальной зоны, примыкающей к рассматриваемой территории с юго-востока. Отмеченная синхронность, по-видимому, не является случайной. Не исключено, что общее вздымание Северной Монголии с развитием наложенных вулканогенных впадин и заложение герцинских геосинклинальных прогибов являются результатом единого тектоно-магматического процесса.

Возникшая в регионе обстановка общего вздымания способствовала подновлению крупных разломов, что, в свою очередь, вызывало к действию механизм ретроградной гранитизации. Однако последний, по всей вероятности, протекал в менее глубинных условиях при большей роли щелочей и летучих, что привело к появлению более низкотемпературных, близких к эвтектоидным, гранитных расплавов. Поднимаясь по разломам, последние создавали промежуточные магматические очаги, с функционированием которых связан вулканизм наложенных орогенных впадин и последующее формирование многофазных массивов аляскит-гранитовой формации. Их формирование происходило при ведущей роли внутрикамерной дифференциации с перемещением остаточных расплавов в верхние закристаллизовавшиеся части магматических камер. Процессы гибридизма и ассимиляции вмещающих толщ оказывали незначительное влияние на состав пород формации. Лишь в отдельных случаях при взаимодействии с основными породами в эндоконтактах гранитных тел возникали поля контактово-реакционных пород, приближающиеся по составу к граносиенитам и сиенитам. Экзоконтактовое изменение вмещающих массивы образований выражается их ороговикованием, к которому на более глубоких уровнях присоединяется спорадически проявленная гранитизация.

Указанные условия развития аляскит-гранитовой формации и определили ряд специфических черт ее геологического положения и состава, которые следует особо подчеркнуть.

Прежде всего характерен близкий возраст массивов формации в различных структурно-формационных зонах. Типично, кроме того, развитие отчетливо дискордантных многофазных интрузивов, размещение которых

контролируется крупными региональными разломами и сопряженными с ними нарушениями. Не менее характерно слабое проявление при становлении массивов формации процессов взаимодействия расплавов с вмещающими породами, что определило довольно выдержанный состав гранитов, варьирующий в основном от биотитовых до аляскитовых разностей.

Следует отметить также преобладание в составе формации гранитов щелочноземельного ряда, пересыщенных глиноземом, обогащенных кремнеземом и обедненных полевошпатовой известью.

Наконец, особенно важна, по-видимому, не только в теоретическом, но и практическом отношении обогащенность гранитов редкометальными (Sn, W, Be, Mo) и редкоземельными элементами-примесями с отчетливым накоплением в породах поздних интрузивных фаз вольфрама и молибдена, определяющих металлогеническую специализацию формации.

Эти черты сближают аляскит-гранитовую формацию Северной Монголии с гранитными формациями соседних регионов Советского Союза, где проявление средне-верхнедевонского магматизма происходило в эпоху мощных орогенических движений, проявляющихся на завершающих стадиях развития складчатых областей или наложенных на консолидированные раннекаледонские складчатые сооружения.

Глава X

ФОРМАЦИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ГАББРО, ИЙОЛИТ-УРТИТОВ, ФОЙЯИТОВ И СИЕНИТОВ

Щелочные породы данной формации широко распространены в пределах байкальско-раннекаледонских складчатых структур Южной Сибири и Северной Монголии. Они известны в Кузнецком Алатау и Минусинском межгорном прогибе (горячегорский, кияшалтырский и патынский комплексы), Восточном Саяне (казырский комплекс), Забайкалье (моностойский, тажеранский и сайженский комплексы), Юго-Восточной Туве (сангиленский комплекс) и Юго-Западном Прихубсугулье (уджигинский комплекс).

Для формации характерно большое разнообразие строения и состава щелочных массивов, представленных как простыми монофазными интрузивными телами щелочных габбро, ийолитов или фойяитов, площадью 0,2—15 *км*^{2}, так и сложно построенными многофазными штоками или воронковидными внедрениями, сечением до 30—35 *км*^{2}. В пределах последних нередко развиты закономерные интрузивные серии пород: габбро — сиенит — пуласкит, габбро — тералит — ийолит — уртит, габбро — тералит — ювит — фойяит и другие. Пространственное размещение щелочных массивов контролируется протяженными межструктурными глубинными разломами, разделяющими области байкальской и каледонской складчатости, а также приразломными наложенными орогенными структурами типа Минусинских впадин, где в конце силура (?) — начале девона проявился щелочно-базальтовый вулканизм.

На территории Северной Монголии массивы щелочных габбро, ийолит-уртитов, фойяитов и сиенитов сосредоточены в пределах докембрийского Дэлгэр-Мурэнского поднятия и верхнерифейско-кембрийского Хубсугульского синклинория. Граница этих структур фиксирована системой субпараллельных глубинных разломов северо-западного простирания, с которыми пространственно связана серия щелочных интрузий, расположенных в бассейнах рек Уджигин и Бэлтэсин-Гол (см. фиг. 36).

Геологический возраст формации определен относительно строго только в Минусинской щелочной провинции, где субвулканические и интрузивные

тела тералитов, ийолит-порфиров, берешитов и сиенит-порфиров тесно сопряжены во времени и в пространстве с силурийско (?)-нижнедевонскими щелочно-базальтовыми вулканитами. На остальной обширной площади байкальско-каледонских складчатых сооружений Южной Сибири и Северной Монголии массивы формации щелочных габбро, ийолит-уртитов, фойяитов и сиенитов залегают преимущественно среди протерозойских и рифейско-кембрийских сланцево-карбонатных толщ. Значительно реже фойяитовые интрузии прорывают нижнепалеозойские диориты или гранодиориты и, в свою очередь, секутся дайками девонских (D_{2-3}) гранитов.

Абсолютный возраст пород формации изучался многими исследователями (Павленко, Зыков и др., 1961; Богатиков, 1966; Яшина, Борисевич, 1966; Андреева, 1968; Павленко, Ильин и др., 1969; Кононова, Шанин, 1973; Яшина и др., 1973). Опубликованные цифровые материалы укладываются в отрезок времени от 428 до 390 млн. лет, что соответствует концу силура и нижнему девону по геохронологической шкале абсолютного летоисчисления. Исходя из совокупности изложенных выше геологических и радиологических данных, автор считает возраст формации нижнедевонским.

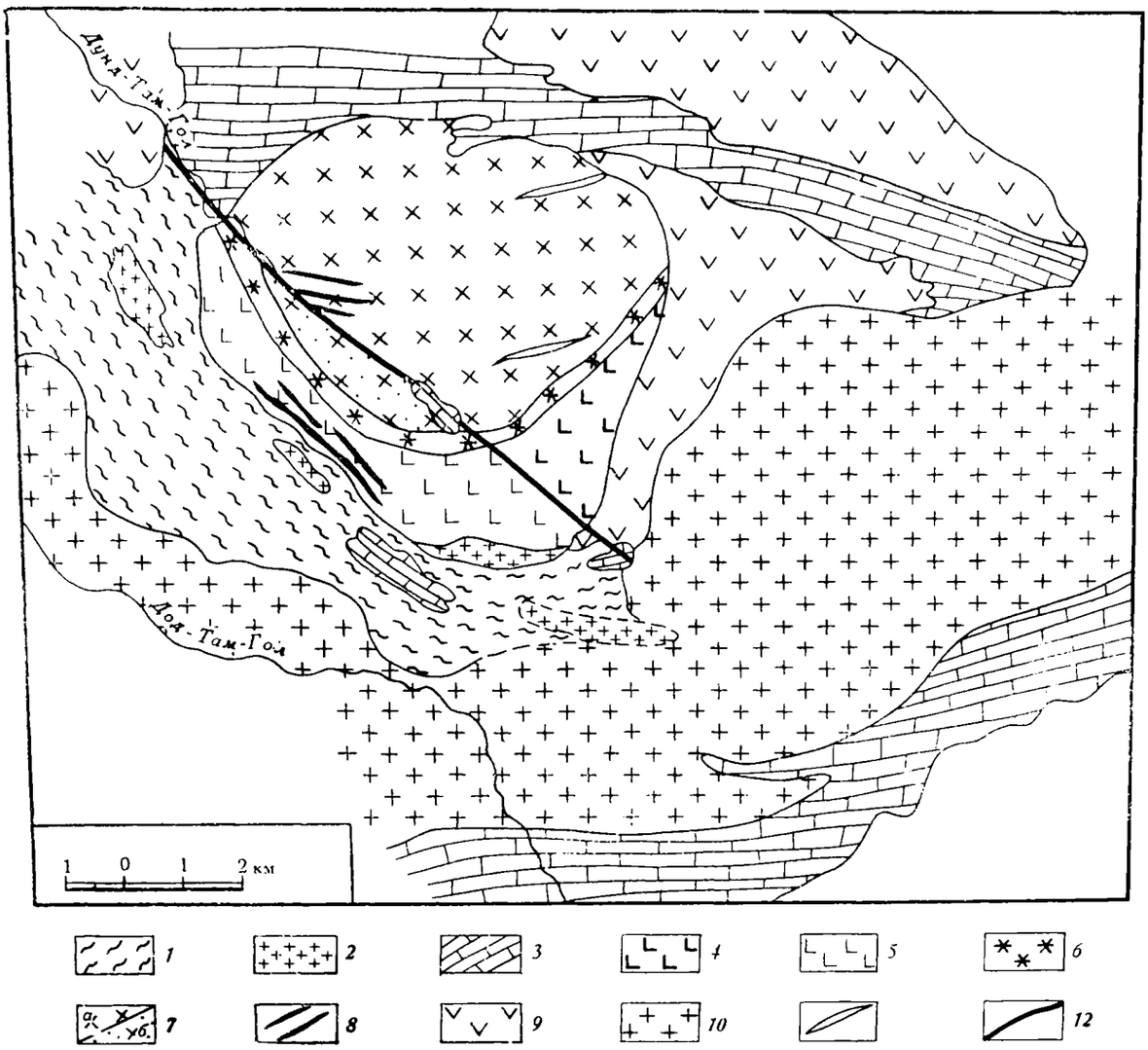
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ МАССИВОВ

Ийолит-уртитовые и ювит-фойяитовые массивы стали известны в пределах Юго-Западного Прихубсугулья после систематических геологосъемочных работ 1964—1967 гг., выполненных экспедицией ВАГТ СССР (отряд А. В. Ильина). Позднее, в 1968 г., Р. М. Яшиной и В. Н. Кубышкиным в бассейне р. Бэлтэсин-Гол обнаружены самостоятельные габбро-сиенитовые массивы и интрузивные тела трахитоидных ортоклазовых габбро и тералитов. Крупные ксенолиты таких пород были установлены также среди ювитов и фойяитов левобережья р. Уджигин-Гол. Эти находки имеют важное значение, так как они свидетельствуют о проявлении в Северной Монголии специфического щелочно-габброидного интрузивного магматизма, типичного для провинций Восточного Саяна, Кузнецкого Алатау и Минусы.

Размещение массивов формации щелочных габбро, ийолит-уртитов, фойяитов и сиенитов на территории Юго-Западного Прихубсугулья и в бассейнах рек Уджигин и Бэлтэсин-Гол иллюстрируется геологической картой (см. фиг. 36.). Ниже дается описание изученных автором объектов: Додтамгольского габбро-сиенитового массива, Бэлтэсингольской и Дучингольской группы ийолит-уртитовых интрузий, Бэлтэсингольских фойяитов и Овэрмаратгольского многофазного интрузива, сложенного габбро-пироксенитами, тералитами, ювитами и фойяитами.

Додтамгольский габбро-сиенитовый массив (фиг. 45) находится на правобережье р. Бэлтэсин-Гол, где обнажен на водораздельном гребне между ее правыми притоками: Балбартуин-Хундей-Ома и Дод-Там-Гол. Он приурочен к пересечению двух крупных региональных разломов: северо-западного — Сумбэрского и субмеридионального — Западнохубсугульского. Эти разломы отделяют Дэлгэр-Мурэнское поднятие байкалид от раннекаледонского Хубсугульского синклинория. Массив залегает в зоне тектонического контакта протерозойских кристаллических сланцев с рифейскими мраморизованными известняками. На западе он граничит с более молодыми средне-верхнедевонскими гранодиоритами и гранитами. В плане массив имеет изометричную форму, площадью 32 *км*^{2}, и, по-видимому, представляет собой крутое штокообразное тело с отчетливо выраженным асимметричным строением.

В юго-западной, южной и юго-восточной частях массива прослежена внешняя дугообразная полоса пироксенитов, габбро и габбро-сиенитов, мощностью от 300 *м* до 1,8 *км*. Юго-западный контакт с кристаллическими сланцами почти вертикальный и простирается по аз. 330°. Здесь габброиды



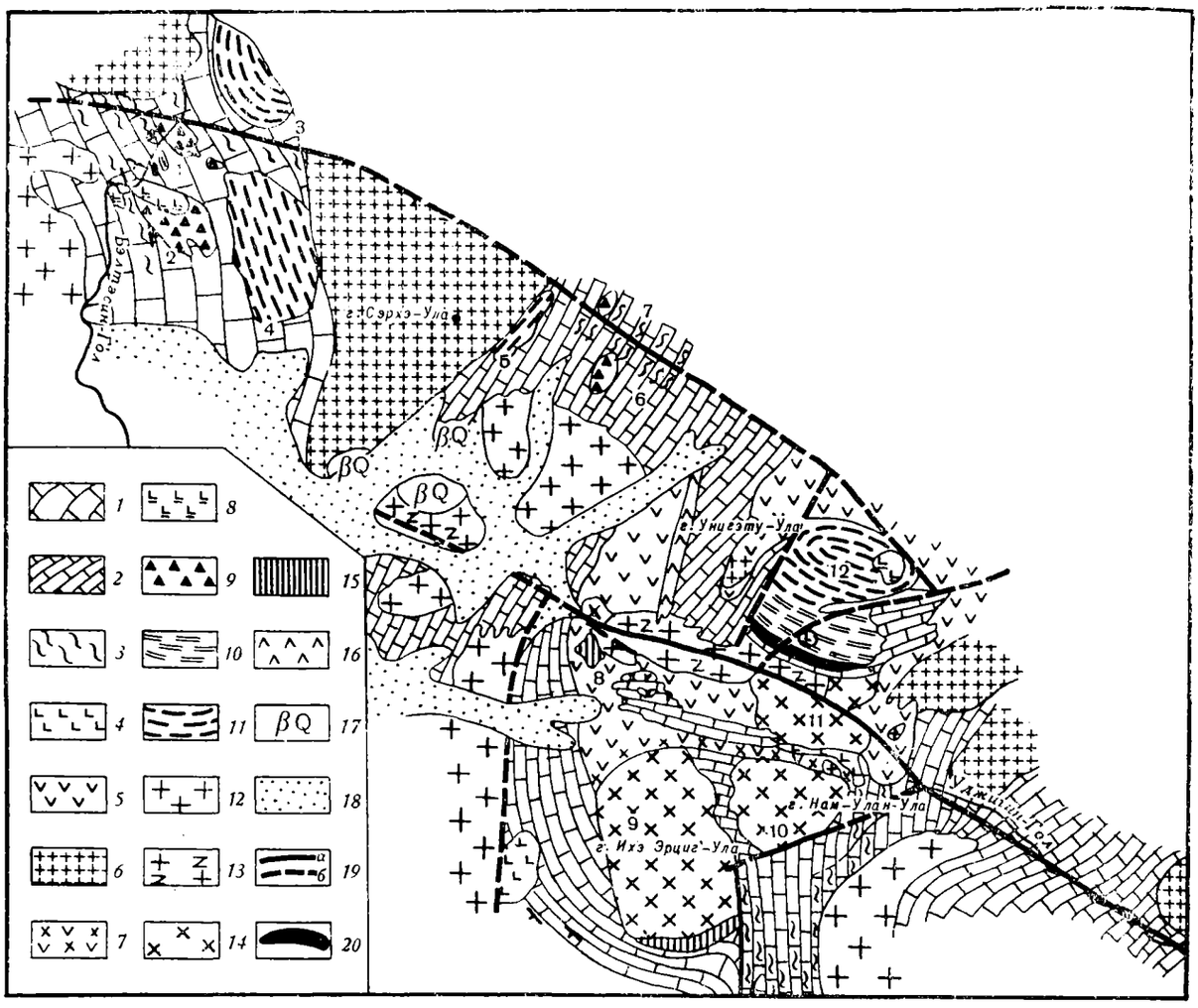
Фиг. 45. Схематическая карта Додтамгольского габбро-сиенитового массива (Юго-Западное Прихубсугулье)

1 — *3*— докембрийские породы:
1 — сланцы и амфиболиты,
2 — гнейсовидные граниты,
3 — мраморизованные известняки;
4 — *7* — формация щелочных пород:
4 — оливиновое габбро,
5 — титаноавгитовые габбро-пироксениты, габбро и габбро-сиениты,
6 — сиенито-диориты и монцониты,
7 — пироксен-амфиболовые сиениты (*а* — плагиоклазсодержащие, *б*—нефелинсодержащие);
8 — дайки эгирин-диопсидовых граносиенитов и сиенитов;
9 — *10* — породы аляскит-гранитовой формации:
9 — гранодиориты эндоконтактовой фации,
10 — среднезернистые лейкократовые граниты;
11 — жилы и апофизы гранитов в сиенитах;
12 — разломы

обнаруживают характерное шлирово-полосчатое строение, согласное с плоскостью контакта. Существенно пироксеновые породы чередуются с плагиоклаз-пироксеновыми и калишпат-плагиоклаз-пироксеновыми, отвечающими по составу лейкократовым габбро-сиенитам. Непосредственно на контакте прослежена серия субпараллельных, почти вертикальных даек мощностью от 1 до 4—5 *м*, сложенных диопсидовыми калишпат-олигоклазовыми сиенитами. Дайки простираются по аз. 330°.

Дугообразная полоса габброидов окаймлена на всем ее протяжении внутренней зоной сиенит-диоритов и монцонитов, имеющей ширину от 200 до 500 *м*. Эти породы обладают неоднородным такситовым сложением или гнейсовидным обликом и нередко содержат реликтовые блоки сиенитизированных габбро.

Центральная и северная части массива, площадью около 25 *км*^{2}, сложены среднезернистыми лейкократовыми сиенитами, которые на 90—95% состоят из олигоклаза и калишпата. Они находятся в тесном взаимопрорастании и создают грубопятнистую неоднородную структуру полевошпатовых кристаллов. Темноцветные минералы представлены зеленым диопсидом,



Фиг. 46. Схема размещения гранитоидных и щелочных массивов в бассейнах рек Уджигин-Гол и Бэлтэсин-Гол (Юго-Западное Прихубсугулье)

1 — *3* — вмещающие толщи верхнего рифея и нижнего кембрия:
1 — мраморы,
2 — известняки и доломиты,
3 — кварц-карбонатные породы и кварциты;
4 — *7*—породы диорит-гранодиоритовой формации:
4 — габбродиориты,
5 — диориты и гранодиориты,
6 — нормальные и плагиоклазовые граниты,
7 — сиенитизированные диориты;
8 — *11*— породы формации щелочных габбро, ийолит-уртитов, фойяитов и сиенитов:
8 — щелочные габбро и тералиты,
9 — ийолиты и уртиты,
10 — ювиты,
11 — фойяиты;
12 — *13* — породы аляскит-гранитовой формации:
12 — среднезернистые лейкократовые граниты,
13 — микроклинизированные граниты;
14 — *15*— породы сиенит-нефелиносиенитовой формации:
14 — амфибол-биотитовые сиениты,
15 — нефелин-содалитовые сиениты;
16 — дайка сиенит-порфиров (P_2?);
17 — четвертичные базальты;
18 — аллювиально-делювиальные отложения;
19 — разломы (*а* — прослеженные, *б* — предполагаемые);
20 — зона дробления и метасоматического изменения ювитов.

Щелочные массивы:
1 — 4 — Бэлтэсингольская группа,
5 — Восточносэрхэульский,
6 — 7 — Дучингольские,
8 — Ангархайнгольский,
9 — Ихээрцигульский,
10 — Намуланульский,
11 — Модисульский,
12 — Овэрмаратгольский

амфиболом и поздним биотитом. В южной приконтактной зоне с габброидами сиениты имеют слабо выраженную трахитоидную текстуру. В них обнаружен нефелин (от 5 до 15%), замещенный микрочешуйчатым агрегатом серицита.

Северный контакт сиенитов с мраморами залегает круто (70—75°) и сечет более пологую слоистость вмещающих карбонатных пород, простирающихся по аз. 90—110° и падающих на север под углами 25—40°. В зоне контакта мраморы скарнированы на расстояние 2—2,5 *м*. По сиенитам раз-

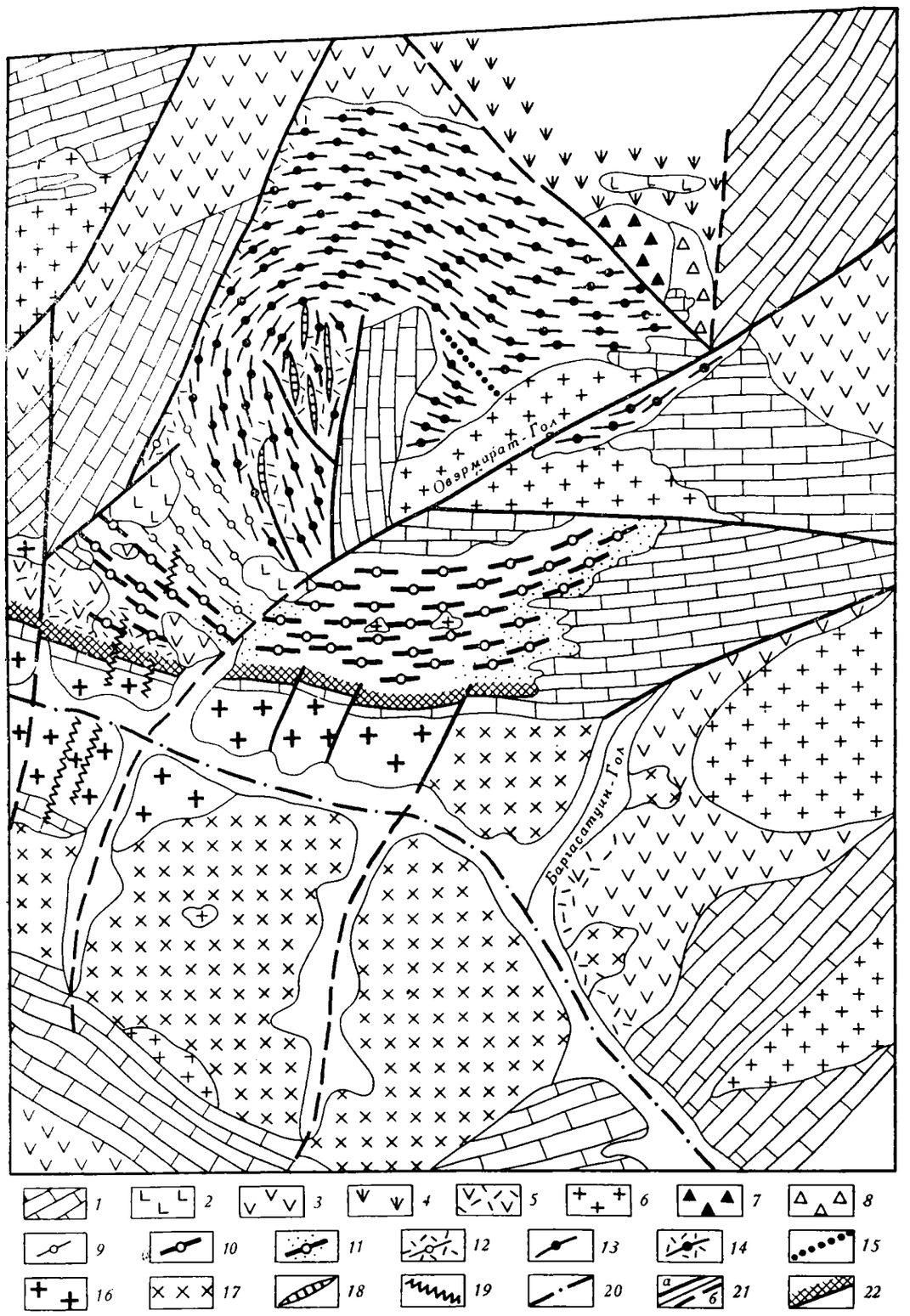
ваются гранат-пироксеновые эндоскарны. В створе долины руч. Дунд-Там-Гол проходит разлом. Здесь сиениты несут следы катаклаза и милонитизации, приобретают пятнистую серо-розовую или розовую окраску. Среди них наблюдаются многочисленные жильные тела эгирин-диопсидовых гранитов и граносиенитов, мощностью от сантиметров до 1—2 *м*. Они простираются по аз. 320—325° и падают на северо-восток под углами 40—45°. Восточнее этих жил среди сиенитов встречаются ксенолиты мраморов и габброидов. Восточный контакт массива с девонскими гранодиоритами и гранитами задернован. В зоне контакта среди габброидов обнаружены жильные тела (апофизы) розовых мелкозернистых гранитов. Подобные секущие дайки гранитов найдены также среди сиенитов близ вершины хр. Хара-Усуни-Нуру.

В результате исследования Додтамгольского габбро-сиенитового массива установлена следующая последовательность формирования пород: I фаза — оливиновые габбро, титан-авгитовые габбро и пироксениты, ортоклазовые габбро и габбро-сиениты; II фаза — лейкократовые диопсид-амфиболовые сиениты с контактно-реакционными фациями сиенитодиоритов и монцонитов; III фаза — эгирин-диопсидовые граниты и граносиениты, жилы которых наблюдаются среди габброидов и сиенитов. Додтамгольский массив, по-видимому, сформировался до интрузии девонских лейкократовых гранитов, жильные тела которых секут габброиды и сиениты этого массива.

Бэлтэсингольская группа щелочных массивов (фиг. 46), сложенных ортоклазовыми и нефелиновыми габбро (тералитами), ийолитами и фойяитами, находится в 8 *км* севернее устья руч. Ара-Цэбэхил-Ома — левого притока р. Бэлтэсин-Гол. Наиболее крупный тералит-ийолитовый массив, площадью в 6,2 *км*^{2}, залегает среди графитистых мраморов с прослоями кварц-карбонатных пород и кварцитов. Массив имеет в плане удлиненную форму с извилистыми очертаниями, вытянутую более или менее согласно с простиранием вмещающих толщ (аз. 330°, $<$ 65—70). Северная часть массива сложена трахитоидными тералитами, образующими почти вертикальное плитообразное тело, сечением в 2 *км*^{2}. Оно обнажается на левом борту долины р. Бэлтэсин-Гол, в месте ее крутого поворота, где тералиты дают серию скалистых уступов. Здесь у самого уреза воды наблюдался непосредственный контакт мраморов с тералитами. Последние обладают отчетливой трахитоидной текстурой, ориентированной согласно с плоскостью контакта, простирающейся по аз. 300° при крутом падении (75°) в юго-западном направлении.

С юга и востока интрузивное тело тералитов окружено полукольцом ийолитов. Взаимоотношения между породами неясны, поскольку зона контакта покрыта наносами и залесена. Южный контакт ийолитов с мраморами осложнен тектоническими подвижками. Здесь вмещающие карбонатные толщи интенсивно окварцованы, а ийолиты на расстоянии до 300 *м* альбитизированы, калишпатизированы и гранатизированы. Окварцованные мраморы простираются по аз. 170° и падают на восток под углами 60—70°. По периферии тералит-ийолитового массива, в толще вмещающих карбонатных пород, распространены многочисленные мелкие дайкообразные и ветвящиеся жильные тела ийолитов, тералитов и плагиоклазсодержащих нефелиновых сиенитов. Они в совокупности образуют крупное инъекционное поле, шириной от 2 до 4 *км*.

Другой сравнительно крупный щелочной массив находится в 2,5 *км* севернее предыдущего и обнажается на обоих склонах долины р. Бэлтэсин-Гол. Особенно хорошие скальные обнажения, тянущиеся на расстояние более 300 *м*, наблюдаются на правом склоне долины близ самого русла. Здесь ийолиты отличаются однородным среднезернистым сложением и весьма свежим обликом. Их юго-западный контакт с мраморами резкий. В зоне контакта ийолиты становятся более мелкозернистыми; вмещающие известняки перекристаллизованы и превращены в гигантозернистые



Фиг. 47. Схематическая карта Овэрмаратгольского щелочного массива (Юго-Западное Прихубсугулье)

1 — верхнерифейские мраморизованные известняки;

2—6 — нижнепалеозойские интрузивные породы:

2 — габбро,

3 — диориты,

4 — фенитизированные диориты,

5 — микроклинизированные диориты,

6 — мелкозернистые граниты;

7 —15 — породы Овэрмаратгольского щелочного массива:

7 — титано-авгитовые габбро и пироксениты,

8 — тералиты и тералито-сиениты,

9 — ювиты,

10 — разгнейсованные ювиты,

11 — альбитизированные ювиты;

12 — микроклинизированные ювиты,

13 — трахитоидные фойяиты,

14 — микроклинизированные фойяиты,

15 — дайка эгирин-арфведсонитовых гранитов;

16—18 — средне-верхнедевонские породы аляскит-гранитовой формации:

16 — лейкократовые граниты и граносиениты,

17 — кварцевые сиениты,

18 — дайки мелкозернистых гранитов;

19 — дайки пермских сиенит-порфиров;

20 — Уджигинский разлом;

21 — разломы

(*а* — прослеженные, *б* — предполагаемые);

22 — зона дробления и метасоматического изменения

мраморы. На противоположном—левом борту долины р. Бэлтэсин-Гол ийолиты обнажены на высоте 50—100 *м* над руслом реки. В скальных выходах этих пород отчетливо проявлено их неоднородное от мелко- до крупнозернистого такситовое сложение. Местами наблюдается амфиболизация и калишпатизация ийолитов с образованием пегматоидных гнезд и шлиров. Относительно слабо проявлена поздняя кальцитизация ийолитов, обычно интенсивно развитая в аналогичных массивах Юго-Восточной Тувы. Это можно объяснить только тем, что в бассейне Бэлтэсин-Гол распространены интрузивные ийолиты, не обнаруживающие ясных признаков контактно-реакционного взаимодействия с вмещающими карбонатными толщами. Форма массива осталась невыясненной, так как западный и северный его контакты не обнажены. Можно только предполагать, что ийолиты образуют крутое трещинное тело, приуроченное к зоне крупного разлома. Близ разлома мраморы раздроблены, рассланцованы и окварцованы с образованием вторичных кварцитов. К этому же региональному разлому, проходящему через долину р. Бэрхэйн-Гол, приурочены два небольших штокообразных тела ийолитов и уртитов, расположенных в верховьях руч. Дучин-Гол — левого притока р. Уджигин-Гол.

Дучингольские ийолит-уртитовые массивы обнажены на плоской водораздельной вершине, образуя средне- и мелкоглыбовые развалы. Они залегают среди окварцованных и скарнированных мраморов, частично раздробленных и перекристаллизованных. Одно из интрузивных тел, площадью 0,6 *км*^{2}, находится близ вершины с абсолютной отметкой 2448,7 *м*. Другая интрузия, площадью в 1,2—1,5 *км*^{2}, расположена в 2 *км* южнее. Оба тела сложены неоднородными такситовыми нефелино-пироксеновыми породами, состав которых изменяется от ийолитов (65% пироксена, 35% — нефелина) до ийолит-уртитов (30—40% пироксена и 60—70% нефелина) и уртитов, на 90% состоящих из нефелина.

Контакты ийолитов с вмещающими карбонатными толщами задернованы, поэтому овальная форма массивов, вытянутых согласно с мраморами, установлена по ореолу распространения обломков нефелин-пироксеновых пород. Последние в приконтактных зонах подверглись частичному дроблению и катаклазу. В них появляются вторичные минералы: гранат (андрадит), эпидот, канкринит, волластонит, что свидетельствует о скарнировании ийолитов. Постмагматическая кальцитизация развита слабо, как и в ранее описанных ийолитовых массивах.

Бэлтэсингольские фойяитовые массивы находятся на левом склоне одноименной долины и приурочены к контактной зоне нижнепалеозойских гранитов горы Сэрхэ-Ула с рифейскими мраморами, кварц-карбонатными породами и кварцитами. В плане фойяитовые интрузии имеют форму овалов с извилистыми контурами, площадью в 10 и 17 *км*^{2}. Их западная контактная поверхность простирается согласно с толщей вмещающих мраморов по аз. 170° и круто падает (70—75°) в восточном направлении под массив. Восточная граница с нижнепалеозойскими гранитами резкая. Фойяиты в зоне контакта обладают хорошей трахитоидной текстурой и образуют среди гранитов апофизы мощностью от 2 до 4 *м*. В зоне контакта граниты интенсивно фенитизированы. В них кварц замещается агрегатом микроклина и альбита, вокруг биотита развивается щелочной амфибол.

Массивы сложены однородными среднезернистыми фойяитами, состоящими из нефелина (20—25%), микропертита (60—65%), пироксена (эгирин-геденбергита до 10%), амфибола (до 3%) и биотита (1—2%). Породы обладают призматически-зернистой или трахитоидной текстурой, обусловленной планпараллельным расположением кристаллов калий-натрового полевого шпата. Среди фойяитов наблюдаются зоны постинтрузивного дробления и метасоматического изменения пород. В них пироксен замещается биотитом и окислами железа, полевой шпат — микроклином и альбитом, а нефелин — крупночешуйчатым мусковитом. В результате возникают своеобразные метасоматические биотит-мусковитовые сиениты.

Овэрмаратгольский щелочной массив (фиг. 47), расположенный на левом борту долины р. Уджигин-Гол, между притоками Баргасатуин-Гол и Унигэту-Гол, отличается наиболее сложным строением и составом. В современном эрозионном срезе он имеет вид деформированной угловатой подковы, площадью в 32 $км^2$, открытой на восток.

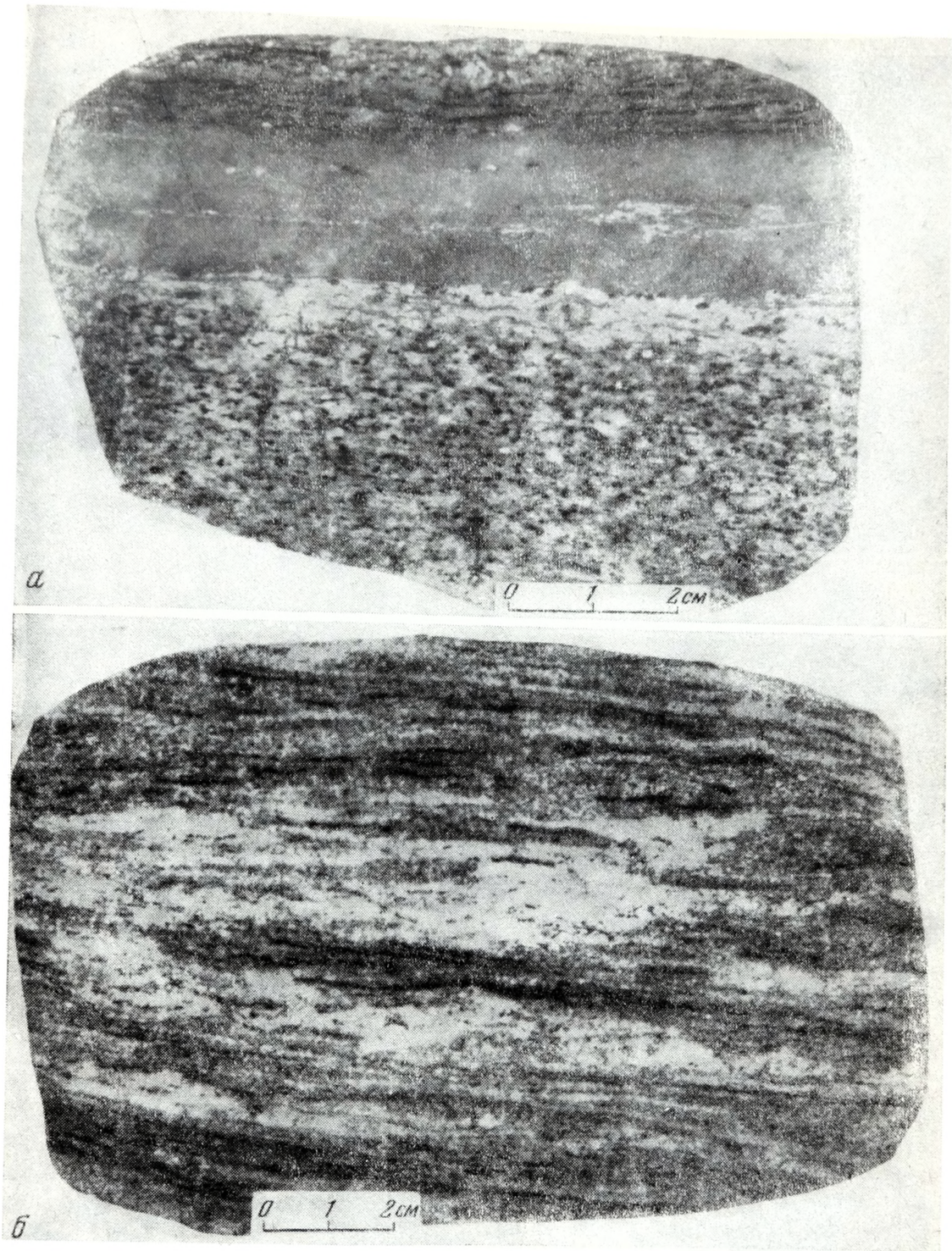
Неоднородная блоковая структура массива обусловлена системой ограничивающих и пересекающих его разнонаправленных разломов. В зоне западного тектонического контакта в ювитах и фойяитах обнаружены признаки дробления и катаклаза, а также интенсивного гидротермально-метасоматического изменения. Породы отличаются необычно яркой розовой окраской. В них нефелин нацело замещен мусковитом, а ортоклаз-пертит — решетчатым микроклином и альбитом. Северный и северо-восточный контакты массива скрыты под элювиально-делювиальными отложениями сухих долин.

В центральной и восточной частях массива наблюдаются крупные ксенолиты. Один из них, площадью 2,5 × 0,7 *км*, сложен белыми мраморами, слоистость которых простирается в меридиональном направлении. Другой ксенолит — нижнепалеозойских мелкозернистых плагиогранитов, размером 0,5—1,5 × 3,0 *км*, — вытянут в субширотном направлении. Он разделяет восточную половину массива на две части: южную, сложенную сильно измененными разгнейсованными ювитами, и северную, образованную достаточно свежими трахитоидными фойяитами.

Полоса разгнейсованных пегматоидных ювитов имеет видимую мощность около 1,5 *км*. Она вытянута в субширотном направлении на 5,6 *км* вдоль северного склона долины Уджигин-Гол. Здесь проходит южная граница массива и наблюдается непосредственный контакт ювитов с вмещающими рифейскими мраморизованными известняками и нижнепалеозойскими диоритами. Контактная поверхность залегает почти вертикально и осложнена поздними тектоническими подвижками и наложенными метасоматическими преобразованиями. Диориты в приконтактной зоне превращены в своеобразные фениты, обладающие неоднородной очковой или микроплойчатой гнейсовидной текстурой. Вмещающие рифейские известняки интенсивно мраморизованы, катаклазированы и местами милонитизированы. Они образуют характерную структурную гривку, шириной 30—40 *м* и высотой 2—8 *м*, простирающуюся по аз. 260—275° и залегающую почти вертикально.

В южной приконтактной зоне ювиты местами превращены в полосчатые микроклин-альбитовые метасоматиты с просечками и прожилками позднего кварца (фиг. 48, *а*, *б*). Признаки катаклаза, альбитизации, микроклинизации и ослюденения ювитов наблюдаются на расстояние 0,5 *км* от контакта. Только в центральной части Уджигинского массива, на левом борту долины Овэрмарат-Гол, в 2 *км* от ее устья, сохранились относительно свежие пегматоидные ювиты (фиг. 49, *а*). Они образуют огромные скальные обнажения и крупноглыбовые развалы. Здесь среди ювитов Р. М. Яшиной и В. Н. Кубышкиным обнаружены крупные ксенолиты (80 × 120 и 300 × × 400 *м*) габбро-пироксенитов, обладающих повышенным содержанием хрома (≈ 1000 *г/т*). Такая концентрация данного элемента характерна для глубинных гипербазитов и габброидов, участвующих в строении офиолитовых поясов. Признаки последних отсутствуют на территории Юго-Западного Прихубсугулья, поэтому находка ксенолита габбро-пироксенитов представляет особый интерес. Она свидетельствует о глубинном заложении Уджигинского разлома и является косвенным доказательством того, что интрузивный щелочной расплав, создавший Овэрмаратгольский массив, поступал с большой глубины и вынес оттуда хромосодержащие габбро-пироксениты.

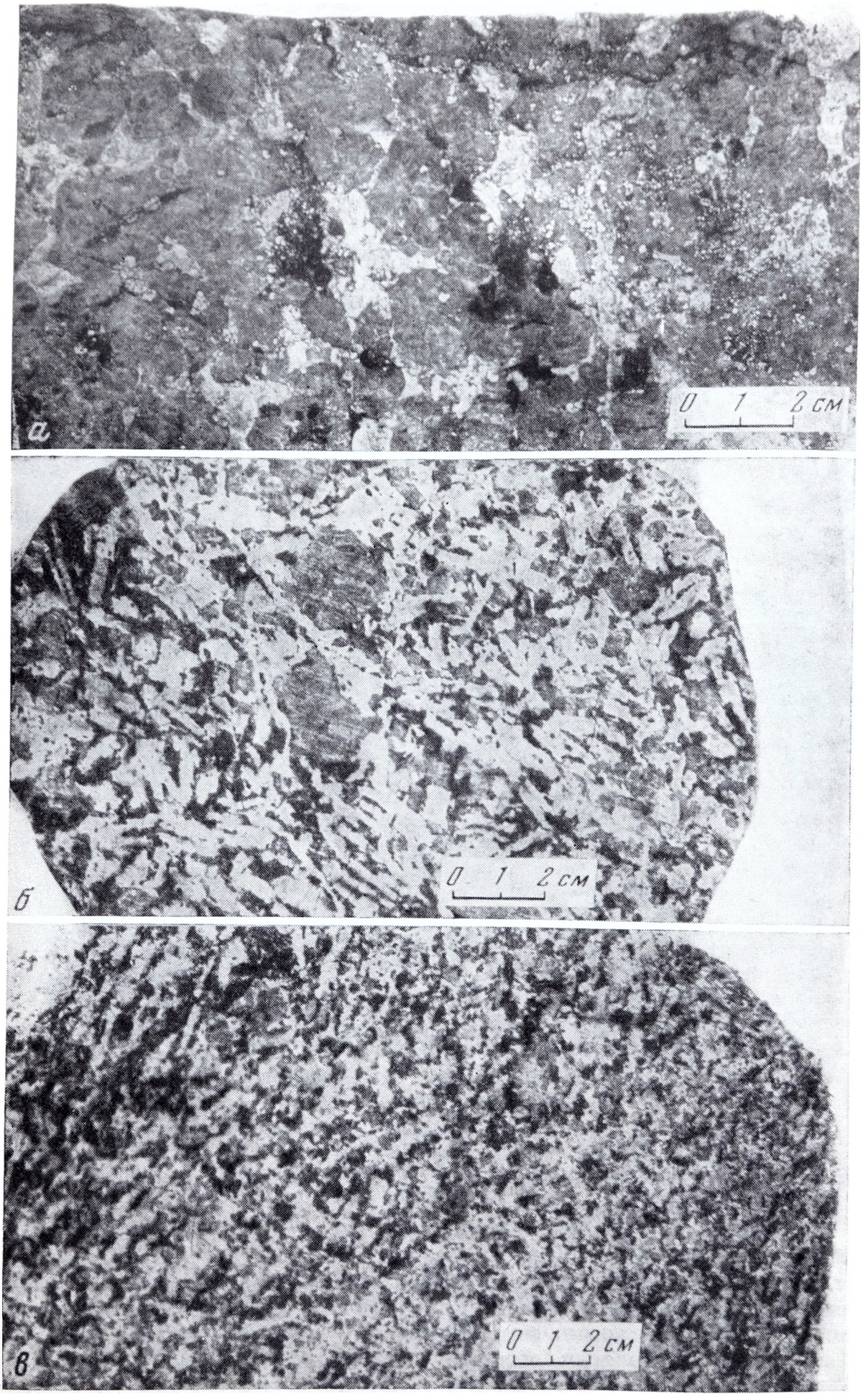
Ювиты в приконтактной зоне с ксенолитом отличаются более мелкозернистым сложением. Они заметно обогащены пироксеном (до 20%) и по составу отвечают полевошпатовым ийолит-уртитам. Последние по мере удаления от контакта приобретают обычную для ювитов пегматоидную структу-



Фиг. 48. Метасоматические кварц-микроклин-альбитовые породы из южной эндоконтактной зоны Овэрмаратгольского массива

а — гнейсовидный метасоматит с прожилками кварца (серое); *б* — полосчатый метасоматит, обогащенный биотитом (черное)

ру. В них господствующим породообразующим минералом является крупнопризматический нефелин (70—80%), а промежутки между его кристаллами заполнены неправильными выделениями пироксена и амфибола (8—10%), а также грубопятнистым агрегатом микроклина и альбита (10—12%). В подчиненном количестве присутствуют вторичные минералы: лепидомелан, мусковит, канкринит и др. Пегматоидные ювиты связаны постепенными переходами с крупнозернистыми порфировидными фойяитами (фиг. 49, *б*), содержащими от 40 до 55% нефелина.



Фиг. 49. Главнейшие разновидности щелочных пород Овэрмаратгольского массива
а — ювит, *б* — порфировидный фойяит, *в* — среднезернистый трахитоидный фойяит

В западной и северной частях Овэрмаратгольского массива преобладают эгирин-геденбергитовые фойяиты, обнаженные на площади 13 *км*^{2}. Они характеризуются призматически-зернистым сложением, отчетливой трахитоидной текстурой и однородной выдержанной средне- или крупнозернистой структурой (фиг. 49, *в*). Только близ северного контакта массива появляются темно-серые мелкозернистые разновидности, содержащие ранний железистый оливин, ассоциирующий с эгирин-геденбергитом и окруженный нередко каймой рудного минерала. Среди фойяитов наблюдаются единичные жильные тела поздних эгирин-арфведсонитовых щелочных гранитов, мощностью 1,5 *м* и протяженностью более 80 *м*. Такие жилы обнажены в верховьях р. Овэрмарат-Гол, в 400 *м* севернее крупного ксенолита нижнепалеозойских мелкозернистых плагиогранитов.

Среди трахитоидных фойяитов центральной части массива, западнее ксенолита мраморов, прослежены многочисленные постинтрузивные нарушения, к которым приурочены дайки мелкозернистых розовых гранитов. Вмещающие их фойяиты приобретают розовую окраску. Они микроклинизированы, альбитизированы и мусковитизированы. Нефелин нацело исчезает и иногда появляется вторичный кварц. Все это свидетельствует о значительном влиянии на щелочные породы более поздней интрузии лейкократовых розовых гранитов.

В северо-восточной краевой зоне массива, на водораздельном гребне между притоком р. Бэрхэйн-Гол и руч. Овэрмарат-Гол, обнажено крупное тело (около 1,2 *км*^{2}) титаноавгитовых габбро-пироксенитов и тералитов, имеющее вид тектонического блока, зажатого между протерозойскими мраморами и фойяитами. Пироксениты и габбро отличаются неоднородным пятнисто-шлировым строением. В них наблюдаются шлиры и линзы титаномагнетита. Тералиты обнаруживают отчетливую полосчатую текстуру, простирующуюся в субмеридиональном направлении и круто (75—80°) падающую на запад, под массив. Эти породы имеют ограниченное распространение и, по-видимому, представляют раннюю фазу массива.

В результате исследования Овэрмаратгольского щелочного массива можно сделать вывод о том, что он представляет собой трещинное интрузивное тело с неоднородной блоковой структурой, обусловленной системой разнонаправленных разломов. Интрузивный расплав поступал с большой глубины, так как среди ювитов установлены ксенолиты хромитоносных габбро-пироксенитов, типичных для габбро-гипербазитовых формаций. Намечается следующая последовательность формирования щелочно-основных и щелочных пород: I фаза — титаноавгитовые габбро-пироксениты и тералиты; II фаза — пегматоидные ювиты, оливин- и пироксенсодержащие трахитоидные фойяиты; III фаза — жильные эгирин-арфведсонитовые сиениты и граниты. Отчетливо устанавливается, что ювиты и фойяиты пересекаются дайками девонских лейкократовых гранитов и подвергаются на контакте с ними микроклинизации, альбитизации, ослюденению и окварцеванию.

При сопоставлении щелочных массивов бассейнов рек Уджигин-Гол и Бэлтэсин-Гол выявляются следующие особенности формации щелочных габбро, ийолит-уртитов, фойяитов и сиенитов. Устанавливается, прежде всего, тесная пространственная связь массивов с глубинными региональными разломами, а также большое разнообразие их строения и состава, предопределенное неодинаковой тектонической обстановкой. К местам пересечения разломов тяготеют более крупные многофазные интрузивные массивы, сложенные контрастно-дифференцированной серией габброидных и щелочных пород. Для тектонических нарушений, оперяющих главные разломы, характерны мелкие однофазные тела, образующие обширные инъекционные поля щелочных пород. Выявляется, кроме того, определенная последовательность формирования многофазных массивов, начинающаяся с интрузий габброидного, тералитового или габбро-сиенитового состава. Затем образуются интрузивные тела ийолит-уртитов и фойяитов. Они обычно прорываются дайками эгирин-диопсидовых или эгирин-арфведсонитовых сиени-

тов и реже гранитов. Общей чертой рассматриваемой формации является присутствие сильно десилицированных обогащенных нефелином пород. Для них характерно слабое развитие автометасоматических процессов (амфиболизация, альбитизация, канкринитизация и др.), связанных с развитием щелочного интрузивного магматизма и кристаллизацией отдельных щелочных интрузий. Зато типично интенсивное проявление наложенного щелочно-кремнекислого метасоматоза (микроклинизация, альбитизация, биотитизация, мусковитизация и окварцевание) в зонах постинтрузивных тектонических подвижек, а также на участках развития секущих дайковых тел девонских лейкократовых гранитов.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Петрографические особенности пород формации щелочных габбро, ийолит-уртитов, фойяитов и сиенитов могут быть охарактеризованы на примере изученных автором массивов: Додтамгольского, Бэлтэсингольских и Овэрмаратгольского. В Додтамгольском щелочном массиве, как отмечалось ранее, существенное значение имеют оливинсодержащие, двупироксеновые и титаноавгитовые габбро, образующие внешнее дугообразное полукольцо, обрамляющее с юга и юго-востока центральный сиенитовый шток.

Оливинсодержащие габбро имеют свежий облик и однородное среднезернистое сложение. Наиболее идиоморфным минералом является оливин, образующий таблитчатые кристаллы, которые в шлифах дают изометричные поперечные сечения. Зерна оливина обычно рассечены неправильной сеткой микротрещин, в направлении которых развивается грязно-зеленый хлорит или кирпично-бурый биотит. Крупные пластинчатые выделения последнего иногда включают корродированные кристаллы оливина, а также титаномагнетит. В отдельных шлифах оливин почти нацело замещен бледно-зеленым волокнистым серпентином. Содержание оливина колеблется от 5 до 10—12%.

Пироксен представлен неравномерно окрашенным титанистым авгитом, обнаруживающим в шлифах то буровато-сиреневую окраску, то достаточно густую — буро-розовую. Он выделяется в виде идиоморфных призматических кристаллов с углом угасания c: $Ng = 46—48°$. В них нередко наблюдаются включения более раннего бесцветного или бледно-зеленого диопсида, обладающего более высоким двойным лучепреломлением и углом угасания $c : Ng = 37—38°$. По титан-авгиту иногда развиваются мелкие чешуйки биотита. Количество пироксена от 45 до 65%.

Плагиоклаз представлен лабрадором (№ 62—65), образующим основную массу призматических кристаллов как хорошо ограненных, так и имеющих неровные волнистые контуры. Они, как правило, грубо полисинтетически сдвойникованы и изменены очень слабо. Наблюдаются отдельные пятна и просечки вторичного серицита, кальцита и цоизита. Содержание плагиоклаза от 30 до 50%.

Титанистый магнетит присутствует в заметном количестве (от 3 до 8%) в виде изометричных и угловатых зерен, нередко заключенных в биотите или окруженных его вторичными пластинчатыми агрегатами. Биотит и хлорит развиваются также по титаноавгиту и оливину.

Титан-авгитовые габбро-пироксениты, габбро и габбро-сиениты развиты в южной приконтактной зоне Додтамгольского массива, где они образуют крупные скальные выходы с отчетливым полосчатым строением, обусловленным чередованием существенно пироксеновых, плагиоклаз-пироксеновых и калишпат-плагиоклаз-пироксеновых пород. Главным породообразующим минералом этих пород является пироксен, содержание которого колеблется от 85 до 30—35%. В меланократовых членах полосчатой серии он представлен идиоморфными призматическими кристаллами, обладающими отчетливым зональным строением. Их ядро сложено бесцветным или слабо зеленым авгитом, а периферия

густо окрашенным розово-бурым титанистым авгитом. Последний типичен для лейкократовых габбро и габбро-сиенитов. В последних породах титанистый авгит замещается биотитом.

Плагиоклаз в габбро-пироксенитовых прослоях представлен лабрадором, грубо полисинтетически сдвойникованным и почти нацело замещенным серицит-кальцит - цоизитовым агрегатом. Здесь он образует обычно ксеноморфные зерна, выполняющие промежутки между кристаллами пироксена, и его содержание не превышает 10—15%. В лейкократовых габбро и габбро-сиенитах развит андезин, тонкополисинтетически сдвойникованный или однородный.

Кали-натровый шпат наблюдается только в габбро-сиенитах, где он образует каймы по периферии зерен плагиоклаза, а также мелкие ксеноморфные выделения. Он отличается однородной структурой и редко обнаруживает криптопертитовое строение. Количество полевого шпата колеблется от 5—10 до 20—25%.

Титаномагнетит и тесно с ним ассоциирующий биотит присутствуют во всех породах полосчатой серии, но повышенное содержание данных минералов (до 10—15%) характерно для габбро-сиенитов. В них титано-магнетит образует агрегаты мелких зерен, выполняющих промежутки между кристаллами пироксена. Он выделяется вместе с бурым амфиболом и ярко оранжевым титанистым биотитом.

Оруденелые габбро и габбро-сиениты, содержащие гнезда и шлиры титаномагнетита, являются характерной составной частью полосчатой серии пород.

Сиенитодиориты и монцониты представляют собой контактно-реакционные породы, образовавшиеся в результате взаимодействия сиенитовой интрузии с более ранними титан-авгитовыми габбро. Они отличаются неоднородным такситовым сложением и изменчивой мелко- и среднезернистой структурой. В них нередко наблюдаются ксенолиты габброидов и их реликтовые блоки, подвергшиеся значительной метасоматической переработке: калишпатизации, амфиболизации и ослюденению. По сравнению с интрузивными сиенитами контактно-реакционные сиенитодиориты и монцониты обогащены плагиоклазом (от 30 до 50%) и темноцветными минералами (до 25%). Содержание кали-натрового шпата колеблется в широких пределах от 15 до 40%. Структура породы также неоднородна, местами гипидиоморфнозернистая, местами монцонитовая и пойкилитовая. Характерны реакционные взаимоотношения между ранними и поздними минералами.

Плагиоклаз образует зональные кристаллы с волнистыми внешними контурами. Их ядерная часть сложена андезином (№ 36—38), а периферия основным или кислым олигоклазом (до № 18). Последний нередко обрастается реакционной каймой ортоклаз-пертита. На отдельных участках наблюдается замещение плагиоклаза однородным калишпатом (анортоклазом) с образованием грубопятнистых антипертитовых срастаний. Вместе с этим обычны и монцонитовые структуры, когда ранние идиоморфные кристаллы андезина заключены внутри крупных ксеноморфных выделений ортоклаз-пертита.

Титанистый авгит присутствует в форме идиоморфных призм и кристаллозернистых агрегатов, окруженных реакционными каймами бурого амфибола. Биотит обычно ассоциирует с ортоклаз-пертитом и нередко развивается по пироксену. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном и титаномагнетитом. Вокруг последнего наблюдаются оторочки и короны микропластинчатого биотита.

Среди вторичных минералов следует отметить серицит, эпидот и кальцит, дающие псевдоморфозы по андезину, а также хлорит и актинолит, развивающиеся по пироксену, амфиболу и биотиту.

Плагиоклаз- и нефелинсодержащие сиениты слагают центральный шток Додтамгольского массива. Они представляют

собой среднезернистые лейкократовые породы светло-серой или почти белой окраски, обладающие отчетливой призматически зернистой структурой. Главным породообразующим минералом является полевой шпат, содержание которого колеблется от 70 до 90%. Он образует крупные таблитчатые кристаллы неоднородного грубо-пятнистого строения, обусловленного тесным взаимопрорастанием олигоклаза и однородного кали-натрового полевого шпата — анортоклаза ($2v = 60$). Среди этой массы обнаруживаются индивидуализированные кристаллы более раннего олигоклаз-андезина (5—10%).

Нефелин имеет второстепенное значение и обычно присутствует в форме микроскопических червеобразных вростков в анортоклазе или в виде ксеноморфных зерен, выполняющих промежутки между кристаллами грубопятнистого полевого шпата. Его содержание колеблется от 0—5% в северной части сиенитового штока до 15—20% в его южной приконтактной зоне с габброидами. Здесь нефелиносодержащие сиениты приобретают отчетливую трахитоидную текстуру. Нефелин редко сохраняется свежим. Обычно по нему развивается вторичный микрочешуйчатый серицит.

Темноцветные минералы (8—10%) представлены титанистым авгитом, зелено-бурым гастингситом и биотитом. Первый минерал выделяется в виде небольших по размерам призматических кристаллов (от 0,2 × 0,6 до 0,5 × × 1,2 *см*), имеющих пятнистую окраску от розовато-бурой до буро-зеленой. Плеохроизм слабый, $c : Ng = 43°$, удлинение положительное, $2v = 76—78°$. Биотит обычно тесно ассоциирует с пироксеном и титаномагнетитом, образуя вокруг последнего корониты и пластинчатые агрегаты. Взаимоотношения между биотитом и гастингситом недостаточно ясны; то они дают единые агрегаты, то амфибол разъедает и замещает биотит. Как акцессорная составная часть в сиенитах присутствуют титаномагнетит (1—2%), апатит (до 1%) и сфен (1—3%).

Плагиоклаз- и нефелинсодержащие сиениты в створе долины Додтам-Гол и особенно на ее левом борту, частично подверглись дроблению, катаклазу и наложенным метасоматическим изменениям. В них первичные серые полевые шпаты замещаются ярко-розовым решетчатым микроклином и альбитом, по пироксену и титаномагнетиту развивается поздний зеленый биотит, а по нефелину — серицит. Нередко появляются гнезда и тонкие просечки кварца. Среди измененных сиенитов обнаружены жилы кварц-полевошпатовых метапегматитов.

Жильные эгирин-диопсидовые сиениты развиты среди титаноавгитовых габбро эндоконтактной зоны Додтамгольского массива, где они образуют систему субпараллельных крутозалегающих дайковых тел, мощностью от 0,3—0,5 до 4—5 *м*. Дайки залегают почти вертикально и простираются по аз. 330° согласно с южным контактом щелочного массива. Жильные сиениты отличаются мелко- или среднезернистым сложением и обладают серой или голубовато-серой окраской. Главными породообразующими минералами являются олигоклаз (An_{22} Ab_{78}) и анортоклаз (Or_{60} Ab_{40}), находящиеся в тесном грубопятнистом взаимосрастании. Среди неоднородной полевошпатовой массы встречаются редкие призматические кристаллы зонального андезина, которые по периферии разъедаются и замещаются пятнистым олигоклаз-ортоклазовым агрегатом. Характерной составной частью жильных сиенитов является изумрудно-зеленый пироксен (эгирин-диопсид), выделяющийся в форме мелких идиоморфных призматических кристаллов. Акцессорные минералы представлены титано-магнетитом и апатитом, реже присутствуют циркон и ортит. Последние наблюдаются в измененных жильных сиенитах, обнаруживающих явные признаки микроклинизации полевых шпатов и биотитизации эгирин-диопсида.

Жильные эгирин-диопсидовые граниты образуют единичные маломощные дайки (0,3—1,5 *м*), залегающие среди сиенитов и приуроченные к тектоническим нарушениям, оперяющим Дундтамгольский

долинный разлом. Дайки простираются по аз. 320—325° и круто падают на северо-восток под углом 40—45°. Слагающие их щелочные граниты по внешнему облику не отличаются от ранее описанных жильных сиенитов, имеют мелкозернистую аплитовидную структуру и содержат равномерно рассеянные мелкие призмочки изумрудно-зеленого пироксена.

Главные породообразующие минералы жильных гранитов — олигоклаз (до 20%), присутствующий в форме слабо идиоморфных кристаллов; калинатровый полевой шпат (35—40%), образующий ксеноморфные зерна с грубо-пятнистой пертитовой структурой, и кварц (30—35%), обособляющийся в виде зернистых агрегатов и единичных зерен с волнистым угасанием. Содержание изумрудно-зеленого эгирин-диопсида колеблется от 3 до 10%. Значение акцессорных минералов имеют сфен, титаномагнетит, апатит и циркон. Наблюдаются единичные зерна ортита, ассоциирующие с вторичными биотитом и микроклином. Структура гранита гипидиоморфнозернистая.

Петрографическое исследование главнейших разновидностей пород Додтамгольского массива показывает, что развитые в его пределах приконтактные сиенит-диориты, плагиоклаз- и нефелинсодержащие сиениты, а также жильные сиениты обладают общей особенностью минерального состава— преобладанием полевого шпата с грубопятнистым антипертитовым строением, представляющим результат замещения раннего плагиоклаза более поздним натровым ортоклазом и ортоклаз-пертитом.

Бэлтэсингольская группа мелких трещинных щелочных интрузий сложена весьма разнообразными щелочными породами, среди которых особый интерес представляют щелочные габбро, ийолиты и уртиты (фиг. 50, *а* — *г*).

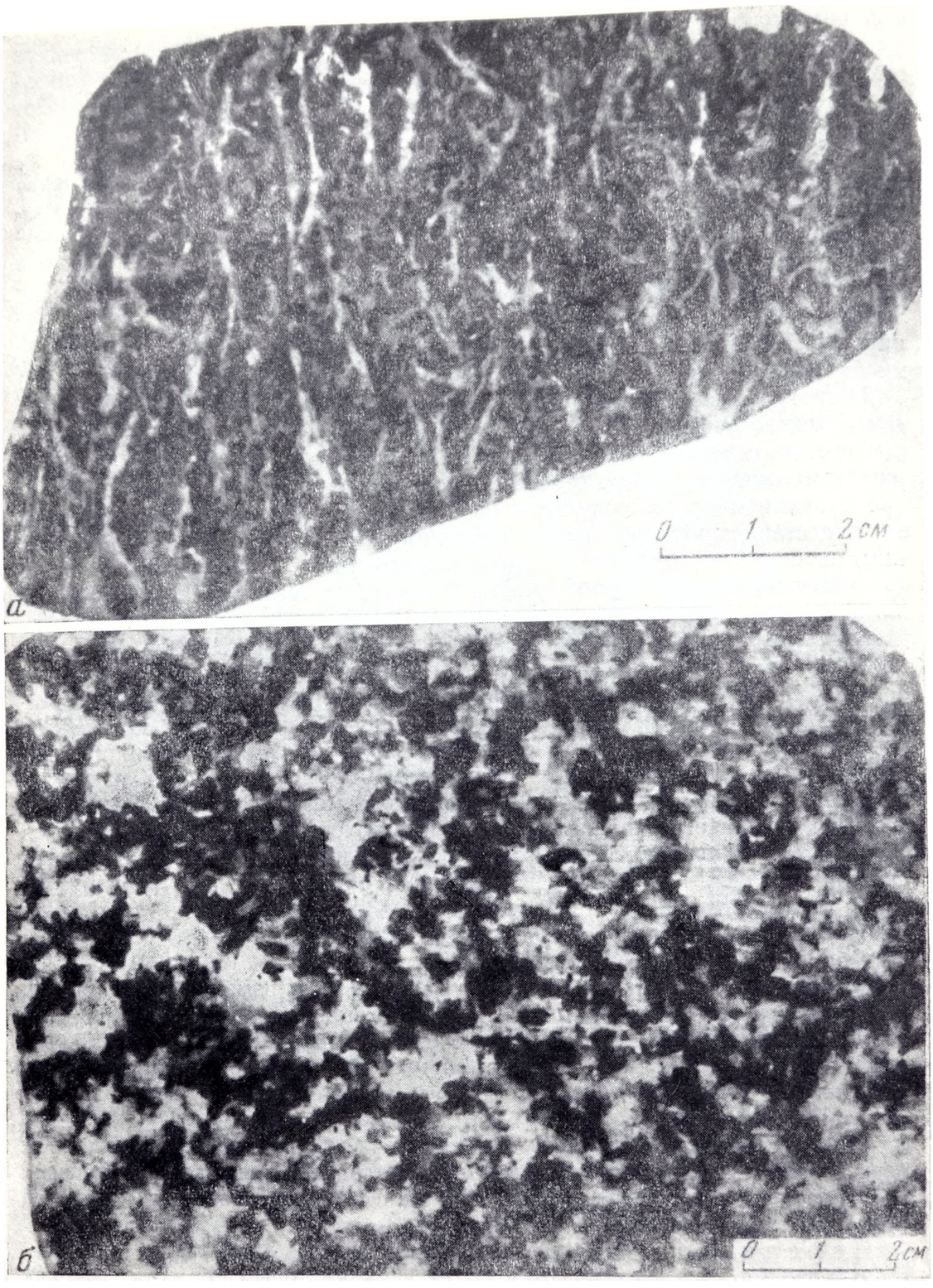
Ортоклазсодержащие титан-авгитовые габбро обладают отчетливой трахитоидной текстурой, обусловленной планпараллельной ориентировкой светлоокрашенных пластинчатых кристаллов плагиоклаза, погруженных в преобладающую массу черного пироксена. Содержание последнего колеблется от 50 до 70%, что определяет значительную меланократовость породы. В шлифах она имеет офитовую структуру, поскольку наиболее идиоморфным минералом является плагиоклаз (№ 48—50), выделяющийся в форме лейстовидных кристаллов. Они, как правило, полисинтетически сдвойникованы по альбит-периклиновому закону. Количество плагиоклаза составляет 30—40%. Обычно плагиоклаз очень свежий и только на отдельных участках замещается микрочешуйчатым серицитом, цоизитом и кальцитом.

Пироксен — титанистый авгит — образует как призматические кристаллы, так и агрегаты слабо идиоморфных и ксеноморфных зерен. Он отличается плеохроизмом в буровато-розовых тонах, обнаруживает большой угол угасания $c : Ng = 45—49°$ и значительный $2v = 82—84°$. По периферии кристаллов титанистый авгит нередко замещается зеленым ферриавгитом и гастингситом.

Ортоклаз-микропертит присутствует в виде ксеноморфных удлиненных зерен, располагающихся на стыках кристаллов плагиоклаза и пироксена. Его содержание не превышает 2—5%. Акцессорные минералы — апатит, сфен, титаномагнетит и гранат.

Нефелинсодержащие титан-авгитовые габбро— тералиты отличаются более лейкократовым обликом, так как содержание пироксена в них не превышает 30%. Главный породообразующий минерал — андезин (до 65%). В подчиненном количестве присутствует нефелин (от 5 до 15%), нацело замещенный серицитом. Второстепенное значение имеют гастингсит (3—5%), ортоклаз (2—3%), сфен (1—5%) и акцессорный апатит (1—2%). Текстура породы отчетливая, трахитоидная, а структура гипидиоморфнозернистая.

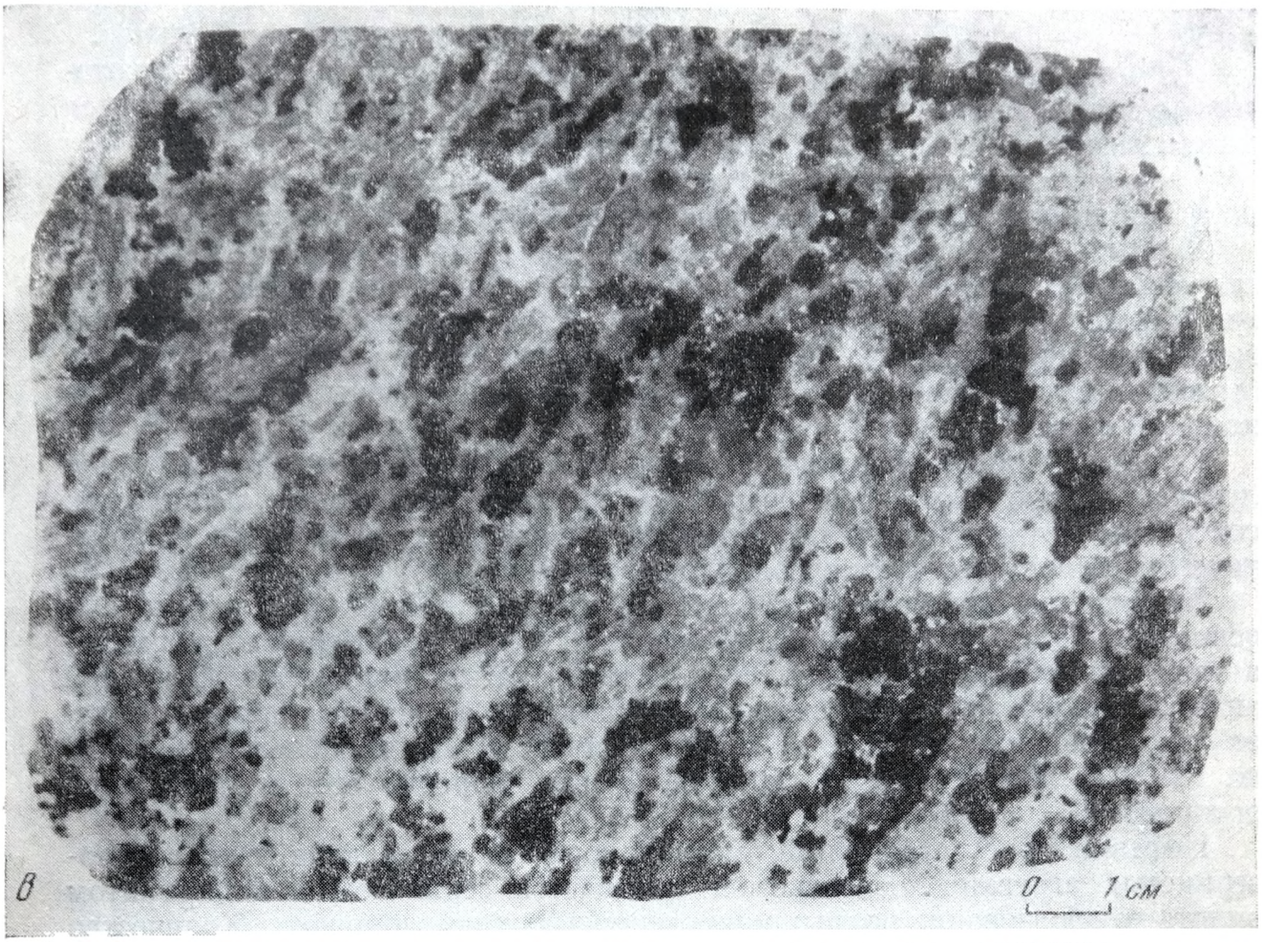
Андезин № 42—45 образует тонкие призматические лейсты полисинтетически сдвойникованные и вытянутые длинными осями в одном направлении. Они имеют свежий облик и только на стыках с поздними выделениями нефелина в них развивается микрочешуйчатый агрегат серицита и кальцита.

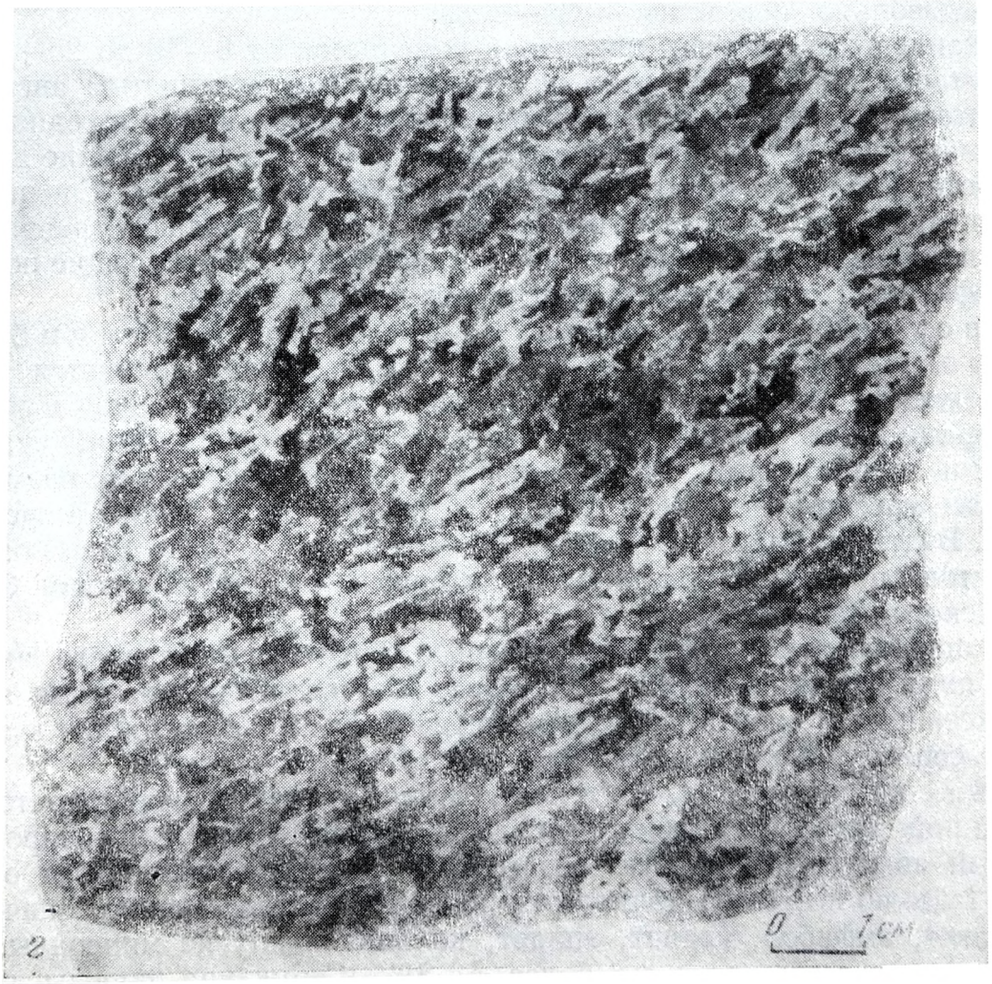


Фиг. 50. Щелочные породы Бэлтэсингольской группы массивов

а— ортоклазовое габбро трахитоидной текстуры, *б* — ийолит, *в* — тералит, *г* — фойяит

Пироксен присутствует в виде крупных идиоморфных кристаллов зонального строения. Их ядро сложено розово-бурым титанистым авгитом, а периферия — зеленым ферриавгитом. Амфибол образует реакционные каймы вокруг пироксена, но нередко выделяется и в форме индивидуализированных слабо идиоморфных зерен. Для него характерна густая





Фиг. 50 (окончание)

темно-зеленая окраска и резкий плеохроизм в желто-зелено-бурых тонах; $c : Ng = 16—18°$; $2v = 76—78°$; удлинение кристаллов положительное.

Нефелин нацело замещен микрочешуйчатым серицитом, агрегаты которого имеют угловатые или изометричные очертания и обычно располагаются в мезостазисе между кристаллами плагиоклаза и пироксена.

Кали-натровый полевой шпат встречается редко в виде мелких ксеноморфных зерен и обычно представлен микропертитовым ортоклазом.

Мезо- и лейкократовые плагиоклазсодержащие нефелиновые сиениты (лаурдалиты) развиты на том же участке долины Бэлтэсин-Гол, где находятся интрузивные массивы щелочных габброидов. По сравнению с последними они обогащены светлоокрашенными щелочными алюмосиликатами и обеднены темноцветными компонентами.

Главным породообразующим минералом является кали-натровый полевой шпат, представленный однородным или микропертитовым ортоклазом; содержание его изменяется от 40 до 70%. Он образует идиоморфные призматические кристаллы, часто сдвойникованные по карлсбадскому закону.

Плагиоклаз, отвечающий по составу кислому (№ 32—38), а иногда и основному андезину (№ 54—56), наблюдается в виде включений в ортоклазе, а также в форме слабо·идиоморфных таблитчатых кристаллов. Основной андезин обычно полисинтетически сдвойникован, а кислый андезин обладает однородной структурой. Содержание плагиоклаза колеблется от 8—10 до 15—20%. По периферии зерен он иногда корродируется и замещается ортоклазом.

Нефелин присутствует в форме идиоморфных кристаллов и кристаллозернистых агрегатов. Нередко он замещается серицитом и канкринитом вплоть до образования полных микрочешуйчатых псевдоморфоз. Количество нефелина довольно постоянно — 35—40%.

Содержание темноцветных минералов изменяется от 8—10 до 25—30%. В мезократовых тералит-сиенитах они представлены титанистым авгитом, ферриавгитом и гастингситом, а в плагиоклазсодержащих нефелиновых сиенитах натровым геденбергитом, амфиболом и биотитом. Значение акцессорной составной части имеют апатит, титаномагнетит и сфен. Среди вторичных минералов следует отметить серицит, цоизит и кальцит, развивающиеся по плагиоклазу, а также мусковит и канкринит, замещающие по трещинам нефелин. По пироксену иногда образуется хлорит.

Существенно калишпатовые эгирин-геденбергитовые нефелиновые сиениты (фойяиты) являются закономерным членом интрузивной серии щелочно-габброидных пород и имеют более широкий ареал распространения по сравнению с тералитами, тералит-сиенитами и лаурдалитами. Фойяиты образуют более крупные по размерам интрузивные массивы (от 9 до 32 $км^2$), сосредоточенные не только в среднем течении р. Бэлтэсин-Гол, но и в долине Уджигин-Гол. В связи с этим описание фойяитов приводится ниже при характеристике щелочных пород Овэр-маратгольского массива.

Среди щелочных интрузивных образований Бэлтэсингольского инъекционного поля известны мелкие трещинные тела бесполевошпатовых нефелин-пироксеновых и существенно нефелиновых пород, относящихся к закономерной серии: мельтейгит-ийолит — ийолит-уртит — уртит.

Мельтейгиты и ийолиты принадлежат к меланократовым членам данной серии. Их главный породообразующий минерал — пироксен (титанистый авгит и ферриавгит), содержание которого изменяется от 62 до 85%. На долю нефелина приходится 30—35%. Второстепенное значение имеют апатит, амфибол, гранат, эпидот, кальцит и другие минералы, составляющие в совокупности не более 5—8%. Структура породы гипидиоморфная.

Пироксен наблюдается в виде идиоморфных призматических кристаллов, нередко обладающих отчетливым зональным строением. Ядро кристаллов

сложено буро-розовым титанистым авгитом, а периферия — зеленым ферриавгитом. Последний нередко развивается и в виде неправильных причудливых пятен. В краевых частях кристаллов пироксена довольно часто обнаруживается вторичный амфибол, выделяющийся в форме тонких оторочек и отдельных зерен. Иногда он образуется вдоль микротрещин, создавая тонкую эмульсионную вкрапленность в зеленом ферриавгите.

Нефелин выполняет промежутки между кристаллами пироксена и имеет ксеноморфные угловатые очертания. По периферии зерен и в направлении микротрещин в нем развиваются канкринит, серицит и реже альбит. На стыках кристаллов пироксена и нефелина иногда образуются тонкие оторочки, состоящие из призмочек эпидота, зерен граната, кальцита и альбита.

Апатит — характерный акцессорный минерал мельтейгитов и ийолитов. Он присутствует в форме правильных призматических кристаллов, заключенных в пироксене и нефелине.

Ийолит-уртиты и уртиты имеют ограниченное распространение и обычно встречаются в пределах отчетливо дифференцированных интрузивных тел (Дучингольские и Левобережное Бэлтэсингольское), где наряду с меланократовыми мельтейгитами и ийолитами развиты существенно лейкократовые нефелиновые породы, представляющие собой позднемагматические образования. Главным породообразующим минералом ийолит-уртитов и уртитов является нефелин, количество которого колеблется от 65 до 90%. Он образует идиоморфные призматические кристаллы с квадратными и изометричными поперечными сечениями. Пироксен как бы меняется местами с нефелином и выделяется в виде слабо идиоморфных и ксеноморфных зерен, содержание которых не превышает 35%.

Микроструктура ийолит-уртитов гипидиоморфнозернистая, а в уртитах нередко бывает и панидиоморфнозернистая. В этих породах помимо нефелина и пироксена присутствуют апатит (до 5%), кальцит, вторичный амфибол, альбит, серицит, канкринит и др. Благодаря высокому содержанию нефелина (65—90%) ийолит-уртиты и уртиты могут служить источником щелочей и глинозема, поэтому Бэлтэсингольская группа щелочных массивов весьма интересна в практическом отношении.

Высокоглиноземистые щелочные породы, отвечающие по составу полевошпатовым уртитам (ювитам) и лейкократовым эгирин-геденбергитовым нефелиновым сиенитам (фойяитам), развиты в пределах Овэрмаратгольского массива бассейна р. Уджигин-Гол.

Ювиты слагают южную часть массива. Они представляют собой крупнозернистую лейкократовую породу, состоящую преимущественно из нефелина, образующего идиоморфные призматические кристаллы серого цвета с квадратным поперечным сечением от 0,5 × 0,5 до 1,8 × 1,8 $см^2$. Содержание нефелина в свежих ювитах достигает 80—85%, а в измененных — снижается до десятка процентов. В этом случае он почти нацело замещен альбитом, канкринитом и мусковитом.

Полевой шпат имеет подчиненное значение и его количество редко превышает 10—12%. Он представлен грубо-пятнистым микроклин-пертитом, нередко нацело альбитизированным и образующим ксеноморфные угловатые зерна между кристаллами нефелина.

Пироксен — эгирин-геденбергит, присутствует только в неизмененных ювитах в форме крупных неправильных зерен или слабо идиоморфных призматических кристаллов. В шлифах он имеет густозеленую окраску и заметно плеохроирует в желто-зеленых и травяно-зеленых тонах. Угол угасания $c : Ng = 58°$; $2v = 80—82$. По периферии пироксена нередко наблюдаются мелкозернистые оторочки вторичного амфибола, альбита и биотита.

Метасоматически измененные и разгнейсованные ювиты теряют первичную призматически зернистую структуру и отличаются неоднородной пятнистой, а нередко очковой или гнейсовидной

текстурой. В этих породах нефелин нацело серицитизирован. На стыках его кристаллов с пироксеном наблюдаются зернистые агрегаты амфибола и биотита. Калишпат полностью замещен альбитом, а пироксен — амфиболом, биотитом и хлоритом. Подобное метасоматическое преобразование ювитов наблюдается на участках проявления секущих жильных тел девонских гранит-аплитов и гранит-пегматитов.

Эгирин-геденбергитовые нефелиновые сиениты Овэрмаратгольского массива и многочисленных трещинных интрузий междуречья Уджигин-Гол и Бэлтэсин-Гол представляют собой существенно калишпатовые лейкократовые породы. Для них характерна отчетливая кристаллозернистая структура и трахитоидная текстура, обусловленная одинаковой ориентировкой лейст полевого шпата, составляющего 60—65% породы. Следующим по значению минералом является нефелин, количество которого меняется от 25 до 35%. Подчиненное развитие имеют темноцветные минералы: первичный эгирин-геденбергит (8—14%) и вторичные — амфибол и биотит. Как акцессорная примесь присутствуют апатит, сфен и титаномагнетит.

Полевой шпат представлен ортоклаз-пертитом струйчатого или пятнистого типа ($Or_{65-70}Ab_{30-35}$). Он образует удлиненные призматические кристаллы, которые по периферии нередко замещены альбитом, образующим узкие каемки и агрегаты зерен.

Нефелин наблюдается в форме таблитчатых кристаллов и их квадратных поперечных сечений. Иногда они дают кристаллозернистые скопления, зажатые между лейстами полевого шпата. Внутри нефелина обнаруживаются микропризмочки пироксена, эмульсионная вкрапленность позднего альбита, а также пятнистые вторичные выделения канкринита и серицита.

Эгирин-геденбергит встречается в виде идиоморфных призм или ксеноморфных зерен, захваченных нефелином и полевым шпатом. В шлифах он отличается густой зеленой окраской и слабым плеохроизмом. Угол угасания $c : Ng = 62—63°$; $2v = 82—84°$. По периферии кристаллов пироксена развивается гастингсит, образуя вместе с альбитом тонкие зернистые оторочки. В ассоциации с ним иногда появляется биотит, но чаще он образует пластинчатые корониты вокруг титаномагнетита.

Оливинсодержащие нефелиновые сиениты по внешнему облику сходны с эгирин-геденбергитовыми фойяитами и отличаются от них более темной серой окраской, меньшими размерами пластинчатых кристаллов полевого шпата и слабым проявлением трахитоидной текстуры. Для оливинсодержащих нефелиновых сиенитов характерно присутствие раннего гортонолита ($Fa_{85}Fo_{15}$), окруженного каймой рудного минерала, повышенное содержание эгирин-геденбергита (до 25%) и нефелина (до 40%), а также однородная криптопертитовая структура ортоклаза с небольшим углом оптических осей ($2v = 60°$). Все эти признаки позволяют их отличать от фойяитов, среди которых оливинсодержащие нефелиновые сиениты присутствуют в форме овальных и округлых включений размером от 15 × × 15 *см* до 1,2 × 0,8 *м*. Это позволяет высказать предположение о ксенолитной природе оливинсодержащих нефелиновых сиенитов, представляющих собой ранние продукты кристаллизации щелочного интрузивного расплава.

Жильные щелочные сиениты широко распространены среди ювитов и фойяитов. Они представляют собой мелкозернистые светло-серые породы, то однородные и массивные, то слабо порфировидные. Иногда сиениты обладают неравномерной такситовой или полосчатой текстурой. Основная масса породы сложена грубо-пятнистым микроклин-альбитовым пертитом ($Mi_{50-60}Ab_{40-50}$), кристаллы которого находятся в тесном взаимном срастании и нередко окружены каймой вторичного альбита. В массе полевого шпата наблюдаются равномерно распределенные призмы изумрудно-зеленого пироксена — эгирин-диопсида ($c : Ng = 11—12°$, $2v = 80—84°$). Как акцессорная примесь в сиенитах присутствуют апатит, сфен и титано-

магнетит. Иногда сиениты подвергаются интенсивной альбитизации с образованием позднего игольчатого эгирина и зеленовато-синего рибекита. В этих породах изчезает титаномагнетит, но появляются пластинчатый гематит, астрофиллит и ильменорутил.

Жильные эгириновые граниты образуют единичные дайки среди фойяитов. Они имеют аплитовидный облик и неоднородную аллотриоморфнозернистую структуру. В породах преобладает ортоклаз — пертит, подвергшийся вторичной микроклинизации и альбитизации. Кварца много (до 35%), и он выделяется в форме зернистых агрегатов или микропрожилков и линзовидных просечек. Эгирин распределен весьма неравномерно и тяготеет к вторичным микроклинальбитовым агрегатам, выделяясь в виде тонких призматических кристаллов с зубчатыми внешними контурами.

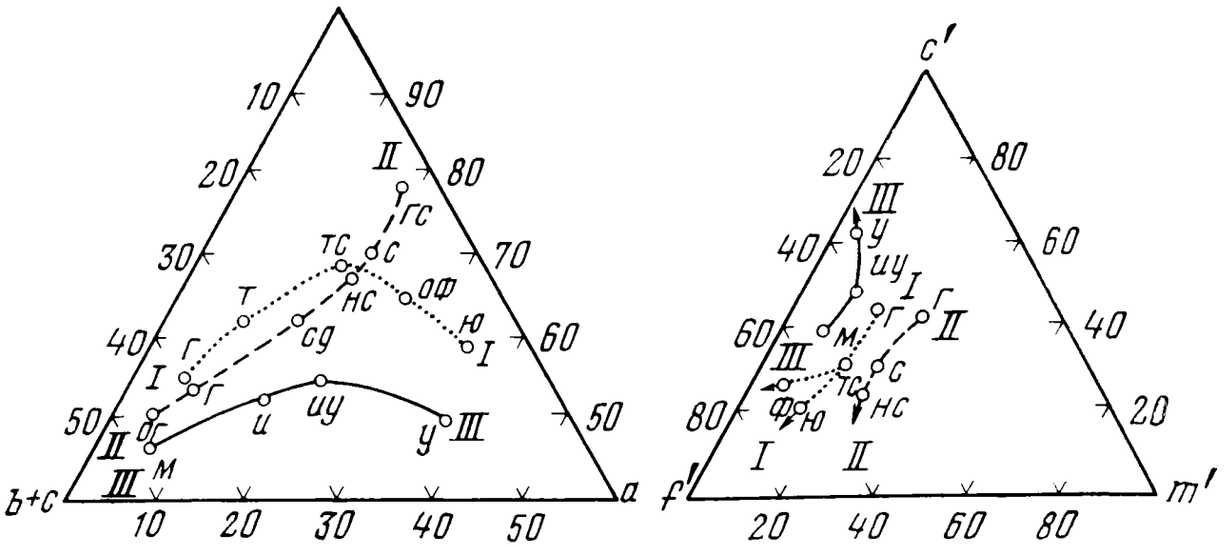
Ксенолиты габброидных пород. Как отмечалось ранее, крупный тектонический блок полосчатых габбро-пироксенитов, тералитов и тералит-сиенитов находится в северо-восточной части массива и залегает среди фойяитов. Петрографическое исследование показало, что эти породы обнаруживают большое сходство с титан-авгитовыми габбро-пироксенитами, тералитами, тералит-сиенитами и габбро-сиенитами, ранее описанных массивов. В то же время другие ксенолиты, сложенные хромсодержащими габбро, существенным образом отличаются по минеральному составу, степени изменения и текстурно-структурным особенностям.

Хромсодержащие габбро-пироксениты и габбро на 60—70% сложены бесцветным или бледно-зеленым диопсидом, который по периферии кристаллов, а иногда и нацело, замещен волокнистой роговой обманкой буро-зеленого цвета с углом угасания $c : Ng = 10°$. По ней, в свою очередь, развиваются вторичный биотит и хлорит. В измененном пироксене наблюдается тончайшая микроскопическая вкрапленность рудного минерала, возможно хромита. Характерно отсутствие титаномагнетита, обычного для титан-авгитовых щелочных габброидов.

Плагиоклаз представлен двумя генерациями. Более ранние призматические кристаллы лабрадора (№ 60—65) обнаруживают зональное строение и тонкое полисинтетическое двойникование. Они обычно замещены вторичным агрегатом кальцита, серицита и цоизита. Вторая генерация плагиоклаза представлена свежим однородным кислым андезином (№ 30—35). Он наблюдается в форме ксеноморфных зерен, нередко включающих измененный лабрадор и диопсид. Характерным акцессорным минералом является апатит, образующий скопления мелких призматических кристаллов, ассоциирующих с поздним андезином. По минеральному составу и характеру вторичного изменения хромсодержащие габбро очень близки к уралитизированным габброидным породам из габбро-перидотитовой формации Урала. Это подтверждает высказанное нами ранее предположение о том, что ксенолитные блоки хромсодержащих габброидов, залегающие среди ювитов, захвачены и вынесены щелочным интрузивным расплавом из глубоких частей Уджигинской разломной зоны.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМАЦИИ

Для формации характерен контрастный минеральный состав пород, представленных существенно пироксеновыми (габбро-пироксениты, мельтейгиты, ийолиты), существенно полевошпатовыми (сиениты), а также существенно нефелиновыми (уртиты и ювиты) разновидностями. Они значительно отличаются по химизму (табл. 32): степени основности, кремнекислотности, щелочности и глиноземистости. Пределы колебания этих важнейших петрохимических параметров определяются следующими цифровыми данными основность ($b + c$) от 5,2 до 45,4; щелочность и глиноземистость (a) от 4,6 до 35,0; кремнекислотность (s) от 50 до 68,6; степень недосыщенности кремнекислотой ($-Q$) от 10,8 до 102,5.



Фиг. 51. Петрохимические диаграммы пород формации щелочных габбро, ийолит-уртитов, фойяитов и сиенитов

s, *a*, *b*, *c* — главные числовые характеристики по А. Н. Заварицкому, отражающие степень кремнекислотности (*s*), основности (*b* + *c*) и щелочности (*a*) пород;

f', *m'*, *c'* — дополнительные числовые характеристики по А. Н. Заварицкому, показывающие соотношение атомов Ca, Mg, Fe в цветных минералах;

I—I — породы Овэрмаратгольского щелочного массива:

Г — титан-авгитовое габбро,

Т — тералит,

ТС — тералито-сиенит,

ОФ — оливиновый фойяит,

Ю — ювит;

II—II — породы Додтамгольского щелочного массива:

ОГ — оливиновое габбро,

Г — титан-авгитовое габбро,

СД — сиенит-диорит,

НС — нефелинсодержащий сиенит (пуласкит),

С — сиенит,

ГС — жильный граносиенит;

III—III — породы Бэлтэсингольской группы массивов:

М — мельтейгит,

И — ийолит,

ИУ — ийолит-уртит,

У — уртит

Сравнительный петрохимический анализ главнейших разновидностей пород формации произведен при помощи диаграмм фиг. 51. На этих диаграммах отчетливо выявились петрохимические особенности трех интрузивных серий пород: I — габбро-сиенитовой, проявленной в Додтамгольском массиве; II — мельтейгит-ийолит-уртитовой, развитой в бассейне Бэлтэсин-Гол; III — тералит-фойяитовой (с ювитами), характерной для Овэрмаратгольского массива бассейна р. Уджигин-Гол. Для пород Додтамгольского щелочного массива (линия I — I) устанавливаются самые значительные пределы изменения кремнекислотности (*s* от 50 до 77) и основности (*b* от 45 до 4,5) при довольно постоянном значении анортитовой составляющей (*c* = 2—4) и постепенном повышении щелочности и глиноземистости пород от габброидов (*a* = 4,6) к сиенитам (*a* = 18,1) и жильным граносиенитам (*a* = 18,8). Весьма определенный состав имеют темноцветные компоненты. Они отличаются повышенным содержанием магния (*m'* = 35—26) и кальция, количество которого убывает в темноцветных минералах сиенитов (*c'* = = 21). Параллельно с этим возрастает роль железа от *f'* = 24—25 (в габброидах) до *f'* = 50,4 (в сиенитах).

Титан-авгитовые габбро Овэрмаратгольского массива (линия II — II) по петрохимическим особенностям сходны с одноименными породами Додтамгольского массива и отличаются от них только повышенным содержанием железа (*f'* = 38) в темноцветных компонентах. Что касается поздних сиенитовых дифференциатов (II интрузивная фаза), то в Овэрмаратгольском массиве они представлены эгирин-геденбергитовыми нефелиновыми сиенитами (фойяитами), отличающимися более высокой щелочностью и глиноземистостью (*a* = 25—30) при явной недосыщенности кремнекислотой (*s*=64, *Q* = —24 до —32). Развитые в южной части массива эндоконтактные

Таблица 32

Химический состав пород формации щелочных габбро, ийолит-уртитов, фойяитов и сиенитов (в вес. %)

№№ пп	Массив	Интрузивная фаза	Порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O^+	F	Cl
1	Додтамгольский	I	Габбро оливинсодержащее	44,72	1,98	8,80	5,29	6,24	0,17	7,21	20,07	1,95	0,50	0,24	0,92		Не обн.
2			Габбро титан-авгитовое	48,00	1,70	11,90	4,65	5,42	0,16	7,74	15,42	2,57	1,06	0,16	1,21		Сл.
3		II	Сиенит пироксен-амфиболовый	58,40	0,65	18,0	2,11	2,21	0,09	1,39	5,02	4,39	5,68	0,10	0,80		Не обн.
4			Сиенит нефелинсодержащий	55,24	2,02	16,25	2,88	5,02	0,12	2,39	4,43	5,66	3,80	0,24	0,62		» »
5	Бэлтэсингольская группа мелких энтрузий	I	Габбро титан-авгитовое с ортоклазом и нефелином	46,96	1,58	12,76	3,16	9,99	0,24	2,71	16,18	3,34	1,10	0,16	0,50	0,03	Сл.
6*				44,70	1,75	11,23	5,13	11,50	0,30	2,65	16,57	2,90	0,65	0,10	1,50	0,10	
7		II	Мельтейгит эндоконтактный	35,89	3,05	9,32	7,46	12,01	0,29	2,37	21,66	1,78	0,81	0,14	0,62	0,23	0,06
8*			Ийолит	42,90	1,40	17,47	1,75	7,36	0,16	3,83	15,32	5,70	1,86	0,10	1,17	0,09	
9*			»	43,94	1,10	19,05	1,80	7,54	0,16	2,70	12,20	6,00	2,84	0,10	1,83	0,07	
10*			Ийолит-уртит	44,88	1,20	22,46	2,63	6,28	0,15	1,06	7,37	9,20	3,20	0,10	1,23	0,07	
11			»	39,91	0,46	23,41	2,47	5,81	0,68	1,44	10,94	6,28	3,30	0,15	1,61		
12**			Уртит	37,76	0,18	29,25	1,05	1,60	0,23	0,35	7,04	11,60	6,00	0,10	0,54		
13																	
14**		III	Фойяит эгирин-геденбергитовый	54,97	0,34	21,59	2,25	2,53	0,11	0,05	1,49	9,58	6,34	0,09	0,60		
15*			То же	54,44	0,38	22,20	1,40	2,84	0,07	1,07	3,85	7,80	4,70	0,13			
			» »	54,44	0,41	20,60	2,00	4,70	0,19	0,32	2,60	7,80	5,50	0,24	0,97	0,03	
16	Овэрмарат-гольский	I	Габбро хромсодержащее	48,36	0,35	17,11	1,31	6,21	0,11	8,06	12,55	2,94	0,94	0,16	1,69	Нет	Нет
17			Габбро-титан-авгитовое	44,82	1,58	16,81	3,78	8,74	0,17	3,09	18,05	1,96	0,56	0,18	Нет		
18			Тералит-сиенит	56,72	0,28	20,30	1,96	1,78	0,06	1,39	7,30	3,92	4,68	0,13	0,81		
19																	
20*		II	Фойяит с оливином	54,09	0,58	19,67	3,36	4,43	0,19	0,44	2,67	7,28	6,19	0,09	0,74	Нет	0,12
21			Фойяит эгирин-геденбергитовый	53,90	0,53	19,08	3,00	5,46	0,23	0,77	3,27	6,00	5,70	0,34	1,02	0,04	
22			Ювит	48,84	0,20	27,20	1,21	2,28	0,09	0,40	2,08	12,35	4,35	0,16	0,74	Нет	Сл.
23			То же	47,60	0,13	30,91	0,46	0,96	0,03	0,41	1,25	12,40	4,34	0,18	1,31		
24																	
25*		Дайки	Граносиенит	70,82	0,25	14,87	0,85	1,26	0,05	0,65	1,45	6,08	3,80	0,07	0,10		
			Щелочной гранит	73,35	0,09	13,53	0,29	0,95	0,07	0,22	0,76	4,08	6,07	0,06	0,08	Нет	Нет
			То же	73,80	0,22	13,90	0,33	1,00	0,02	0,45	0,85	4,50	4,30	0,10	0,31	0,02	

Таблица 32 (окончание)

№№ пп	Массив	Интрузивная фаза	Порода	S	CO_2	P_2O_5	Сумма	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому									
								a	*c*	*b*	*s*	*f'*	*m'*	*c'*	*a'*	*n*	*Q*
1	Додтамгольский	I	Габбро оливинсодержащее	0,05	0,45	1,62	100,21	4,6	3,1	42,3	50,0	24,2	27,9	47,9	—	86,5	—12,3
2			Габбро титан-авгитовое	0,06	Не обн.	0,25	100,31	6,9	4,2	35,3	53,6	25,2	35,6	39,2	—	77,3	—10,8
3		II	Сиенит пироксен-амфиболовый	0,03	0,22	0,38	99,47	18,8	3,0	9,4	68,8	43,3	26,1	30,6	—	53,0	—3,0
4			Сиенит нефелинсодержащий	0,02	0,16	0,96	99,90	18,1	2,0	14,7	65,2	50,4	27,9	21,7	—	69,4	—7,8
5	Бэлтэсингольская группа мелких интрузий	I	Габбро титан-авгитовое с ортоклазом и нефелином	Не опр.	0,41	0,83	99,95	9,8	4,5	24,6	61,1	56,0	20,6	23,4	—	81,5	—12,8
6*				Сл.	0,20	0,70	99,98	7,5	4,0	35,0	53,5	39,1	13,2	47,7	—	87,0	—12,0
7		II	Мельтейгит эндоконтактный		0,68	4,27	100,64	5,8	8,4	40,0	50,8	51,3	11,5	37,2	—	75,7	—32,3
8*			Ийолит	Не обн.	0,20	1,10	100,02	15,4	4,1	30,0	50,5	29,2	21,8	49,0	—	82,1	—33,9
9*			»	» »	0,50	0,33	99,59	17,9	4,3	25,10	52,8	36,4	19,0	44,6	—	76,3	—34,5
10*			Ийолит-уртит	» »	0,33	0,42	100,08	26,0	2,8	17,0	54,2	50,6	10,9	38,5	—	81,3	—43,6
11			»		2,74	0,45	99,65	21,1	7,0	20,1	51,8	47,0	13,7	39,3	—	73,0	—45,6
12**			Уртит		3,03	0,60	99,33	38,3	2,7	10,4	48,6	28,2	5,8	66,0	—	74,4	—82,2
13																	
14**		III	Фойяит эгирин-геденбергитовый		0,28		100,22	29,4	1,4	5,2	64,0	65,7	4,5	29,8	—	68,0	—32,2
15*			То же			0,16		24,8	3,0	7,9	64,3	51,8	24,1	24,1	—	71,6	—24,5
			» »	Не опр.	0,20	0,11	100,10	25,8	0,2	9,5	64,5	60,0	6,0	24,0	—	68,4	
16	Овэрмарат-гольский	I	Габбро хромсодержащее	0,03	0,27	0,16	100,09	7,9	8,0	28,0	56,1	23,5	49,5	27,0	—	82,4	—11,6
17			Габбро титан-авгитовое	0,04		0,20	100,40	5,4	8,9	31,4	54,3	38,6	17,4	44,0	—	84,0	—11,1
18			Тералит-сиенит	0,01		0,15	99,36	16,3	6,2	9,2	68,3	38,7	27,1	34,2	—	55,7	—2,2
19																	
20*		II	Фойяит с оливином	Сл.	0,21		100,08	25,4	0,6	10,7	63,3	68,4	7,1	24,5	—	63,9	—14,8
21			Фойяит эгирин-геденбергитовый	Не опр.	0,20	0,18	99,72	22,7	2,0	10,5	64,8	67,0	13,0	20,0	—	61,4	—17,8
22			Ювит	Нет			99,90	35,0	1,4	5,3	58,3	65,4	13,3	21,3	—	80,9	—102,5
23			То же	0,02		0,10	99,92	34,8	1,5	7,5	56,2	17,7	9,3	—	73,0	81,3	—58,7
24																	
25*		Дайки	Граносиенит	0,06		0,08	100,32	18,1	0,5	4,0	77,4	45,2	25,7	29,1	—	71,0	+18,1
			Щелочной гранит				99,65	17,2	0,1	2,4	80,3	48,6	13,5	37,9	—	50,5	+26,1
			То же	Не опр.	0,20	0,06	100,06	15,7	1,0	2,0	81,3	51,6	35,5	—	12,9	61,3	+30,2

* Химические анализы выполнены по материалам Р. М. Яшиной в Центральной лаборатории геохимии ИМГРЭ (аналитики З. В. Вихрова, И. И. Любошиц, Р. А. Пчельникова и В. И. Харитонова).

** Данные А. С. Павленко, Л. В. Филиппова и Л. И. Орловой (1974). Остальные анализы выполнены в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР, аналитики Е. Л. Бородин, Л. П. Крутецкая, Е. М. Нактинас и Н. И. Степанова.

ювиты характеризуются самой высокой степенью щелочности и глиноземистости (a = 35), а также наибольшей величиной десиликации (Q до —102,5). В интрузивной серии Овэрмаратгольского массива заметно изменяется состав темноцветных компонентов. В них уменьшается роль магния (m' от 17 до 7) и возрастает относительное содержание железа (f' до 68).

Иное положение на петрохимической диаграмме фиг. 51 занимают породы Бэлтэсингольских мелких интрузий, сложенных мельтейгитами, ийолитами и уртитами (линия *III—III*). Эти породы отличаются пониженной кремнекислотностью (s = 48—50) и высокой степенью десиликации (Q — от —32 до —82). Основность пород закономерно убывает (b от 40 до 10), а щелочность и глиноземистость возрастают (a от 5,8 до 38,3) по направлению от мельтейгитов к ийолитам и уртитам. Темноцветные компоненты данных пород отличаются минимальным содержанием магния (m' от 5,8 до 15) при явном увеличении роли кальция по направлению от мельтейгитов к уртитам. Следует отметить, что вычисленная по химическим анализам анортитовая составляющая (c от 0,4 до 8,4) отсутствует в реальных породах. Отнесенный к ней глинозем входит обычно в состав титан-авгита, а кальций — в состав избыточных минеральных фаз: кальцита и апатита.

На фоне сложной петрохимической структуры формации, предопределенной различными условиями образования отдельных интрузивных массивов, намечаются общие для нее петрохимические особенности: 1) пониженная кремнекислотность; 2) повышенная натриевая щелочность (n от 53 до 81) и глиноземистость (a до 35); 3) незначительная магнезиальность как ранних щелочно-базитовых пород (габбро, мельтейгитов), так и поздних лейкократовых щелочных сиенитов, фойяитов, ювитов и уртитов; 4) увеличение кальциевости пород параллельно с возрастанием степени их десиликации; 5) повышенное содержание титана и фосфора.

В табл. 33 представлены средние содержания элементов-примесей в габброидных и щелочных породах Додтамгольского, Овэрмаратгольского и Бэлтэсингольской группы массивов. Они получены на основании 87 спектрально-химических анализов. Сопоставление цифровых данных табл. 33 показывает, что в породах рассматриваемой формации практически отсутствуют вольфрам, литий, а зачастую и группа редких земель. Дисперсные количества последних (от 0 и соответственно до 30, 100 и 300) установлены только в поздних лейкократовых дифференциатах. Максимальное содержание церия наблюдается в жильных сиенитах Додтамгольского массива, а лантана и иттрия в метасоматически измененных (альбитизированных и мусковитизированных) фойяитах Бэлтэсин-Гола. Такие элементы, как бериллий, олово и молибден, присутствуют в ничтожных количествах, не превышающих 2—4 *г/т*, поэтому они не определяют геохимическую специфику формации.

Типоморфная ассоциация элементов-примесей представлена Nb, Zr, Pb, Cu, Zn, Mn, Ti, V, Co, Ni, Cr, Ba, Sr, P, Ga. Характерно относительно постоянное содержание ниобия (20—25 *г/т*), циркония (150—200 *г/т*) и галлия (20—32 *г/т*). Изменение количественной роли Mn, P, Cu, Sr, V, Co, Ni в породах Додтамгольского, Овэрмаратгольского и Бэлтэсинской группы щелочных массивов иллюстрируется сравнительной диаграммой фиг. 52. На ней отчетливо видно, что содержание перечисленных выше элементов явно превышает кларковый уровень в земной коре, который показан пунктирной линией. К нему приближаются только количества P, Cu, V, Co, Ni в нефелиновых сиенитах (фойяитах), но явно выше этого уровня находятся уртиты, ювиты и сиениты. Не менее четко проявлена тенденция к уменьшению количественной роли типоморфных элементов-примесей в направлении от пород габброидного состава (I интрузивная фаза) к поздним лейкократовым щелочным породам (II и III интрузивные фазы).

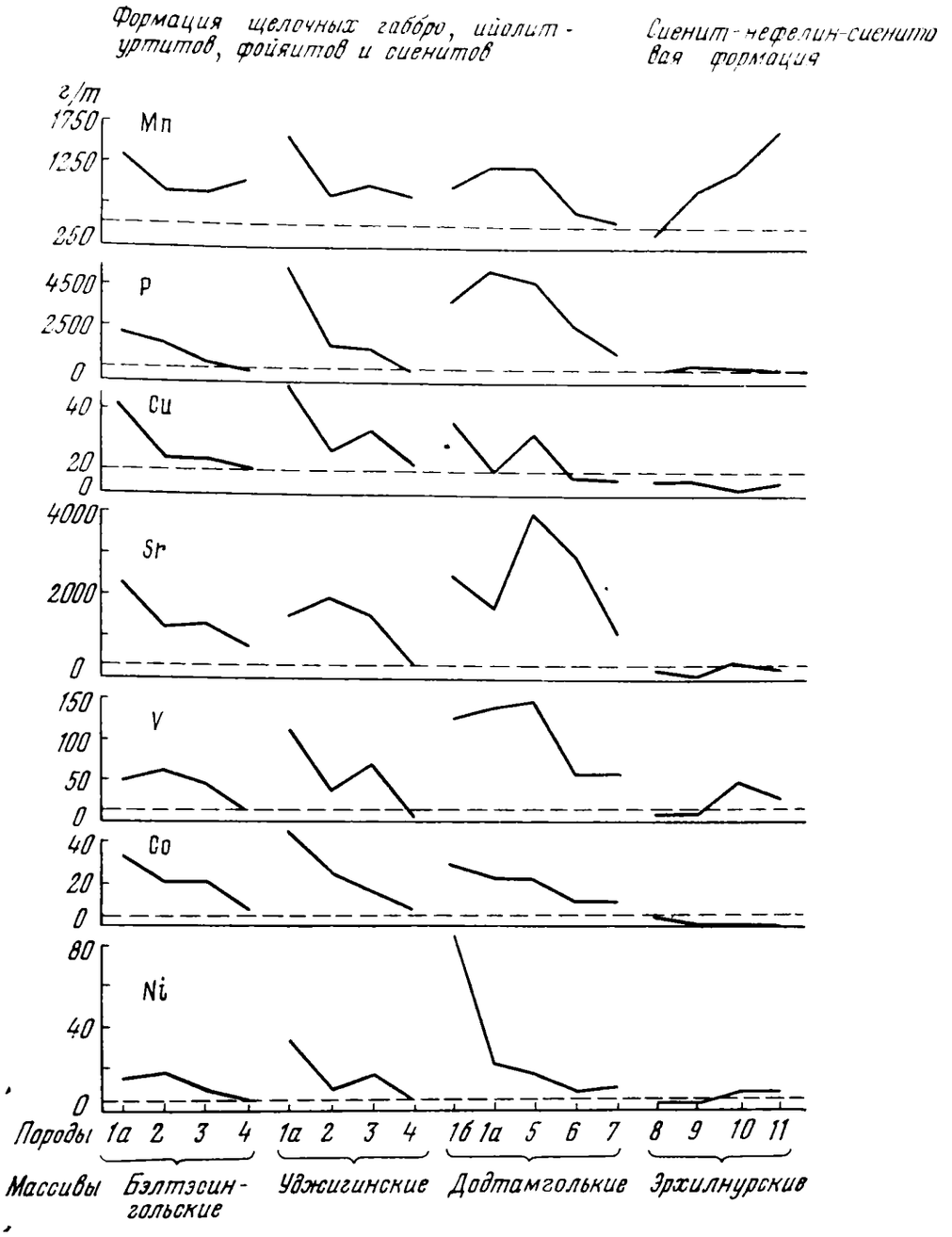
На диаграмме (см. фиг. 52) приведены, кроме того, кривые содержания тех же элементов-примесей в породах сиенит-нефелинсиенитовой формации. Для нее устанавливается обратный ход кривых ванадия и марганца, кон-

Таблица 33

Содержание акцессорных элементов примесей (в *г/т*) в породах формации щелочных габбро, ийолит уртитов, фойяитов и сиенитов (87 спектрально-химических анализов)

Массив	Додтамгольский						Овэрмаратгольский				Бэлт-Эсингольская группа мелких интрузий				
порода	оливиновое габбро	титан-авгитовое габбро	сиенит-диорит	сиенит с плагиоклазом и нефелином	жильный граносиенит	ксенолит габбро в ювитах	тералит	ювит	фойяит	жильный сиенит	щелочное габбро	ийолит	ийолит-уртит	уртит	фойяит
Be	0—5	3,5	4,5	0—5	6	0—3	0—4	3	0—5		0—5	4	0—5	5,7	6
Sn	5	0—5	4	0—3	0—6	5	0—4	0—4	3		0—3	0—4	0—3	0—4	3
Mo	2	2,7	2	2	2	2,5	3,5	3,5	3		3,7	3,3	3,5	2,5	4,5
Nb	20	22	20	25	25	0—20	0—40	25	25		15	20	20	20	25
Zr	190	175	150	185	160	155	165	200	150		170	215	160	150	210
La	Нет	Нет	0—100	0—100	0—100	Нет	Нет	Нет	0—100		Нет	Нет	0—80	Нет	От 0 до 200
Ce	»	»	Нет	Нет	0—700	»	»	»	Нет		»	»	Нет	»	0—100
Y	»	»	»	0—30	0—50	»	»	»	0—30		»	0—30	»	0—100	0—200
Pb	8	10	15	15	30	15	10	5	10		12	10	8	8,5	15
Cu	35	10	30	10	8	90	55	30	15		40	18	20	15	15
Zn	85	70	100	50	55	120	120	110	70		135	75	55	60	95
Mn	1000	1250	1250	710	640	1500	1615	1000	885		1360	900	875	900	1055
V	135	140	150	60	60	205	115	70	6,5		50	60	40	45	12
Co	30	25	22	10	10	65	45	18	7,0		35	20	25	20	8
Ni	85	22	18	8	10	245	35	18	5,0		15	18	10	10	5
Cr	575	45	0—3	0—2	0—20	1000	0—10	10	0—5		0—10	0—20	Нет	Нет	0—2
Ba	625	735	4000	4800	1880	655	1115	1500	370		1300	875	0—200	650	1425
Sr	2500	1755	4000	3050	2700	670	1500	1500	345		2330	1200	1950	1285	765
P	400	5500	5000	2700	1585	1815	5570	1500	465		2260	1700	1750	850	520
Ga	22	25	30	20	20	25	27	30	32		25	25	22	25	28

Примечание. Анализы выполнялись в спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР Р. В. Кортман.



Фиг. 52. Сравнительная диаграмма содержаний элементов-примесей в щелочных массивах Юго-Западного Прихубсугулья

1 — щелочные габбро (*а* — титан-авгитовое, *б* — оливиновое);
2 — ийолит-уртит;
3 — ювит-полевошпатовый (уртит);
4 — фойяит;
5 — сиенит-диорит;
6 — пироксеновый сиенит с плагиоклазом и нефелином;
7 — жильный граносиенит;
8 — амфиболовый сиенит с кварцем;
9 — щелочной сиенит существенно калишпатовый с амфиболом и биотитом;
10 — пуласкит;
11 — нефелиновый сиенит

центрация которых возрастает в поздних щелочных дифференциатах, представленных жильными нефелин-содалитовыми сиенитами. Количество Pb, Cu, Sr, Co, Ni находится во всех породах на кларковом уровне или ниже его, что типично не только для сиенит-нефелинсиенитовой формации, но и для девонских (D_{1-2}) орогенных гранитов (см. табл. 35).

Геохимические особенности формации щелочных габбро, ийолит-уртитов, фойяитов и сиенитов определяются следующими признаками: 1) ничтожным содержанием бериллия, олова и молибдена, 2) отсутствием вольфрама и часто редких земель, 3) повышенным содержанием Ti, Mn, P, Cu, Sr, V, Co, Ni по сравнению с кларковым уровнем в земной коре, 4) заметным накоплением в меланократовых членах формации титана и фосфора, а в лейкократовых — стронция и галлия.

Выявленные в результате исследований петрохимические и геохимические особенности пород щелочной формации имеют важное металлогениче-

ское значение и обусловливают соответствующий характер ее рудоносности. Накопление в поздних лейкократовых породах (фойяитах, ювитах и уртитах) щелочей и глинозема ведет к образованию крупных месторождений алюминиевого (нефелинового) сырья. В этом отношении заслуживают внимания высокоглиноземистые породы Овэрмаратгольского и Бэлтэсингольской группы щелочных массивов.

Недосыщенность кремнекислотой при повышенной концентрации железа, титана и фосфора в щелочных габброидах ведет к обогащению апатитом и образованию титанмагнетитовых оруденелых пород, обнаруженных автором в пределах Додтамгольского и Овэрмаратгольского щелочных массивов.

Совершенно очевидно, что ничтожное значение в породах редких элементов (Be, Sn, Mo, нет W и Li) и редких земель обусловливает отсутствие в них редкометальной минерализации. Металлогения формации определяется главными (Na, Al, Fe) и второстепенными (Ti, P) петрогенными элементами. Только стронций и галлий накапливаются в лейкократовых щелочных породах, благодаря чему нефелиновые породы (уртиты и ювиты) представляют собой возможный источник галлия и стронцийсодержащего апатита.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ И ОТЛИЧИТЕЛЬНЫЕ ЧЕРТЫ ФОРМАЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ ГАББРО, ИЙОЛИТ-УРТИТОВ, ФОЙЯИТОВ И СИЕНИТОВ

Породы габбро-сиенитовых, ийолит-уртитовых и фойяит-ювитовых массивов Юго-Западного Прихубсугулья относились предыдущими исследователями к тэсскому (Амантов и др., 1966; Лувсанданзан, Хасин, 1966), уджигинскому (Павленко, Ильин и др., 1969) и сангиленскому (Хасин, 1971) комплексам, происхождение которых все эти исследователи связывали с девонским гранитоидным магматизмом. При формационном расчленении гранитоидных образований Монгольской Народной Республики А. С. Павленко, Л. В. Филиппов и Л. П. Орлова (1974), в частности, включили перечисленные щелочные массивы в состав гранитной-щелочногранитоидной формации, отнеся меланократовые разновидности пород к реститовым фациям.

Новые геологические данные и определения абсолютного возраста пород из габбро-сиенитовых, ийолит-уртитовых и фойяит-ювитовых массивов свидетельствуют об их более раннем образовании по сравнению с девонскими гранитами. Дайки и апофизы последних обнаружены в габброидах и сиенитах Додтамгольского массива, а также в ювитах и фойяитах бассейна р. Уджигин-Гол. Цифры абсолютного возраста фойяитов и ювитов (393 $\pm$ 12 млн. лет) находятся в соответствии с геологическими данными, а также с геохронологическими материалами, известными по ийолит-уртитовым и фойяитовым массивам Тувы (Яшина, Борисевич, 1966; Кононова, Шанин, 1973).

Тектонические условия образования формации щелочных габбро, ийолит-уртитов, фойяитов и сиенитов определяются ее приуроченностью к области распространения древних складчатых сооружений юга Сибири и Северной Монголии, превратившихся к концу кембрия в устойчивое глыбовое поднятие с субплатформенным режимом. Формирование щелочно-габброидных и шелочных интрузий происходило в связи с раннедевонской активизацией древних складчатых структур, вызвавшей оживление глубинных разломов и интенсивное проявление наземного базальтового и щелочно-базальтового вулканизма. Наиболее крупный глубинный очаг находился, по-видимому, в области Рыбинских, Тувинских и Минусинских орогенных прогибов, расположенных на пересечении Восточносаянского, Картушибинского, Агардагского и Кузнецкоалатауских глубинных разломов.

Первоисточником формации щелочных габбро, ийолит-уртитов, фойяитов и сиенитов был исходный щелочно-базальтовый расплав, недосыщенный

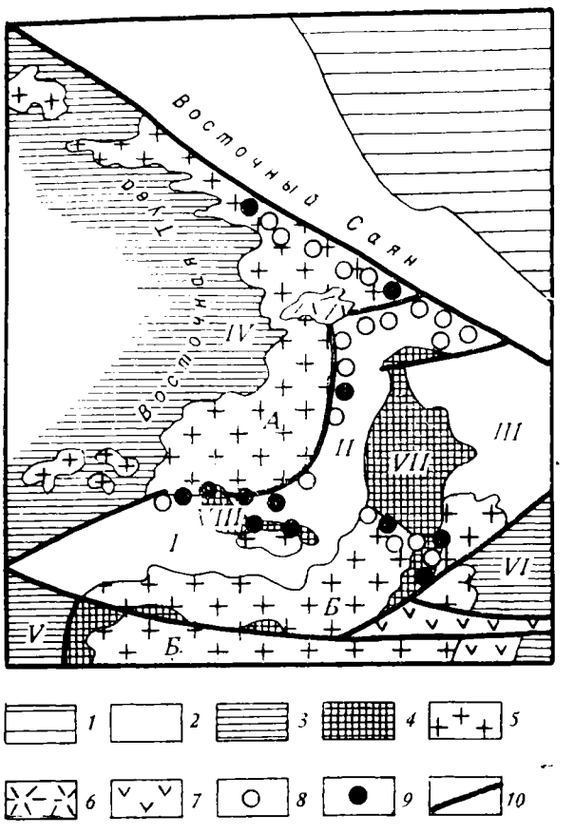
кремнекислотой и обогащенный натрием, титаном и фосфором. Однако пути его эволюции и условия формирования отдельных щелочных массивов были различными. Только в пределах Додтамгольского щелочного массива, приуроченного непосредственно к разломному узлу, проявлена закономерная дифференционная серия пород: от габбро-пироксенитов и оливиновых габбро к габбро-сиенитам, плагиоклаз- или нефелинсодержащим сиенитам и жильным кварцсодержащим сиенитам. Другие более мелкие интрузивные тела, расположенные севернее Уджигинского глубинного разлома среди рифейско-нижнекембрийских карбонатных толщ, сложены кристаллизационными сериями пород состава: мельтейгит — ийолит — уртит или габбро — пироксенит — тералит — фойяит — ювит. Эти породы отличаются большим дефицитом кремнекислоты, обогащены глиноземом и щелочами. На петрохимических диаграммах (см. фиг. 51) фигуративные точки этих пород смещены по отношению к габбро-сиенитовой линии и обычно дают характерный изгиб в связи с высокой степенью десиликации и щелочности таких лейкократовых дифференциатов, как фойяиты, ювиты и уртиты.

Из всего вышеизложенного следует, что формацию щелочных габбро, ийолит-уртитов, фойяитов и сиенитов нельзя параллелизовать с девонскими орогенными гранитами. Эта формация обладает весьма характерными признаками и должна выделяться как совершенно самостоятельная. Типичными для нее являются приуроченность к стабильным (субплатформенным) блокам складчатых систем, а также пространственная связь с крупными глубинными разломами фундамента. Для формации обычны мелкие размеры массивов: от монофазных трещинных интрузивных тел до хорошо дифференцированных штокообразных массивов с зонально-кольцевым строением. Характерен также контрастный петрографический состав пород, образующих закономерные дифференционные (габбро-сиенитовая, габбро-тералит-фойяитовая) или кристаллизационные (мельтейгит-уртитовая и фойяит-ювитовая) серии. Породам формации свойственна общая пониженная кремнекислотность и обогащенность глиноземом, натрием, железом, титаном и фосфором. Среди других особенностей следует отметить наличие единой типоморфной ассоциации элементов-примесей Zi, Nb, Pb, Zn, Cu, V, Co, Ni, Cr, Ti, P, S и Ba, обычной для основных пород, а также отсутствие вольфрама и ничтожное содержание бериллия, олова, молибдена и редких земель. Наконец, характерна металлогеническая специализация габбро-сиенитовых массивов формации на титан и железо, а ийолит-уртитовых и ювит-фойяитовых — на натрий, алюминий и галлий. С первыми — связаны рудопроявления титаномагнетита, а со вторыми — крупные месторождения высокоглиноземистых существенно нефелиновых пород.

Глава XI

СИЕНИТ — НЕФЕЛИН-СИЕНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Массивы сиенит — нефелин-сиенитовой формации включались предыдущими исследователями в состав девонских гранитных комплексов Северной Монголии и сопоставлялись обычно с сютхольским и бреньским комплексами сопредельной территории Тувы. Вследствие этого нивелировалась специфика субщелочного и щелочного салического магматизма, проявлявшегося близко одновременно или несколько позднее (20—30 млн. лет) девонского орогенного гранитообразования, создавшего протяженные гранитные пояса: Восточнотувинский, Восточносаянский и Северомонгольский.



Фиг. 53. Схема размещения массивов сиенит — нефелин-сиенитовой формации в структуре Саяно-Тувино-Монгольского региона

1 — платформенный чехол;
2 — доверхнерифейские складчатые структуры:
I — массив Сангилен,
II — Дэлгэр-Мурэнское поднятие,
III — Уригольское поднятие;
3 — *4* — раннекаледонские геосинклинальные структуры:
3 — вулканогенные и вулканогенно-терригенные прогибы:
IV — Восточнотувинский,
V — Озерный, *VI*— Джидинский,
4 — существенно карбонатные прогибы:
VII — Хубсугульский,
VIII — Центральносангиленский;
5 — пояса гранитоидных пород:
А — Саяно-Тувинский,
Б — Северомонгольский;
6—*7* — наложенные орогенные структуры:
6 — девонские,
7 — пермские;
8—*9* — массивы щелочных пород:
8 — сиенитовые,
9 — нефелин-сиенитовые;
10 — глубинные разломы

Многочисленные интрузивные массивы щелочных и нефелиновых сиенитов размещаются по периферии гранитоидных поясов в пределах жесткой вмещающей рамы верхнерифейско-кембрийских сланцево-карбонатных пород (фиг. 53). Массивы отличаются небольшими размерами (от 0,2 до 30 $км^2$), имеют отчетливо выраженный трещинный характер и тяготеют обычно к узлам пересечения разнонаправленных разломных систем. Одной из таковых является Уджигинский разлом с оперяющими северо-восточными и субмеридиональными тектоническими нарушениями. К ним приурочены сиенитовые (Модисульский, Намуланульский, Ихээрцигульский) и нефелин-сиенитовые (Сэрхэульский, Ангархайнгольский и Барунманханский) массивы. Сложная сеть северо-западных и север — северо-восточных разломов контролирует размещение сиенит—нефелин-сиенитовых массивов района оз. Эрхил-Нур (Хухучулуульский, Бурэнханобинский). К субмеридиональным разломам Дархатской котловины и пересекающим их субширотным тектоническим нарушениям приурочены трещинные метасоматические тела нефелиновых сиенитов района оз. Хургин-Нур.

Характерной особенностью формации является лейкократовый облик и преимущественно сиенитовый состав пород. Среди них преобладают кварцсодержащие амфибол-биотитовые сиениты, сложенные на 85—90% калинатровым пертитовым полевым шпатом; менее распространены нефелинсодержащие пуласкиты и амфибол-биотитовые миаскиты. Подчиненное значение имеют содалитсодержащие пироксен-амфибол-биотитовые сиениты, образующие наиболее поздние жильные тела. Сиенитовые массивы обладают неоднородным строением и составом вследствие активного проявления контактно-реакционных процессов и послемагматического метасоматоза. В их приконтактных зонах с вмещающими зелено-сланцевыми толщами или габбро-диоритами наблюдаются реакционные фации сиенит-диоритов и меланосиенитов. С послемагматической переработкой нефелиновых сиенитов связано образование метасоматических альбититов, мариуполитов, эгиринитов, нефелин-полевошпатовых пород и метапегматитов, которые нередко являются носителями редкометальной минерализации — эвдиалита, ринколита, астрофиллита и др. Большинство массивов формации залегает среди древних верхнерифейско-кембрийских толщ, поэтому возраст пород определяется на основании косвенных данных, полученных в результате изу-

чения взаимоотношений сиенитов и нефелиновых сиенитов с другими интрузивными образованиями. Эти геологические факты рассматриваются ниже при описании массивов.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ МАССИВОВ

На территории Юго-Западного Прихубсугулья автором обследовано десять сиенит—нефелин-сиенитовых массивов, расположенных в различных районах: Хатгальском, Дархатском, Эрхилнурском и Уджигингольском. На площади последнего района сотрудниками геологосъемочной экспедиции ВАГТ (А. В. Ильин, А. С. Павленко и В. Н. Быховер, 1964—1966 гг.) был выделен крупный щелочной массив, площадью более 300 *км*^{2}. Однако произведенное в период 1968—1969 гг. тематическое картирование масштабов 1 : 100 000 и 1 : 25 000 (Р. М. Яшина, В. А. Павлов и В. Н. Кубышкин) показало, что в бассейне р. Уджигин-Гол нет единого щелочного массива. По обоим бортам речной долины, приуроченной к древнему региональному разлому, развиты полихронные интрузивные образования: нижнепалеозойские габбро, диориты, гранодиориты и плагиограниты; нижнедевонские тералиты, ийолит-уртиты и фойяиты; средне-верхнедевонские граниты и граносиениты, а также многочисленные автономные сиенит—нефелин-сиенитовые массивы. Площадь последних изменяется от 0,4 до 30 *км*^{2}. Строение и состав массивов бассейна р. Уджигин-Гол отличаются большим разнообразием (см. фиг. 46).

Сиенитовый массив горы Ихэ-Эрциг-Ула является наиболее крупным, его площадь составляет около 30 *км*^{2}. Он расположен в истоках руч. Ангархайн-Гол и отчетливо выделяется в рельефе благодаря значительному превышению плоской вершины горы Ихэ-Эрциг-Ула. В плане массив имеет форму овала, вытянутого в направлении субмеридионального тектонического нарушения, оперяющего Уджигинский разлом. Северный контакт сиенитового массива с нижнепалеозойскими диоритами скрыт под мощными аллювиально-делювиальными отложениями. На западе массив имеет резкую границу с вмещающими мраморизованными известняками, простирающимися по аз. 170—120°, с углами падения до 70—85°. Известняки в зоне контакта перекристаллизованы и превращены в крупнозернистые мраморы, а сиениты обогащены темноцветными минералами, плагиоклазом и обнаруживают неоднородное такситовое сложение. Наблюдаются тонкие ветвящиеся инъекции сиенитов в мраморах. Восточный контакт массива перекрыт аллювиальными отложениями истоков долины р. Ангархайн-Гол, берущей начало на восточном склоне горы Ихэ-Эрциг-Ула. Разломный характер восточного контакта устанавливается на горе Бага-Эрциг-Ула, где сиениты катаклазированы и меланитизированы, а вмещающие мраморы раздроблены и интенсивно окварцованы. Вдоль южного контакта сиенитового массива, на западных отрогах горы Бага-Эрциг-Ула, прослеживается маломощное (до 300 *м*) приконтактное тело нефелиновых сиенитов, подвергшихся интенсивной метасоматической переработке. Площадь развития содалитизированных и цеолитизированных нефелиновых сиенитов не превышает 0,5 *км*^{2}. Непосредственный контакт этих пород с преобладающими в массиве амфибол-биотитовыми сиенитами перекрыт делювиальными отложениями. Однако на расстоянии 120 *м* от контакта в сиенитах обнаружены признаки метасоматической альбитизации и содалитизации. Сиенитовый массив горы Ихэ-Эрциг-Ула обнажен по вертикали почти на 300 *м*. В связи с этим удалось проследить, что на более глубоком эрозионном срезе (в зоне юго-западного контакта с мраморами) развиты средне- и равномернозернистые пироксен-амфибол-биотитовые сиениты, содержащие олигоклаз (до 10%) и состоящие, главным образом, из однородного микропертитового кали-натрового полевого шпата. По мере удаления от контакта в сиенитах исчезают пироксен и олигоклаз, а на более высоком эрозионном срезе, близ вершины горы Ихэ-Эрциг-Ула, обнаружены средне- и мелкозернистые порфировидные

сиениты. Они на 90% сложены грубопятнистыми пертитовыми агрегатами микроклина и альбита. Содержание последнего заметно возрастает, а темноцветные минералы представлены щелочными амфиболами и биотитом. Эти сиениты, по-видимому, образуют прикровлевую купольную часть массива, который на глубине, вероятнее всего, имеет форму крутого штокообразного тела.

Намуланульский сиенитовый массив расположен в 4 *км* западнее горы Ихэ-Эрциг-Ула и отделен от нее сухой задернованной межгорной долиной, выполненной четвертичными наносами. В современном эрозионном срезе массив имеет изометричную овальную форму, площадью около 9 *км*^{2}. На севере он граничит с нижнепалеозойскими диоритами. Непосредственный контакт не обнажен, однако среди диоритов наблюдаются многочисленные мелкие инъекции сиенитов. На востоке и юге массив граничит с верхнерифейскими мраморами и кварцитами. Контактовая поверхность сиенитов отличается сложной волнообразной формой, залегает круто (65—80°) и простирается согласно со слоисто-складчатой структурой вмещающих толщ. Полосчатые мраморы и кварциты огибают сиенитовый массив, простираясь на востоке по азимуту 180°, на юго-востоке по аз. 230—240°, а на юге круто поворачивают в меридиональном направлении к горе Бага-Эрциг-Ула.

Породы горы Нам-Улан-Ула представлены мелко- или среднезернистыми порфировидными разновидностями сиенитов, сходными по облику, структуре и составу с аналогичными породами вершины горы Ихэ-Эрциг-Ула. Для них также характерна господствующая роль грубопятнистого микроклин-альбитового пертита (до 90%), отсутствие плагиоклаза, пироксена и наличие щелочного амфибола. Близ вершины горы Нам-Улан-Ула наблюдается зона субширотных постинтрузивных нарушений, шириной до 50 *м* и протяженностью более 150 *м*, в пределах которой сиениты подверглись перекристаллизации, метасоматической альбитизации и эгиринизации. На северном склоне горы среди сиенитов обнаружено маломощное (0,8 *м*) дайкообразное тело щелочных гранитов, содержащих эгирин и астрофиллит.

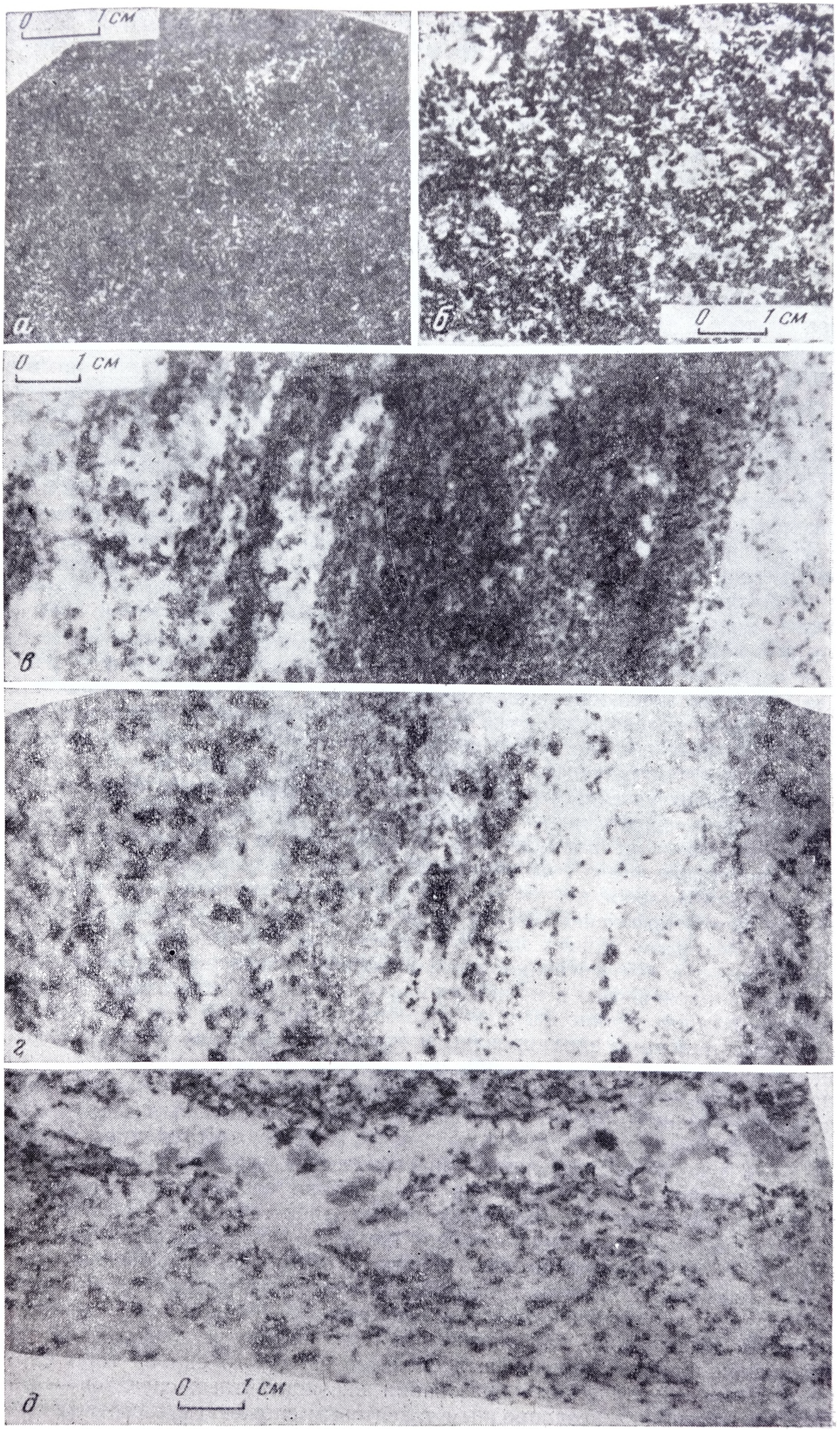
Модисульский сиенитовый массив находится севернее горы Нам-Улан-Ула, на правом борту долины р. Уджигин-Гол, между ее притоками руч. Модис-Гол и Баргасатуин-Гол. Он обнажен на площади 8,6 *км*^{2} и в плане имеет неправильную форму, удлиненную в направлении речной долины. Сателитные тела сиенитов наблюдаются на противоположном, левом борту долины, где они залегают среди нижнепалеозойских диоритов, образуя многочисленные ветвящиеся инъекции. Близ этих инъекций диориты несут следы интенсивной биотитизации и микроклинизации. На юге сиенитовый массив залегает согласно с толщей вмещающих мраморизованных известняков и кварцитов. Контакт простирается по аз. 300—310° и круто наклонен на юг (от 70 до 85°). Контактная поверхность отличается сложными волнистыми контурами. Среди вмещающих мраморов наблюдаются многочисленные послойные и секущие инъекции сиенитов. В зоне их контакта мраморы подвергаются скарнированию. На западе Модисульский массив, по-видимому, граничит с нижнепалеозойскими диоритами. Контакт проходит по сухой долине, выполненной четвертичными отложениями. В долине Модис-Гол, примерно в 5 *км* от ее устья, наблюдается контакт сиенитов с девонскими гранитами, осложненный тектоническими подвижками. Контактирующие породы обохрены и катаклазированы, сиениты и граниты несут следы наложенной микроклинизации и окварцевания.

В пределах Модисульского массива развиты относительно однородные среднезернистые двуполевошпатовые амфибол-биотитовые сиениты. В зоне контакта с мраморами в них возрастает значение плагиоклаза и появляется пироксен. Для данных сиенитов не характерна автометасоматическая альбитизация и перекристаллизация с образованием эгирин- и рибекитсодержащих альбит-микроклиновых пород. Это объясняется тем, что Модисульский массив эродирован значительно глубже, чем расположенные гипсометрически выше (на 200—500 *м*) щелочные сиениты гор Нам-Улан-Ула и Ихэ-

Эрциг-Ула. Вполне возможно, что три этих массива, сложенные весьма близкими по составу породами, соединяются на глубине в единую интрузию сиенитов.

Ангархайнгольский массив нефелиновых сиенитов и сопровождающие его трещинные тела щелочных метасоматитов сосредоточены в верховьях долины р. Уджигин-Гол, где наблюдается пересечение разломов север — северо-восточного, субширотного и северо-западного направлений. К этому пересечению приурочено штокообразное тело нефелиновых сиенитов, обнаженное на площади 3,6 *км*^{2}. Оно залегает среди нижнепалеозойских диоритов и окружено мощным (до 0,5 *км*) ореолом аподиоритовых фенитов. В пределах этого ореола прослеживается постепенная сиенитизация вмещающих пород и их превращение сначала в сиенит-диориты и плагиосиениты, а затем в существенно калишпатовые и нефелинсодержащие сиениты. Контакт нефелиновых сиенитов с фенитами нечеткий и устанавливается с большим трудом. По периферии массива как в диоритах, так и в пределах верхнерифейских карбонатных толщ наблюдаются многочисленные более мелкие инъекции нефелиновых сиенитов. Они нередко подвергаются интенсивному ослюденению и альбитизации. Метасоматические нефелиновые сиениты, образовавшиеся за счет нижнепалеозойских диоритов, проявлены также на правом борту долины р. Уджигин-Гол, в 1,5 и 2,8 *км* выше руч. Ангархайн-Гол. Здесь у самого уреза воды, в крупных скалистых обрывах, наблюдаются линейновытянутые трещинные тела метасоматических щелочных пород. Они секут нижнепалеозойские диориты и ориентированы в субмеридиональном направлении, почти перпендикулярно к речной долине, мощность таких трещинных тел колеблется от 50—60 до 200 *м*. Для них характерно неоднородное шлирово-полосчатое строение. Внешние зоны сложены калишпатизированными диоритами, а внутренние — метасоматическими меланосиенитами, нефелиновыми сиенитами и лейкократовыми нефелин-полевошпатовыми пегматоидными породами. Последние образуют крупные гнезда, шлиры и прерывистые прослои, которые хорошо видны на фотоснимках образцов, представленных на фиг. 54.

Восточносархэульский сиенит-нефелиносиенитовый массив находится на водораздельном хребте между верховьями руч. Ара-Цэбэхил-Ома и первым правым притоком р. Бэрхэйн-Гол. Массив имеет в плане неправильную форму, площадью около 7 *км*^{2}, вытянут в субмеридиональном направлении. Он представляет собой крутое (70—80°) плитообразное тело, залегающее на контакте верхнерифейских мраморизованных известняков с нижнепалеозойскими гранитоидами горы Сэрхэ-Ула. Восточный контакт с карбонатными толщами резкий, почти вертикальный. Вмещающие известняки перекристаллизованы и превращены в крупнозернистые белые мраморы. Нефелиновые сиениты содержат мелкие ксенолиты мраморов, которые в зоне контакта со щелочными породами скарнированы и калишпатизированы. Западная граница массива менее четкая, так как нефелиновые сиениты здесь оконтурены широкой (200 *м*) полосой фенитов, образовавшихся за счет нижнепалеозойских плагиогранитов. Фениты отвечают по составу нормальным и щелочным сиенитам. Они связаны постепенными переходами с гранитами горы Сэрхэ-Ула. Для нефелиновых сиенитов данного массива характерен однородный состав, текстура и структура. Они представляют собой крупнозернистую лейкократовую породу с отчетливой трахитоидной текстурой. На выветрелой поверхности хорошо виден нефелин (до 25%) и основная масса призматического кали-натрового полевого шпата, а также немногочисленные выделения амфибола и биотита. Трахитоидная текстура нефелиновых сиенитов простирается в субмеридиональном направлении. Обычно она обтекает ксенолиты вмещающих карбонатных пород. Создается впечатление об интрузивной природе нефелиновых сиенитов западного склона горы Сэрхэ-Ула и метасоматическом образовании экзоконтактных сиенитов — фенитов, отличающихся неоднородным такситовым сложением и содержащих реликтовые блоки плагиогранитов.


0 1 см
а
б
0 1 см
0 1 см
в
г
д
0 1 см

Таким образом, для Уджигинского района характерно распространение автономных сиенитовых и нефелин-сиенитовых массивов, явно более поздних чем девонские граниты. Взаимоотношения между кварцсодержащими и нефелиновыми сиенитами недостаточно ясны. Однако близ устья руч. Ангархайн-Гол наблюдается дайка амфиболового кварцевого сиенита, секущая нижнепалеозойские диориты. Как на диориты, так и на сиенитовую дайку здесь наложен более поздний щелочной метасоматоз с образованием нефелинсодержащих метамиаскитов.

В Эрхилнурском районе (фиг. 55) сиенит — нефелин-сиенитовые массивы отличаются более сложным и нередко многофазным строением. В их составе принимают участие эндоконтактовые сиенит-диориты, интрузивные сиениты, пуласкиты и миаскиты, жильные содалит-нефелиновые сиениты, а также поздние трещинные интрузии пермо-триасовых граносиенитов. Массивы залегают среди венд-кембрийских карбонатных толщ, содержащих доломиты и редкие линзы кислых терригенно-вулканогенных пород. Размещение массивов контролируется узлами пересечения разнонаправленных разломных систем: северо-западных (Сумбэрских) и север — северо-восточных (Эрхилнурских).

Барунманханский массив нефелиновых сиенитов (фиг. 56) обнаружен в 1969 г. монгольским геологом Д. Товудоржем, который составил первую схематическую геолого-петрографическую карту. Массив находится на водораздельном гребне между р. Уджигин-Гол и верховьями р. Галатуин-Гол. В плане он имеет неправильную форму с извилистыми внешними контурами, площадью около 8 *км*^{2}, вытянутую в субмеридиональном направлении, согласно с простиранием вмещающих нижнекембрийских карбонатных и терригенно-сланцевых пород. Северная граница массива проведена условно, так как этот склон горы Барун-Манхан-Ула задернован и покрыт густым лесом. Наблюдаемая здесь узкая прямолинейная долина, простирающаяся по аз. 285°, по-видимому, приурочена к разлому, срезающему интрузивный массив. Его западная, южная и восточная границы отличаются причудливыми фистончатыми контурами. Интрузия нефелиновых сиенитов образует многочисленные заливы и апофизы в направлении слоистости карбонатных пород. Последние в приконтактной зоне, особенно на юге массива, подверглись перекристаллизации, пироксенизации и скарнированию. Крупный ксенолит скарнированных карбонатных пород длиной 1,2 *км*, шириной 0,15—0,25 *км* наблюдается на южном склоне горы Барун-Манхан-Ула. Вмещающие его нефелиновые сиениты обогащены пироксеном. Он выделяется в форме шлир и пятен, создавая неоднородную текситовую текстуру пород.

Центральная часть массива сложена среднезернистыми амфибол-пироксеновыми нефелиновыми сиенитами со слабо выраженной трахитоидной текстурой. Иногда наблюдается полосчатость, проявляющаяся в чередовании полос-прослоев с различной крупностью зерна от мелко- до среднезернистых и пегматоидных. Эти полосы простираются в субширотном направлении согласно с длинной осью овального сечения интрузивного тела нефелиновых сиенитов.

В южной и восточной частях массива Р. М. Яшиной и Д. Гарам оконтурена довольно мощная (от 50 до 600 *м*) внешняя приконтактная зона щелочных метасоматических образований, представленных эгиринитами, мариуполитами, нефелин-полевошпатовыми метасоматитами и метапегматитами. Эти породы прослежены вдоль контакта на расстояние 5, 6 *км*. Эгиринит обогащены ринколитом и астрофиллитом, образующим характерные звездчатые агрегаты размером от 0,3 до 1,5 *см*. В мариуполитах и ще-

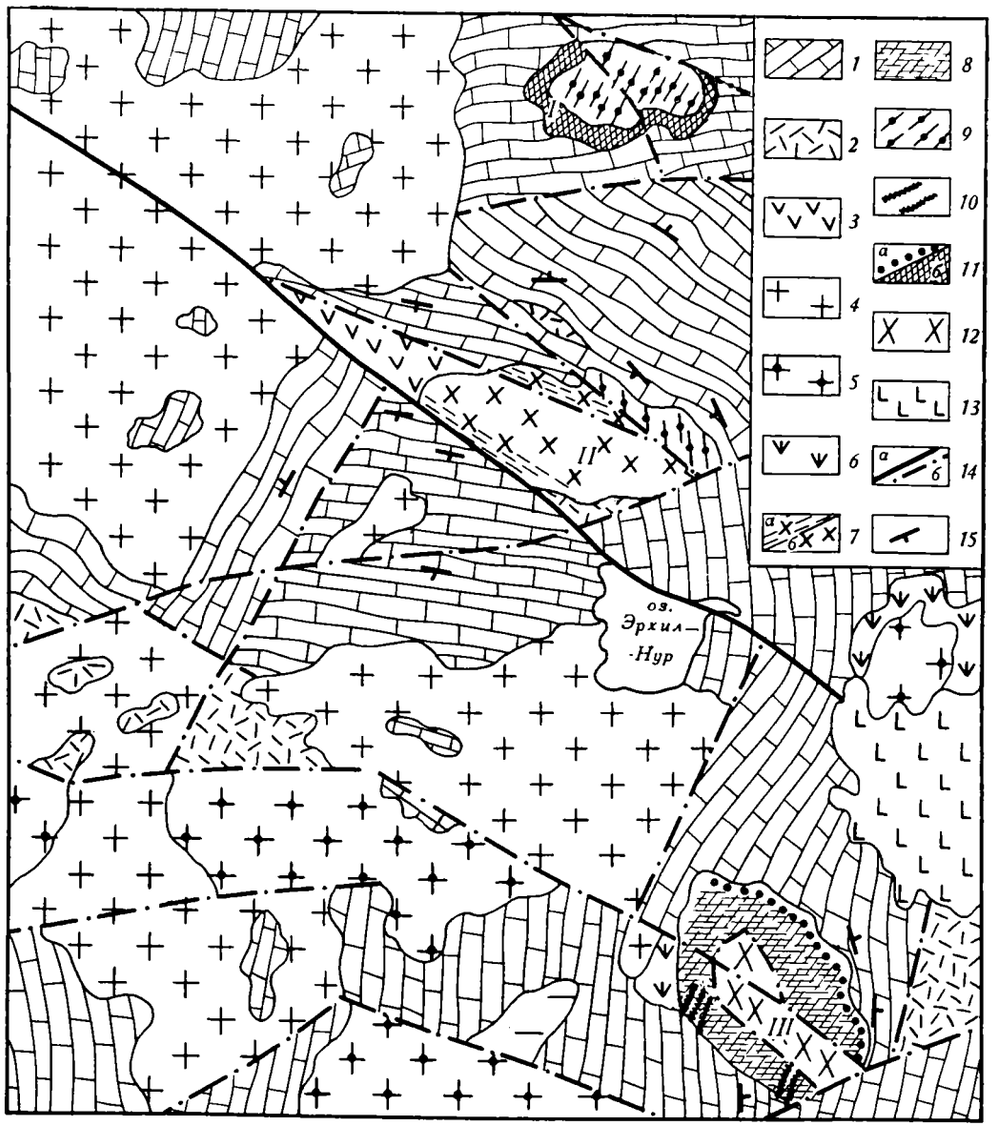
---

Фиг. 54. Породы из зоны метасоматической сиенитизации диоритов

а — мелкозернистый диорит, *б* — калишпатизированный диорит, *в* — метасиенит с реликтовыми полосами диорита, *г* — полосчатый метасиенит, *д* — нефелин-полевошпатовые прожилки в метасиените

лочных метапегматитах распространены эвдиалит, катаплеит, бритолит, присутствующие в форме кристаллов и кристалло-зернистых агрегатов. Эти редкометальные метасоматические образования изучены слабо. Необходимо их детальное картирование и специальное минералого-петрографическое исследование.

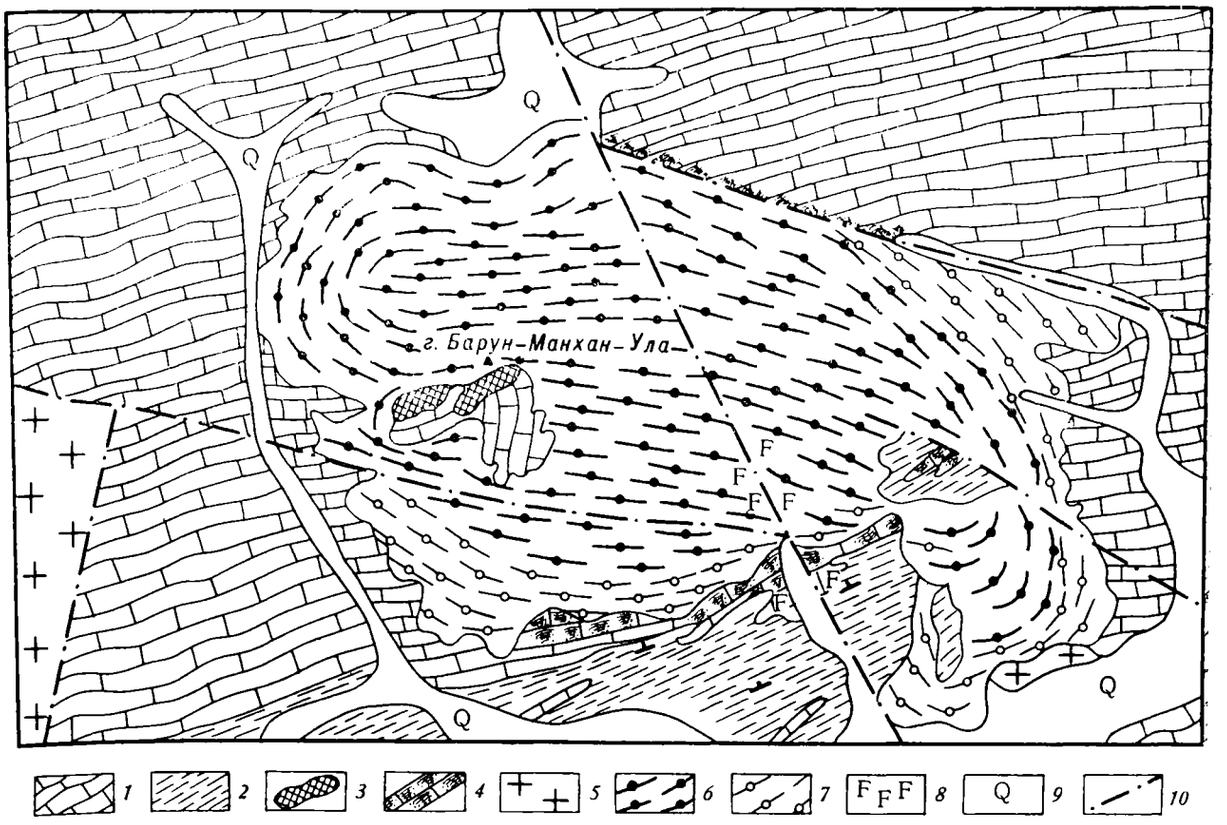
Другие сиенитовые массивы района оз. Эрхил-Нур обнаружены чешскими геологами при мелкомасштабной (1 : 1000 000) съемке левобережья р. Мурэн. Позднее, в 1970—1971 гг. данные массивы исследовались В. Н. Быховером, а в 1972—1974 гг. они закартированы монгольским геологом Д. Гарам и Р. М. Яшиной.



Фиг. 55. Схема размещения щелочных массивов района оз. Эрхил-Нур (Юго-Западное Прихубсугулье)

1—2 — венд-кембрийские отложения:
1 — известняки и доломиты,
2 — вулканогенно-терригенные породы;
3 — нижний девон (?) — туфоконгломераты, туфы и лавы кислого состава;
4—6 — породы гранит-аляскитовой формации:
4 — лейкократовые граниты,
5 — граносиениты,
6 — эндоконтактные сиенито-диориты;
7—11 — породы сиенит — нефелин-сиенитовой формации:
7 — сиениты: (*а* — плагиоклазсодержащие, *б* — существенно калишпатовые),
8 — пуласкиты и миаскиты,
9 — эгирин-амфиболовые нефелиновые сиениты,
10 — жильные содалит-нефелиновые сиениты,
11 — послемагматические метасоматические породы (*а* — альбититы и мариуполиты, *б* — комплекс мариуполитов, эгиринитов и щелочных пегматитов с эвдиалитом, астрофиллитом и ринколитом);
12 — трещинная интрузия граносиенитов ($P—T_1$?);
13 — четвертичные базальты;
14 — разломы (*а* — прослеженные, *б* — предполагаемые);
15 — элементы залегания пород.

Щелочные массивы:
I — Барунманханский,
II — Хухучулуульский,
III — Бурэнханобинский



Фиг. 56. Схематическая карта Барунманханского щелочного массива (Юго-Западное Прихубсугулье). Составили Р. М. Яшина и Д. Гарам с учетом материалов Д. Товудорж

1—4 — венд-кембрийские отложения:
1 — известняки и доломиты,
2 — известковистые сланцы, песчаники и алевролиты,
3 — скарнированные известняки,
4 — пироксенизированные известняки;
5 — граниты;
6 — нефелиновые сиениты, средне- и мелкозернистые, местами полосчатые;
7 — эндоконтактовая зона метасоматических альбититов, мариуполитов, эгиринитов и пегматитов с эвдиалитом, ринколитом, астрофиллитом и другими редкометальными минералами;
8 — флюоритизированные породы;
9 — четвертичные отложения;
10 — разломы

Щелочной массив горы Хулу-Чулу-Ула (см. фиг. 55) расположен в 40 *км* севернее г. Мурэн по дороге на г. Хатгал и в 2 *км* севернее оз. Эрхил-Нур. Он приурочен к пересечению двух разломных систем, имеющих северо-западное и северо-восточное простирание. Это обусловило своеобразную ромбовидную форму массива, границы которого вытянуты в направлении разломов. Одно из них более крупное, площадью 4,6 $км^2$, сложено сиенитами. На юге они граничат с белыми мраморизованными известняками, простирающимися в субширотном направлении (аз. 100—110°) и падающими на юг под углом 70—75°. Мраморы несут следы дробления и перекристаллизации. Близ западной выклинивающейся части массива мраморы перекрываются с угловым несогласием терригенно-вулканогенными отложениями. В их основании наблюдаются базальные туфо-конгломераты, содержащие окатанную гальку мраморов размером от 2—3 *мм* до 5 *см*. В нижней части эффузивной толщи преобладают грубообломочные туфобрекчии с прослоями полосчатых липаритовых пород. Их элементы залегания (аз. падения 348, ∠ 45) фиксируют угловое несогласие между эффузивами и подстилающими мраморами. Мощность эффузивной толщи около 1 *км*.

На южном контакте с мраморами сиениты Хухучулуульского массива также раздроблены и обохрены. Они отличаются неоднородным мелко- и среднезернистым сложением. Для них характерна порфировидная структура, обусловленная развитием крупных порфировидных кристаллов олигоклаза и кали-натрового полевого шпата. Темноцветных минералов мало. По мере перехода во внутренние части массива сиениты становятся более крупнозернистыми, плагиоклаз исчезает, появляются амфибол и биотит. Среди

сиенитов обнаруживаются пегматоидные шлиры кварц-полевошпатового состава.

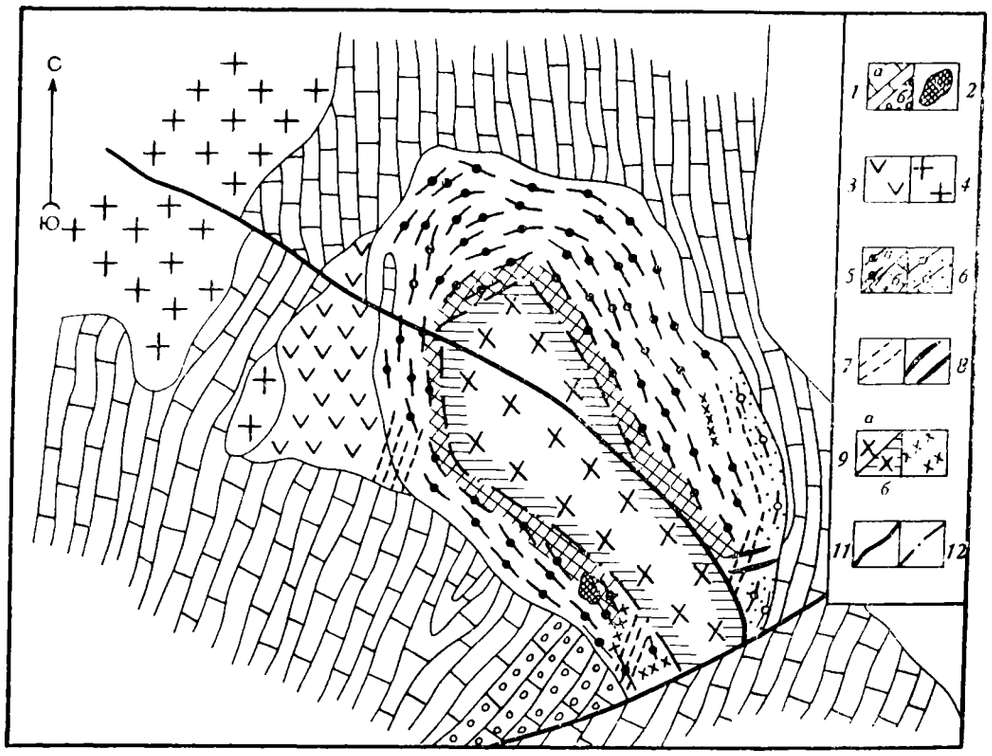
В долине, где расположен родник Тулан-Саир-Булак, проходящей в центральной части массива, обнажаются сильно измененные, раздробленные и обохренные сиениты. Они слагают холмистое подножье горы Хухучулу-Ула. Верхние части склонов и вершина горы образованы свежими амфибол-биотитовыми сиенитами. На северном склоне горы они имеют резкий, почти вертикальный контакт с мраморами, которые обладают крупнокристаллической структурой и не несут каких-либо существенных изменений. В приконтактной зоне сиенитов появляется ранний плагиоклаз и бесцветный авгит. Структура становится отчетливо порфировидной.

Более поздняя интрузия нефелиновых сиенитов отделена от описанных выше сиенитов широкой разломной долиной. Она вытягивается вдоль северо-западного ее склона на расстояние около 4,5 *км* при ширине от 200 до 800 *м*. У подножья этого склона наблюдаются коренные обнажения буро-розовых неравномернозернистых нефелиновых сиенитов, несущих следы дробления, катаклаза и гидротермального изменения. Вверх по склону нефелиновые сиениты становятся более свежими, приобретают обычную серую окраску и обнаруживают порфировидную структуру. В зоне контакта с мраморами щелочные породы по внешнему облику приближаются к субвулканическим фонолит-порфирам. В среднем части приразломного интрузивного тела наблюдаются коренные обнажения среднезернистых пироксен-амфиболовых и амфибол-биотитовых нефелиновых сиенитов, обладающих призматически-зернистой или слабо выраженной трахитоидной текстурой. В зоне контакта этих пород с мраморами появляются многочисленные жилоподобные тела метасоматических эгиринитов, мариуполитов и пегматоидных эгирин-нефелин-альбитовых пород, мощностью от 5 до 30 *см*, имеющих нередко зональное строение. Их периферические зоны обогащены войлокообразным эгирином, промежуточные — нефелином, а центральные — альбитом. В них обнаружены редкометальные акцессорные минералы — эвдиалит, ринколит, астрофиллит и др.

Взаимоотношения между щелочными и нефелиновыми сиенитами неясны, поскольку они разобщены в пространстве. Косвенные данные, а именно появление пироксена и плагиоклаза в приконтактных зонах сиенитов с мраморами, постоянное присутствие в них кварца (до 5%); наличие шлиров и гнезд кварц-полевошпатовых пегматоидных пород, а также жильной серии кварцевых щелочных сиенитов позволяют сделать заключение о самостоятельности интрузивного тела сиенитов.

Щелочной массив горы Бурэн-Хан-Обо (фиг. 57) расположен в 5 *км* южнее оз. Эрхил-Нур среди венд-кембрийских доломитсодержащих карбонатных толщ, образующих крутую моноклиналь, простирающуюся в субмеридиональном направлении. В плане он имеет форму овала, площадью в 12,4 $км^2$, вытянутого вкрест простирания вмещающих карбонатных пород, согласно с разломами северо-западного направления. На юго-востоке массив срезан разломом северо-восточного простирания.

Бурэнханобинский массив представляет собой многофазное интрузивное тело, сложенное двумя разновозрастными комплексами пород. Один из них — сиенит — нефелин-сиенитовый с эндоконтактными фациями сиенит-диоритов и жильными лейко- или меланократовыми нефелин-содалитовыми сиенитами — слагает периферические части массива, образуя в плане неправильную подкову, вытянутую в северо-западном направлении. Другой комплекс — граносиенит-щелочногранитный — прорывает пуласкиты и нефелиновые сиениты, оказывая на них активное метасоматическое воздействие (анортоклазизация, ослюденение, окварцевание). Этот комплекс образует центральное трещинное тело, а также многочисленные дайки и апофизы, секущие пуласкиты. Последние на таких участках приобретают розовую окраску, теряют нефелин, в них появляется мусковит, гематит и кварц. Граносиениты центральной части массива по своему внешнему



Фиг. 57. Схематическая карта щелочного массива г. Бурэн-Хан-Обо (Юго-Западное Прихубсугулье). Составили Р. М. Яшина и Д. Гарам

1 — венд-кембрийские отложения (*а* — известняки и доломиты, *б* — брекчированные мраморизованные и окварцованные известняки);
2 — ксенолит пироксенизированных и сиенитизированных известняков;
3 — гранодиориты;
4 — граниты;
5 —*9* — щелочные породы:
5 — пуласкиты и миаскиты (*а* —слабо измененные, *б* — микроклинизированные и обохренные),
6 — альбитизированные нефелиновые сиениты,
7 — жилы лейкократовых нефелин-содалитовых сиенитов,
8 — дайки меланократовых нефелиновых сиенитов,
9 — порфировидные граносиениты, $P—T_1$? (*а* — свежие, *б* — микроклинизированные и обохренные);
10 — дайки и апофизы граносиенитов в пуласкитах;
11 — разломы,
12 — тектонический контакт

облику, отчетливой порфировидной структуре и минеральному составу весьма похожи на аналогичные породы пермо-триасового селенгинского комплекса.

Пуласкиты, слагающие внешнюю подковообразную зону массива, отличаются равномерной кристаллозернистой структурой, светло-серой окраской и макроскопически сходны с нефелиновыми сиенитами горы Барун-Манхан, массива Ангархайн-Гол и восточного склона горы Сэрхэ-Ула. Пуласкиты состоят на 80—90% из пертитового полевого шпата и содержат от 3 до 8% нефелина. По мере приближения к контакту с вмещающими мраморами в них появляется ранний бесцветный пироксен, плагиоклаз и заметно возрастает роль нефелина (до 20%). Эти породы в западной части массива граничат с сиенит-диоритами и монцонитами, образующими протяженную эндоконтактную зону (4,5×0,8—1 *км*), отличающуюся неоднородным такситовым сложением. Сиенит-диориты содержат многочисленные ксенолиты переработанных сланцев и имеют резкий тектонический контакт с девонскими гранитами.

Среди пуласкитов и эндоконтактных диоритов наблюдаются многочисленные жильные тела мелкозернистых пироксен-амфиболовых сиенитов, содержащих до 25% нефелина и 8% содалита. Мощность жил изменяется от сантиметров до 0,3—0,5 *м*. Они простираются по аз. 185° и падают на восток под углами 35—40°. Подобные жильные тела распространены также в юго-западной приразломной части массива. Здесь установлены жильные образования двух типов: меланократовые эгирин-авгитовые не-

фелиновые сиениты и лейкократовые нефелин-содалитовые сиениты с эгирином и арфведсонитом. В северо-восточной и восточной приконтактных частях массива горы Бурэн-Хан-Обо интрузивные пуласкиты подверглись значительной метасоматической переработке: альбитизации, содалитизации и натролитизации. Зона щелочных метасоматитов, мощностью до 100 *м*, прослеживается на расстояние более 6 *км*. Здесь наблюдаются различные по составу щелочные метасоматиты; эгириновые мариуполиты, нефелин-альбитовые породы, сахаровидные альбититы, нефелинолиты и метапегматиты. В них обнаружены редкометальные акцессорные минералы: эвдиалит, бритолит, ринколит, астрофиллит и др. Эти метасоматические породы сходны с аналогичными образованиями приконтактной зоны нефелин-сиенитового массива горы Хуху-Чулу-Ула.

В Дархатском районе известны метасоматические образования сиенит — нефелин-сиенитовой формации. Они находятся близ граносиенитового Баянульского массива (см. фиг. 42) на северном склоне котловины оз. Хургун-Нур, где обнаружены два дайкообразных тела пегматоидных щелочных сиенитов, содержащих нефелин. Одно из них, мощностью 0,5—1,5 *м*, залегает в зоне контакта нижнепалеозойских плагиогранитов с габброидами, а другое, мощностью до 4 *м*, сечет габброиды. Оба тела простираются в субширотном направлении и круто падают на север. Они окружены ореолом (до 300 *м*) щелочных метасоматических образований, возникших в результате ослюденения и фельдшпатизации габброидов, а также вследствие калишпатизации и альбитизации плагиогранитов. Щелочные метасоматиты отличаются неоднородным шлирово-полосчатым или такситовым сложением. Их состав изменяется от меланократовых калишпат-нефелин-биотитовых или калишпат-нефелин-пироксеновых апогаббroидных пород до лейкократовых микроклин-альбитовых и кварц-альбитовых апогранитных пород.

В Хатгальском районе, на правобережье р. Эгыйн-Гол, известны мелкие интрузивные тела щелочных сиенитов и сиенит-диоритов, тесно ассоциирующих в пространстве с более крупными массивами девонских гранитов. Сиенитовые интрузии обычно тяготеют к контактам сланцевых и существенно карбонатных толщ верхнего рифея. Наиболее крупный массив находится в 15 *км* юго-западнее г. Хатгал в долине руч. Харганайн-Гол.

Харганайнгольский массив расположен в верховьях одноименного ручья на левом склоне его долины. Здесь среднезернистые амфибол-биотитовые сиениты образуют систему крутых (60—70°) пластообразных тел, залегающих более или менее согласно с общим субширотным простиранием вмещающих верхнерифейских сланцево-карбонатных толщ. Сиениты обнажены на площади около 3,5 *км*, но они насыщены крупными ксенолитами мраморизованных известняков. В зоне контакта мраморы скарнированы, а сиениты обогащены пироксеном и плагиоклазом. В них наблюдаются многочисленные прожилки калишпатовых пегматоидных сиенитов. С ними связана графитизация вмещающих карбонатных толщ и их ксенолитов. Крупные залежи графита (0,5×1,5 *м*) приурочены к контакту интенсивно калишпатизированных пироксеновых сиенитов с ксенолитом графитсодержащих мраморов. Среди сиенитов обнаружены дайки кварцевых щелочных сиенитов и щелочных гранитов. У подножья Графитовой горы вскрыто небольшое интрузивное тело нефелиновых сиенитов и приконтактная зона щелочных скарнов, сложенных эгирин-диопсидом, флогопитом, кальцитом и нефелином. Взаимоотношения этих пород с вмещающими карбонатными толщами и с сиенитами неизвестны.

Краткое рассмотрение массивов, входящих в состав сиенит — нефелин-сиенитовой формации, позволяет наметить следующую последовательность образования щелочных пород: I — двуполевошпатовые амфибол-биотитовые сиениты с прикровлевыми (купольными) фациями существенно калишпатовых сиенитов, содержащих щелочной амфибол, и жильными телами щелочных граносиенитов и гранитов; II — существенно калишпатовые

Таблица 34

Абсолютный возраст сиенит—нефелин-сиенитовых пород Юго-Западного Прихубсугулья и нагорья Сангилен

Район	Массив	Порода	Анализированный минерал	Содержание			Возраст
				K, %	Ar рад., *нг/г*	$\frac{Ar^{40}\ рад.}{Ar^{40}\ общ.}$, %	
Уджигингольский	Модисульский	Сиенит, амфиболовый	Амфибол	1,00±0,03	23,8±0,6	44; 56	324±16
	Ангархайнгольский	Миаскит, метасоматический (по диориту)	Лепидомелан	7,37±0,06	186±3,0	89; 82	342±12
			Нефелин	4,52±0,05	99,6±2,0	84; 87	300±12
Эрхилнурский	Бурэнханобинский	Пуласкит	Биотит	7,49±0,07	153,0±2,5	66; 70	280±9
	Хухучулуульский	Нефелиновый сиенит, интрузивный	»	7,52±0,06	164,0±2,5	64; 69	296±9
			»	7,46±0,06	158,5±2,5	60; 71	290±9
			Амфибол	0,76±0,04	14,1±0,6	32; 34	256±16
Хатгальский	Харганогольский (графитоносный)	Сиенит, амфибол-биотитовый	Биотит	6,65±0,06	134,0±2,0	60; 72	276±9
			Амфибол	1,34±0,04	30,5±0,7	46; 54	308±14
		Сиенит-диорит, эндоконтактный	Биотит	6,91±0,06	158,0±2,5	68; 70	310±10
			Амфибол	1,18±0,04	24,8±0,7	43; 53	288±14
Сангиленский, Юго-Восточная Тува	Коргередабинский	Нефелиновый сиенит, интрузивный	Биотит	3,50±0,2	78,0±1,5	—	304±12
	Уланэргинский		»	7,35±0,06	174,0±2,5	—	322±13
	Пичехольский		»	5,90±0,2	144,5±2,0	—	330±13

амфибол-биотитовые сиениты и пуласкиты с эндоконтактными фациями сиенит-диоритов (в сланцах) или пироксен- и плагиоклазсодержащих сиенитов (в мраморах); III — амфибол-биотитовые и пироксен-амфиболовые нефелиновые и нефелин-содалитовые сиениты, образующие самостоятельные трещинные интрузии или жильные тела, секущие сиенит-диориты, сиениты и пуласкиты; IV — эгириновые мариуполиты, альбититы, нефелинолиты и метапегматиты, образующиеся при метасоматической переработке интрузивных пуласкитов и нефелиновых сиенитов. Данные породы отличаются повышенным содержанием редкометальных минералов: эвдиалита, катаплента, бритолита, астрофиллита, ринколита и других.

Геологический возраст пород сиенит — нефелин-сиенитовой формации определяется, главным образом, на основании их взаимоотношения с другими магматическими образованиями. Интрузии щелочных и нефелиновых сиенитов секут нижнепалеозойские диориты и девонские граниты, оказывая на них существенное метасоматическое воздействие. Вместе с этим в массиве горы Бурэн-Хан-Обо, как отмечалось ранее, пуласкиты прорваны трещинным интрузивным телом и дайками порфировидных граносиенитов, похожих на аналогичные породы пермо-триасового селенгинского комплекса Центральной Монголии.

Авторами получены новые данные об абсолютном возрасте пород сиенит — нефелин-сиенитовой формации, основанные на радиологическом (калий-аргоновом) исследовании 11 мономинеральных проб (табл. 34). Анализ чисто отобранных нефелина, амфибола и биотита производился в лаборатории ИГЕМ АН СССР М. М. Аракелянц. Наиболее древний возраст (342± ±12 млн. лет) установлен для биотита из гнейсовидных метамиаскитов, развивавшихся по нижнепалеозойским диоритам, а самая молодая цифра (256±9 млн. лет) определена для мелкозернистой фракции щелочного амфибола, образовавшегося при содалитизации нефелиновых сиенитов. Такой большой диапазон изменения абсолютного возраста щелочных пород обусловлен, по-видимому, влиянием разломных зон, наложением метасоматических процессов и проявлением в пределах отдельных массивов пермо-триасовых гранитоидных интрузий. Для сравнения в табл. 34 приведены цифры абсолютного возраста интрузивных амфибол-биотитовых нефелиновых сиенитов нагорья Сангилен (Юго-Восточная Тува). Они укладываются в более узкий отрезок геологического времени (330—304 млн. лет), отвечающий только карбону. Совокупность геологических и радиологических данных позволяет сделать вывод о том, что сиенит — нефелин-сиенитовые массивы Юго-Западного Прихубсугулья формировались позднее девонских орогенных гранитов. В настоящее время возраст этой формации условно может быть принят как каменноугольный.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЕЙШИХ РАЗНОВИДНОСТЕЙ ПОРОД

В составе данной формации господствующее значение принадлежит амфибол-биотитовым существенно калишпатовым сиенитам. Однако они заметно изменяются в эндоконтактных зонах с мраморами, а также в прикровлевых купольных структурах, где проявился автометасоматоз.

Амфибол-биотитовые сиениты — это среднезернистые лейкократовые породы светло-серой окраски с однородной призматически-зернистой текстурой. Главным породообразующим минералом является кали-натровый полевой шпат микропертитовой структуры, образующий идиоморфные призматические кристаллы, размером от 0,5×0,2 до 2×0,5 *см*. Его содержание колеблется от 70 до 90%. Другой полевой шпат — олигоклаз (до 5%) — присутствует в виде реликтовых слабо идиоморфных зерен, окруженных реакционной каймой ортоклаз-пертита. Нередко наблюдаются причудливые пятнистые антипертитовые структуры, возникшие в результате замещения олигоклаза калишпатом.

Амфибол — буро-зеленый гастингсит (до 8%) — обычно выделяется в промежутках между кристаллами полевых шпатов, образуя слабо идиоморфные или ксеноморфные зерна. Удлинение кристаллов положительное, $c : Ng = 17—18°$, $2v = 76°$. Схема плеохроизма ($Ng \geqq Nm > Np$) в бурозелено-желтых тонах. В амфиболе иногда наблюдаются реликты слабо окрашенного пироксена, по-видимому авгита.

Биотит (1—3%) дает две формы выделений: 1) пластинчатые кристаллы, развивающиеся одновременно с амфиболом; 2) розетки и корониты, наблюдаемые вокруг титаномагнетита. Содержание последнего минерала иногда достигает 3—5%; он образует изометричные зерна и идиоморфные кристаллы квадратного сечения.

Акцессорные минералы представлены апатитом и сфеном. Первый выделяется в форме микропризмочек, заключенных в полевых шпатах, а второй — всегда наблюдается в срастании с титаномагнетитом, амфиболом или биотитом. Поздний кварц (1—2%) распределен неравномерно в сиенитах и появляется обычно на участках проявления жильных граносиенит-аплитов и пегматитов.

Пироксенсодержащие сиениты наблюдаются обычно в эндоконтактных зонах с мраморами. В них наряду с амфиболом и биотитом присутствует бесцветный пироксен: диопсид или диопсид-авгит, поскольку угол угасания $c : Ng$ изменяется от 33 до 46°. Бесцветный пироксен нередко окружен реакционной каймой зеленого ферриавгита или амфибола. Характерно, что в этих породах обычно возрастает роль олигоклаза (до 10—20%), который выделяется в форме призматических кристаллов, более ранних, чем пертитовый калишпат. Заметно увеличивается значение титаномагнетита (до 5%) и сфена (до 2%).

Биотитовые кварцевые сиениты пятнистой розово-серой и яркой розовой окраски наблюдаются в зонах постинтрузивных тектонических нарушений и представляют собой продукты метасоматической переработки первично магматических сиенитов. Последние подвергаются микроклинизации и альбитизации с образованием позднего кварца, гематита и вторичного волокнистого биотита. В этих породах плагиоклаз отсутствует, а кали-натровый полевой шпат превращен в грубый пятнистый агрегат решетчатого микроклина и альбита. Они содержат микроскопическую сыпь окислов железа и благодаря этому обладают ярко-розовой окраской. Количество кварца достигает 5—10%. Он образует неправильные зерна и их агрегаты в тесном срастании с микроклином. Титаномагнетит почти нацело замещен высокожелезистой слюдой и гематитом.

Щелочные сиениты с эгирином, арфведсонитом и голубым рибекитом наблюдаются в купольных частях массивов гор Ихэ-Эрциг-Ула и Нам-Улан-Ула. Здесь сиениты на 90% сложены грубым пертитовым полевым шпатом струйчатого или пятнистого типа, в составе которого явно преобладает альбит. Кристаллы полевого шпата имеют причудливые волнистые контуры. Пертитовые вростки альбита часто распространяются на два соседних зерна калишпата. В мезостазисе присутствует кварц в форме угловатых ксеноморфных выделений. Темноцветные минералы: эгирин и арфведсонит (2—3%), образуют мелкие призмочки, ассоциирующие обычно с поздним альбитом. Акцессорная составная часть представлена сфеном, апатитом, магнетитом, ортитом, ильменорутилом и астрофиллитом. Структура породы то мозаичная, то пойкилобластовая, то гранобластовая свидетельствует об автометасоматическом образовании щелочных сиенитов.

Нефелинсодержащие (до 5%) сиениты (пуласкиты) являются весьма характерными породами формации. Наиболее широко они проявлены в массиве горы Бурэн-Хан-Обо, где отличаются лейкократовым обликом, светло-серой окраской, однородным среднезернистым или крупнозернистым сложением с призматически-зернистой или слабо выраженной трахитоидной текстурой. Микроструктура пород гипидиоморфнозернистая.

Главным породообразующим минералом является микроклин-пертит (85—90%), образующий крупнопризматические кристаллы, находящиеся в тесном взаимном срастании. Среди темноцветных минералов преобладает железистый амфибол-гастингсит (до 10%). Он выделяется в форме слабо идиоморфных зерен и призм (до 0,5 *мм*), располагающихся между полевыми шпатами и обнаруживающих резкий плеохроизм от черно-зеленых до бутылочно-зеленых и желто-зеленых тонов. Удлинение кристаллов положительное, $c : Ng$ колеблется от 15 до 18°. Там, где пуласкиты непосредственно контактируют с мраморами, в них возрастает роль темноцветных минералов и появляется бесцветный пироксен (авгит). Он образует удлиненные призматические кристаллы, нередко зонального строения, поскольку внешняя кайма имеет слабую или яркую зеленую окраску и отвечает по составу эгирин-авгиту. Нередко пироксен окружен реакционной каймой гастингсита. Биотит образует единичные пластинчатые выделения и обычно тесно ассоциирует с амфиболом.

Нефелин присутствует в форме неправильных ксеноморфных зерен, заключенных внутри кристаллов калишпата и нередко образующих с ним взаимные микропрорастания. Реже он выделяется в виде крупных зерен, располагающихся на стыках кристаллов калишпат-пертита. По нефелину иногда развиваются натролит и содалит. Реже он замещается мусковитом. Ассоциация акцессорных минералов представлена титаномагнетитом, сфеном и апатитом. К вторичным образованиям относятся альбит, натролит и содалит.

Пироксен-амфиболовые нефелино-содалитовые сиениты образуют многочисленные жильные тела среди пуласкитов горы Бурэн-Хан-Обо. Они отличаются мелкозернистым массивным сложением. Структура породы гипидиоморфнозернистая. Главными породообразующими минералами являются микроклин-пертит струйчатого типа (60—65%), нефелин (25—30%) и содалит (10—15%). Подчиненное значение имеют эгирин-авгит (5—8%) и железистый гастингсит (до 5%).

Кали-натровый полевой шпат, так же как и в сиенитах, образует идиоморфные призматические кристаллы с четкими границами. Пертитовые вростки альбита имеют струйчатую форму, составляя 30—35% кристаллов. Вторичный альбит нередко развивается по периферии зерен калишпат-пертита.

Нефелин, содержание которого колеблется от 15 до 30%, отличается свежим обликом. Он выделялся раньше калишпата в виде идиоморфных кристаллов с квадратными поперечными сечениями. С ним нередко ассоциирует содалит. Он корродирует и замещает периферические участки кристаллов нефелина, но чаще находится с ним в тесном взаимном срастании.

Пироксен—эгирин-авгит отличается ярко-зеленой окраской, плеохроирует в желто-зеленых тонах, удлинение отрицательное, $c : Np = 15—18°$. Его тонкие призматические кристаллы располагаются на стыках зерен нефелина и калишпата.

Амфибол—ферригастингсит выделяется в виде оторочек вокруг пироксена и нередко его корродирует и замещает. Реже встречаются мелкие слабо идиоморфные зерна. Для амфибола характерна густая черно-зеленая окраска и резкий плеохроизм, $c : Ng = 16—17°$, $2v = —72°$.

Акцессорные минералы: сфен, ильменорутил, титаномагнетит, флюорит, апатит, эвколит, астрофиллит, ринколит, ассоциирующий с эгирин-авгитом. Вторичные минералы: альбит, развивающий по калишпат-пертиту в виде оторочек, цепочек и грубопятнистых пертитовых вростков; лепидомелан, замещающий эгирин-авгит и титаномагнетит.

Пироксен-лепидомелановые нефелиновые сиениты распространены в массивах гор Хуху-Чулу-Ула, Барун-Манхан-Ула, р. Ангархайн-Гол и др. Они представляют собой среднезернистую лейкократовую породу светло-серой окраски с отчетливой призматически-

зернистой структурой. В породе преобладает грубопятнистый микроклин-пертит (65—70%), образующий идиоморфные призматические кристаллы. Нефелин (15%) выделяется в виде крупных ксеноморфных зерен, располагающихся между призмами калишпата и имеющих угловатые очертания. Обычно он слабо серицитизирован или замещается розетками и веерообразными агрегатами натролита, а также содалитом. Темноцветные минералы представлены ярко-зеленым эгирин-авгитом (до 7%), находящимся обычно в тесном срастании с лепидомеланом (от 1 до 10%). Последний отличается резким плеохроизмом в черно-коричневых и ярко-оранжевых тонах. Обнаруживаются единичные кристаллы щелочного амфибола. Акцессорные минералы включают: апатит, сфен и титаномагнетит, количество которого меньше 1%. Вторичные образования распределены неравномерно. Альбит развивается не только в виде кайм и пятнистых пертитовых вростков, но и в форме микролейст. Натролит замещает нефелин, а содалит часто выделяется в микротрещинах.

Нефелиновые сиенит-порфиры развиты в северо-восточной приконтактной зоне массива горы Хуху-Чулу-Ула. Они представляют собой светло-серую или сиреневато-серую сливную породу с афировой или слабо порфировой структурой. Редкие порфировые вкрапленники принадлежат призматическим кристаллам ортоклаз-пертита, размером до 1,5×0,5 *см*. Основная масса породы сложена микрозернистым агрегатом нефелина (до 40%) и ортоклаза (более 50%), среди которых наблюдаются апатит, титаномагнетит, сфен и микрочешуйчатый биотит. Он обычно ассоциирует с ортоклазом. Пироксен и амфибол, а также типичные для нефелиновых сиенитов вторичные автометасоматические минералы (альбит, содалит, натролит) в приконтактных сиенит-порфирах отсутствуют.

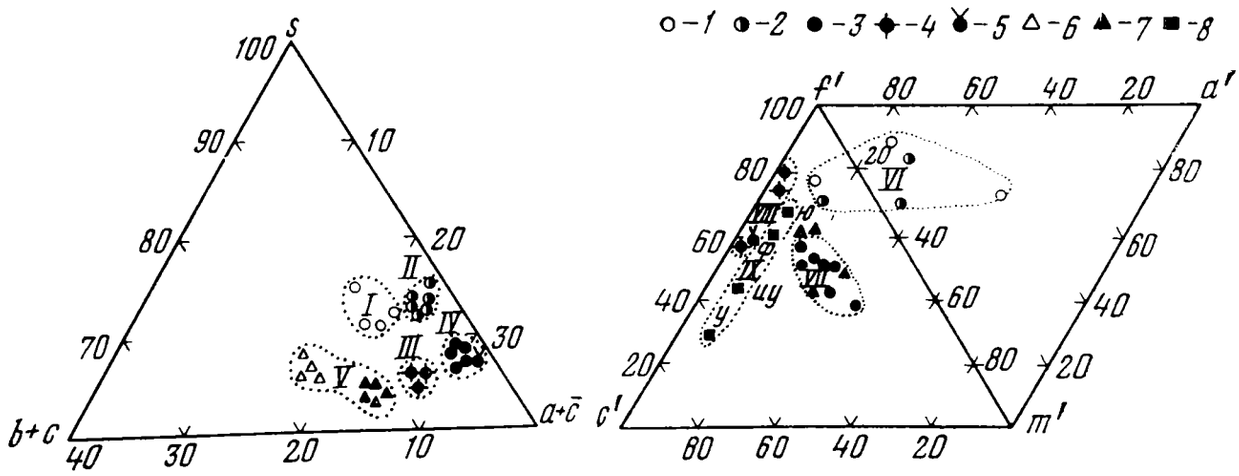
Эгириновые мариуполиты представляют собой метасоматические породы, образующиеся по интрузивным нефелиновым сиенитам. От последних они отличаются не только специфическим минеральным составом, но и неоднородным гнейсовидно-полосчатым сложением; чередуются полосы, обогащенные эгирином, альбитом и нефелином. Содержание последнего на отдельных участках достигает 50—55%, а эгирина колеблется от 5—10 до 30—35%. Прослои с повышенным количеством эгирина имеют меланократовый облик и наиболее отчетливую гнейсовидную текстуру. Структура эгириновых мариуполитов изменяется от типичной порфиробластовой до нематобластовой и мозаичной. В первом случае порфиробласты, размером от 0,2 до 1 *см*, представлены призматическими или изометричными зернами нефелина, погруженными в микролейстовую массу альбита, эгирина и подчиненного ксеноморфного микроклина. Во втором случае нефелин редок, а преобладающие альбит, эгирин и микроклин находятся в тесном взаимном срастании, образуя единую микропризматическую массу. Помимо нефелина, эгирина, альбита и микроклина в мариуполитах присутствуют такие редкометальные минералы как эвдиалит, катаплеит, ринколит, астрофиллит, бритолит. В микротрещинах наблюдаются выделения вторичного содалита и натролита.

В массиве горы Барун-Манхан-Ула среди эгириновых мариуполитов широко распространены гнезда, шлиры и линзы метапегматитов. Они обнаруживают отчетливое зональное строение. Их зальбанды сложены гнейсовидными эгиринитами или эгириновыми альбититами, а ядро — пегматоидными кристаллами микроклина, нефелина и эгирина с крупными выделениями (от 0,5 до 4 *см*^{2}) малинового эвдиалита и буро-розового катаплеита. В эгирин-альбитовой зоне присутствуют бритолит, ринколит, астрофиллит и ильменорутил. Размер пегматитовых тел изменяется от 0,1×0,5 до 1,5×12—15 *м*. Мариуполиты и метапегматиты обогащены флюоритом и на отдельных участках подвергаются более поздней натролитизации. Подобные высокощелочные метасоматические образования известны на сопредельной территории Тувинской щелочной провинции в пределах Коргередабинского и Дугдинского нефелин-сиенитовых массивов.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СИЕНИТ — НЕФЕЛИН-СИЕНИТОВОЙ ФОРМАЦИИ

Лейкократовый облик первично интрузивных пород и их преимущественно сиенитовый состав предопределили общие петрохимические черты данной формации: ее обедненность железом, магнием и кальцием, насыщенность или пересыщенность глиноземом и щелочами при изменении степени кремнекислотности от $Q=+11{,}7$ до $Q=-24$. Пределы колебания главнейших параметров А. Н. Заварицкого характеризуются следующими цифрами: b — от 1,1 до 7,4; c от 0 до 3,0; a от 17,5 до 28,9; s от 64,9 до 74,5. Специфично появление параметра с (до 4,0), свидетельствующего об избытке щелочей над алюминием, что типично только для агпаитовых щелочных пород.

Сравнительный петрохимический анализ сиенит — нефелин-сиенитовой формации произведен с помощью диаграмм (фиг. 58), построенных по результатам химических анализов пород (табл. 35), пересчитанных на главные (s, a, b, c) и дополнительные (f′, m', c', a') петрохимические характеристики. На трехугольной диаграмме s — $b+c$ — a отчетливо обособились кварцсодержащие (s от 70 до 75) и нефелинсодержащие (s от 65 до 70) сиениты. При этом фигуративные точки их интрузивных разновидностей сгруппировались в самостоятельные поля (*III* и *IV*), тяготеющие к стороне трехугольной диаграммы, соединяющей вершины s и a. Контактно-реакционные плагиоклазсодержащие сиениты и метамиаскиты, обогащенные кальцием за счет ассимиляции вещества вмещающих карбонатных или диоритовых пород, образуют сгущение точек (поля *I* и *III*), смещенные на диаграмме в сторону угла $b+c$, отражающего повышенную основность пород. Послемагматические метасоматические мариуполиты по своим петрохимическим особенностям близки к исходным интрузивным нефелиновым сиенитам, по сравнению с которыми они обогащены щелочами и, особенно, натрием, входящим в состав альбита, нефелина, эгирина и других минералов. Нанесенные на диаграмму фигуративные точки описанных ранее



Фиг. 58. Петрохимические диаграммы пород сиенит — нефелин-сиенитовой формации

1—5 — породы сиенит — нефелин-сиенитовой формации:
1 — плагиоклазсодержащие сиениты,
2 — щелочные сиениты и пуласкиты,
3 — нефелиновые сиениты,
4 — метамиаскиты,
5 — метасоматические мариуполиты;
6—7 — породы формации щелочных габбро, ийолит-уртитов, фойяитов и сиенитов:
6 — тералит-сиениты и сиениты,
7 — нефелинсодержащие сиениты и фойяиты;
8 — ийолит-уртиты (*ИУ*)-уртиты (*У*), ювиты (*Ю*) и оливиновые фойяиты (*Ф*);
I—V — поля составов щелочных пород:
I — плагиоклазсодержащие и щелочные сиениты,
II — щелочные сиениты и пуласкиты,
III — метамиаскиты,
IV — нефелиновые сиениты,
V — тералит-сиениты, сиениты и фойяиты;
VI—IX — поля составов цветных минералов щелочных пород:
VI — плагиоклазовых и щелочных сиенитов,
VII — интрузивных нефелиновых сиенитов,
VIII — метамиаскитов и мариуполитов,
IX — ийолит-уртитов, уртитов, ювитов и фойяитов

Химический состав пород сиенит—нефелин-сиенитовой формации (в вес. %)

Таблица 35

№ пп	Массив	Интрузивная фаза	Порода	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому														
				SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O^+	F	Cl	S
1	Модисульский	I	Сиениты с кварцем и плагиоклазом	65,92	0,23	17,81	1,64	1,04	0,07	0,98	1,90	4,80	4,92	0,12	0,72			0,01
2				58,96	0,57	19,35	3,07	4,14	0,15	0,57	2,20	6,28	3,94	0,21	0,66			0,04
3				62,08	0,42	18,41	1,01	2,86	0,11	0,29	1,88	5,92	5,91	0,13	0,36	Не обн.	0,06	Нет
4	Ихээрцигульский			64,06	0,15	17,84	0,98	2,60	0,12	0,49	1,41	6,06	5,98	0,16	0,10	» »	0,07	Сл.
5	Намуланульский	I фаза с наложенным автометасоматозом	Щелочной сиенит с эгирином и кварцем	64,27	0,27	17,77	1,82	0,96	0,12	0,50	0,82	7,07	5,86	0,13	0,30	» »	0,07	Не обн.
6	Хухучулуульский	I	Сиениты амфибол-биотитовые с кварцем	65,00	0,21	17,49	1,61	0,69	0,17	0,39	0,24	6,56	6,44	0,06	0,54	0,05	0,05	Не обн.
7				64,05	0,46	17,25	1,73	1,10	0,10	0,85	0,54	6,01	6,54	0,10	0,53	0,06	0,06	» »
8				66,44	0,14	16,60	1,35	0,00	0,06	0,32	0,06	5,82	8,00	0,10	0,40	Сл.	Не обн.	Сл.
9*		II	Нефелиновые сиениты с пироксеном, амфиболом и лепидомеланом	56,30	0,54	21,24	1,86	1,44	0,19	0,50	1,13	8,40	6,00	0,34	2,14	0,08		Не опр.
10				56,88	0,56	20,21	2,38	1,28	0,42	0,85	0,66	9,70	5,50	0,06	0,95	0,20	0,03	0,03
11				59,48	0,66	19,53	1,39	1,09	0,12	0,62	0,64	8,28	6,17	0,08	0,95	0,07	Не обн.	Не обн.
12*		II фаза с наложенным автометасоматозом	Эгириновые мариуполиты	59,14	0,10	21,90	1,70	0,14	0,04	0,20	0,40	8,00	7,30	0,20	0,60	0,02		Не опр.
13				58,64	0,30	18,1	3,41	0,71	0,16	0,34	0,96	7,46	8,23	0,06	0,95	0,038	Не обн.	Не обн.
14																		
15*	Бурэнханобинский	I	Сиениты эндоконтактные	64,78	0,41	16,78	1,86	1,87	0,09	0,90	2,50	5,50	4,50	0,12	0,45	0,03		Не опр.
16			Пуласкиты амфибол-биотитовые	62,58	0,20	18,41	1,34	0,80	0,05	0,40	1,08	6,33	7,39	0,12	0,58	0,04	Не обн.	0,01
17				61,28	0,40	18,12	1,76	1,46	0,12	0,88	1,75	6,59	6,07	0,14	0,60	0,06	» »	Не обн.
18				61,08	0,34	18,21	2,54	0,31	0,12	0,71	1,32	6,48	6,92	0,16	1,10	0,038	» »	» »
19																		
20**		II	Нефелин-содалитовые сиениты с пироксеном и амфиболом, жильные	58,84	0,43	20,40	1,05	0,95	0,13	0,52	1,08	8,65	6,50	0,14	0,67	0,10	0,25	0,02
				57,22	0,29	23,14	1,36	2,40	0,07	0,19	0,91	8,00	5,40		0,04			

Таблица 35 (продолжение)

№ пп	Массив	Интрузивная фаза	Порода	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому														
				SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O^-	H_2O^+	F	Cl	S
21		II фаза с наложенным автометасоматозом	Эгириновые мариуполиты	58,2	Сл.	20,45	3,89	1,24	0,10	0,05	1,00	10,42	3,84		0,14	0,06		
22	Ангархайнгольский	Нефелиновые сиениты (метамиаскиты аподиоритовые)		58,43	0,14	20,10	1,71	2,04	0,06	0,04	2,34	6,56	6,68	0,13	0,56	Не обн.	0,07	0,02
23				55,96	0,24	21,48	2,39	2,84	0,07	0,09	1,07	7,58	6,01	0,26	0,66	» »	Сл.	0,11
24				55,70	0,21	21,93	3,02	2,28	0,06	0,09	1,08	8,04	6,01	0,23	0,59	» »	0,06	Не обн.
25*				53,90	0,22	19,54	2,58	5,32	0,16	0,40	3,12	4,90	6,80	0,36	1,92	0,17		Не опр.

№	Массив	Интрузивная фаза	Порода	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому													
				CO_2	P_2O_5	сумма	a	c	$\bar{c}$	b	s	f'	m'	c'	a'	n'	Q
1	Модисульский	I	Сиениты с кварцем и плагиоклазом		0,13	100,29	17,5	2,3		5,7	74, 5	42,5	29,0		28,5	59,6	+11,7
2					0,18	100,32	19,9	2,7		6,8	70,6	76,4	11,0		12,6	71,3	—5,3
3	Ихээрцигульский			0,03	0,10	99,57	21,5	1,5		6,3	70,4	74,6	9,0	16,4		60,1	—3,1
4						100,02	21,9	0,9		5,0	72,2	67,6	16,2	16,2		60,5	—0,3
5	Намуланульский	I фаза с наложенным автометасоматозом	Щелочной сиенит с эгирином и кварцем			99,96	23,5		0,3	4,0	72,2	55,0	20,0	25,0		64,0	—2,9
6	Хухучулуульский	I	Сиениты амфибол-биотитовые с кварцем	Не обн.	0,54	99,51	23,7	0,3		3,3	72,7	67,2	20,0		12,8	60,7	—2,3
7				0,03	0,17	99,52	22,7	0,7		4,3	72,3	63,7	33,5		2,8	58,3	—1,5
8				0,19	0,07	99,55	20,4		3,5	1,3	74,8	53,7	41,0	5,6		42,8	—5,5
9*																	
10		II	Нефелиновые сиениты с пироксеном, амфиболом и лепидомеланом	0,20	0,10	100,46	28,0	0,7		4,9	66,4	67,2	17,1	15,7		67,8	—24,6
11				0,48	0,05	100,24	27,6		2,3	3,7	66,4	38,5	39,5	22,0		70,6	—24,7
				Не обн.	0,06	99,64	26,4		1,1	3,6	68,9	42,2	29,3	28,5		65,8	—16,0

Таблица 35 (окончание)

№ пп	Массив	Интрузивная фаза	Порода	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому													
				CO_2	P_2O_5	сумма	a	c	$\bar{c}$	b	s	f'	m'	c'	a'	n'	Q
12*	Хухучулуульский	II фаза с наложенным автометасоматозом	Эгириновые мариуполиты	0,20	0,01	99,93	28,9	0,4		1,6	69,1	59,1	22,8		18,1	62,6	—20,4
13				0,05	0,035	99,45	24,9		4,0	2,0	69,1	12,7	28,8	58,5		50,7	—15,9
15*	Бурэнханобинский	I	Сиениты эндоконтактные	0,20	0,17	100,16	18,7	1,9		5,3	74,1	50,0	28,2	21,8		64,9	+8,9
16			Пуласкиты амфибол-биотитовые	0,11	0,10	99,54	24,8	0,3		3,7	71,2	53,3	18,5	8,2		56,5	—7,3
17				0,05	0,17	99,45	23,5	0,9		5,7	69,1	52,7	26,1	21,2		62,5	—8,1
18				Не обн.	0,074	99,40	24,6	0,5		5,0	69,9	52,5	24,4	23,1		58,7	—9,7
19		II	Нефелин-содалитовые сиениты с пироксеном и амфиболом жильные	» »	0,06	99,79	28,6		0,2	4,3	66,9	48,4	20,6	31,0		66,7	—23,6
20**					0,01	99,03	25,6		1,1	7,4	65,9	48,6	24,7	26,7		70,0	—20,5
21		II фаза с наложенным автометасоматозом	Эгириновые мариуполиты	0,08	Сл.	99,47	28,0		3,1	1,1	67,8	58,0	3,0	39,0		80,0	—21,5
22	Ангархайнгольский	Нефелиновые сиениты (метамиаскиты аподиоритовые)		1,39	0,04	100,12	24,5	1,4		6,5	67,6	54,3	1,0	44,7		60,0	—15,2
23				0,77	0,03	99,46	26,1	1,8		6,4	65,7	77,0	2,2	20,8		65,5	—22,6
24				1,12	0,12	100,44	27,2	1,4		6,5	64,9	77,2	2,2	20,6		67,0	—26,0
25*				0,33	0,13	99,55	22,2	3,0		8,6	66,2	78,7	8,5	12,8		52,3	—15,0

* Анализы выполнены по материалам Р. М. Яшинсй в Центральной лаборатории геохимии ИМГРЭ, аналитики З. В. Вихрова, И. И. Любошиц, Р. А. Пчельникова и В. И. Харитонова.

** Данные А. С. Павленко, Л. В. Филиппова и Л. П. Орловой (1974). Остальные анализы производились в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР, аналитики Е. Л. Бородина, Л. П. Крутецкая, Е. М. Нактинас и Н. И. Степашкина.

Таблица 36

Содержание акцессорных элементов-примесей ($г/т$) в породах сиенит-нефелин-сиенитовой формации (54 спектрально-химических анализа)

Массив	Уджигинская группа		Эрхилнурская группа			Ангархайгольский
порода	кварцевые сиениты	щелочные сиениты	пуласкиты	нефелиновые сиениты	мариуполиты	метамиаскиты
Be	7	13	2	3,5	3	5
Sn	3,8	5	3,5	3,5	4,5	
W	0—20	0—5				
Mo	1—40	5—10	5	1—5	4	11
Li	0—150	25—100	35	40	70	45
Nb	30	25	35	50	45	50
Zr	235	300	350	350	250	350
La	50	180	65	45	50	50
Ce	250	300	250	300	450	250
Y	50	0—50	0—50	0—50	0—50	20
Pb	40	37	20	20	8,5	20
Cu	8	7	3,5	5	8,5	3,5
Zn	60	100	90	90	55	100
Mn	470	1000	1250	1750	500	1500
Ti	1840	3200	2000	3250	2500	2000
V	10	12	50	50	2,5	35
Co	3,8					
Ni	3,7	0—7	8	8	4	4
Cr	1,3	0—2	10	10	0	5
Ba	483	250	1100	1100	300	290
Sr	200	150	350	450	1000	150
P	560	650	650	800	450	150

Примечание. Анализы выполнены в Спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР, Р. В. Кортман.

нижнедевонских тералито-сиенитов и фойяитов обособились в виде самостоятельного поля (V), смещенного к вершине $b+c$ и отделенного от пород сиенит — нефелин-сиенитовой формации полями контактно-реакционных плагиосиенитов и метамиаскитов.

На другой диаграмме, построенной в координатах $f' — m' — c' — a'$ (см. фиг. 58), отражено изменение состава темноцветных минералов. Они обогащены железом и глиноземом в кварц- и плагиоклазсодержащих сиенитах, отличаются повышенной железистостью в интрузивных нефелиновых сиенитах и обладают значительной кальциевостью и железистостью в метамиаскитах. Темноцветные минералы последних обеднены магнием.

Результаты предварительного спектрально-химического исследования пород сиенит — нефелин-сиенитовой формации (табл. 36) показывают, что кварцсодержащие сиениты Уджигинского района по составу и особенно содержанию элементов-примесей существенно отличаются от пуласкитов, нефелиновых сиенитов и мариуполитов района оз. Эрхил-Нур.

Для кварцсодержащих сиенитов намечается следующая ассоциация элементов-примесей: Be, Sn, Mo, Li, Nb, Zr, W, TR (Ce>Y), Pb, Zn. Часть этих элементов отсутствует (W) или обнаруживается в ничтожных количествах (Be, Sn, Mo) в пуласкитах, нефелиновых сиенитах и мариуполитах района оз. Эрхил-Нур. Для последних пород характерно повышенное содержание ниобия, циркония и церовых редких земель, а также марганца, титана, ванадия, бария и стронция (в мариуполитах).

Отмеченные выше петрохимические особенности пород сиенит — нефелин-сиенитовой формации по существу определяют металлогеническую специализацию разнотипных интрузивных массивов: кварц-сиенитовых и нефелин-сиенитовых. Кварц-сиенитовые массивы сложены породами, насыщенными кремнекислотой и глиноземом (от плагиоклазсодержащих до калишпатовых и рибекитовых кварцевых сиенитов). Их металлогеническая специализация выражается в повышенном содержании Be, W, Mo, Li и TR (Ce>Y). Количество циркония и ниобия почти не превышает кларковый уровень для кислых пород земной коры. Рудные концентрации редких элементов и редких земель образуются в результате развития послемагматического щелочного метасоматоза, который слабо проявлен в сиенитовых массивах Юго-Западного Прихубсугулья. Однако на сопредельной территории Восточной Тувы с процессами микроклинизации, альбитизации и ослюденения, наложенными на сиенитовые массивы, связаны комплексные редкометальные рудопроявления (Кудрин и др., 1965).

Нефелин-сиенитовые интрузивные массивы сложены породами, недосыщенными кремнекислотой, но обогащенными глиноземом и щелочами (от нефелинсодержащих пуласкитов до нефелиновых или нефелин-содалитовых сиенитов и эгириновых мариуполитов). Металлогеническая специализация данных пород определяется повышенным содержанием ниобия, циркония и цериевых редких земель, а также увеличенным количеством титана, марганца и стронция. Рудные концентрации редких элементов (Zr, Nb, TR) образуются на послемагматическом этапе формирования нефелин-сиенитовых интрузивных массивов при интенсивном проявлении высокощелочного метасоматического процесса — мариуполитизации. С этим процессом связано образование эвдиалит-ринколит-бритолит- и астрофиллитсодержащих метасоматитов и метапегматитов Барунманханского и Буэнханобинского массивов Юго-Западного Прихубсугулья.

О ГЕНЕЗИСЕ ПОРОД СИЕНИТ — НЕФЕЛИН-СИЕНИТОВОЙ ФОРМАЦИИ И ЕЕ ХАРАКТЕРНЫХ ПРИЗНАКАХ

Вопрос о генезисе щелочных и нефелиновых сиенитов Северной Монголии неоднократно обсуждался в литературе А. С. Павленко с соавторами (Павленко, Быховер, 1971; Павленко и др., 1974), которые объединили эти породы вместе с девонскими гранитами в единую гранитно-щелочногранитоидную формацию, проявленную на орогенном этапе развития раннекаледонских складчатых структур. Образование различных по составу щелочно-земельных, субщелочных и щелочных алюмосиликатных пород как пересыщенных (Q=+35), так и недосыщенных (Q=—25—30) кремнекислотой, объяснялось с позиций единого палингенно-метасоматического процесса, протекавшего в толще сиалической земной коры, сформировавшейся на геосинклинальном этапе развития верхнерифейско-кембрийской складчатой области. Зарождение гранитных, сиенитовых и нефелин-сиенитовых расплавов происходило в результате прогрессивного метаморфизма, метасоматоза и фракционного выплавления (анатексиса), которое протекало в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, т. е. при температурах не выше 700°. Авторы считают, что гранитные расплавы возникали только в насыщенных кремнекислотой алюмосиликатных породах, сиениты — в породах габброидного состава, а нефелин-сиенитовые при сочетании габброидных и карбонатных пород. При этом отмечалось, что очаги различных по составу эвтектоидных алюмосиликатных расплавов развивались независимо друг от друга. Из изложенных выше представлений вытекает весьма важный вывод о том, что образование пород сиенит — нефелин-сиенитовой формации не связано с гранитной магмой, а поэтому данную формацию нельзя называть гранитоидной (вывод Р. М. Яшиной).

Другие исследователи — В. И. Коваленко и Э. И. Пополитов (1970), изучавшие сходную ассоциацию субщелочных и щелочных алюмосиликат-

ных пород на сопредельной территории Северо-Восточной Тувы, обосновали на большом фактическом материале невозможность образования сиенитовых и нефелин-сиенитовых интрузий из палингенного гранитного расплава. Они обратили внимание на самостоятельность гранитных и сиенитовых интрузий, существенно отличающихся по содержанию и распределению редких элементов, на отсутствие в пределах массивов промежуточных разновидностей пород, а также на необходимость более высокой щелочности исходных глубинных растворов для возникновения анатектических нефелин-сиенитовых расплавов. Признавая, что возникновение гранитной магмы связано с палингенным расплавлением сиалических масс земной коры, В. И. Коваленко и Э. И. Пополитов высказали предположение о том, что выплавление сиенитовых расплавов происходило из основных пород под воздействием глубинных щелочно-кремнекислых растворов. В случае их реакции с карбонатными толщами возрастал химический потенциал и активность щелочей (Коржинский, 1960), благодаря чему создавались условия для возникновения нефелиновых сиенитов. Произведенное этими исследователями сравнение содержаний редких элементов в гранитах, сиенитах и нефелиновых сиенитах подтвердило большое сходство щелочных пород по их геохимическим особенностям с основными породами земной коры.

Автор настоящей главы признает ведущую роль коровых метасоматически-палингенных процессов в образовании локальных очагов эвтектоидных кварц-сиенитовых и нефелин-сиенитовых расплавов. Однако этот процесс практически не фиксируется на современном эрозионном срезе раннекаледонских структур Юго-Западного Прихубсугулья. Здесь преимущественное распространение имеют трещинные щелочные интрузии, в экзоконтактном ореоле которых происходила фенитизация и сиенитизация вмещающих сланцев, диоритов, гранитов и реже карбонатных пород. Данные метасоматические образования имеют узко локальный (приконтактный), а не региональный характер. Совсем другая картина наблюдалась автором на территории пограничной с МНР Восточной Тувы, где в бассейнах рек Белин, Кадыр-Ос, Айлыг и Дугду на огромной площади проявлены региональный метаморфизм, метасоматическая переработка, гранитизация и сиенитизация известковистых хлорит-серицитовых сланцев харальской свиты верхнего протерозоя. Залегающие среди измененных сланцев магматические сиениты образуют согласные бескорневые тела, обладающие в приконтактных зонах порфировидной или мелкозернистой структурой. В направлении от контакта устанавливается следующая закономерная смена пород: кварцсодержащий сиенит — сиенитоподобный метасоматит неоднородного такситового сложения — мигматизированный сланец с инъекционно-шлировой текстурой — амфиболизированный хлорит-серицитовый сланец. Анатектические сиениты никогда не образуют единых тел с гранитами и, как правило, отсутствуют на участках гранитизации сланцевых толщ, где наблюдаются отдельные магматические тела граносиенитов и аляскитов.

Что касается нефелиновых сиенитов, то они образуют единичные трещинные интрузии, приуроченные к узлам пересечения крупных региональных разломов. Данные интрузии секут инъекционные поля гранитов и сиенитов, оказывая на эти породы активное метасоматическое воздействие. В экзоконтактном ореоле (до 0,5 *км*) нефелин-сиенитовых массивов наблюдается фенитизация вмещающих карбонатно-сланцевых толщ и их превращение в крупнозернистые кальцитовые мраморы и амфибол-пироксеновые кристаллические сланцы. Образование последних свидетельствует о более высокотемпературном характере процесса фенитизации по сравнению с региональным метаморфизмом амфиболитовой фации и гранитизацией сланцевых толщ. Возникновение нефелин-сиенитового интрузивного расплава, по-видимому, происходило в других *PT*-условиях, отвечающих более глубокому уровню земной коры. Подтверждением этому могут служить

результаты экспериментального определения PT-параметров методом гомогенизации газово-жидких включений в минералах нефелиновых сиенитов Восточного Саяна и Восточной Тувы (Базарова, 1969; Базарова и Костюк, 1970; Костюк, 1974). Эти исследования показали, что кристаллизация нефелина протекала при температурах 700—850°, а в отдельных случаях при 900 и 1000°. Величина давления соответствовала 1500 *атм* (Базарова, 1969), а глубина кристаллизации нефелиновых сиенитов составляла более 5—6 *км*. Зарождение очагов анатектических щелочных алюмосиликатных расплавов происходило на еще большей глубине, достигавшей уровня 15—18 *км* (Воробьева и др., 1972).

Рассмотренные выше геологические и термодинамические условия образования кварц-сиенитовых и нефелин-сиенитовых массивов Восточной Тувы и Восточного Саяна отражают общую специфику метасоматически-палингенных (анатектических) процессов, протекавших на различных глубинных уровнях земной коры и создавших сиенит — нефелин-сиенитовую формацию Саяно-Тувино-Монгольского региона. Однако не следует забывать того, что в Юго-Западном Прихубсугулье как гранитный, так и более поздний щелочно-сиенитовый магматизм имеет отчетливо выраженный интрузивный характер. Формирование кварцсиенитовых и нефелин-сиенитовых интрузий происходило в обстановке кальцитовых (Rf_3) или доломитсодержащих (Cm_1) толщ и сопровождалось обменными реакциями в системе: щелочной расплав — равновесный раствор — вмещающая основная среда. Эти реакции изменяли состав алюмосиликатных интрузий в приконтактных зонах и обусловливали активное кислотно-основное взаимодействие компонентов, которое влияло на ход кристаллизации щелочного расплава и приводило к образованию различных серий пород. Для насыщенных кремнеземом сиенитовых интрузий, залегающих среди кальцитовых мраморов, установлена следующая кристаллизационно-дифференционная серия: эндоконтактный пироксеновый плагиоклазсодержащий сиенит → амфибол-биотитовый существенно калишпатовый сиенит → гололейкократовый кварцсодержащий сиенит с гастингситом или арфведсонитом. Жильная серия представлена аплитовидными граносиенитами и кварц-полевошпатовыми пегматоидными породами. Таким образом, даже незначительное усвоение кальция из вмещающих карбонатных пород ведет к повышению основности сиенитового расплава и ранней кристаллизации пироксена и плагиоклаза. Во внутренних частях интрузивных тел накапливались щелочи ($K > Na$) и кремнекислота, возрастала активность слабых оснований (Fe, Al), поэтому кристаллизовались кварцсодержащие существенно калишпатовые сиениты с амфиболом и биотитом.

В недосыщенных кремнекислотой сиенитовых интрузиях, приуроченных к контакту сланцев с доломитсодержащими известняками, образуется другая серия пород: эндоконтактный сиенит-диорит, монцонит или эссексит→пуласкит→амфибол-биотитовый нефелиновый сиенит→жильная серия нефелин-содалитовых сиенитов с эгирином и арфведсонитом. В этом случае усвоение сиенитовым расплавом кальция и магния (из доломитов) обусловило раннюю обильную кристаллизацию диопсида и роговой обманки. Благодаря этому во внутренних зонах интрузии накапливался глинозем и щелочи ($K > Na$), поэтому здесь происходила кристаллизация пуласкитов. В остаточном поровом расплаве увеличивалась относительная концентрация натрия (до пересыщения), возрастала активность железа, в связи с чем поздние жильные отщепления представлены агпаитовыми нефелин-содалитовыми сиенитами.

В процессе становления сиенитовых интрузий существенную роль играли процессы эманационной дифференциации расплава, благодаря повышенному содержанию воды, углекислоты и фтора. Как показал В. А. Николаев (1946, 1947), присутствие в магматической системе «особых» компонентов, удерживающих в расплаве щелочи, изменяет характер кристаллизации. При процессе ретроградного кипения этот расплав постепенно

переходит в состояние высокотемпературного подвижного флюида, который в ослабленных приконтактных зонах мог образовывать пересыщенные щелочами жильные породы или при наложении на интрузивные сиениты произвести их метасоматическую переработку до мариуполитов, эгириновых альбититов и эгирин-нефелин-альбитовых метапегматитов. Обогащение этих пород редкометальными минералами является вполне закономерным, так как Zr, Nb и TR удерживаются в расплаве щелочами и фтором.

Предлагаемые пути возможной дифференциации сиенитовых интрузий, безусловно, не охватывают всего многообразия петрогенных процессов. Для этого необходимо более детальное минералого-петрографическое и физико-химическое исследование пород сиенит — нефелин-сиенитовой формации.

Изложенный выше фактический материал свидетельствует о том, что кварц-сиенитовые и нефелин-сиенитовые интрузии нельзя объединять в единую формацию с девонскими орогенными гранитами. Щелочной алюмосиликатный магматизм обладает специфическими чертами и ведет к возникновению не только своеобразных серий пород (вплоть до агпаитовых), но и вполне определенных редкометальных рудопроявлений. Сиенит — нефелин-сиенитовая формация должна выделяться как совершенно самостоятельная. Она отличается рядом характерных признаков. Для нее типична приуроченность к жесткой раме рано консолидированных верхнерифейско-кембрийских пород и сосредоточение мелких интрузивных массивов за пределами Северомонгольского гранитоидного пояса. Размещение интрузивных тел контролируется разломными узлами и тектоническими нарушениями, секущими девонские граниты.

Отличительной чертой формации является лейкократовый облик пород и их преимущественный сиенитовый состав, от кварц- и плагиоклазсодержащих до существенно калишпатовых, нефелинсодержащих и нефелинсодалитовых сиенитов с эгирином и арфведсонитом. Породам формации свойственна значительная изменчивость степени кремнекислотности (Q от $+11{,}7$ до $-24{,}7$), величины глиноземистости и щелочности. Отчетливо выделяются два типа интрузивных массивов (кварц-сиенитовый и нефелинсиенитовый), обладающих различными геохимическими особенностями и металлогенической специализацией. Для кварц-сиенитовых пород (от пироксеновых плагиоклазсодержащих до калишпатовых и эгирин-арфведсонитовых) характерно повышенное содержание Be, Sn, W, Mo, Zi, TR (Ce>Y), умеренное Zr и Nb, но явно увеличенное Pb и Zn. В нефелинсодержащих сиенитах (пуласкиты, миаскиты и мариуполиты) отсутствуют (W) или наблюдаются в ничтожном количестве Be, Sn, Mo, но возрастает содержание Nb, Zr и TR, особенно церия. Таким образом, характерна металлогеническая специализация кварц-сиенитовых массивов формации на бериллий, молибден, литий, редкие земли и полиметаллы, а нефелинсиенитовых массивов, особенно связанных с ними эгирин-нефелин-альбитовых метасоматитов на цирконий, ниобий и редкие земли.

Глава XII

ФОРМАЦИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ И СИЕНИТОВ

Субвулканические и интрузивные образования щелочных гранитов и сиенитов в своем развитии тесно взаимосвязаны с формированием пермского Орхон-Селенгинского вулканогенного пояса и расположенных на его западном продолжении мелких вулкано-тектонических структур (гра-

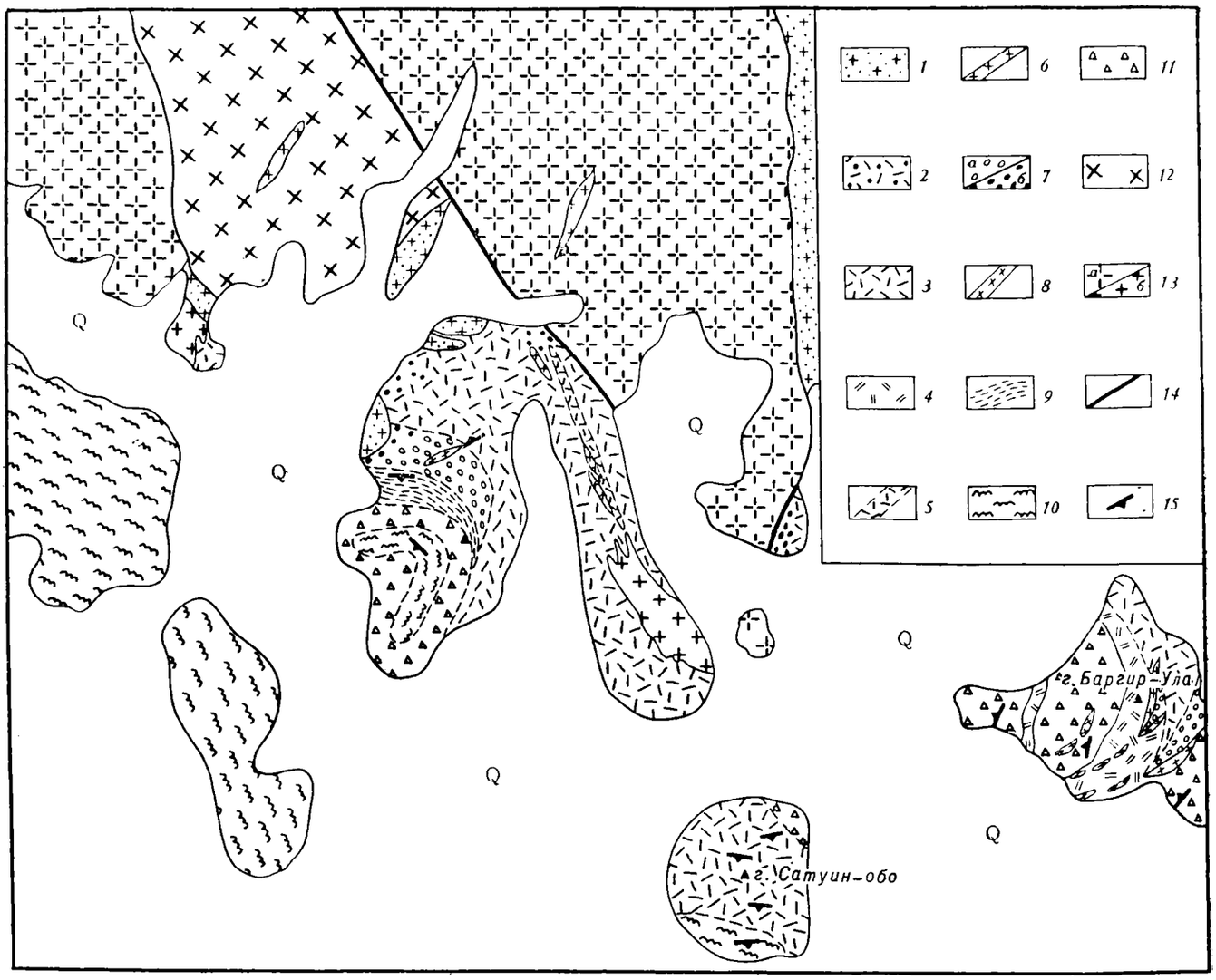
бены, мульды, депрессии), тяготеющих к широтной системе Хангайских разломов. Среди пермских эффузивов широко распространены согласные пластообразные субвулканические тела кварцевых сиенит-порфиров. Реже встречаются дайки и штоки этих пород, прорывающие вулканогенно-терригенные отложения (P_1 — P_2). Мелкие массивы (0,25—4 *км*^{2}) щелочных гранитов и граносиенитов известны в западной части Орхон-Селенгинского пояса (бассейны рек Хануй-Гол, Нарин-Тулбури-Гол и Ихэ-Тулбури-Гол), где они приурочены к поперечным тектоническим нарушениям север — северо-восточного или субмеридионального простирания. По данным Р. М. Яшиной и А. Т. Матреницкого интрузии щелочных гранитов прорывают вулканогенно-терригенные (P_1 — P_2) и базальт-трахибазальтовые (P_2) толщи, а также приуроченные к ним субвулканические и интрузивные тела оливиновых габбро, сиенит-диоритов и плагиосиенитов.

Щелочные граниты и сиениты значительно раньше были обнаружены на западном продолжении Орхон-Селенгинского пояса, в пределах Нумургинского, Болнайского и Тосонцэнгэльского массивов, но они обычно относились к девонскому комплексу пород (Благонравов и др., 1971; Павленко, Быховер, 1971).

Выполненное авторами тематическое картирование, петрографические и радиологические исследования Нумургинского массива позволили выявить его сложное полихронное развитие. Оказалось, что в строении массива участвуют три разновозрастных комплекса интрузивных пород: нижнепалеозойские габброиды, девонские граниты и позднепермские интрузии щелочных гранитов и сиенитов.

В юго-западной части массива отчетливо наблюдается как девонские лейкократовые граниты перекрываются толщей вулканитов мощностью более 500 *м* с отчетливым трехчленным строением. Нижняя ее часть представлена трахилипаритами и комендитами с прослоями андезитов. В их основании обнаружены глыбы и обломки девонских гранитов. Средняя часть толщи представлена терригенно-вулканогенными образованиями с галькой девонских гранитов, туфами и кислыми полосчатыми лавами. Верхняя часть образована лавобрекчиями, туфолавами, спекшимися туфами и игнимбритами трахилипаритового состава (фиг. 59). В результате радиологического (калий-аргонового) исследования валовых проб вулканитов в лаборатории ИГЕМ АН СССР получены следующие цифры абсолютного возраста пород: для флюидальных спекшихся туфов нижней части разреза — 288±9 млн. лет; для кварцевых сиенит-порфиров, слагающих дайкообразные корни лавовых покровов верхней части разреза, —276±9 млн. лет. Близкие данные — 266±10 млн. лет получены для сиенит-порфиров, образующих субвулканические пластообразные тела на юго-западных отрогах гор Нумургэ и Барчир-Ула. Таким образом, абсолютный возраст вулканитов укладывается в отрезок времени от 288±9 до 266±10 млн. лет, что соответствует нижней части верхней перми.

Среди указанных вулканогенных образований довольно широко распространены секущие их интрузии кварцевых сиенит-порфиров мощностью от 2 до 100 *м* (гора Барчир-Ула), а также гипабиссальные тела порфировидных щелочных сиенитов (диопсид-гастингситовых) и щелочных гранитов (эгирин-рибекитовых). Для этих пород определены следующие цифры абсолютного возраста: 262±9 млн. лет — по пробе щелочных гранитов и 254±10 млн. лет — для порфировидных щелочных сиенитов. Они близки к значениям абсолютного возраста вулканитов и отвечают верхней перми. Совокупность геологических и абсолютных геохронологических данных свидетельствует о том, что образование массивов щелочных гранитов и сиенитов отделено значительным отрезком времени (80—90 млн. лет) от становления средне-верхнедевонской аляскит-гранитовой формации пород. Последние в зоне контакта с щелочно-гранитными интрузиями подверглись существенной метасоматической переработке, при которой олигоклаз нормальных амфибол-биотитовых гранитов замещен микроклином и



Фиг. 59. Схема строения пермской вулкано-плутонической ассоциации пород юго-западной окраины Нумургинского массива

1 — девонские граниты;
2—11 — пермские вулканогенные и интрузивные породы:
2 — трахилипариты с дресвой и обломками девонских гранитов,
3 — липариты и трахилипариты,
4 — туфолавы и туфы липаритов,
5 — прослои комендитов,
6 — жилы щелочных гранитов,
7 — вулканогенно-терригенные породы: (*а* — туфобрекчии, туфопесчаники, туфоалевролиты, *б* — туфоконгломераты с обломками девонских гранитов),
8 — дайки сиенит-порфиров,
9 — трахилипаритовые туфы и туфолавы,
10 — игнимбриты,
11 — лавобрекчия;
12 — порфировидные щелочные сиениты (I фаза);
13 — щелочные граниты (II фаза) (*а* — главное интрузивное тело, *б* — мелкие тела среди пермских вулканитов);
14 — разломы;
15 — элементы залегания

льбитом, появляется поздний кварц, разрушаются амфибол и биотит с бразованием окислов железа (гематит) и волокнистого щелочного амфибола (рибекит).

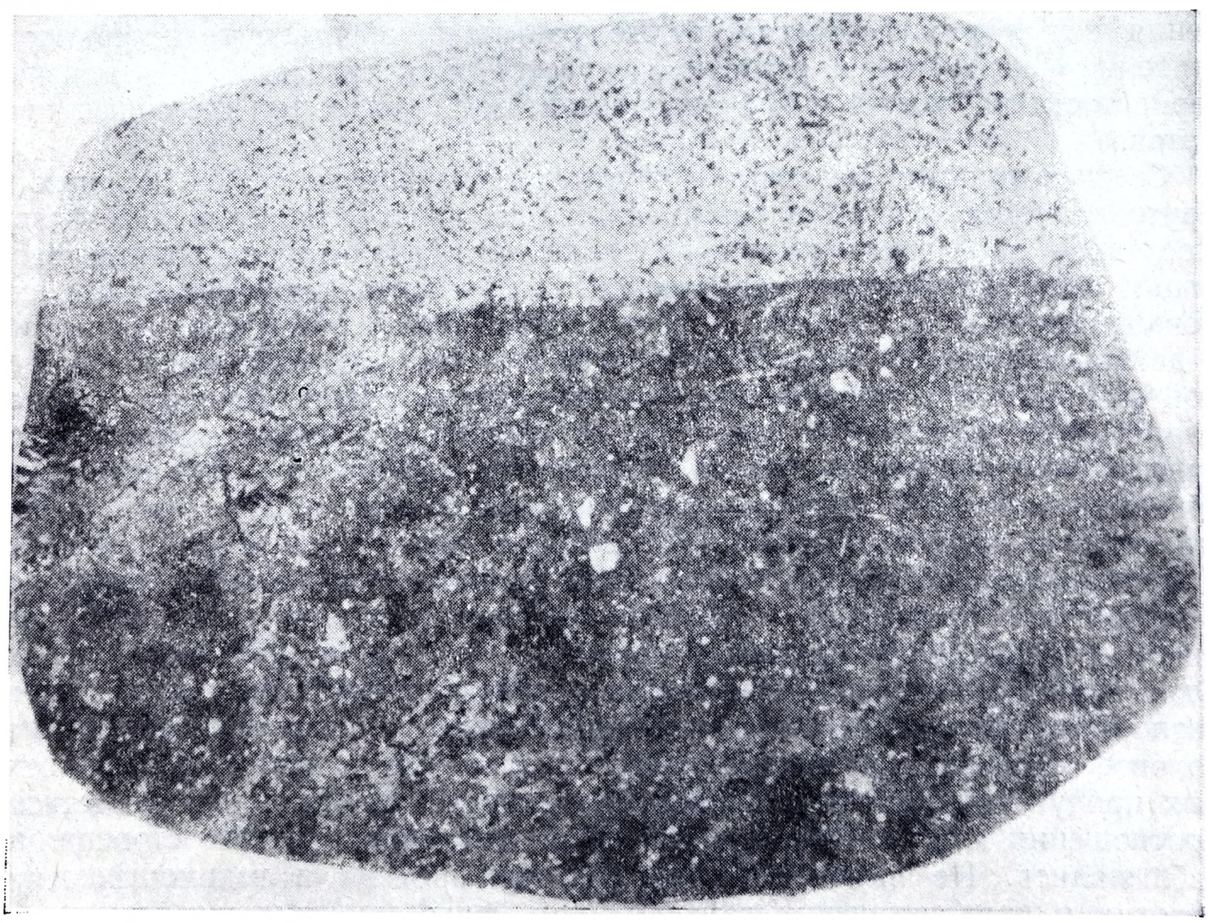
Таким образом, на основании геологических и геохронологических данных устанавливается пермский возраст щелочных гранитов и сиенитов, что не позволяет включать их в состав девонских интрузивных комплексов и формаций. Их тесная пространственная, а возможно и генетическая связь с верхнепалеозойскими кислыми вулканитами повышенной щелочности подтверждает необходимость выделения интрузивных щелочных гранитов сиенитов в самостоятельную формацию.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И СТРОЕНИЕ МАССИВОВ

Наиболее крупные интрузивы щелочных гранитов и сиенитов распространены в северном обрамлении котловины озер Телмин-Нур, Бусту-Нур, Тахилту-Нур и др. (район сомона Нумургэ), а также на севере Идэрской складчатой зоны близ города Тосон-Цэнгэл. В районе сомона Нумургэ авторами откартированы два тела щелочных гранитов и сиенитов — западное и восточное, приуроченные, соответственно, к юго-западной окраине и к центральной части южной половины Нумургинского массива. Оба тела вытянуты в субмеридиональном направлении, что, по всей вероятности, отражает связь интрузий щелочных гранитов и сиенитов с тектоническими нарушениями, оперяющими субширотную систему Хангайских разломов. Роль последних в становлении массивов данной формации подчеркивается и существенным влиянием поперечных субмеридиональных нарушений на конфигурацию контактов трещинных интрузий.

Восточнонумургинское интрузивное тело залегает среди девонских лейкократовых гранитов и имеет достаточно ровные, лишь местами осложненные небольшими заливами, крутопадающие контакты. Исключение представляет юго-восточная часть интрузива щелочных гранитов, где на отдельных участках наблюдается относительно пологое (до 60°) погружение их контактовой поверхности под среднезернистые лейкократовые граниты Нумургинского массива. В строении данного интрузивного тела ведущая роль принадлежит эгириновым с рибекитом, реже с арфведсонитом среднезернистым щелочным гранитам. По периферии интрузива спорадически появляются редкие участки альбитизированных и эгиринизированных пород. Южный контакт щелочно-гранитного тела срезает серию субмеридиональных даек, в составе которой присутствуют как образования жильной серии девонских гранитов, так и дайкообразные тела, представляющие корневые части потоков верхнепалеозойских вулканитов.

Западнонумургинское интрузивное тело имеет трещинную форму, удлиненную в субмеридиональном направлении. Оно прорывает девонские



Фиг. 60. Интрузивный контакт щелочных гранитов с пермскими эффузивами

среднезернистые лейкократовые граниты, которые в экзоконтактном ореоле подверглись интенсивной калишпатизации. Только в южной части щелочные граниты интрудируют крупнозернистые девонские граниты и перекрывающие их пермские вулканиты (фиг. 60). Контакты щелочных гранитов и сиенитов с девонскими гранитоидами крутые и нередко осложнены более поздними тектоническими подвижками и наложенными гидротермальными изменениями (микроклинизация, окварцевание и гематитизация). По южной периферии Западнонумургинского интрузивного тела среди девонских гранитов и пермских вулканитов наблюдаются дайки порфировидных сиенитов и щелочных гранитов.

Западное интрузивное тело имеет по сравнению с восточным более сложное трехфазное строение: I фаза — порфировидных диопсид-гастингситовых щелочных сиенитов; II фаза — эгирин-арфведсонитовых щелочных гранитов; III фаза — мелкозернистых щелочных гранитов и жильных гранит-порфиров. Диопсид-гастингситовые сиениты слагают центральную часть массива, протягиваясь в виде полосы шириной 4—5 *км* северо-западного простирания, которая окаймляется с запада и востока полями щелочных гранитов. Контакты между щелочными гранитами и сиенитами достаточно резкие с серией заливов и редкими апофизами гранитов в сиениты. Вместе с тем щелочные граниты, являясь несомненно относительно более поздними образованиями, в контактах с щелочными сиенитами не имеют сколько-нибудь четко выраженных зон охлаждения, что указывает на близко одновременное формирование этих пород. Как правило, зоны контактов щелочных гранитов с сиенитами несут признаки постмагматических изменений, сопровождающиеся обычно интенсивным покраснением пород, а нередко и проявлением тектонических деформаций (дробление, рассланцевание, катаклаз и др.).

Среднезернистые щелочные граниты второй фазы имеют довольно однородное строение. Лишь в отдельных участках в них появляются миароловые пустотки размером от нескольких миллиметров до 20 *см* в поперечнике, выполненные достаточно крупными кристаллами белого непрозрачного кварца и эгирина. Обычно такие занорыши образуют скопления, в контурах которых щелочные граниты приобретают мелкозернистое строение и интенсивную розовую до красной окраску. Подобное изменение зернистости наблюдается и в эндоконтактовых частях тел щелочных гранитов.

Среднезернистые щелочные граниты интрудированы серией пологих и крутопадающих даек мелкозернистых щелочных гранитов (III фаза). Последние от близких к ним по зернистости гранитов эндоконтактовой фации отличаются очень характерной игольчатой формой выделений щелочных цветных минералов. В контакте со среднезернистыми гранитами в дайковых породах наблюдается более плотная зона охлаждения шириной до 2—3 *мм*, а цветные минералы приобретают ориентировку, субпараллельную поверхности контакта. В сочетании с неравномерным распределением цветных минералов это нередко приводит к появлению своеобразной полосчатой текстуры, которая более характерна для крутопадающих даек щелочных гранитов. В отдельных случаях на контакте средне- и мелкозернистых гранитов отмечается развитие кварцевых и кварц-полевошпатовых прожилков, выделения гематита и железистой слюдки. Строение и окраска мелкозернистых гранитов меняются в различных телах. Одни из них сложены плотными серыми, иногда слабо альбитизированными разностями. Другие тела имеют розовую окраску, пегматоидное или миароловое строение, с развитием по всему объему тела пустоток, выполненных продуктами разложения цветных минералов и глинистым веществом. Соотношения между мелкозернистыми гранитами различного строения не наблюдались. Не выяснено к настоящему времени и взаимоотношение пологих и крутопадающих дайковых тел мелкозернистых щелочных гранитов.

Более поздними, чем сиениты и щелочные граниты, в районе сомона Нумургэ являются немногочисленные дайки сиенит-порфиров и гранит-порфиров, которые, в свою очередь, пересечены кварцевыми и кварц-полевошпатовыми прожилками. По своему облику и составу они во многом сходны с поздними дайками других долгоживущих разломных зон Северной Монголии, однако на данной стадии изученности характер связи их с породами формации сиенитов и щелочных гранитов остается неясным.

Тосонцэнгэльский массив щелочных гранитов обнажается на левом и правом бортах долины р. Идэр-Гол, в месте ее резкого изгиба у подножья горы с отметкой 1925 *м*. Массив имеет форму штока с овальным поперечным сечением, площадью около 55 *км*^{2}, вытянутым в субширотном направлении. Интрузия щелочных гранитов приурочена к контакту нижнекембрийских эффузивов с девонскими лейкократовыми гранитами. Последние в экзоконтактном ореоле, мощностью до 250 *м*, подверглись существенной метасоматической переработке (калишпатизации, окварцеванию и гематитизации). Здесь девонские граниты превращены в кварц-калишпатовую аляскитоподобную породу, отличающуюся ярко-розовой или розово-бурой окраской. Контактная зона осложнена более поздними тектоническими подвижками с признаками брекчирования и дробления измененных пород. Щелочные граниты правобережья р. Идэр-Гол имеют характерную сиреневую окраску, отличаются среднезернистым сложением и местами обнаруживают миароловое строение. Пегматоидные гнезда и шлиры сложены кали-натровым полевым шпатом, кварцем, рибекитом и флюоритом. Среднезернистые граниты прорваны дайками микрозернистых щелочных гранитов и граносиенит-порфиров.

На правобережье р. Идэр-Гол обнажены те же самые щелочные граниты, а зона их контакта с нижнекембрийскими эффузивами, фиксирована сухой долиной северо-западного простирания, расположенной западнее горы Буран-Обо. Близ контакта щелочные граниты имеют мелкозернистую порфировидную структуру и насыщены многочисленными дайками щелочных граносиенит-порфиров. Местами наблюдается дробление и окварцевание пород по тончайшим микротрещинам. Существенной переработке в зоне контакта подверглись вмещающие нижнекембрийские эффузивы. Они калишпатизированы, окварцованы и перекристаллизованы на расстояние более 150 *м*. Среди измененных пород распространены многочисленные субпараллельные дайки щелочных гранит-порфиров и граносиенит-порфиров, простирающиеся в северо-восточном направлении.

Дайковая серия пермских сиенит-порфиров и гранит-порфиров проявлена в пределах долгоживущих разломных систем Северной Монголии: Уджигингольской, Тэсингольской, Ойгоннурской, Идэрской и многих других. Как отмечалось ранее, дайковый комплекс щелочных гранитов и сиенитов известен на сопредельной территории Восточного Саяна и Восточной Тувы, где он сечет все палеозойские интрузивные образования. Это свидетельствует о том, что магматическая деятельность, несколько ослабившаяся к концу девона, вновь возобновилась в конце верхнего палеозоя. Новый импульс магматизма в Северной Монголии является, на наш взгляд, отражением тектоно-магматических процессов, вызвавших развитие Орхон-Селенгинской впадины и ряда других структур, которые в совокупности трассируют довольно протяженный вулканогенный пояс. Указанные процессы, вызвавшие позднегерцинскую активизацию Хангайской системы субширотных региональных разломов, привели и к образованию оперяющих их субмеридиональных нарушений, которые контролируют размещение интрузий формации щелочных гранитов и сиенитов. Нижний возрастной предел этой формации устанавливается на основании прорывания вулканитов перми и определяется цифрами абсолютного возраста в 262±9 и 254±10 млн. лет. Выявление верхнего возрастного предела данной формации затруднено крайне ограниченным развитием в ре-

гионе более молодых как осадочных, так и магматических пород за исключением кайнозойских базальтов и четвертичных аллювиально-делювиальных отложений.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ И СИЕНИТОВ

В строении массивов, представляющих данную формацию, принимают участие среднезернистые, обычно порфировидные породы сиенитового ряда (I фаза) и последовательно образующиеся средне- и мелкозернистые щелочные граниты (II и III фазы).

Породы первой интрузивной фазы по составу варьируют от диопсид-гастингситовых, иногда с щелочными амфиболами и эгирином, до кварцевых сиенитов и граносиенитов. Ведущим породообразующим минералом пород сиенитового ряда является интенсивно пертитизированный кали-натровый полевой шпат. Количество струйчатых или пятнистых пертитов составляет в нем от 40 до 60%. Пертитизированный кали-натровый полевой шпат слагает крупные (до 8×4 *мм*) призматические кристаллы, которые отчетливо выделяются на фоне среднезернистой массы пород, сложенной зернами величиной до 2—4 *мм*. Количество таких порфировидных выделений составляет от 25 до 30% общего объема породы, обнаруживая прямую корреляцию с общим содержанием кали-натрового полевого шпата, которое меняется от 65% в граносиенитах до 80% (редко больше) в сиенитах.

В строении основной массы породы преобладает идиоморфный, грубо пертитизированный кали-натровый полевой шпат ($Aq > Or$), явно подчиненное значение имеют призматические кристаллы бесцветного пироксена ($c : Ng = 22°$), а также редкие таблитчатые выделения олигоклаза, окруженного каймой альбита и кали-натрового полевого шпата, и неправильные выделения амфибола ($c : Ng = 10—35°$), плеохроирующего в зеленых тонах. Наблюдаются единичные мелкие угловатые зерна кварца. По степени идиоморфизма и характеру взаимоотношений намечается следующий порядок кристаллизации основной массы пород: пироксен→плагиоклаз→амфибол→кали-натровый полевой шпат→кварц.

Породы сиенитового ряда повсеместно несут признаки вторичных изменений. Кали-натровый полевой шпат обычно пелитизирован, цветные минералы биотитизированы (особенно вдоль трещин), плагиоклаз серицитизирован и калишпатизирован. Для полевых шпатов, кроме того, характерна альбитизация. Среди акцессорных минералов ведущими являются магнетит и апатит, встречающиеся в ассоциации с цветными минералами и реже с плагиоклазом. Циркон, напротив, чаще присутствует в виде скелетных форм и прямоугольных зерен, заключенных внутри кристаллов кали-натрового полевого шпата. Изредка отмечаются зерна флюорита и минералов редких и редкоземельных элементов. Структура породы гипидиоморфнозернистая.

Щелочные граниты второй фазы обладают среднезернистой или неоднородной текстурой вследствие образования пегматоидных шлиров и гнезд кали-натрового полевого шпата, кварца и рибекита. Окраска пород изменяется от светло-серой или зеленовато-белой до сиреневой и грязно-фиолетовой. Она зависит от степени проявления поздне- и послемагматических изменений (калишпатизация, альбитизация, кремнекислотное выщелачивание и гематитизация). Текстура измененных пород нередко бывает кавернозной, а структура — типичная гипидиоморфнозернистая с участками графической микропегматитовой. Главные породообразующие минералы щелочных гранитов — пертитизированный кали-натровый полевой шпат (55—70%), кварц (25—42%) и цветные минералы (1,5—10%). В небольших количествах (до 2,5%) отмечается неповсеместно развитый плагиоклаз. Характерной чертой щелочных гранитов является широкий

видовой состав акцессорных минералов, количество которых в отдельных участках апикальных и эндоконтактовых частях интрузивных тел достигает 3%. Помимо повсеместно присутствующих минералов сфен-ортитовой ассоциации в рассматриваемых гранитах довольно обычны флюорит, апатит, монацит и часто появляются ксенотим, торит, касситерит, анатаз, шеелит, чевкинит, циртолит, бастнезит, ильменорутил, тантало-ниобаты и другие минералы радиоактивных, редких и редкоземельных элементов. Частота встречаемости их обычно повышается в породах, несущих признаки постмагматических изменений.

В среднезернистых щелочных гранитах кали-натровый полевой шпат представлен крупными кристаллами таблитчатой формы размером от 1,8×1,6 до 3,5×2,7 *мм*, которые окружены более поздними изометричными зернами этого минерала размером от 0,3 до 2,2 *мм*. Преобладают выделения величиной от 1 до 2 *мм*, которые определяют среднезернистое строение породы. Для кали-натрового полевого шпата характерно интенсивное развитие волокнистых и прожилкообразных пертитов распада и довольно частое проявление элементов кристаллографической огранки. В некоторых зернах заметны признаки двойникового строения, а в апикальных частях тел в них появляется микроклиновая решетка. Включения в крупных зернах кали-натрового полевого шпата крайне редки и представлены мелкими выделениями этого же минерала и небольшими зернами рибекита.

Кварц слагает неправильной формы, реже изометричные выделения размером от 0,9 до 1,6 *мм*. Для кварца свойственно кучное распределение и резко выраженный ксеноморфизм по отношению к кали-натровому полевому шпату. Почти повсеместно кварц проникает по границам зерен последнего, где возникают микропегматитовые срастания. Чаще эти срастания в виде узкой (до 0,03 *мм* шириной) прерывистой каймы окружают крупные зерна кали-натрового полевого шпата, но в некоторых случаях в такие микропегматитовые срастания вовлекаются и более мелкие зерна породы с развитием довольно крупных микропегматитовых «пятен». Отдельные зерна кварца несут мелкие включения кали-натрового полевого шпата.

Плагиоклаз представлен единичными таблитчатыми выделениями размером не более 0,1×0,07 *мм*. По составу он отвечает альбиту № 5—10. Ассоциирует с кварцем, развиваясь в краевых частях зерен кали-натрового полевого шпата и частично замещая последний. По отдельным мелким зернам кали-натрового полевого шпата альбит развивается более интенсивно, проникая в их центральные части. В отличие от пелитизированного кали-натрового полевого шпата плагиоклаз обычно свежий с редкими полосками полисинтетического двойникования.

Среди цветных минералов обычно преобладает рибекит. Как правило, он представлен удлиненными кристаллами, нередко образующими сростки, или развит в виде неправильных выделений. В поперечных сечениях кристаллов отчетливо развиты две системы трещин спайности, пересекающиеся под углом 55—56°; $c : Np = 10—12°$, угол $2v = 76—77°$. Плеохроирует от темно-синего (по *Nm*) до серовато-синего (по *Np*) и буровато-желтого с зеленым оттенком (по *Ng*.). Схема абсорбции $Np > Nm > Ng$. Дисперсия оптических осей r>v достаточно отчетливая. Двупреломление 0,016±0,002 (n_g = =1,710±0,002, n_m=1,703±0,002; n_p=1,694±0,002). Химический состав рибекита (в вес. %): SiO_2—47,78; TiO_2—1,55; Al_2O_3—1,58; Fe_2O_3—12,46; FeO—21,29; MnO—1,42; CaO—1,82; MgO—0,80; K_2O—1,05; Na_2O—7,54; H_2O^+—1,32; F—1,34. В периферических частях зерен рибекита местами сохраняются слабо плеохроирующий травяно-зеленый эгирин и арфведсонит, но изредка эгирин встречается в виде самостоятельных зерен.

Мелкозернистые щелочные граниты третьей фазы имеют сходные текстурно-структурные особенности и минеральный состав. В них преобладает кали-натровый грубопертитовый полевой шпат, образующий слабо идиоморфные таблитчатые зерна неправильной и изометричной формы, размером от 0,2 до 1,6 *мм*. Кварц, являющийся вторым

по распространенности минералом породы, находится в морфологически сложных взаимоотношениях с кали-натровым полевым шпатом, с которым он образует микропегматитовые сростки. Нередко мелкозернистые щелочные граниты состоят по существу из относительно крупных выделений кали-натрового полевого шпата, которые по периферии окружены микропегматитовым агрегатом, слагающим основную массу породы. Соотношение кварца и калишпата в такой массе составляет обычно 1:3. Там, где микропегматитовое строение не наблюдается, взаимоотношения этих породообразующих минералов, а также характер выделений плагиоклаза (альбит до № 8) и цветных (рибекит, эгирин, редко арфведсонит) ничем не отличается от таковых в среднезернистых щелочных гранитах.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ФОРМАЦИИ И ЕЕ ХАРАКТЕРНЫЕ ПРИЗНАКИ

Формация щелочных гранитов и сиенитов обладает весьма характерными признаками. Входящие в ее состав породы насыщены (сиениты) или пересыщены (граносиениты и щелочные граниты) кремнеземом, обогащены щелочами и особенно калием при умеренном содержании или недостатке глинозема. Магний и кальций обнаруживаются главным образом в сиенитах, и практически отсутствуют в щелочных гранитах, поэтому их темноцветные минералы отличаются максимальной железистостью (f' до 89,0) при повышенном содержании Fe_2O_3.

Величины петрохимических параметров А. Н. Заварицкого (табл. 37) изменяются в незначительных пределах в сиенитах первой интрузивной фазы (s от 71,9 до 75,4; a от 17,2 до 20,6; b от 3,9 до 8,9; c от 0,4 до 1,7) и достаточно выдержаны в щелочных гранитах второй интрузивной фазы, не подвергшихся послемагматической эгиринизации, альбитизации и окварцеванию (s=81—84; a=14—15; b=2—3; c до 0,7; $\bar{c}$ до 1,2).

Подобной спецификой химизма обладают и пермские эффузивы, вмещающие субвулканические и гипабиссальные интрузивы щелочных гранитов, гранит-порфиров и сиенит-порфиров (см. табл. 37) — среди этих вулканитов также намечаются две группы пород, несколько различающиеся по петрохимическим особенностям. Тела щелочных гранитов, гранит-порфиров и кварцевых порфиров, кислые эффузивы (трахилипариты, игнимбриты, комендиты) обладают примерно теми же петрохимическими признаками, что и щелочные граниты. Они пересыщены кремнеземом (s от +22,6 до +61,6), щелочами ($\bar{c}$ до 2,8), а также обеднены кальцием и магнием при повышенном содержании Fe_2O_3. Заметно отличаются от них по составу кварцевые трахиты, которые по петрохимическим признакам сходны с дайковыми сиенит-порфирами. Однако по сравнению с последними эффузивы обогащены трехвалентным железом, что отражает их формирование в поверхностных условиях при значительном потенциале кислорода.

Петрохимические особенности пород щелочно-сиенитового и щелочно-гранитного состава проявляются также при сопоставлении средних содержаний в них элементов-примесей (табл. 38). Интрузивные порфировидные сиениты, субвулканические сиенит-порфиры и эффузивные кварцевые трахиты обеднены по сравнению с щелочными гранитами Be, Sn, Li, Nb, Zr и TR, но обладают повышенным содержанием титана, ванадия, бария и стронция, а трахиты — цинка и меди. Для щелочных гранитов характерна обогащенность бериллием, оловом, литием, ниобием, цирконием и редкими землями, особенно иттрием (до 176 $г/т$). Концентрация перечисленных элементов-примесей возрастает в кислых эффузивах повышенной щелочности — комендитах. Для них отмечается увеличенное количество марганца, титана и ванадия.

Формация щелочных гранитов и сиенитов по петрохимическим особенностям и составу элементов-примесей отличается от девонских лейкократовых гранитов и граносиенитов, которые не обнаруживают такой пересы-

Таблица 37

Химический состав пород формации щелочных гранитов и сиенитов и вмещающих их эффузивов (в вес. %)

№№ пп	Массив	Интрузивная фаза	Порода	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	H_2O+	H_2O-	Cl	S	CO_2	P_2O_5	Сумма
			Интрузивные породы (P_2—T_1)																	
1	Нумургинский	I	Порфировидный сиенит	63,80	1,05	15,06	2,72	1,96	0,14	1,30	1,81	4,51	5,89	0,53	0,12	0,06	0,03	0,26		99,94
2	Асхатуингольский			63,30	0,90	15,51	3,68	1,65	0,10	1,69	2,49	4,91	4,53	0,89	0,14	0,08	0,03			100,11
3	Уджигинский	Дайки	Кварцевый сиенит-порфир	63,72	0,23	17,99	2,18	1,77	0,14	0,90	0,90	5,52	6,09	0,66	0,22	0,03			0,15	100,50
4				64,54	0,22	17,91	2,87	0,96	0,13	0,73	0,40	5,44	6,12	0,78	0,45	0,02			0,10	100,67
5				66,02	0,23	16,93	1,42	0,89	0,06	0,25	1,65	6,60	3,68	2,03	0,19	0,06			0,13	100,14
6	Нумургинский	II	Щелочной гранит	76,34	0,14	11,42	1,42	1,10	0,08	0,05	0,14	4,63	4,46	0,20	0,09			0,30		100,37
7				73,86	0,24	12,55	1,32	1,19	0,09	0,04	0,44	4,81	4,82	0,23	Не обн.			0,38		99,97
8*	Тасонцэнгельский		Эгирин-амфиболовый	75,70	0,26	11,89	2,16	0,58	0,13	0,27	0,30	4,19	4,09	0,12	0,14				0,04	99,87
9*	Шарргинский			75,50	0,11	12,21	1,15	0,85	0,05	0,36	1,20	4,20	3,90	0,37	0,16	0,02			0,06	100,14
10*				75,00	0,12	12,23	0,86	1,15	0,04	0,42	0,70	4,55	4,00	0,49	0,18	0,01			0,03	99,78
11	Тасонцэнгельский	Дайки	Щелочной гранит-порфир	75,12	0,20	12,04	1,61	0,72	0,08	0,17	0,29	4,27	5,15	0,32	0,16	Не обн.	0,02	0,22	Не обн.	100,37
			Эффузивные породы (P_{1-2})																	
12	Вулканическая депрессия юго-западных отрогов горы Нумургэ		Трахилипарит	76,01	0,22	11,70	2,03	0,69	0,09	0,06	0,04	3,55	4,47	0,46	0,09			0,07	0,03	99,51
13				75,48	0,16	12,84	0,83	0,47	0,09	0,31	0,25	4,23	4,69	0,27	0,06			0,09	0,03	99,80
14			Комендит	75,34	0,18	9,97	2,93	0,72	0,11	0,35	Не обн.	3,90	5,28	0,75	0,18	Не обн.	0,07	0,32	Не обн.	100,10
15				74,92	0,25	11,94	1,10	0,48	0,01	0,22	» »	4,23	4,80	1,04	0,30	» »	0,04	0,14	» »	99,47
16				74,30	0,20	10,91	2,37	1,20	0,08	0,39	0,12	4,85	4,69	0,47	0,14	» »	0,02	0,07	» »	99,81
17				74,30	0,21	11,42	2,60	0,84	0,07	0,35	Не обн.	4,44	4,67	0,88	0,20	» »	0,08	Не обн.	» »	100,06
18			Игнимбрит	75,48	0,20	11,19	1,48	0,60	0,05	0,39	» »	3,73	4,64	1,26	0,38	0,11	Не обн.	» »	0,03	99,54
19			Кварцевый трахит	69,40	0,46	13,83	3,52	0,48	0,05	0,39	0,24	5,27	4,47	1,06	0,26	0,05	0,02	0,35	0,07	99,92

Таблица 37 (*окончание*)

№№ пп	Массив	Интрузивная фаза	Порода	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому										
				a	*c*	$\bar{c}$	*b*	*s*	*f'*	*m'*	*c'*	*a'*	*n*	*Q*
			Интрузивные породы (P_2)											
1	Нумургинский	I	Порфировидный сиенит	18,7	0,8		6,7	73,8	64,4	32,6	3,0		53,9	19,4
2	Асхатуингольский			17,2	1,7		8,9	72,2	53,0	31,8	15,2		62,2	8,3
3	Уджигинский	Дайки	Кварцевый сиенит-порфир	20,8	1,1		6,2	71,9	60,5	24,2		15,3	57,0	11,0
4				20,6	0,4		6,6	72,4	51,5	18,2		30,3	57,1	3,2
5				20,0	1,5		3,1	75,4	68,9	13,3	17,8		73,1	9,3
6	Нумургинский	II	Щелочной гранит	14,6		1,2	1,2	83,0	89,0	0	11,0		58,0	35,6
7				16,2		0,6	2,0	81,2	77,8	0	22,2		58,8	29,4
8*	Тасонцэнгельский		Эгирин-амфиболовый	14,1	0,3		2,9	82,7	75,5	11,1		13,3	61,1	36,9
9*	Шарргинский			8,3	0,7		3,0	88,0	56,5	21,7	21,8		62,3	58,7
10*				15,2	0,2		3,2	81,4	60,4	20,8	18,8		64,0	32,2
11	Тасонцэнгельский	Дайки	Щелочной гранит-порфир	15,5		0,7	2,1	81,7	72,0	12,5	15,5		53,4	31,7
			Эффузивные породы (P_{1-2})											
12	Вулканическая депрессия юго-западных отрогов горы Нумургэ		Трахилипарит	13,8			3,6	82,6	62,4	5,5		32,1	54,7	61,6
13				15,3	0,4		2,5	81,8	46,1	17,9		36,0	57,6	60,3
14			Комендит	13,0		2,1	0,8	84,1	38,4	61,6			42,3	37,1
15				15,5		0,3	1,4	82,8	77,3	22,7			56,4	34,0
16				14,1		2,8	1,2	81,9	33,3	55,6	11,1		53,2	32,8
17				14,8		1,3	2,2	81,7	72,7	27,3			55,4	22,6
18			Игнимбрит	14,4	0,1		2,4	83,1	73,0	27,0			55,0	37,3
19			Кварцевый трахит	17,8	0,1		4,3	77,8	81,2	15,7	3,1		63,9	19,9

* Данные А. С. Павленко, Л. В. Филиппова и Л. П. Орловой (1974). Остальные анализы выполнены по материалам Р. М. Яшиной и Б. А. Павлова в Центральной химической лаборатории ИГЕМ АН СССР, аналитики Е. Л. Бородина, Л. П. Крутецкая, Е. М. Нактинас и Н. И. Степанова.

Таблица 38

Содержание элементов-примесей (*г/т*) в интрузивных породах формации щелочных гранитов—сиенитов (74 анализа) и вулканогенных образованиях перми (42 анализа)

Массив	Уджинский	Нумургинский			Тасонцэнгэльский		Пермская вулканическая депрессия юго-западных отрогов горы Нумургэ			
							эффузивы		субвулканические тела	
Порода	сиенит-порфиры (дайки)	порфировидные сиениты	щелочные граниты	щелочные граниты альбитизированные	щелочные граниты	гранит-порфиры жильные	трахилипариты и трахиты	комендиты	сиенит-порфиры	щелочные граниты
Be	6,7	9,3	22,7	11,6	12,8	8	3—10	5—30	3—10	20—50
Sn	4,7	4,5	10,4	5,9	6,4	5	4	6—20	3	20
Mo	1,3	1,6	1,5	2	1—2	1—2	1—3	1—15	2	3—5
Li	0—50	0—50	77	115	0—100	0—40		5—100	50	0—50
Nb	40	45	85	45	55	55	65	70—150	30	100
Zr	430	390	630	330	440	375	400	500—1000	200—300	700
La	0—70	113	155	246	84	65	50—200	100—300	100	до 200
Ce				500				100—500		
Y	0—200	80	176	97	75	50	50—100	50—200	до 50	100—200
Yb	0—20	0—20	20	0—20	0—100			0—30		20
Pb	54	30	52	65	28	17	10—80	70	25	60
Cu	11	11	12	7,1	12,7	11	10—20	10	15	10
Zn	76	76	128	158	100	40	50—200	110	60	70
Mn	560	820	750	742	760	570	300—600	910	600	200—600
Ti	5400	4400	2900	2500	2930	2500	2000—7000	1000—5000	5000	4000
V	51	32	5,8	11	20	12	5—40	10—30	до 80	5—10
Co	5,6	5,1	3,2		3,9	3,7	3	0—3	до 10	3
Ni	5,2	5,5	4,8	2,9	4	3	3—6	4	до 10	6
Cr	0—3	0—1		0—1	0—2	0—2		1—2	1	
Ba	1346	642	80		180	240	450	100—200	500	100—150
Sr	275	129	35	29	22	40	до 100	150	250	80
P	760	760	470	392	340	300	500	300	700	500
Ga	30	38	40	55	40	40	35	30	35	40—50

Примечание. Спектрально-химические анализы выполнены по материалам авторов в спектральной лаборатории ИГЕМ АН СССР Р. В. Кортман.

щенности кремнекислотой и щелочами, особенно, калием. Они богаче натрием, глиноземом и кальцием. Из элементов-примесей значение типоморфных имеют вольфрам и молибден, которые практически отсутствуют в пермских щелочных сиенитах и щелочных гранитах. Металлогеническая специализация последних определяется повышенной концентрацией редких элементов и редких земель, содержание которых в несколько раз превышает кларковый уровень в кислых породах земной коры: бериллия (до 9 раз), олова (в 6 раз), ниобия (5—10 раз), циркония (5—8 раз) и редких земель (2—3 раза). Вследствие этого можно ожидать появление рудных концентраций данных элементов в поздних дифференциатах щелочно-гранитных расплавов в ходе проявления процесса эманационной дифференциации, а также

при образовании экзоконтактовых редкометальных метасоматитов в ореоле тел щелочных гранитов.

Рассмотренные выше новые данные о геологическом положении, возрасте, строении и составе формации щелочных гранитов и сиенитов позволяют наметить ее характерные признаки: приуроченность к пермским вулканотектоническим структурам, наложенным на древние раннекаледонские сооружения Северной Монголии в зонах долгоживущих глубинных разломов; тесная взаимосвязь со сходными по составу эффузивными и субвулканическими образованиями; высокая насыщенность пород формации кремнекислотой и щелочами, особенно калием; исключительная бедность кальцием и магнием, а также преобладание трехвалентного железа; повышенное содержание редких (Be, Sn, Li, Nb, Zr) и редкоземельных элементов при отсутствии вольфрама и ничтожном количестве молибдена.

Среди магматогенных щелочных гранитов выделяются три генетических типа (Тугаринов, Коваленко, 1973). Два из них считаются производными, соответственно, сиенитовой (или трахитовой) и нормальной гранитной магм, а третий не связывается с эволюцией какой-либо первичной магмы и возникал при палингенезе в условиях повышенной щелочности. Исследованные авторами сиениты и щелочные граниты Северной Монголии, хотя и обнаруживают определенную пространственную связь с гранитоидами нормального ряда, но формировались значительно позже их, отражая магматизм совершенно иного этапа геологического развития региона.

Образование формации щелочных гранитов и сиенитов происходило в эпоху общей структурной перестройки, мощного горообразования и континентального вулканизма, которые в позднем палеозое охватили почти всю территорию Монголии (Тектоника МНР, 1974). Именно с этой эпохой связано заложение и развитие пермского Орхон-Селенгинского орогенного прогиба с его контрастным магматизмом, отражающим эволюцию глубинной трахибазальтовой магмы. Однако в составе пермской вулканогенной толщи, вмещающей интрузивы щелочных гранитов и сиенитов, отсутствуют эффузивы основного состава, что не позволяет рассматривать щелочно-гранитоидный расплав как дифференциат трахибазальтовой магмы. Вместе с этим размещение кислых эффузивов повышенной щелочности в пределах наложенных вулканогенных структур, расположенных вдоль глубинных разломов на западном продолжении Орхон-Селенгинского прогиба, свидетельствует об определенной связи между развитием последнего и активизацией древних консолидированных поднятий. Проявление в их пределах щелочно-гранитоидного магматизма, вероятнее всего, отражает те же глубинные активизационные процессы, которые способствовали образованию очагов трахибазальтовых магм.

Возникновение щелочно-гранитных расплавов, по-видимому, происходило в пределах коры в результате процесса палингенеза, который протекал при участии обогащенных щелочами флюидов. Глубинный уровень их зарождения сопоставим с глубиной образования трахибазальтовой магмы, хотя не исключено, что выделение флюида могло происходить при дифференциации такой магмы по мере подъема ее в верхние горизонты земной коры. Независимо от механизма генерации таких флюидов, их глубинный характер подтверждается размещением продуктов кристаллизации щелочно-гранитоидных магм вдоль глубинных разломов и обогащенностью их калием, титаном, марганцем, ванадием, ниобием и церием.

Присутствие в составе щелочных гранитоидов водосодержащих цветных минералов (щелочные амфиболы, биотит), флюорита, апатита, шеелита, а также наличие в них высокожелезистого рибекита свидетельствуют о кристаллизации этих пород из расплава, обогащенного летучими, в температурном интервале 660—500°С при высоком потенциале кислорода (Ernst, 1968; Lyons, 1972; Тугаринов, Коваленко, 1973). Расшифровка генетических особенностей пород формации сиенитов и щелочных гранитов требует проведения более глубоких петрологических исследований.

Входящие в состав данной формации щелочные граниты по своему геологическому положению, особенностям состава и геохимической специфике во многом сходны с подобными образованиями других регионов (Кольский полуостров, Забайкалье, Восточный Казахстан, Нигерия и др.), где с ними связано редкометальное оруденение. Этим определяется необходимость детального изучения массивов щелочных гранитоидов на территории Северной Монголии.

Перечисленные структурно-геологические и петро-геохимические признаки не только свидетельствуют о формационной самостоятельности сиенитов и щелочных гранитов, но и достаточно однозначно указывают на их магматическое происхождение.

Глава XIII

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИВНЫЕ ФОРМАЦИИ В РАЗВИТИИ СТРУКТУР СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

Палеозойский магматизм проявлялся с раннего кембрия до конца перми в различных структурах Северной Монголии с образованием разновозрастных и разнотипных формаций (см. фиг. 4). Интрузивные формации возникали на геосинклинальном и собственно орогенном этапах развития раннекаледонских складчатых систем, а также при наложении на них средне- и верхнепалеозойских горообразовательных движений, синхронных с герцинским тектогенезом внутренних зон Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Наиболее полный возрастной ряд палеозойских интрузивных формаций установлен для северной части раннекаледонского мегаблока Монголии (см. фиг. 1), где развиты обширные поднятия протерозойского фундамента и разделяющий их верхнерифейско-кембрийский Хубсугульский синклинорий. С начальными этапами равития этого синклинория связано образование незначительного по протяженности гипербазитового пояса (Сангилено-Хубсугульский), представленного рядом отдельных габбро-пироксенитовых и габброидных массивов.

Собственно орогенная диорит-гранодиоритовая формация ($\in_3$—O) также имеет ограниченное распространение в существенно карбонатном Хубсугульском синклинории. Она представлена небольшими по величине контрастно дифференцированными интрузивами с ранней фазой габбро-диоритов или диоритов и поздней жильной серией лейкократовых микроклиновых гранитов. Подобные массивы тяготеют к межпластовым ослабленным зонам или к региональным разломам. В пределах зеленосланцевой окинской серии основания Хубсугульского синклинория в строении нижнепалеозойских гранитоидных интрузивов преобладают диориты, тоналиты и адамеллиты. Интрузивные тела нередко приурочены к антиклинальным складкам куполообразной формы и окружены мощным (до 1,5 *км*) ореолом фельдшпатизированных и амфиболизированных хлоритовых сланцев.

Нижнепалеозойский метаморфизм и гранитизация, по-видимому, завершили консолидацию структур северной части раннекаледонского мегаблока, превратившегося в ордовике в устойчивое поднятие с относительно спокойным тектоническим режимом. Об этом свидетельствует появление, после длительного перерыва (O—S), специфических интрузивных формаций, отличающихся повышенной щелочностью пород. Наиболее ранней является нижнедевонская формация щелочных габбро, ийолит-уртитов, фойяитов и сиенитов. Массивы данной формации отличаются большим разнообразием

строения и состава. Их размещение контролируется трансструктурным глубинным разломом (см. фиг. 41) северо-западного (восточно-саянского) простирания, который пересекает Хубсугульский синклинорий, Дэлгэр-Мурэнское поднятие и прослеживается на территории нагорья Сангилен.

Средне-верхнедевонская аляскит-гранитовая формация развита преимущественно вдоль юго-западной периферии Хубсугульского синклинория. Входящие в ее состав крупные приразломные массивы (Арабулакский, Тэсингольский, Цаганульский, Мурэнгольский и другие) обрамляют древнюю консолидированную область Северной Монголии, в пределах которой формация представлена разрозненными, небольшими гипабиссальными интрузивными телами, тяготеющими к обновленным региональным разломам. Для массивов характерно преобладание лейкократовых субщелочных пород, состав которых изменяется от существенно микроклиновых гранитов до граносиенитов и реже кварцевых сиенитов. Отдельные массивы (Баянульский) обнаруживают отчетливое зональное строение.

Более молодая сиенит — нефелин- сиенитовая формация (C_{1-2}) образует мелкие трещинные интрузии, расположенные по периферии ареала распространения девонских гранитов, в пределах жесткой консолидированной рамы верхнерифейско-кембрийских сланцево-карбонатных пород. Размещение сиенитовых массивов контролируется сложной сетью тектонических нарушений, оперяющих крупные региональные разломы, залеченные девонскими гранитами. Образование в Юго-Западном Прихубсугулье (район оз. Эрхил-Нур) многофазных сиенит—нефелин-сиенитовых массивов с отчетливым зональным строением и присутствием поздних агпаитовых дифференциатов (нефелин-содалитовые сиениты и мариуполиты) свидетельствует об их формировании в субплатформенных условиях.

Верхнепалеозойские (P_2 или P_2—T) интрузивные образования представлены дайковой формацией щелочных гранит- и сиенит-порфиров, которая распространена в зонах влияния крупных глубинных разломов (Уджигинский, Тэсингольский, Ойгоннурский). Дайки тяготеют к наиболее поздним субмеридиональным тектоническим нарушениям и являются отражением структурной перестройки региона при наложении на древние складчатые сооружения верхнепалеозойско-мезозойских тектоно-магматических движений.

Рассмотренный выше возрастной ряд палеозойских интрузивных формаций указывает, прежде всего, на значительную верхнерифейско-кембрийскую консолидацию северной части раннекаледонского мегаблока. Эта консолидация обусловила, во-первых, слабое проявление геосинклинального и собственно орогенного гранитоидного магматизма, во-вторых, создала благоприятные условия для глубинной дифференциации магматических очагов с образованием остаточных щелочных расплавов. Их подъем в верхние структурные этажи земной коры связан с оживлением древних разломов фундамента и возникновением новых трансструктурных разломных систем в эпохи дробления древних консолидированных поднятий. Разломно-глыбовая тектоника играла ведущую роль в образовании и размещении средне- и верхнепалеозойских интрузивных формаций.

Для долгоживущих глубинных разломов Северной Монголии (Западно-Хубсугульский, Сумбэрский, Уджигинский, Хангайский) наиболее типично совмещение в пространстве палеозойских гранитоидов (нормального ряда) с несколько повышенной щелочностью поздних дифференциатов (до граносиенитов и кварцевых сиенитов) со специфическими щелочными массивами. Последние образуют закономерный ряд щелочных формаций, отражающих общую эволюцию щелочного магматизма в рано консолидированных структурах северной части раннекаледонского мегаблока Монголии от глубинного щелочно-габброидного к коровому сиенит — нефелин-сиенитовому и щелочногранитному. Одновременно происходит изменение фаций плутонических щелочных пород от мезо- и гипабиссальных (D_1) к гипабиссальным (C_{1-2}) и субвулканическим (P_2 или P_2—T_1).

Другой возрастной ряд палеозойских интрузивных формаций характерен для западной и южной частей раннекаледонского мегаблока Монголии, где господствуют структуры, сложенные преимущественно вулканогенными или вулканогенно-терригенными толщами пород с подчиненным распространением карбонатных отложений. Для эвгеосинклинальной Озерной зоны весьма типичен инициальный базитовый интрузивный магматизм, создавший нижнекембрийскую габбро-диорит-плагиогранитовую формацию. Входящие в ее состав интрузии образуют согласные межпластовые тела, залегающие в толще основных вулканитов или среди кремнистых сланцев и яшмоидов. Поздние дайки плагиогранитов нередко оказывают активное воздействие на вмещающие основные вулканиты, которые подвергаются перекристаллизации и локальной фельдшпатизации.

Собственно орогенная диорит-гранодиоритовая формация ($\in_3$) слабо проявлена в пределах эвгеосинклинальной зоны, где послескладчатые гранитоидные массивы образуют сравнительно небольшие по размерам приразломные интрузивные тела. Они залегают дискордантно по отношению к вмещающим вулканогенным толщам, явно их прорывают, захватывая многочисленные ксенолиты. В раннекаледонских структурах со слабым базальтовым или активным андезитовым инициальным вулканизмом нижнекембрийская габбро-диорит-плагиогранитная формация имеет ограниченное распространение. Здесь габброидные и габбро-диоритовые массивы тяготеют к глубинным межструктурным разломам (Аргыйнгольский, Идэрский, Худжулингольский и другие), залегают нередко среди верхнерифейских зеленосланцевых толщ или же сохраняются в виде крупных ксенолитов среди нижнепалеозойских гранитоидов.

Для структур с вулканогенно-терригенными образованиями геосинклинального этапа (Джидинская, Идэрская) наиболее характерна собственно орогенная диорит-гранодиоритовая формация ($\in_3$—0). Пространственно она тесно взаимосвязана с обширными геоантиклинальными поднятиями (Уригольское, Сонгинские, Тарбагатайское). Гранитоидные породы образуют крупные и сложно построенные батолитоподобные массивы, отличающиеся большой пестротой состава. В них наряду с диоритами, тоналитами и гранодиоритами распространены плагиограниты и адамеллиты, а также гибридные породы, отвечающие по составу амфиболо-биотитовым габбро и габбро-диоритам. Вмещающие зеленосланцевые толщи, сохранившиеся только в провесах кровли, нередко превращены в амфиболиты и пироксен-амфиболовые кристаллические сланцы. Формирование гранитоидов повышенной основности происходило в различных структурно-формационных зонах неодновременно, охватывая период с верхнего кембрия до силура, что подтверждается полученными радиологическими данными. Многочисленные цифры калий-аргонового возраста нижнепалеозойских гранитоидных пород укладываются в отрезок времени от 484 до 426 млн. лет, что соответствует верхам кембрия, ордовику и силуру.

Нижнепалеозойский гранитоидный магматизм не завершил консолидации раннекаледонских вулканогенных и вулканогенно-терригенных геосинклинальных структур. В области их разломного сочленения с субплатформенным поднятием крайнего севера Монголии происходило формирование среднепалеозойских наложенных орогенных впадин и разделяющих их обширных сводовых поднятий. Они расположены южнее субширотной системы глубинных разломов (Ханхухэйский, Цаганульский, Хангайские) и прослеживаются от оз. Убсу-Нур (на западе) до бассейна р. Джиды (на востоке). Девонский гранитный магматизм сначала проявился по периферии наложенных орогенных впадин, где среди эффузивов присутствуют мелкие субвулканические и интрузивные тела кварцевых порфиров, гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и мелкозернистых гранитов. По мере роста поднятий, замыкания орогенных впадин и оживления разломных систем гранитный магматизм охватил все ослабленные элементы раннекаледонских струк-

тур и особенно зону их разломного сочленения с древним консолидированным поднятием крайнего севера Монголии. Здесь формировались крупные трещинные и межформационные батолитоподобные массивы аляскит-гранитовой формации. Они спаяли воедино северную и южную части раннекаледонского мегаблока Монголии, превратив его в устойчивое эпикаледонское поднятие.

Возобновление интрузивной деятельности произошло только в конце палеозоя в связи с началом общей структурной перестройки региона. В этот период юго-восточная часть раннекаледонского мегаблока испытала влияние герцинских орогенных движений, происходивших в соседней Хангай-Хэнтэйской среднепалеозойской геосинклинали. С заключительным этапом ее формирования связан позднеорогенный (пермский) гранитный магматизм, который глубоко проникал в сопредельные раннекаледонские структуры Хангайского нагорья и Тарбагатая, где наряду с девонскими гранитами известны трещинные интрузивные массивы пермских лейкократовых гранитов гранит-граносиенитовой формации (Геология МНР, т. II, 1973).

Другая верхнепалеозойская формация щелочных гранитов и сиенитов (P_2 или P_2—T_1) распространена главным образом на участках развития пермских вулканогенных структур, наложенных на эпикаледонское поднятие в системе субширотных Хангайских разломов на западном продолжении пермского Орхон-Селенгинского вулканогенного прогиба. В его пределах интрузивный магматизм проявлялся неоднократно с возникновением разновозрастных и разнотипных формаций. Одна из них— верхнепермская — представлена оливиновыми габбро, сиенит-диоритами и плагиосиенитами, образующими межпластовые интрузивные тела. Вторая — пермо-триасовая — включает граниты и граносиениты, слагающие трещинные интрузивные массивы, приуроченные обычно к субмеридиональным поперечным разломам. Данная формация имеет более широкое распространение и нередко выходит за пределы Орхон-Селенгинского вулканогенного прогиба.

Как особый тип интрузивных образований выделяются многофазные интрузивные массивы, относимые к диорит — сиенит — гранит-порфировой формации, сложенные габброидами и диоритами (I фаза), гранодиоритами, гранитами и кварцевыми сиенитами (II фаза), разнообразными по составу порфировыми интрузиями (III фаза) и, наконец, существенно калиевыми гнейсовидными гранит-аплитами (IV фаза). Подобные массивы расположены в узлах пересечения субширотных древних разломов фундамента с крупными поперечными тектоническими нарушениями север — северо-западного простирания. Пермский эффузивный и интрузивный магматизм, наложенный на эпикаледонское поднятие, связывается с заложением и развитием Монголо-Охотского геосинклинального пояса (Кепежинскас, Лучицкий, 1973).

Большинство исследователей Монголии считало, что мезозойский магматизм не проявлялся в пределах западной и северной частей раннекаледонского мегаблока. Незначительные по масштабам триасовые (T_{2-3}) и юрские (J_1) образования были известны только в пределах Орхон-Селенгинского прогиба, особенно в его восточной половине, примыкающей к Юго-Западному Забайкалью. В последнее время на левобережье р. Мурэн и в бассейне р. Бугсэйн-Гол обнаружены крупные приразломные триасовые и юрские впадины, а также наиболее молодые интрузии гранитов (J_1). Они в районе перевала Цаган-Бургасы прорывают абзогскую свиту (T_{2-3}) и пространственно связаны с самыми поздними разломными системами север — северо-западного простирания (устное сообщение Г. Х. Еникеева).

Таким образом, южная часть раннекаледонского мегаблока, отделенная от древнего консолидированного поднятия крайнего севера Монголии системой субширотных Хангайских разломов, подверглась значительному дроблению и переработке вследствие наложения девонских, пермских и раннемезозойских тектоно-магматических процессов. Многократное проявление здесь гранитоидного магматизма при отсутствии специфических

щелочных формаций свидетельствует о повышенной мобильности южной части раннекаледонского мегаблока в течение всего палеозоя. Для подобных структур характерен закономерный ряд орогенных гранитоидных формаций от диорит-гранодиоритовой ($Є_3$—О) к аляскит-гранитовой (D_{2-3}) и щелочно-гранитной (P_2 или P_2—T_1). В этом ряду намечается постепенное изменение состава гранитов от натровых щелочно-земельных к натрово-калиевым высокоглиноземистым и, наконец, к существенно калиевым, пересыщенным кремнекислотой.

Характер связи интрузивного магматизма с тектоникой наиболее отчетливо проявляется при сопоставлении особенностей состава и генезиса интрузивных формаций, ассоциирующих с определенными типами тектонических структур. На этой основе палеозойские интрузивные формации подразделяются на три группы.

К первой группе принадлежат интрузивные формации, отличающиеся повышенной основностью главнейших разновидностей пород, представленных серпентинизированными дунитами, перидотитами, габбро и габбро-диабазами (гипербазитовая формация, Rf_3—$Є_1$); пироксенитами, габбро, габбро-диоритами с поздними интрузиями плагиогранитов (габбро-диорит-плагиогранитовая формация, $Є_1$), а также титан-авгитовыми пироксенитами, оливиновыми габбро, тералитами и ийолитами с поздними интрузиями фойяитов и сиенитов (формация щелочных габбро, ийолит-уртитов, фойяитов и уртитов, D_1). Своеобразием вещественного состава всех перечисленных пород является их обедненность кремнекислотой и присутствие безводных темноцветных минералов: оливина и пироксенов (энстатит, диопсид, диаллаг, титан-авгит, геденбергит). Роговая обманка и биотит обычно бывают вторичными, связанными с наложенными метасоматическими процессами. Специфичны также повышенные содержания тяжелых металлов — Fe, Mn, Ti, Co, Ni, V и Cr — типичных элементов-примесей глубинных магм основного и щелочно-основного состава. Среди акцессорных элементов нередко появляются ниобий, цирконий, барий и стронций, но практически отсутствуют литий, бериллий, вольфрам, молибден и редкие земли. Формации данной группы в своем развитии тесно взаимосвязаны с глубинными структурами земной коры, возникшими в эпохи дробления и растяжения (раздвигания) блоков древнего фундамента. Размещение формаций контролируется глубинными разломами (гипербазитовая) или тяготеющими к ним эвгеосинклинальными трогами (габбро-диорит-плагиогранитная). Образование габбро-сиенитовых, тералит-ювит-фойяитовых и ийолит-уртитовых массивов происходило в связи с развитием крупного трансструктурного глубинного разлома протерозойского фундамента, приуроченного к зоне сочленения древнего устойчивого поднятия крайнего севера Монголии с наложенной девонской орогенной областью.

Отмеченные выше особенности вещественного состава и геолого-структурного положения формаций позволяют связывать их происхождение с глубинными обезвоженными магмами нормального базальтового и щелочного оливин-базальтового состава. Это подтверждается существованием синхронных эффузивных серий пород, распространенных в эвгеосинклинальных трогах (Озерный прогиб) или в крупных девонских вулкано-тектонических структурах (Минусинская, Рыбинская впадины), расположенных за пределами Северной Монголии. Уровень генерации базальтовых магм находился, по-видимому, ниже литосферы и был связан с плавлением глубинного вещества Земли. Интенсивность базитового магматизма и объем интрузивных масс безусловно зависели от величины глубинного теплового потока и проницаемости разломных структур. Они, очевидно, были максимальными в приразломных эвгеосинклинальных трогах и минимальными в трансструктурных глубинных разломах консолидированных областей.

Вторая группа формаций включает салические и базит-салические магматические образования. К ним относятся щелочно-земельные гранитоиды повышенной основности (диориты, гранодиориты, тонали-

ты, плагиограниты) натрового ряда и нормальные амфибол-биотитовые граниты, образующие крупные батолитоподобные массивы пестрого состава (диорит-гранодиоритовая формация, $Є_3$—О); лейкократовые граниты, аляскиты и граносиениты, распространенные на огромных площадях (аляскит-гранитовая формация, D_{2-3}), а также мелкие массивы различных по составу сиенитов от кварц- и плагиоклазсодержащих до нефелин- и эгиринсодержащих (сиенит — нефелин-сиенитовая формация, C_{1-2}). Все перечисленные породы обнаруживают общие признаки состава. Они обеднены тяжелыми металлами, обогащены глиноземом, а нередко и кремнекислотой, отличаются значительными вариациями содержаний щелочей ($Na \geqslant K$) и кальция. Для пород характерно присутствие водосодержащих темноцветных минералов (амфибол, биотит) и таких летучих компонентов, как хлор, сера и фтор. Среди элементов-примесей обнаруживаются вольфрам и редкие земли, возрастает роль циркония, лития, бериллия, молибдена, олова, ниобия. Все эти элементы типичны для коровых палингенных магм.

Формации данной группы занимают другую геолого-структурную позицию и в своем развитии тесно взаимосвязаны с собственно орогенным и наложенно орогенным этапами формирования раннекаледонских складчатых систем. Конкретные формации приурочены к различным типам орогенных и посторогенных консолидированных структур. В частности, сложно построенные пестрые по составу массивы диорит-гранодиоритовой формации ($Є_3$—О) локализованы в пределах геоантиклинальных поднятий, а многофазные интрузивы аляскит-гранитовой формации (D_{2-3}) тяготеют к области активного проявления наложенных девонских орогенических движений. Более поздние интрузивные тела сиенит — нефелин-сиенитовой формации (C_{1-2}) сосредоточены по северной периферии ареала распространения девонских гранитов в зонах дробления древних консолидированных структур и оживления разломных систем.

Особенности вещественного состава и структурного положения формаций второй группы свидетельствуют о том, что их образование следует связывать с неоднократно возобновлявшимися при орогенных движениях процессами метаморфизма, гранитизации и палингенеза пород литосферы в нижних частях воздымающихся областей. Проявляясь в течение длительного отрезка геологического времени (от верхнего кембрия до начала карбона), эти процессы приводили к возникновению разноглубинных очагов коровых перетектических (диоритовых или гранодиоритовых) или эвтектоидных (гранитных, сиенитовых и реже нефелин-сиенитовых) магматических расплавов. О существовании последних свидетельствует появление комагматичных интрузивам нижнедевонских эффузивных серий пород: андезит-дацит-липаритовой (Северная Монголия), липарит-трахилипарит-риолит-трахитовой (юго-восточная часть Восточного Саяна) и трахилипарит-трахит-фонолитовой (Дербинское поднятие северо-западной части Восточного Саяна).

К третьей группе отнесены верхнепалеозойские интрузивные формации, нередко контрастные по составу и отличающиеся повышенной калиевой щелочностью. Они представлены габбро-диоритами, сиенит-диоритами, сиенитами, гранодиорит- и гранит-порфирами (монцодиорит—сиенит—гранит-порфировая, P_2—T_1); порфировидными эгирин-диопсидовыми сиенитами и щелочными гранитами (формация щелочных гранитов и сиенитов, P_2), а также существенно микроклиновыми лейкократовыми гранитами, граносиенитами, сиенит-диоритами и гранодиоритами (гранит-граносиенитовая формация, P_2—T_1). Все эти формации образовались в результате наложения на эпикаледонское поднятие пермского вулканогенного процесса, связанного с тектоно-магматической активизацией глубинных зон литосферы. Она происходила, по-видимому, на уровне генерации оливин-базальтовых, трахибазальтовых и трахиандезитовых магм, давших поздние интрузивные дифференциаты щелочных сиенитов. Наличие различных по составу магматических очагов подтверждается не только контрастным составом

вулканогенных толщ (Моссаковский, Томуртогоо, 1972; Кепежинскас, Лучицкий, 1973), но и неодинаковой их геохимической специализацией. Трахиандезиты, трахиты и интрузивные сиенит-порфиры отличаются повышенным содержанием Ti, Co, Ni, V, Zn, Cu, Ba, P при обедненности Li, Be, Sn, Zr, Nb и отсутствии W и редких земель. Вместе с этим комендиты и щелочные граниты заметно обогащены по сравнению с кларками кислых пород — Be, Sn, Li, Zr, Nb, TR и особенно иттрием. По уровню содержания и составу элементов-примесей верхнепермские щелочные граниты не сопоставимы с породами девонской аляскит-гранитовой формации. Образование высококремнекислых существенно калиевых алюмосиликатных расплавов, содержащих Ti, Mn, Fe, Co, Ni и V, нельзя объяснить без привлечения глубинных (мантийных или нижнекоровых) источников вещества. Таким образом, устанавливается определенная гетерогенность палеозойских интрузивных формаций, отражающая их связь с глубинными и коровыми тектоно-магматическими процессами, происходившими на различных этапах формирования структур Северной Монголии.

Учитывая сложный и многообразный характер взаимоотношений интрузивного магматизма с тектоникой, особенно, в эпохи послескладчатых орогенических движений, гранитоидные и щелочные формации могут служить индикаторами тектонического режима и должны использоваться для расшифровки истории развития конкретных складчатых, орогенных, субплатформенных или наложенных активизационных структур.

Выявленные авторами петрохимические и металлогенические особенности гранитоидных и щелочных формаций Северной Монголии позволяют произвести перспективную оценку различных типов тектонических структур в отношении некоторых видов полезных ископаемых и их потенциальной рудоносности. Например, только в пределах консолидированных субплатформенных структур Юго-Западного Прихубсугулья, где проявлена формация щелочных габбро, ийолит-уртитов, фойяитов и сиенитов, сосредоточены крупные месторождения высокоглиноземистых нефелинсодержащих пород (Овэрмаратгольское и Бэлтэсингольское). Входящие в состав этой формации титан-авгитовые габбро, габбро-пироксениты и габбро-сиениты несут титан-магнетитовые рудопроявления и повышенные концентрации апатита (Додтамгольский массив).

Наложенные орогенные сводово-глыбовые структуры с мощными поясами девонских гранитоидных пород сопровождаются формированием массивов сиенит — нефелин-сиенитовой формации, с которой связаны редкометальные щелочные метасоматиты, альбититы, мариуполиты, эгириниты, содержащие повышенные концентрации эвдиалита, астрофиллита, ринколита и других редких минералов.

Активизационные верхнепалеозойские вулкано-тектонические структуры, сложенные эффузивами, субвулканическими и интрузивными кислыми породами повышенной калиевой щелочности (район Нумургинского массива), представляют собой интерес как потенциальный источник редкометальных (Sn, Be, Zr, Nb) и редкоземельных (особенно Y) рудопроявлений. Они могут быть связаны, во-первых, с гипабиссальными купольными структурами щелочно-гранитных массивов, а, во-вторых, с сопровождающими их экзоконтактными щелочно-кремнекислыми метасоматитами.

Раннекаледонские складчатые структуры, испытавшие раннеорогенную ($\in_3$—O) и наложеннооорогенную (D_{2-3}) гранитизации с образованием диорит-гранодиоритовой и аляскит-гранитовой формаций, имеющих широкий ареал распространения, отличаются пониженной рудоносностью. Только в случае проявления этих орогенных формаций в древних субплатформенных структурах, где получают развитие поздние дифференциаты монцонитового, граносиенитового и сиенитового составов, обнаруживаются вольфрамовые, свинцово-цинковые, молибденовые и комплексные редкометальные рудопроявления. С позиций прогнозирования поисков полезных ископаемых важнейшее значение имеет выделение разновозрастных конкретных гранитоидных и щелочных формаций, четкое определение закономерностей их распространения, объема и особенностей их вещественного состава.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Размещение палеозойских интрузивных формаций в пространстве (латеральные ряды) и распределение их во времени (возрастные ряды) зависят от особенностей тектонического развития структур Северной и Западной Монголии, которые определяются, в первую очередь, последовательным формированием (с севера на юго-запад) докембрийских, раннекаледонских, каледонских и герцинских складчастых сооружений. Заложение и развитие молодых структур вызывало активизацию более древних, с проявлением в их пределах магматической деятельности. Образование гранитоидных формаций происходило в эпохи замыкания разновозрастных геосинклинальных структур, и возобновлялось неоднократно при орогенических движениях, наложенных на ранее созданные складчатые сооружения. Становление гранитоидов протекало в условиях роста как послескладчатых (собственно орогенных), так и сводово-глыбовых (активизационно-орогенных) поднятий. Щелочной магматизм проявлялся только в области ранней консолидации рифейско-кембрийских структур северной части Монголии при наложении на них среднепалеозойского орогенеза, после длительного (O—S) континентального перерыва и состояния относительного тектонического покоя. Масштабы гранитоидного и щелочного магматизма несоизмеримы.

Собственно орогенные гранитоидные формации являются конечным членом эволюционных магматических серий, связанных с развитием разновозрастных геосинклинальных структур. Этим, по-видимому, объясняется определенная унаследованность и зависимость состава, а также масштабов проявления гранитоидов от типа основания геосинклинальных прогибов, а также от характера их формационного выполнения (вулканогенное, вулканогенно-терригенное, терригенное или существенно карбонатное). От эвгеосинклинальных структур к терригенно-вулканогенным и терригенным возрастает объем формаций, размеры массивов, выравнивается их состав в сторону увеличения роли гранитоидов и уменьшения пород повышенной основности; вместе с этим намечается для пород-гомологов снижение содержания щелочно-земельных оснований и увеличение суммарного количества щелочей. Становление массивов собственно орогенных формаций сопровождалось интенсивным метаморфизмом и гранитизацией вмещающих толщ в пределах вулканогенно-терригенных и терригенных структур. Эти процессы в области ранних каледонид охватывали главным образом раздробленные выступы докембрийского фундамента (Идэрская зона), а в линейных структурах Монгольского Алтая тяготели к висячим крыльям зон глубинных разломов. Ореолы метаморфизма и гранитизации вмещающих толщ, как и размеры гранитоидных интрузивов, значительно уменьшаются в эвгеосинклинальных структурах (Озерная и Барунхурайская) и особенно в существенно карбонатном Хубсугульском синклинории.

Наложенные орогенные интрузивные формации связаны с тектоно-магматической активизацией консолидированных раннекаледонских и собственно каледонских структур и их перестройкой в эпохи проявления мощных орогенических движений, совпадающих во времени с заложением и развитием крупных геосинклинальных поясов: герцинского Южно-Монгольского и мезозойского Монголо-Охотского. В соответствии с этим выделяются

среднепалеозойские, преимущественно девонские, и верхнепалеозойские, главным образом пермские, интрузивные формации гранитоидных и щелочных пород. Общим для этих формаций является ограниченная зависимость от типа вмещающих складчатых структур и от предшествующих интрузивных образований. Наряду с этим строение и состав формаций определяются спецификой магмообразования каждой эпохи, глубиной заложения магмоконтролирующих структур, степенью консолидации или дробления складчатых сооружений.

Среди среднепалеозойских интрузивных образований наиболее ранней является нижнедевонская формация щелочных габбро, ийолит-уртитов, фойяитов и сиенитов, приуроченная к трансструктурному глубинному разлому Юго-Западного Прихубсугулья. Ее формирование происходило в период проявления натрового оливин-базальтового вулканизма в девонских орогенных прогибах (Алтае-Саянская складчатая область) и базальт-андезит-базальтового магматизма в эвгеосинклинальной зоне Южно-Монгольских герцинид. Развитие девонского орогена завершилось образованием аляскит-гранитовой формации (D_{2-3}), ареал распространения которой охватывает территории Западной и Северной Монголии, нагорья Сангилен, Восточной Тувы, Восточного и Западного Саяна, Горного и Рудного Алтая. Для данной формации характерно синхронное образование на всей площади орогена и выдержанность ее состава по латерали. Только в раноконсолидированных структурах Прихубсугулья строение массивов осложняется появлением сиенит-диоритов, граносиенитов и двуполевошпатовых кварцевых сиенитов. Это свидетельствует о том, что интрузивные массивы аляскит-гранитовой формации возникали из расплавов, генерация которых явилась следствием интенсивных и достаточно длительно протекавших процессов гранитизации и палингенеза, нивелировавших различия состава коры в основании разнотипных складчатых структур. Наиболее поздняя (из среднепалеозойских) сиенит—нефелин-сиенитовая формация развита по периферии ареала распространения девонских гранитов. Размещение сиенитовых массивов контролируется сложной сетью тектонических нарушений, оперяющих крупные региональные разломы, залеченные гранитами. Эта формация отличается значительной изменчивостью состава сиенитов по степени кремнекислотности, глиноземистости и щелочности вплоть до появления поздних агпаитовых дифференциатов, обогащенных натрием. Образование формации связывается с метасоматически-палингенными процессами, протекавшими на различных глубинных уровнях земной коры в условиях повышенной щелочности эндогенных растворов. В сиенитовом петрогенезисе существенную роль играли контактно-реакционные и эманационно-дифференционные процессы, протекавшие в ходе формирования отдельных интрузивных тел.

Верхнепалеозойские орогенные интрузивные формации тяготеют к наложенным пермским вулкано-тектоническим структурам (от крупных прогибов до мелких грабенов), обрамляющим их поднятиям и зонам долгоживущих глубинных разломов. Они отличаются большим разнообразием строения и состава, который определяется различными магматическими источниками. Контрастная по составу формация оливиновых габбро, сиенит-диоритов и сиенитов (Орхон-Селенгинский прогиб) является продуктом дифференциации глубинной трахибазальтовой магмы. Интрузивные массивы комагматичны с пермской эффузивной серией пород: базальт — трахибазальт — трахилипарит. Более однородная по составу формация щелочных гранитов и сиенитов (северная часть Хангайского поднятия) проявлена в пермских вулканогенных депрессиях, выполненных кислыми эффузивами повышенной щелочности (трахиты, трахилипариты, комендиты). Возникновение щелочно-гранитных и сиенитовых расплавов происходило в нижних частях земной коры при участии глубинных флюидов, обогащенных щелочами и редкими элементами. Небольшие трещинные интрузии данной формации распространены по всей площади пермского орогена — в Монголии, Алтае-Саянской области и Казахстане.

Формации гранитоидных и щелочных пород создают разнотипные возрастные ряды, отражающие специфику орогенного развития различных складчатых структур, степень их консолидации и время стабилизации. Сочетание в возрастном ряду слабо проявленных и отчетливо дифференцированных, собственно орогенных и наложенно орогенных гранитоидов с серией разновозрастных щелочных формаций типично для древних структур крайнего севера Монголии (Прихубсугулье), обладающих жестким докембрийским основанием и отличавшихся с конца кембрия устойчивым орогенным режимом. В этих структурах орогенный тектогенез проявлялся главным образом в виде глыбово-блоковых (вертикальных и горизонтальных) движений, сопровождавшихся оживлением старых разломов фундамента и заложением новых тектонических нарушений, контролировавших в совокупности весь палеозойский магматизм. Преобладание в формационном ряду собственно орогенных (повышенной основности) и наложенно орогенных (алюмокремнекислых) гранитоидов, а также присутствие верхнепалеозойской формации щелочных гранитов и сиенитов характерно для раннекаледонской Идэрской и каледонской Хархиринской зон, в которых происходили неоднократное дробление и структурная перестройка фундамента. Наличие в составе формационного ряда разновозрастных, но сходных по облику и составу гранитовых формаций, свойственно терригенным геоантиклинальным структурам Алтайского типа, которые обладают мощным гранитным слоем. Наконец, возрастной ряд интрузивных образований эвгеосинклинальных зон (Озерная и Барунхурайская) отличается незначительным развитием как собственно орогенных, так и наложенно орогенных гранитоидных формаций, в составе которых отмечаются породы повышенной основности и щелочности. Это, по-видимому, связано с неблагоприятными условиями для гранитообразования в области преимущественного распространения мафических вулканогенных пород. В целом для интрузивного магматизма Западной и Северной Монголии намечается отчетливая тенденция повышения калиевой щелочности от раннекаледонской эпохи к каледонской и затем герцинской, что находит отражение в составе пород гранитоидных и щелочных формаций.

Всем наложенным орогенным интрузивным формациям свойственна обогащенность редкометальными и редкоземельными элементами-примесями по сравнению с собственно орогенными. Из разнообразных гранитоидных и щелочных формаций Западной и Северной Монголии наиболее перспективными на эти элементы являются среднепалеозойская сиенит — нефелинсиенитовая и верхнепалеозойская гранитовая формации. С первой из них связаны пегматиты и высокощелочные метасоматиты, обогащенные Zr, Nb и TR, а со второй редкометальные пегматиты, грейзены и гидротермалиты. Рудные концентрации Be, Li, Nb, Zr и TR можно ожидать в связи с поздними щелочногранитными интрузиями формации щелочных гранитов и сиенитов. Массивы щелочных пород, обогащенных нефелином (ийолит-уртиты, уртиты, ювиты), представляют собой промышленно перспективные источники высокоглиноземистого сырья.

ЛИТЕРАТУРА

Амантов В. А. Краткий очерк стратиграфии силурийских отложений Котловины Больших Озер в сопоставлении с силуром Тувинского прогиба.— В кн.: Материалы по региональной геологии Алтае-Саянской складчатой области.— Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 1961, 58.

Амантов В. А., Матросов П. С. Основные черты геотектонического развития и размещения структур Монголии в системах Алтае-Саянской и Монголо-Амурской складчатых областей.— Труды ВСЕГЕИ, новая серия, 1961, 58.

Амантов В. А., Матросов П. С. Гранитоиды Юго-Западной Монголии.— Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 1963, **100**.

Амантов В. А., Лувсанданзан Б., Матросов П. С. О развитии геологических структур Западной Монголии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1962, № 8.

Амантов В. А., Михайлов Э. В., Старченко В. В. Системы разломов западной части Монголо-Охотской складчатой области и ее обрамления.— Геол. и геофизика, 1967, № 6.

Амантов В. А., Лувсанданзан Б., Матросов П. С., Хасин Р. А. Основные черты интрузивного магматизма каледонской складчатой области Северо-Западной Монголии.— В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., «Недра», 1966.

Амантов В. А., Борзаковский Ю. А., Лувсанданзан Б. и др. Основные черты тектоники Монголии.— В кн.: Орогенические пояса. М., «Наука», 1968.

Амантов В. А. Благонравов В. А., Борзаковский Ю. А. и др. Основные черты стратиграфии палеозоя Монгольской Народной Республики.— В кн.: Стратиграфия и тектоника. М., «Наука», 1970.

Андреева Е. Д. Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. М., «Наука», 1968.

Базарова Т. Ю. Термодинамические условия формирования некоторых нефелинсодержащих пород. М., «Наука», 1969.

Базарова Т. Ю., Костюк В. П. Обзор результатов изучения условий образования некоторых щелочных пород складчатых зон Сибири (по данным минералотермометрии)— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 2. М., «Наука», 1970.

Беззубцев В. В. О стратиграфии докембрия и кембрия бассейна р. Дзабхан.— В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., Гостоптехиздат, 1963.

Беззубцев В. В., Волчек И. И. Структурное положение гипербазитов Западной Монголии.— В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики, М., Гостоптехиздат, 1963.

Беззубцев В. В., Лувсанданзан Б., Федоровский В. А. Структурно-тектоническое районирование и основные этапы развития тектонических структур Западной Монголии.— В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., Гостоптехиздат, 1963.

Белоусов А. Ф., Кочкин Ю. И., Полякова З. Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа. М., «Наука», 1969.

Беус А. А. Геохимия литосферы. М., «Недра», 1972.

Бейли Д. Поток летучих, концентрация тепла и генерация магмы.— В кн.: Механизм интрузий магмы. М., «Мир», 1972.

Благонравов В. А. О среднедевонских отложениях южного склона хр. Болнай (Северо-Западный Хангай).— В кн.: Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики. М., «Наука», 1970.

Благонравов В. А., Зайцев Н. С. Джидинская зона ранних каледонид Монголии.— Геотектоника, 1972, № 6.

Благонравов В. А., Федоров Е. Е. Гранитоидные интрузии ранних каледонид Центральной Монголии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 2.

Благонравов В. А., Зайцев Н. С., Коробов М. Н., Покровская Н. В. Первые нижнекембрийские трилобиты Монголии.— Докл. АН СССР, 1971, **199**, № 6.

Богатиков О. А. Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1966.

Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., «Недра», 1967.

Васильев В. Г., Волхонин В. С., Гришин Г. Л., Иванов А. Х. и др. Геологическое строение Монгольской Народной Республики. М., Гостоптехиздат, 1959.
Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород.— Геохимия, 1962, № 7.
Волочкович К. Л. Стратиграфия и тектоника крайнего северо-запада Монголии (район хр. Цаган-Шибэту, Хархира-Нуру и Сайлюгем).— Бюлл. МОИП, **66**. Отд. геол., **36**, 1961, вып. 1.
Волочкович К. Л., Леонтьев А. П. О размещении ореолов палеозойского магматизма в структуре Талицко-Монголо-Алтайского геоантиклинального поднятия.— Докл. АН СССР, 1962, **147**, № 1.
Волочкович К. Л., Леонтьев А. П. Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. М., «Наука», 1964.
Воробьева О. А., Яшина Р. М., Свешникова Е. В. и др. Условия формирования щелочных пород (на материалах СССР).— Докл. сов. геологов на XXIV сессии МГК, проб. 14. Минералогия. М., «Наука», 1972.
Гаврилова С. П., Леонтьев А. Н. Структурная позиция и зональность пегматитового пояса Монгольского Алтая.— В кн.: Пегматитовые редкометальные месторождения. Вып. 5. М., Изд. ИМГРЭ, 1975.
Геологическая карта МНР м-ба 1 : 1 500 000, 1966 (под ред. Н. А. Маринова, Р. А. Хасина). То же, 1972 (под ред. Н. А. Маринова, Н. С. Зайцева, Р. А. Хасина).
Геология СССР. Т. XI. Восточный Казахстан, 1967. Т. XIV Западная Сибирь, 1967. Т. XXIX. Тувинская АССР, 1966. М., «Недра».
Геология Монгольской Народной Республики. Т. I, II. М., «Недра», 1973.
Дергунов А. Б. Структуры зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна.— Труды Геол. ин-та АН СССР, 1967, вып. 172.
Дергунов А. Б., Лувсанданзан Б. К стратиграфии отложений, выполняющих наложенные прогибы Северо-Западной Монголии.— Труды Научно-иссл. геол. ин-та, вып. 1. Улан-Батор, Госиздат, 1970.
Дергунов А. Б., Лувсанданзан Б. Положение структур Северо-Западной Монголии.— В кн.: Материалы научной конференции, посвященной 30-летию Геологической службы МНР. Улан-Батор, Госиздат, 1971.
Дергунов А. Б., Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С. Герциниды Монголии и проблема палеотетиса.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. «Наука», 1971.
Ерофеев Б. Н., Маринов Н. А. Геологические исследования Монгольской Народной Республики. М., 1970.
Зайцев Н. С. О глыбовой структуре Саяно-Алтайской области.— В кн.: Идеи ак. В. А. Обручева о геологическом строении Северной и Центральной Азии и их дальнейшее развитие. М.— Л., Изд-во АН СССР, 1963.
Зайцев Н. С. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области.— В кн.: Складчатые области Евразии (Материалы совещания по проблемам тектоники в Москве). М., «Наука», 1964.
Зайцев Н. С. Геосинклинальные структуры МНР.— В кн.: Геосинклинальные пояса Центральной Азии (тектоника Забайкалья). Улан-Удэ, 1973.
Зайцев Н. С., Ильин А. В. Тектоника Прихубсугульского прогиба (МНР) — Геотектоника, 1970, № 5.
Зайцев Н. С., Благонравов В. А., Бямба Ж. Формационная характеристика раннекаледонских структур Северной Монголии.— Бюлл. МОИП, 1974, **79**. Отд. геол., **49**, вып. 4.
Зоненшайн Л. П. Тектоника складчатых областей Центральной Азии (к закономерностям строения геосинклинальных областей).— Геотектоника, 1967, № 6.
Зоненшайн Л. П. О миогеосинклиналях.— Геотектоника, **1969**, № 6.
Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его применение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., «Недра», 1972.
Зоненшайн Л. П., Кудрявцев Г. А. Место главнейших гранитоидных интрузий в тектонической структуре Саяно-Тувинской горной области.— В кн.: Каледонская орогения. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Иванов А. Х. Восточное Прикосоголье. Монгольская Народная Республика. Географическое и геологическое описание.— Труды Монгольской комиссии АН СССР, 1953_1, вып. 3.
Иванов А. Х. Геология и полезные ископаемые Кобдоского района Монгольского Алтая.— Труды Монгольской комиссии АН СССР, 1953_2, вып. 2.
Иванова Т. Н. Роль ассимиляции в формировании интрузий Таннуольского комплекса (Тувинская автономная область).— Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, 1957, вып. 21.
Иванова Т. Н. Нижнепалеозойский магматизм Тувинской автономной области и Западных Саян.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 2. Магматизм. М., Госгеолтехиздат, 1958.
Иванова Т. Н. Основные черты истории развития магматизма Тувы.— Сов. геология, 1959, № 11.
Иванова Т. Н. Закономерности развития раннепалеозойского магматизма в различных структурах Тувы. М., Госгеолтехиздат, 1963.

Изох Э. П., Пономарева А. П. Об опыте формационного анализа гранитоидов в Западном Узбекистане.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, «Наука», 1973.
Ильин А. В. Новые данные по стратиграфии и метаморфизму древних толщ Юго-Восточной Тувы.— Труды Всес. аэрогеол. треста, 1956, вып. 2.
Ильин А. В. Хубсугульский фосфоритоносный бассейн. М., «Наука», 1973.
Ильин А. В., Журавлева И. Т. О границе кембрия и докембрия в Прикосоголье (МНР).— Докл. АН СССР, серия геол., 1968, **182**, № 5.
Ильин А. В., Кудрявцев Г. А. Докембрий Тувы.— Сов. геология, 1960, № 9.
Ильин А. В., Моралев В. М. Докембрийские толщи Алтае-Саянской области.— Сов. геология, 1963, № 4.
Казьмин В. Г., Кулаков В. В. Некоторые особенности геологического строения западной части Монгольского Алтая.— Изв. ВУЗ'ов, геол. и разведка, 1966, № 9.
Карта магматических формаций СССР, м-б 1 : 2 500 000. Объяснительная записка, Л., 1971.
Кепежинскас В. В. Ареальный тип кислого континентального вулканизма.— Геол. и геофизика, 1971, № 3.
Кепежинскас В. В., Лучицкий И. В. Пермские вулканические ассоциации Центральной Монголии.— В кн.: Ассоциации вулканогенных пород МНР, их состав и стратиграфическое положение. М., «Наука», 1973.
Кепежинскас В. В., Моссаковский А. А., Салтыковский А. Я. О верхнепалеозойских вулканических породах Предхэнтейского прогиба (МНР).— Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1970, **45**, № 5.
Коваленко В. И., Пополитов Э. И. Петрология и геохимия редких элементов щелочных и гранитоидных пород Северо-Восточной Тувы. Новосибирск, «Наука», 1970.
Кононова В. А., Шанин Л. Л. О радиогенном аргоне в нефелине в связи с вопросом его пригодности для датирования щелочных комплексов.— В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация нисходящих значений возраста. М., «Наука», 1973.
Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана).— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 4.
Коржинский Д. С. Кислотность — щелочность как главнейший фактор магматических процессов.— В кн.: Магматизм и связь с ними полезных ископаемых. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Коржинский Д. С. Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме.— В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., «Наука», 1968.
Коржинский Д. С. Метамагматические процессы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1973, № 12.
Костюк В. П. Минералогия и проблемы генезиса щелочных изверженных пород Сибири. Новосибирск, «Наука», 1974.
Кривенко А. П., Павлов В. Н. Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области, Новосибирск, 1963.
Кудрин В. С., Кудрина М. А., Шурига Т. Н. Редкометальные метасоматические образования, связанные с субщелочными гранитоидами. М., «Недра», 1965.
Кузнецов В. А. Основные этапы геотектонического развития юга Алтае-Саянской горной области.— Труды Горно-Геол. ин-та (Зап.-Сиб. филиал АН СССР), 1952, вып. 12.
Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.
Кузнецов В. А., Пинус Г. В. Интрузивные комплексы Тувы и основные закономерности в их проявлении.— Докл. АН СССР, нов. серия, 1949, **65**, № 1.
Кузнецов Ю. А. Об особой роли гранитоидных интрузий в истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области.— Геол. и геофизика. 1960, № 1.
Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
Кузнецов Ю. А., Изох Э. П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М., «Наука», 1969.
Кузнецов Ю. А., Яншин А. Л. Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., «Наука», 1969.
Кузнецов Ю. А., Богнибов В. И., Дистанова А. Н., Сергеев Е. С. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатая. М., «Наука», 1971.
Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Тантал и ниобий. Генетические типы месторождений и геохимия. М., «Наука», 1968.
Куплетский Б. М. К геологии Восточной Монголии. Северная Монголия I. Предварительные отчеты геологической геохимической и почвенно-географической экспедиций о работах, произведенных в 1925 г. Л., 1926.
Куплетский Б. М., Литвин М. А. О некоторых щелочных породах Западной Монголии.— Труды Монгольской комиссии АН СССР, 1937, № 32, вып. 8.

Леонтьев А. Н. Формация позднегерцинских редкометаллоносных гранитов и редкометальные пояса Прииртышья. М., «Недра», 1969.
Лувсанданзан Б. Гранитоидные комплексы северо-западной части Монгольского Алтая.— В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., Госторгтехиздат, 1963.
Лувсанданзан Б. Комплекс малых трещинных интрузий зоны Булганского разлома.— В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., «Недра», 1966_1.
Лувсанданзан Б. Рои даек в Западной Монголии.— В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., «Недра», 1966_2.
Лувсанданзан Б. Стратиграфия палеозоя Монгольского Алтая.— В кн.: Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики. М., «Наука», 1970.
Лувсанданзан Б., Хасин Р. А. Новые данные о щелочных породах Западного Прихубсугулья.— В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., «Недра», 1966.
Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М., Изд-во АН СССР, 1960.
Лучицкий И. В. О значении щелочного модуля для систематики изверженных пород.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та (СО АН СССР), серия геол., 1962, вып. 5.
Маринов Н. А. Геологические исследования Монгольской Народной Республики. М., «Недра», 1967.
Маркова Н. Г. Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя Юго-Западной Монголии. М., «Наука», 1975.
Маркова Н. Г., Павленко А. С. Вулкано-плутоническая ассоциация орогенного этапа развития Монгольско-Алтайской тектонической зоны.— Докл. АН СССР, 1972, **206**, № 1.
Маркова Н. Г., Шаркова Т. Т. Девонские отложения южной части Монгольского Алтая.— Изв. АН СССР, серия геол., 1973, № 3.
Маркова Н. Г., Коробов М. Н., Журавлева З. А. К вопросу о венд-кембрийских отложениях Юго-Западной Монголии.— Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1972, **47**, вып. 1.
Матросов П. С. К тектонике Барун-Хурайской котловины.— В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., «Недра», 1966.
Матросов П. С., Полевая Н. И., Спринцсон В. Д. Абсолютный возраст некоторых интрузивных пород Западной Монголии.— Материалы по регион. геологии и металлогении Корейского полуострова и Монголии.— Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 1963, **100**.
Менерт К. Новое о проблеме гранитов. М., ИЛ., 1963.
Михайлов Э. В. Интрузивные комплексы Северо-Восточной Монголии.— В кн.: Магматизм и металлогения Народной Монгольской Республики. М., «Недра», 1971.
Моссаковский А. А. К вопросу об орогенном этапе развития геосинклинальных областей.— Геотектоника, 1965, № 2.
Моссаковский А. А., Томуртогоо О. Схема стратиграфии пермских и раннемезозойских вулканогенно-осадочных образований Орхон-Селенгинского прогиба (МНР).— Докл. АН СССР, 1972, **206**, № 5.
Моссаковский А. А., Салтыковский А. Я., Томуртогоо О. Триасовые вулканогенные и молассовые образования Орхонской впадины в Центральной Монголии.— В кн.: Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение. М., «Наука», 1973.
Недумов И. Б. Магматизм и пегматитообразование. М., «Наука», 1975.
Нехорошев В. П. Тектоника Алтая.— Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, 1966, **139**.
Николаев В. А. Новая диаграмма равновесия бинарных систем типа силикат — вода.— Докл. АН СССР, 1946, **51**, № 9.
Николаев В. А. О тройных системах с летучими компонентами и этапы глубинного магматического процесса.— Записки Всес. мин. об-ва, 1947, ч. 76, № 1.
Обручев В. А. О некоторых основных вопросах геологии Центральной Азии.— В кн.: Вопросы геологии Сибири. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1945.
Овчинников Л. Н. Интрателлурические растворы, магматизм и рудообразование.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, «Наука», 1973.
Павленко А. С., Быховер В. Н. Монголо-Тувинская провинция щелочно-гранитных пород и некоторые черты их происхождения и геохимии.— В кн.: Геохимия, петрология и минералогия щелочных пород. М., «Наука», 1971.
Павленко А. С. Филиппов Л. В., Орлова Л. П. Гранитоидные формации Центрально-Азиатского складчатого пояса. М., «Наука», 1974.
Павленко А. С., Зыков С. И., Ступникова Н. И. и др. Абсолютный возраст интрузий Восточно-Тувинского региона и Енисейского кряжа.— Геохимия, 1961, № 6.
Павленко А. С., Ильин А. В., Стрижов В. П., Быховер В. Н. Возраст интрузий Восточной Тувы и Северной Монголии.— Геотектоника, 1969, № 4.
Пинус Г. В. Таннуольский интрузивный комплекс Тувы.— Труды Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР, 1961, № 6.
Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М., Изд-во АН СССР, 1958.
Рамберг Х. Моделирование деформаций земной коры с применением метода центрифуги. М., «Мир», 1970.

Редкометальные граниты Монголии. М., «Наука», 1971.
Синицын В. М., Заалтайская Гоби. Геологическая рекогносцировка летом 1951. М., Изд-во АН СССР, 1956.
Синицын В. М. Центральная Азия. М., Географгиз, 1959.
Синицын В. М. Сиаль. Историко-генетические аспекты. Л., «Недра», 1972.
Симонен А. Батолиты и их место в орогенезе.— В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.
Смирнов А. Д., Алтухов Е. Н., Булдаков В. В., Леонтьев Л. Н. и др. Рифеиды юга Сибири и структурная позиция их пегматитов. М., «Наука», 1967.
Степанов П. П. Волхонин В. С. Современная структура и глубинное строение Монголии по геофизическим данным.— Сов. геология, 1969, № 5.
Тектоника Евразии (отв. ред.— академик А. Л. Яншин). Объяснительная записка к тектонической карте Евразии м-б 1 : 500 000. М., «Наука», 1966.
Тектоника Монгольской Народной Республики (Труды совместной Советско-Монгольской н.-и. геол. экспед., вып. 9). М., «Наука», 1974.
Тихонов В. И. Строение пограничной зоны герцинид Западной Монголии.— Геотектоника, 1974, № 4.
Томуртогоо О. Тектоника и история развития Орхонской впадины (север Центральной Монголии).— Геотектоника, 1972, № 3.
Тугаринов А. И., Коваленко В. И. Геохимия гранитоидов Нигерии. М., «Наука», 1973.
Федоров Е. Е. Закономерности размещения разновозрастных интрузий Центрально-Монгольского гранитоидного узла.— Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1968, **43**, № 1.
Федоров Е. Е. К геологии докембрия Центральной Монголии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 9.
Федорова М. Е. Верхнепалеозойский и мезозойский магматизм западной части Хангай-Хэнтейской складчатой области.— Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1968, **43**, № 1.
Хасин Р. А. Основные черты эволюции магматизма Монголии.— В кн.: Магматизм и металлогения Монгольской Народной Республики. М., «Наука», 1971.
Хасин Р. А., Чернявский В. И. Пегматиты района среднего течения р. Булган-гол в Западной Монголии.— В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., Гостоптехиздат, 1963.
Хасин Р. А. Борзаковский Ю. А., Лувсанданзан Б., Михайлов Э. В. Интрузивный магматизм Монголии.— В кн.: Вулканизм и тектогенез. М., «Наука», 1968.
Шафеев А. А. Докембрий Юго-Западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. Стратиграфия и метаморфизм. М., «Наука», 1970.
Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968.
Шипулин Ф. К. Основные черты геологического строения Монголии.— Сов. геология, 1947, № 24.
Штейнберг Д. С., Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С. и др. Основные проблемы петрологии и геохимии гранитоидов.— В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971.
Яшина Р. М. О формационном анализе щелочных пород длительно развивавшейся складчатой области.— В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М., «Наука», 1974.
Яшина Р. М., Борисевич И. В. Абсолютный возраст щелочных пород Восточной Тувы.— В кн.: Абсолютные датирования тектоно-магматических циклов и этапов по данным 1964 г. М., «Наука», 1966.
Яшина Р. М., Павлов В. А., Аракелянц М. М. Абсолютный возраст и история формирования гранитоидных и щелочных пород Северной Монголии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1973, № 6.
Don V., Dumicz M. On the bondary of the Paleozoic in West Mongolia.— Bull. de L'academie Poloaise des Sciences, 1968, **14**, N 2.
Ernst W. G. Amphiboles. Springer-Verlag. N.-Y., 1968.
Lyons P. C. Significance of riebicite and ferrohastingsite in microperthite granites.— Amer. Miner., 1972, **57**, N 9—10.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение *(Н. С. Зайцев)* 5

Глава I. Общие черты тектоники региона *(Н. С. Зайцев)* 7

Глава II. Формационное расчленение палеозойских интрузивных пород *(С. П. Гаврилова, Р. М. Яшина)* 33

ГРАНИТОИДНЫЕ ФОРМАЦИИ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

Глава III. Гранит-гранодиоритовая формация *(С. П. Гаврилова)* 50

Глава IV. Аляскит-гранитовая формация *(С. П. Гаврилова)* 75

Глава V. Группа гранитовых формаций Алтайской зоны *(С. П. Гаврилова)* 100

Глава VI. Монцонит-граносиенит-гранитовая формация *(С. П. Гаврилова)* . . . 125

Глава VII. Сравнение гранитоидных формаций Западной Монголии *(С. П. Гаврилова)* 143

ФОРМАЦИИ ГРАНИТОИДНЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

Глава VIII. Диорит-гранодиоритовая формация *(В. А. Павлов)* 165

Глава IX. Аляскит-гранитовая формация *(В. А. Павлов)* 184

Глава X. Формация щелочных габбро, ийолит-уртитов, фойяитов и сиенитов *(Р. М. Яшина)* 205

Глава XI. Сиенит — нефелин-сиенитовая формация *(Р. М. Яшина)* 233

Глава XII. Формация щелочных гранитов и сиенитов *(Р. М. Яшина, В. А. Павлов)* 258

Глава XIII. Палеозойские интрузивные формации в развитии структур Северной Монголии *(Р. М. Яшина, В. А. Павлов)* 271

Заключение 278

Литература 281

ГАРЧИГ

Оршил *(Н. С. Зайцев)* 5

Бүлэг I. Судалгаа явуулсан нутгийн тектоникийн ерөнхий онцлог *(Н. С. Зайцев)* 7

Бүлэг II. Палеозойн гүний чулуулгийн формацийн хувиарлалт *(С. П. Гаврилова, Р. М. Яшина)* 33

ӨРНӨД МОНГОЛЫН БОРЖИНГИЙН ТОРЛИЙН ЧУЛУУЛГИЙН ФОРМАЦИ

Бүлэг III. Боржин-гранодиоритын формаци *(С. П. Гаврилова)* 50

Бүлэг IV. Аляскит-боржингийн формаци *(С. П. Гаврилова)* 75

Бүлэг V. Алтайн бүсийн боржингийн формацийн хэсэг *(С. П. Гаврилова)* 100

Бүлэг VI. Монцонит-граносиенит-боржингийн формаци *(С. П. Гаврилова)* . . . 125

Бүлэг VII. Өрнөд Монголын боржингийн формациудын харьцуулалт *(С. П. Гаврилова)* 143

УМАРТ МОНГОЛЫН БОРЖИН БА ШҮЛТЛИГ ЧУЛУУЛГИЙН ФОРМАЦИ

Бүлэг VIII. Диорит-гранодиоритын формаци *(В. А. Павлов)* 165

Бүлэг IX. Аляскит-боржингийн формаци *(В. А. Павлов)* 184

Бүлэг X. Шүлтлиг габбро, ийолит-уртит, фойяит ба сиенитын формаци *(Р. М. Яшина)* 205

Бүлэг XI. Сиенит—нефелинт-сиенитын формаци *(Р. М. Яшина)* 233

Бүлэг XII. Шүлтлэг боржин ба сиенитын формаци *(Р. М. Яшина, В. А. Павлов)* 258

Бүлэг XIII. Умарт Монголын структур дэхь палеозойн гүний чулуулгийн формаци *(Р. М. Яшина, В. А. Павлов)* 271

Дүгнэлт 278

Ашигласан номууд 281

CONTENTS

Preface *(N. S. Zaitsev)* 5

Chapter I. General tectonic features of the region *(N. S. Zaitsev)* 7

Chapter II. Formational subdivision of Paleozoic intrusive rocks *(S. P. Gavrilova, R. M. Yashina)* 33

GRANITOIDAL FORMATIONS OF WESTERN MONGOLIA

Chapter III. Granite-granodiorite formation *(S. P. Gavrilova)* 50

Chapter IV. Alaskite-granitic formation *(S. P. Gavrilova)* 75

Chapter V. Group of granitic formations of Altai zone *(S. P. Gavrilova)* 100

Chapter VI. Monzonite-granosyenite-granite formation *(S. P. Gavrilova)* 125

Chapter VII. The comparison of granitoidal formations of Western Mongolia *(S. P. Gavrilova)* 143

FORMATIONS OF GRANITOIDAL AND ALKALINE ROCKS OF NORTHERN MONGOLIA

Chapter VIII. Diorite-granodiorite formation *(V. A. Pavlov)* 165

Chapter IX. Alaskite-granite formation *(V. A. Pavlov)* 184

Chapter X. Formation of alkaline gabbro, ijolite-urtites, foyaites and syenites *(R. M. Yashina)* 205

Chapter XI Syenite — nepheline-syenite formation *(R. M. Yashina)* 233

Chapter XII. Formation of alkaline granites and syenites *(R. M. Yashina, V.A Pavlov)* 258

Chapter XIII. The Paleozoic intrusive formations in the development of structures of Northern Mongolia *(R. M. Yashina, V. A. Pavlov)* 271

Corclusion 278

References 281

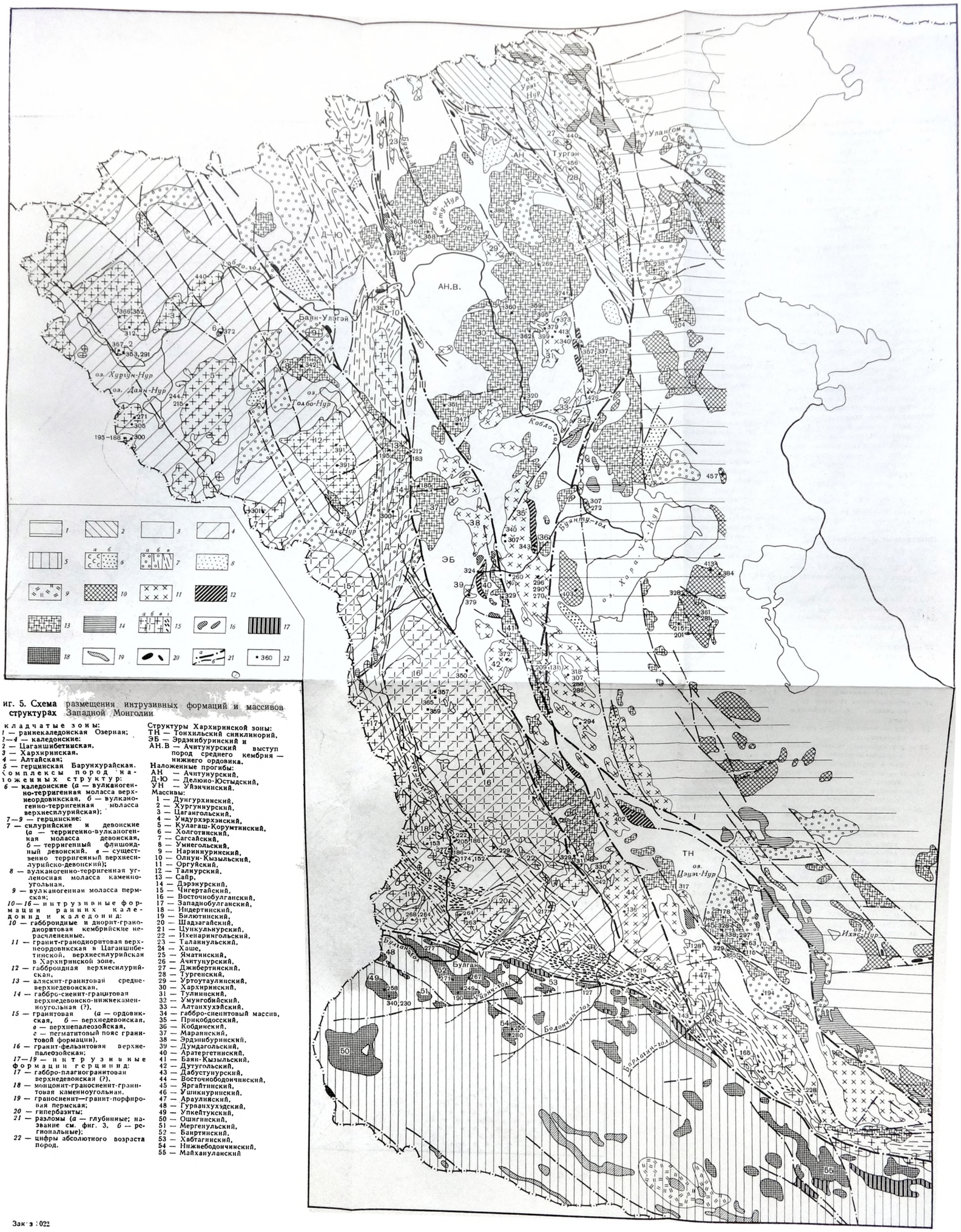
Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии

Труды Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции, том 14

Утверждено к печати Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедицией

Редактор *Е. М. Камшилина.* Редактор издательства *Р. Л. Цыбульская*
Художественный редактор *С. А. Литвак.* Технический редактор *И. Н. Жмуркина*
Корректор *Р. А. Тютина*
Сдано в набор 17/III 1975 г. Подписано к печати 29/VIII 1975 г. **Формат** 70×108$^1/_{16}$.
Бумага № 1. Усл. печ. л. 27,3. Уч.-изд. л. 29,4. Тираж 950 экз. Т-14927. Тип. зак. 3022.
Цена 3 р. 27 к.

Издательство «Наука». 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
Чеховский полиграфический комбинат Союзполиграфпрома при Государственном комитете Совета Министров СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли, г. Чехов Московской области
Отпечатано во 2 типографии изд-ва «Наука». Москва, Г-99, Шубинский пер., 10



иг. 5. Схема размещения интрузивных формаций и массивов **структурах** Западной Монголии

кладчатые зоны:
1 — раннекаледонская Озерная;
2—4 — каледонские:
2 — Цаганшибетинская,
3 — Хархиринская,
4 — Алтайская;
5 — герцинская Барунхурайская.
Комплексы пород наложенных структур:
6 — **каледонские** (*а* — вулканогенно-терригенная моласса верхнеордовикская, *б* — вулканогенно-терригенная моласса верхнесилурийская);
7—9 — герцинские:
7 — силурийские и девонские (*а* — терригенно-вулканогенная моласса девонская, *б* — терригенный флишоидный девонский, *в* — существенно терригенный верхнесилурийско-девонский);
8 — вулканогенно-терригенная угленосная моласса каменноугольная,
9 — вулканогенная моласса пермская;
10—16 — интрузивные формации ранних каледонид и каледонид:
10 — габброидные и диорит-гранодиоритовая кембрийские нерасчлененные,
11 — гранит-гранодиоритовая верхнеордовикская в Цаганшибетинской, верхнесилурийская в Хархиринской зоне,
12 — габброидная верхнесилурийская,
13 — аляскит-гранитовая среднедевонская,
14 — габбро-сиенит-гранитовая верхнедевонско-нижнекаменноугольная (?),
15 — гранитовая (*а* — ордовикская, *б* — верхнедевонская, *в* — верхнепалеозойская, *г* — пегматитовый пояс гранитовой формации),
16 — гранит-фельзитовая верхнепалеозойская;
17—19 — интрузивные формации герцинид:
17 — габбро-плагиогранитовая верхнедевонская (?),
18 — монцонит-граносиенит-гранитовая каменноугольная,
19 — граносиенит—гранит-порфировая пермская;
20 — гипербазиты;
21 — разломы (*а* — глубинные; название см. фиг. 3, *б* — региональные);
22 — цифры абсолютного возраста пород.

Структуры Хархиринской зоны:
ТН — Тонхильский синклинорий,
ЭБ — Эрдэнибуринский и
АН.В — Ачитунурский выступ пород среднего кембрия — нижнего ордовика.
Наложенные прогибы:
АН — Ачитунурский,
Д-Ю — Делюно-Юстыдский,
УН — Улэнчинский.
Массивы:
1 — Дунгурхинский,
2 — Хургунинурский,
3 — Цагангольский,
4 — Ундурхэрхэнский,
5 — Кулагаш-Корумтинский,
6 — Холготинский,
7 — Сагсайский,
8 — Умнегольский,
9 — Нариннуринский,
10 — Олнун-Кызыльский,
11 — Оргуйский,
12 — Талмурский,
13 — Сайр,
14 — Дэрэнурский,
15 — Чигертайский,
16 — Восточнобулганский,
17 — Западнобулганский,
18 — Индертинский,
19 — Билютинский,
20 — Шадзагайский,
21 — Цункулынурский,
22 — Ихенарингольский,
23 — Таланнулынский,
24 — Хаше,
25 — Яматинский,
26 — Ачитунурский,
27 — Джибертинский,
28 — Тургенский,
29 — Уртоутаулинский,
30 — Хархиринский,
31 — Тулинский,
32 — Умунгобийский,
33 — Алтанхухэйский,
34 — габбро-сиенитовый массив,
35 — Прикобдосский,
36 — Кобдинский,
37 — Маранинский,
38 — Эрдэнибуринский,
39 — Думдагольский,
40 — Аратергетинский,
41 — Баян-Кызыльский,
42 — Дутугольский,
43 — Дабустунурский,
44 — Восточнободончинский,
45 — Яргайтинский,
46 — Ушкинуринский,
47 — Арвулинский,
48 — Гурванхухэдский,
49 — Улкейтукский,
50 — Ошигинский,
51 — Мергенульский,
52 — Баянтинский,
53 — Хабтагинский,
54 — Нижнебодончинский,
55 — Майхануланский

Фиг. 6—7. Схематическая карта интрузивных формаций Монгольского Алтая (рис. *6* — северная часть, рис. *7* — южная часть). Составила С. П. Гаврилова с использованием материалов В. А. Амантова, В. П. Ажипа, К. Л. Волочковича, А. Б. Дергунова, М. И. Дубровского, Б. Лувсанданзана, Н. Г. Марковой, П. С. Матросова, Э. Рутковски, В. И. Тихонова, Р. А. Хасина, А. А. Храпова и др.

Осадочные и вулканогенные формации Монгольского Алтая:

1 — кремнисто-терригенная зеленосланцевая PЄ?;
2 — кремнисто-граувакково-вулканогенная (V—Є);
3 — песчаниково-аргиллитовая флишоидная ($Є_3$—O_1);
4 — туфогенно-терригенная (O_1—$_2$)
5 — карбонатно-вулканогенно-терригенная (O_3—S_1);
6 — вулканогенно-терригенная моласса (O_3);
7 — терригенные отложения (S_2);
8 — преимущественно терригенная (S_2—D_3);
9 — песчаниково-алевролитовая (в Ачитунурском прогибе — D_{1-2}, в Делюно-Юстыдском—D_2);
10 — терригенная красноцветная моласса (D_1 и D_{1-2});
11 — базальт-андезитовая (D_1);
12 — андезит-липаритовая (D_{1-2});
13 — вулканогенно-терригенная моласса (C_1);
14 — терригенно-угленосная моласса (C_{2-3});
15 — толщи разнообразного состава неизвестного возраста.

Осадочно-вулканогенные формации Барунхурайской впадины

16 — андезито-базальтовая D_{1-2}: (*а*—базальтовые, андезито-базальтовые и андезитовые порфириты, *б*— андезитовые, дацитовые порфириты и их туфы);
17 — вулканогенно-терригенно-кремнистая ($D\frac{2}{2}$—D^1_3);
18 — вулканогенная (C_1);
19 — песчаниково-алевролитовая (C_1 v—n).

Интрузивные формации

Озерная зона:

20—21 — диорит-гранодиоритовая, $Є_3$ (*20* — габброиды, *21* — диориты, тоналиты, плагиограниты, гранодиориты).

Монгольский Алтай:

22 — габброидная, S_2;
23—28 — гранит-гранодиоритовая в Цаганшибетинской зоне — O_3, в Хархиринской — S_2:
23 — диориты,
24 — тоналиты, гранодиориты: плагиоклазовые и микроклин-плагиоклазовые граниты;
25 — граниты (*а* — массивные, *б* — гнейсовидные);
26 — лейкократовые граниты (*а* — массивные, *б* — гнейсовидные);
27 — нерасчлененные по составу гранитоиды;
28 — двуслюдяные плагиограниты и гранит-пегматиты, отнесенные к формации условно;
29—32 — аляскит-гранитовая формация, D_2—$_3$:
29 — граниты с фациями плагиоклазовых гранитов;
30 — лейкократовые и аляскитовые граниты с фациями субщелочных, щелочных гранитов и граносиенитов (*а* — зернистые, *б* — фельзитовидные);
31 — гибридные гранитоиды;
32 — габбро-диабазы;
33 — габбро-сиенит-гранитовая, D_3—C_1 (?) (*а* — граниты, граносиениты, щелочные граниты, *б* — габбро, сиениты);
34 — габбро-диоритовая, D_3?;
35—40 — гранитовая:
35 — граниты, O;
36 — граниты, D_3 (*а* — массивные и нерасчлененные, *б* — гнейсовидные);
37 — граниты, C_{2-3};
38 — граниты гнейсовидные неустановленного возраста;
39 — лейкократовые и двуслюдяные граниты, PZ_3 (*а* — массивные *б* — гнейсовидные);
40 — пегматиты;
41 — гранит-фельзитовая, PZ_3;
42 — послегранитные дайки диабазов и лампрофиров.

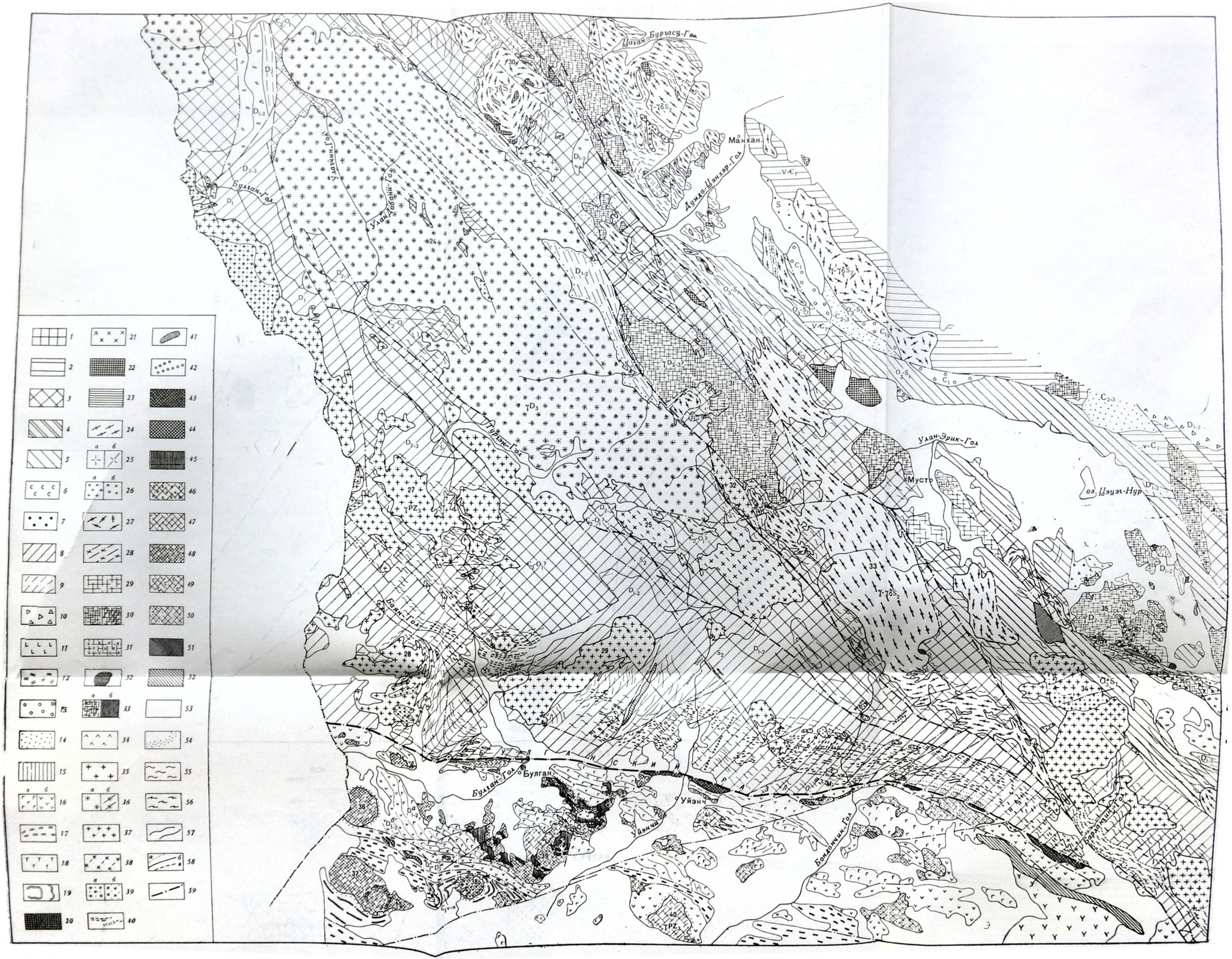
Барунхурайская впадина:

43 — габбро-плагиогранитовая, D_3 (?);
44 — габбродиабазовая неустановленного возраста;
45—50 — монцонит-граносиенит-гранитовая, C_{2-3}:
45 — нерасчлененные интрузивные и метасоматические габброиды, диориты и монцониты;
46 — габбро, диориты, монцониты, сиениты, граниты;
47 — граниты;
48 — лейкократовые граниты с амфиболом и биотитом с фациями граносиенитов;
49 — граносиениты, кварцевые сиениты;
50 — гранитоиды нерасчлененные;
51—52 — граносиенит—гранит-порфировая, P_2:
51 — щелочные граниты,
52 — мелкозернистые граниты и гранит-порфиры;
53 — кайнозойские отложения;
54 — роговики;
55 — кристаллические сланцы, мигматиты, гнейсы;
56 — гнейсы и гранитогнейсы;
57 — фрагменты простирания толщ;
58 — контакты (*а* — постепенный, *б* — секущий, *в* — сложный);
59 — разломы.

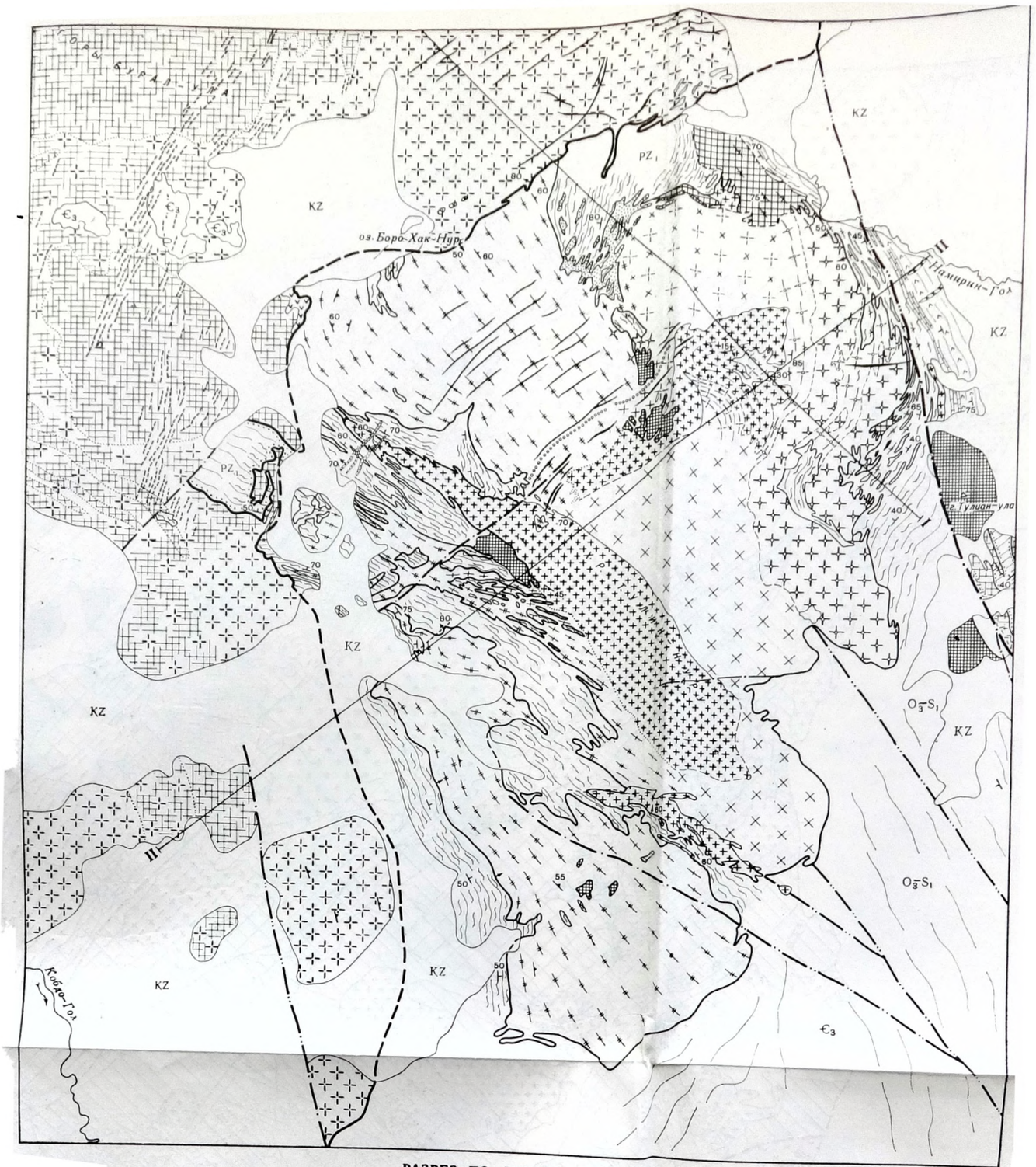
Массивы:

1 — Джибертинский,
2 — Тургенский,
3 — Талаинульский,
4 — Хаше,
5 — Яматинский,
6 — Ачитунурский;
7 — Уртоутаулинский,
8 — Хархиринский,
9 — Тулиинский,
10 — Умунгобийский,
11 — Алтанхухэйский,
12 — Харарусунурский,
13 — Кобдинский,
14 — Прикобдосский,
15 — Баян-Кызылский,
16 — Аратергетинский,
17 — Думдагольский,
18 — Мараинский,
19 — Дэрэнурский,
20 — Сайр,
21 — Талнурский,
22 — Чигертайский,
23 — Западнобулганский,
24 — Восточнобулганский,
25 — Ихенарингольский,
26 — Цункульнурский,
27 — Индертинский,
28 — Билютинский,
29 — Шадзагайский,
30 — Дутугольский,
31 — Дабустунурский,
32 — Дансатинский,
33 — Восточнободончинский,
34 — Араулинский,
35 — Яргайтинский,
36 — Гурванхухэдский,
37 — Упкейтукский,
38 — Мергенульский,
39 — Баиртинский,
40 — Нижнебодончинский,
41 — Хабтагинский

Фиг. 6

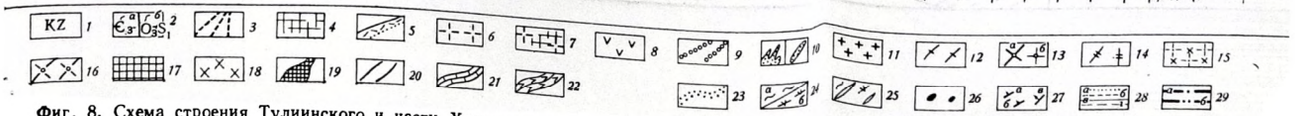

Цаган-Бургасу-Гол
Мâнхан
Думда-Цэнхэр-Гол
Улан-Эрик-Гол
Мустр
оз. Цэцэт-Нур
Булган-Гол
Булган
Уйэнч
Бомбогорин-Гол
Баян-Гол
Цэнхэр-Гол
Улан-Гол
Булган-Гол
Улан-Нуур
Цэнхэр-Гол
Баян-Гол
Бомбогорин-Гол
Бурдэлгэн-Гол
Уйэнчи
Улан-Эрик-Гол
Цэцэт-Нур
Мустр
Булган
Уйэнч

Фиг. 7



РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ I - I

РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ II - II



Фиг. 8. Схема строения Тулиинского и части Хархиринского массивов

1 — кайнозойские отложения;

2 — палеозойские толщи (*а* — верхнекембрийские, *б* — ордовик-нижнесилурийские);

3—8 — Хархиринский массив аляскит-гранитовой формации:

3 — дайки гранит-порфиров, фельзитов, реже габбро-диабазов и лампрофиров;

4 — лейкократовые и аляскитовые граниты;

5 — катаклазированные фельзиты;

6 — крупнопорфировидные граниты;

7 — граниты неоднородного состава и такситовой текстуры;

8 — амфиболовые габбро-диориты;

9—18 — Тулиинский массив гранит-гранодиоритовой формации:

9 — дайки микродиоритов и микрогранитов;

10 — гранит-пегматиты и пегматиты;

11 — лейкократовые граниты;

12 — граниты гнейсовидные;

13 — граниты порфировидные (*а* — гнейсовидные, *б* — массивные);

14 — микроклин-плагиоклазовые гнейсовидные граниты;

15 — гибридные граниты;

16 — очковые гранитогнейсы;

17 — очковые гнейсы;

18 — нерасчлененные гранитоиды;

19 — габброиды;

20 — дайки основного состава;

21 — мраморизованные известняки;

22 — вулканиты среднего состава;

23 — роговики;

24 — кристаллические сланцы (*а* — биотитовые, *б* — биотит-амфиболовые и амфиболовые);

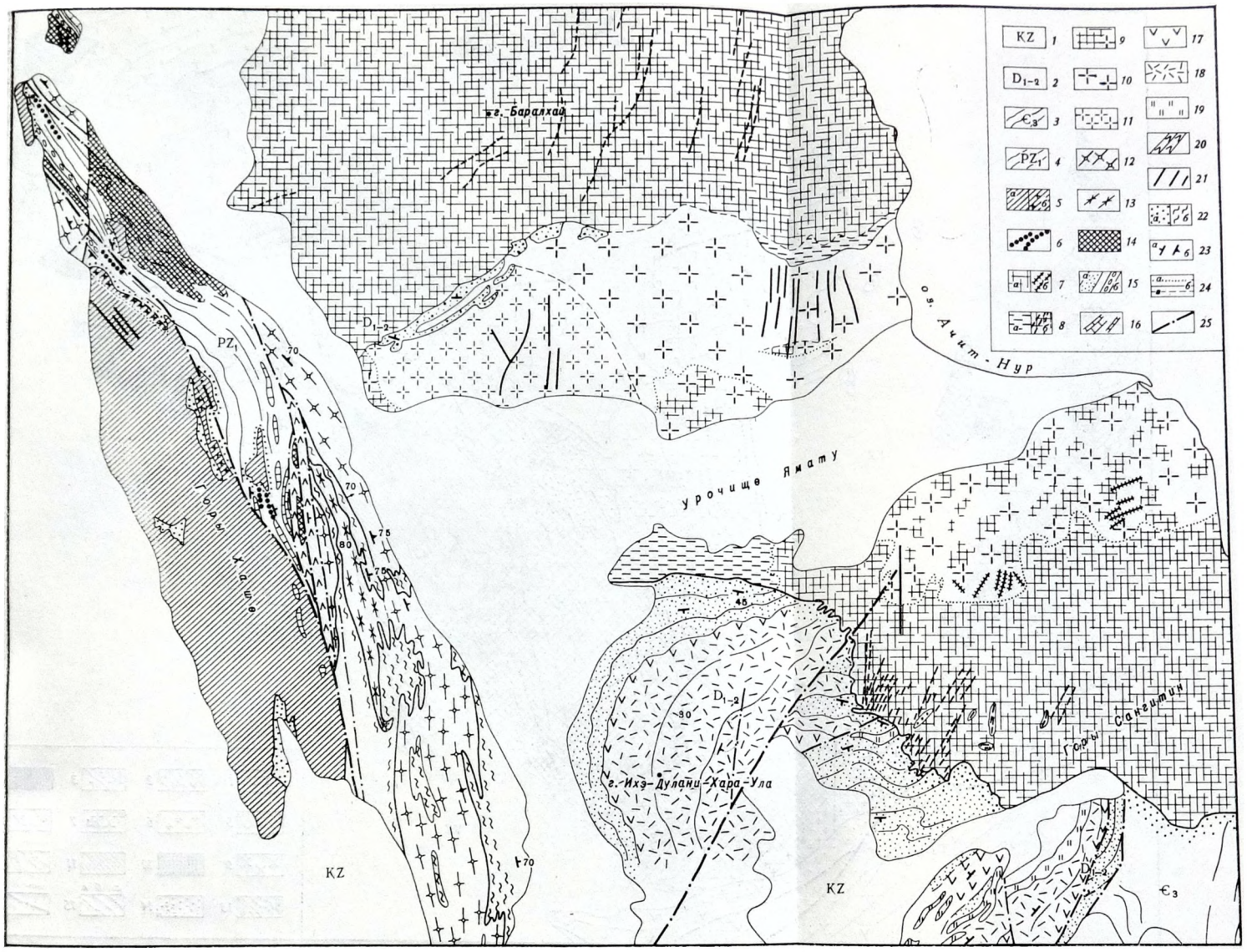
25 — кристаллические сланцы, пронизанные жилами гранитов;

26 — пироксениты;

27 — элементы залегания (*а* — толщ, *б* — гнейсовидных текстур гранитоидов, *в* — контактов);

28 — контакты (*а* — постепенный, *б* — сложный, *в* — секущий, *г* — не прослеженный);

29 — разломы (*а* — прослеженные, *б* — предполагаемые)



Фиг. 14. Строение западной половины Ачитунурского массива и массивов гор Хаше

1 — кайнозойские отложения;

2—4 — вмещающие породы:

2 — нижне-среднедевонские,

3 — верхнекембрийские,

4 — нижнепалеозойские нерасчлененные;

5—6 — массив Хаше гранит-фельзитовой формации:

5 — мелкозернистые и фельзитовидные граниты (*а*), граносиениты, монцониты (*б*);

6 — жильные тела фельзитов;

7—11 — Ачитунурский массив аляскит-гранитовой формации:

7 — аляскитовые и лейкократовые граниты с фациями амфиболовых гранитов (*а*), их жильные разновидности (*б*);

8 — мелко- и тонкозернистые граниты (*а* — фация эндоконтактов и мелкие тела, *б*—жильные тела),

9 — граниты неоднородного состава такситовой текстуры,

10 — крупнопорфировидные граниты,

11 — микроклин-плагиоклазовые граниты и плагиограниты;

12—13 — Яматинский массив гранит-гранодиоритовой формации:

12 — крупнопорфировидные гнейсограниты,

13 — гнейсовидные кварцевые диориты и плагиограниты;

14 — габброизированные породы, габбро, плагиограниты;

15 — песчаники (*а*), конгломераты (*б*);

16 — известняки;

17 — андезитовые и дацитовые порфириты;

18 — порфиры;

19 — субвулканические тела порфиров;

20 — зеленые сланцы по вулканитам среднего и основного состава;

21 — дайки пород основного и среднего состава;

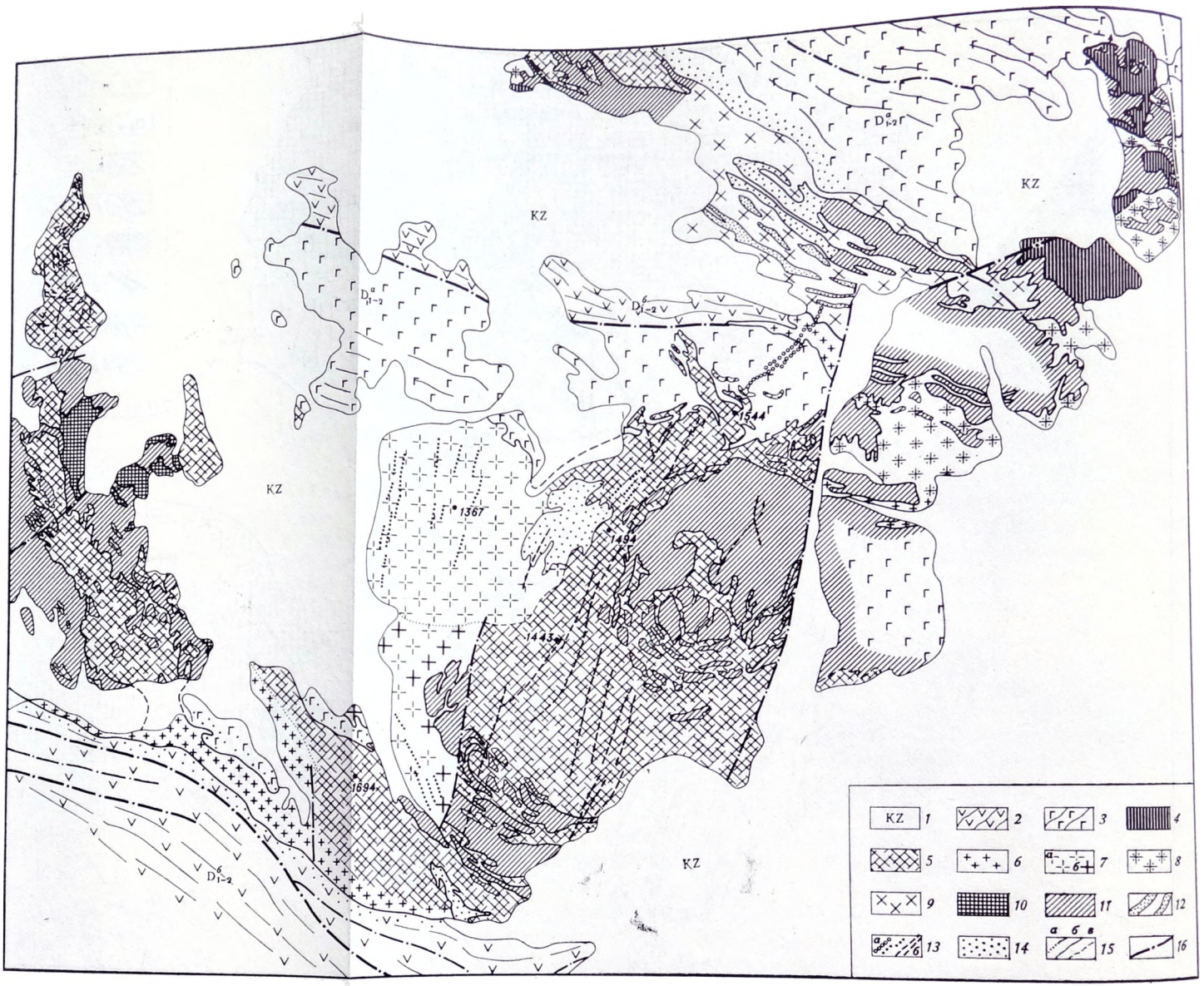
22 — метаморфические породы (*а* — роговики, *б* — микрокристаллические и кристаллические сланцы);

23 — элементы залегания (*а* — вмещающих пород, *б* — гнейсовидных текстур гранитоидов);

24 — контакты (*а* — постепенный, *б* — секущий, *в* — сложный);

25 — разломы

Заказ 3022



Фиг. 25. Схема строения Баиртинского массива

1 — кайнозойские отложения;

2 — андезито-базальтовые, андезитовые, дацитовые порфириты и их туфы ($D^{а}_{1-2}$);

3 — базальтовые, андезито-базальтовые и андезитовые порфириты ($D^{б}_{1-2}$);

4 — щелочные граниты;

5 — граниты лейкократовые с амфиболом и биотитом;

6 — лейкократовые граниты и граносиениты мелкозернистые и фельзитовидные;

7 — нормальные граниты и адамеллиты (*а* — крупнопорфировидные, *б* — крупно- и среднезернистые);

8 — сиениты и граносиениты;

9 — нерасчлененные по составу породы массива;

10 — габбро-диориты, монцониты, меланократовые сиениты;

11 — нерасчлененные интрузивные и метасоматические меланократовые породы;

12 — аплитовидные граниты и гранит-пегматиты;

13 — жильные породы (*а* — фельзитовидные альбититы, *б* — аплиты, микрограниты, гранит-пегматиты; *в* — гранит-порфиры, граносиенит-порфиры, диорит-порфириты, габбро-диабазы, лампрофиры);

14 — роговики и сланцеватые роговики;

15 — контакты (*а* — постепенный, *б* — секущий, *в* — сложный);

16 — разломы

Фиг. 36. Схема размещения палеозойских гранитоидных и щелочных формаций Северной Монголии. Составлена Р. М. Яшиной с использованием опубликованных геологических карт МНР, 1966, 1972

1 — протерозойские отложения поднятий и выступов фундамента;
2 — верхнерифейско-кембрийские отложения в ранних каледонидах;
3 — 4 — вулканогенно-терригенные отложения наложенных орогенных прогибов и впадин:
3 — девонские,
4 — пермские;
5 — кайнозойские образования (*а* — Убсунур-Тэсхемской впадины, *б* — базальты);
6 — разломы;
7—13 — формации палеозойских интрузивных пород:
7 — гипербазитовая ($V—\epsilon_1$),
8 — габбро-диоритовая (ϵ_{1-2}),
9 — диорит-гранодиоритовая ($\epsilon_3—O$),
10 — щелочных габбро, ийолит-уртитов, фойяитов и сиенитов (D_1),
11 — аляскит-гранитовая (D_{2-3}),
12 — сиенит — нефелин-сиенитовая (C_{1-2}),
13а — щелочных гранитов и сиенитов (P_2),
13б — лейкократовых гранитов (P_2)

Массивы диорит-гранодиоритовой формации:
1 — Наранский,
2 — Баянхаирханский,
3 — Барунтурунский,
4 — Ханхухэйские,
5 — Хиргиснурские,
6 — Харанурский,
7 — Сэрхэульский,
8 — Уджигинский,
9 — Харганайнгольский

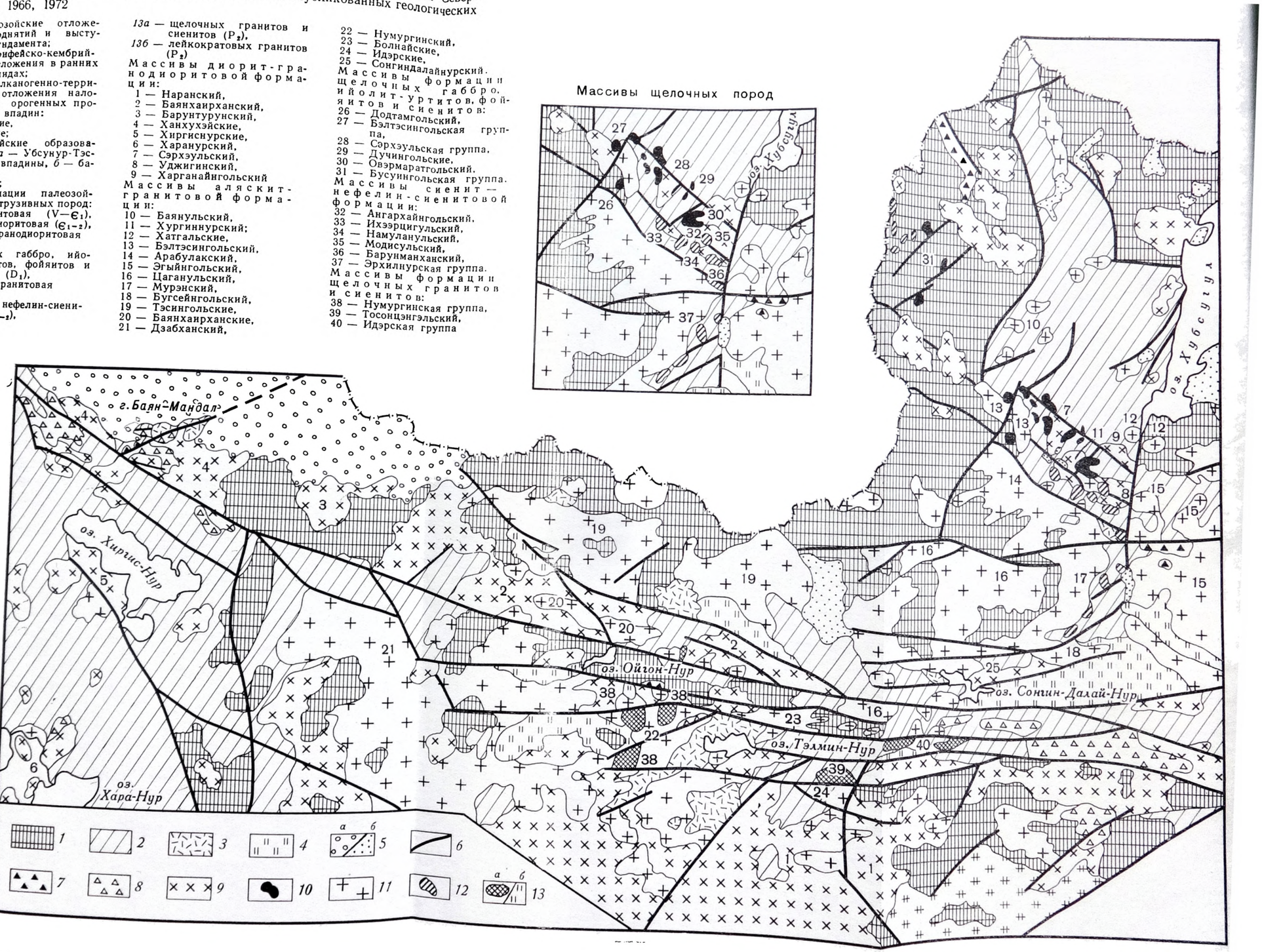
Массивы аляскит-гранитовой формации:
10 — Баянульский,
11 — Хургиннурский;
12 — Хатгальские,
13 — Бэлтэсингольский,
14 — Арабулакский,
15 — Эгыйнгольский,
16 — Цаганульский,
17 — Мурэнский,
18 — Бугсейнгольский,
19 — Тэсингольские,
20 — Баянхаирханские,
21 — Дзабханский,
22 — Нумургинский,
23 — Болнайские,
24 — Идэрские,
25 — Сонгиндалайнурский.

Массивы формации щелочных габбро, ийолит-уртитов, фойяитов и сиенитов:
26 — Додтамгольский,
27 — Бэлтэсингольская группа,
28 — Сэрхэульская группа,
29 — Дучингольские,
30 — Овэрмаратгольский,
31 — Бусуингольская группа.

Массивы сиенит — нефелин-сиенитовой формации:
32 — Ангархайнгольский,
33 — Ихээрцигульский,
34 — Намуланульский,
35 — Модисульский,
36 — Барунманханский,
37 — Эрхилнурская группа.

Массивы формации щелочных гранитов и сиенитов:
38 — Нумургинская группа,
39 — Тосонцэнгэльский,
40 — Идэрская группа

Массивы щелочных пород



Заказ 3022