



КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ВУЛКАНИЗМ МОНГОЛИИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА
ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

АКАДЕМИЯ НАУК МНР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ

ЗСБНХУ-ЫН ШИНЖЛЭН
УХААНЫ АКАДЕМИ

ХОДОЛМОРИЙН ГАВЪЯАНЫ
УЛААН ТУГИЙН ОДОНТ
ГЕОЛОГИЙН ХҮРЭЭЛЭН

БНМЛУ-Ы ШИНЖЛЭХ
УХААНЫ АКАДЕМИ

ГЕОЛОГИЙН
ХҮРЭЭЛЭН

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE USSR

ORDER
OF THE RED BANNER OF LABOUR
GEOLOGICAL INSTITUTE

ACADEMY OF SCIENCES
OF THE MPR

GEOLOGICAL INSTITUTE



МОНГОЛ ОРНЫ ҚАЙНОЗОЙН ВУЛҚАНИЗМ

ХАМТАРСАН
МОНГОЛ-ЗӨВЛӨЛТИЙН
ГЕОЛОГИЙН ЭРДЭМ
ШИНЖИЛГЭЭНИЙ ЭКСПЕДИЦИ

Б у т э э л, ц у в р а л 36

Э р х л а х з ө в л ө л:

*Н. С. Зайцев, БНМАУ-ын ШУА-ийн академич Б. Лувсанданзан,
академич В. В. Меннер, В. Г. Гербова, академич А. В. Пейве,
П. И. Тимофеев, О. Төмөртоого, академич А. Л. Яншин*

Х а р и у ц л а г а т а й э р х л э г ч и д
ЗСБНХУ-ын ШУА-ийн сурвалжлагч гишуун *И. В. Лучицкий*

1983

«НАУКА» ХЭВЛЭЛИЙН ГАЗАР
МОСКВА

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ВУЛКАНИЗМ МОНГОЛИИ

СОВМЕСТНАЯ
СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКАЯ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

Т р у д ы , в ы п у с к 36

Редакционная коллегия:

*Н. С. Зайцев, академик 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 АН СССР *И. В. Лучицкий*

1983

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА

CONTINENTAL VOLCANISM OF THE MONGOLIA

THE JOINT
SOVIET-MONGOLIA'
SCIENTIFIC-RESEARCH
GEOLOGICAL EXPEDITION

Transactions, vol. 36

Editorial board:

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

Responsible editor

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

Континентальный вулканизм Монголии. М.: Наука, 1983.

Обобщены данные по геологии, вещественному составу и структурному положению вулканогенных образований главных эпох фанерозойского континентального вулканизма Монголии. Показано, что продукты вулканизма образуют крупные ареалы, являющиеся частью обширных вулканических областей Центрально-Азиатского складчатого пояса. Приводятся новые данные по составу и строению вулканогенных толщ и петрохимическая характеристика вулканогенных ассоциаций. Выявлены некоторые закономерности латеральной изменчивости и возрастной эволюции вулканизма.

Табл. 20 илл. 59. Библ. с (1—8) 79 назв.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящей работе обобщены новые данные по континентальному вулканизму Монголии, полученные в результате работ, осуществленных различными геологическими учреждениями МНР и СССР в рамках совместной Советско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиции, организованной на основе содружества Академии наук СССР и МНР.

В геологической истории Монголии выявлен ряд эпох континентального вулканизма: девонская, каменноугольная, пермская, ранне- и позднемезозойская и кайнозойская. Продукты вулканизма различных эпох образуют крупные ареалы, которые прослеживаются и за пределами Монголии, на прилегающих территориях Советского Союза и Китая. В восточной части Монголии — это Центрально-Монгольская верхнепалеозойская, и Восточно-Монгольская мезозойская вулканические области, уходящие на восток в зону Монголо-Охотского пояса; на западе страны — девонский вулканический ареал Монгольского Алтая, продолжающийся в пределы Советской части Алтая, а также верхнепалеозойские вулканические пояса, которые через территорию Китая соединяются с вулканическими областями Средней Азии и Казахстана; на севере Монголии — поля кайнозойских вулканитов, связанные с развитием Байкальской рифтовой зоны. Таким образом, на территории Монголии происходит сочленение ряда крупнейших вулканических областей Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Ключевая позиция территории Монголии в отношении размещения континентальных вулканитов в Центральной Азии в первую очередь определяет важность изучения этих образований в Монголии. Кроме того, следует подчеркнуть, что с континентальными вулканическими образованиями в Советском Союзе связаны многочисленные и разнообразные месторождения полезных ископаемых, аналогов которых в Монголии пока не установлено, хотя можно ожидать, что они будут здесь обнаружены.

Все сказанное послужило основанием для развертывания палеовулканологических исследований и заставило сосредоточить внимание на континентальных вулканогенных образованиях Монголии в рамках названной экспедиции. Эти исследования, начавшиеся в 1970 г., охватили всю страну и существенно расширили, а для ряда районов коренным образом изменили ранее существовавшие представления о распространении разнообразных вулканитов, их составе, типичных особенностях строения разрезов, возрастном объеме и типичных петрогенетических чертах. Настоящая работа суммирует результаты этих исследований, а также более ранних работ, обобщенных в монографии «Геология Монгольской Народной Республики» [18, 19] и учитывает, кроме того, последние данные геолого-съёмочных работ, проводимых геологической службой Монголии.

Несколько слов о терминологии. Во-первых, следуя ранее внесенным предложениям [43], в настоящей работе принята схема подразделений, включающая в качестве составных элементов вулканических областей вулканические поля и вулканические постройки, с учетом размерностей и принципов, указанных в названной работе. Во-вторых, следуя рекомендациям, помещенным в той же работе, а также выдвинутым терминологической комиссией Петрографического комитета АН СССР [37], название кислых пород «липариты» (кварцевые порфиры) заменено термином «риолит», получившим широкое распространение в международной петрографической литературе.

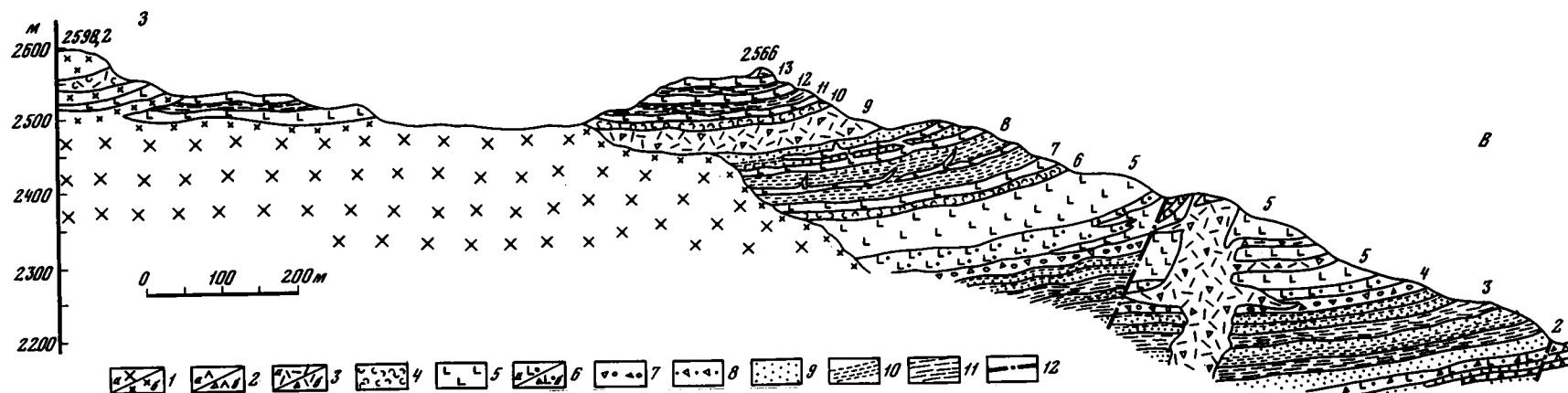


Рис. 14. Разрез, иллюстрирующий строение осадочно-вулканогенной толщи наринской свиты. Сост. С. П. Гаврилова

1 — гранодиориты: а — среднезернистые, б — мелкозернистые и гибридные; 2 — дациты: а — лавы, б — лавовые и туфовые брекчи; 3 — кварцево-плагноклазовые и афировые порфиры: а — массивные, б — брекчиевидные; 4 — зернистые туфы и туфовые брекчи кислых вулканитов, чередующиеся с туфитами; 5 — базальты; 6 — базальтовые туфы: а — зернистые с туфитами, б — туфовые брекчи; 7 — конглобрекчи; 8 — осадочные брекчи; 9 — песчаники; 10 — яшмовидные из гравелитов, песчаников, алевролитов, кремнистых алевролитов; 12 — разломы кремнистые породы, кремнистые алевролиты, туфиты; 11 — ритмичнослоистые пачки, состоящие

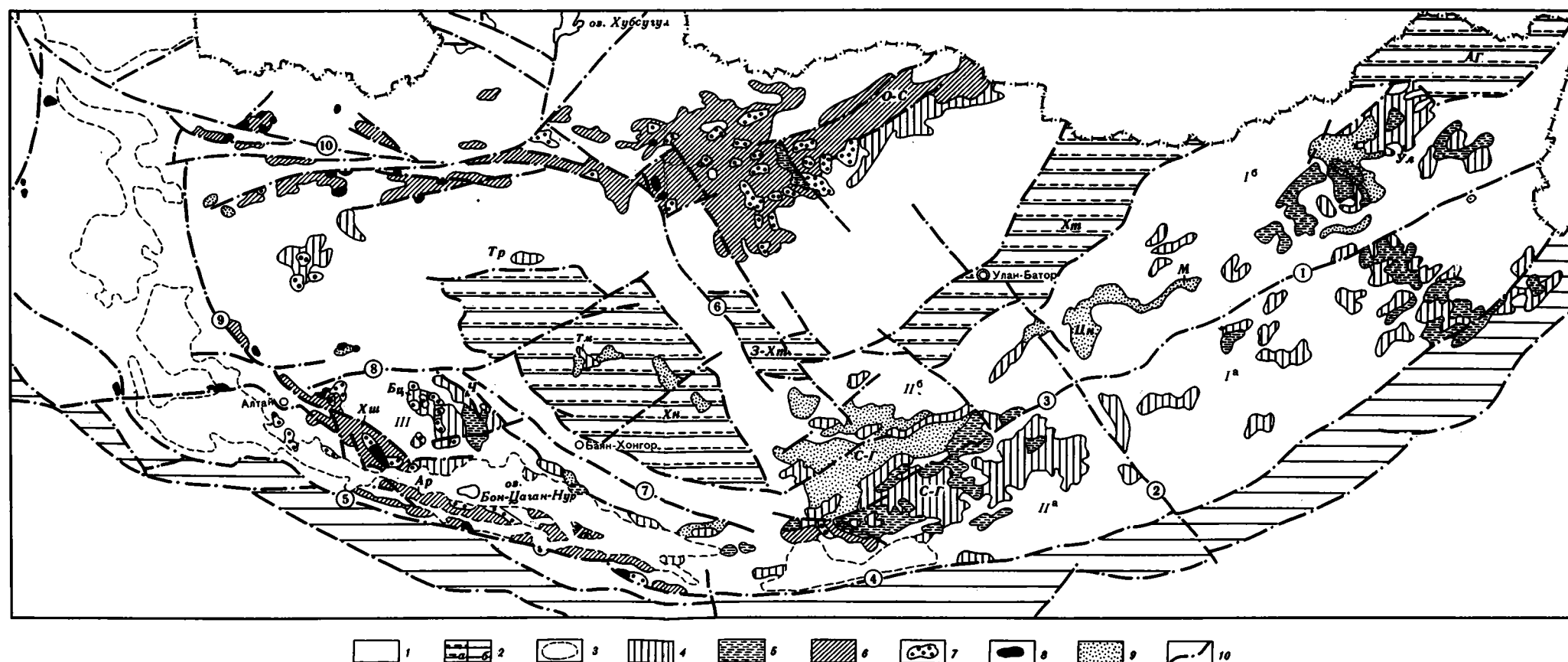


Рис. 34. Схема размещения пермских структур Центрально-Монгольского и Северо-Монгольского вулканических поясов в Северном мегаблоке Монголии. Сост. на основе геологической карты МНР [16] и схематической карты магматических формаций МНР [65]

1 — догерцинские складчатые области; 2 — области верхнепалеозойского гранитоидного магматизма — герцинские геосинклинальные структуры: а — многогеосинклинальные Южно-Монгольских герцинов, б — внутриконтинентальные Хангай-Хэнтэйской системы; 3 — кайнозойские впадины Долины Озер и Котловины Больших Озер; 4—8 — пермские магматические породы (серии): 4 — вулканогенные умеренной щелочности, 5 — интрузивные умеренной щелочности, 6 — вулканогенные повышенной щелочности, 7 — интрузивные повышенной щелочности, 8 — щелочные граниты и сиениты; 9 — пермские осадочные толщи, иногда с вулканитами; 10 — разломы (на карте обозначены номерами 1—10)

Герцинские синклинали: Хм — Хангайский, З-Хт — Западно-Хэнтэйский, Хт — Хэнтэйский, Аг — Агинский.

Секторы Центрально-Монгольского вулканического пояса: Керуленский: I^а — зона поднятий, I^б — зона прогибов; Среднегобийский: II^а — зона поднятий, II^б — зона прогибов; III — Байдаринский.

Пермские прогибы, впадины: Ул — Ульдзинская; Цн — Цэнхиргольская; М — Мурунские грабены; С-Г — Северо-Гобийская; Хш, Ар — Хантайширско-Аргалинтинский; Бц — Буцаганская; Ч — Чандаманский; О-С — Орхон-Селенгинский; Тр — Тарятская; Тм — Тамиргольская

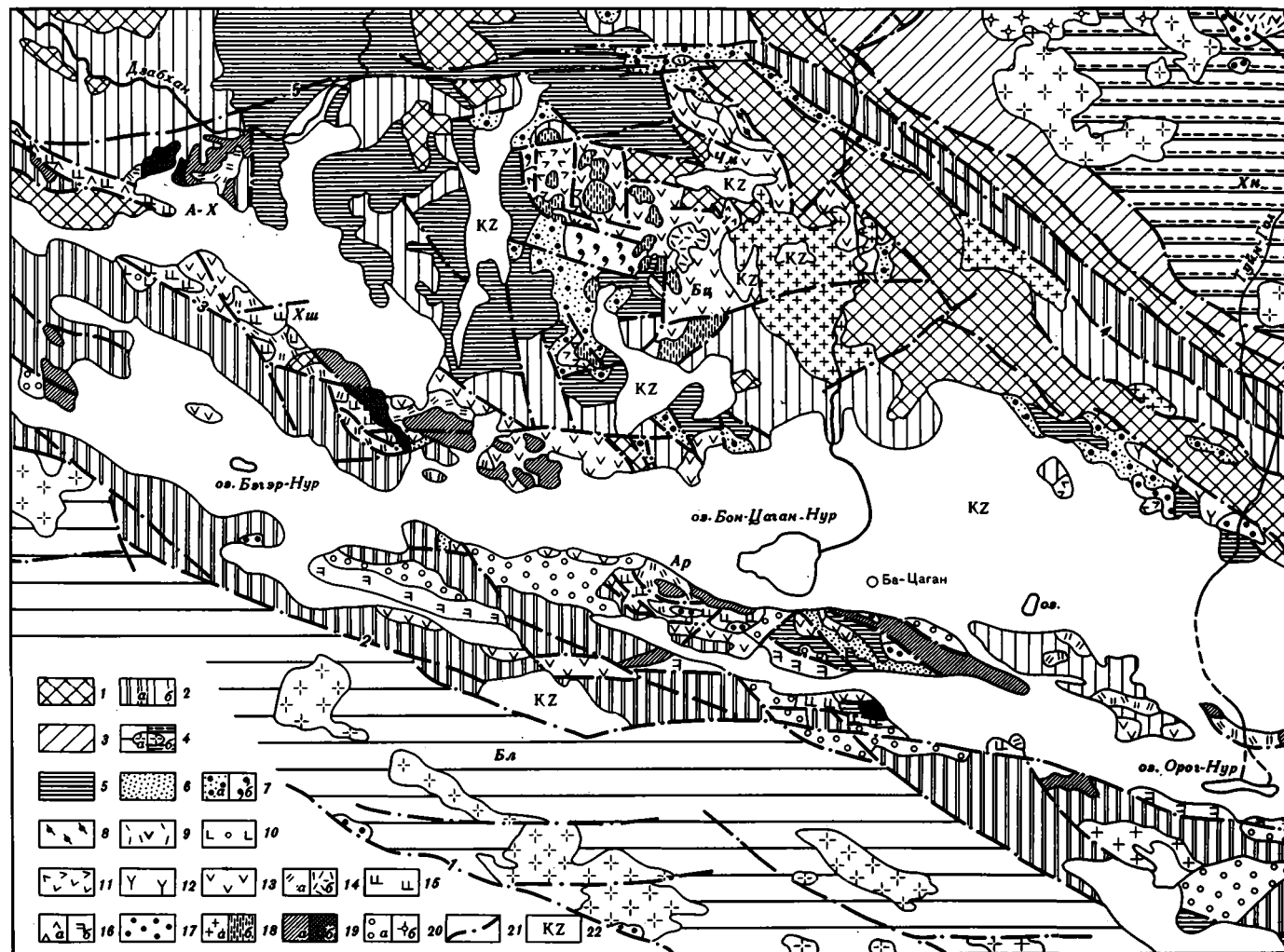


Рис. 36. Схема размещения пермских вулканогенных и интрузивных образований в Байдарикском секторе Центрально-Монгольского вулканического пояса. Сост. на основе Геологической карты МНР [16] с дополнениями автора и В. В. Ярмолюка

1 — выступы докембрийского основания; 2 — раннекаледонские и наложенные среднепалеозойские комплексы пород; а — эвгеосинклинальные, б — развивавшиеся на докембрийском складчатом основании; 3 — терригенные комплексы позднего кембрия; 4 — герцинские структуры с плутоническим магматизмом в основном: а — каменноугольного, б — пермского возраста; 5 — гранитоиды, преимущественно средние-верхнепалеозойские, достоверно не расчлененные; 6 — терригенная и карбонатно-терригенная моласса верхнего девона — нижнего карбона и неустоявшегося возраста; 7 — терригенные тонко- и грубообломочные толщи: а — нижнекаменноугольные, б — верхнекаменноугольно-нижнепермские; 8 — пермские песчано-алевролитовые отложения; 9—16 — нижнепермские вулканогенные толщи и свиты: 9 — андезито-риолитовая, 10 — пестроцветная вулканогенно-осадочная с базальтами, 11 — дацитовая, 12 — смешанного

состава, 13 — андезито-базальтовая, 14 — кислого состава (а — трахириолитовая, б — риолитовая), 15 — трахитовая, 16 — контрастные (а — умеренной, б — повышенной щелочности); 17 — песчано-конгломератные угленосные отложения верхней перми на юге с базальтами и риолитами, в зоне Байхонгорских разломов — с андезитами и риолитами; 18—19 — пермские и интрузивные образования: 18 — умеренной и несколько повышенной щелочности: а — гранодиориты, адемиты, граниты, лейкограниты, б — граносиениты, граниты, 19 — повышенной щелочности: а — двуполовошпатовые кварцевые сиениты, граносиениты, граниты, б — однополовошпатовые щелочные граниты и сиениты; 20 — мезозойские образования: а — базальты, конгломераты, песчанники, б — граниты; 21 — разломы; 22 — кайнозойские рыхлые отложения.

Пермские наложенные прогибы, грабены, мульды: А-Х — Алтан-Хадасулинский; Хш — Хантайширский, Ар — Аргантайский; Бц — Буцаганская; Хн — Чандаманский.

Области верхнепалеозойского гранитоидного магматизма: Бл — Байлзская, Хн — Хангайская.

Глубинные разломы: 1 — Заалтайский; 2 — Ихэбогдинский; 3 — Дзабханский; 4 — Байхонгорский; 5 — Баян-Булакский

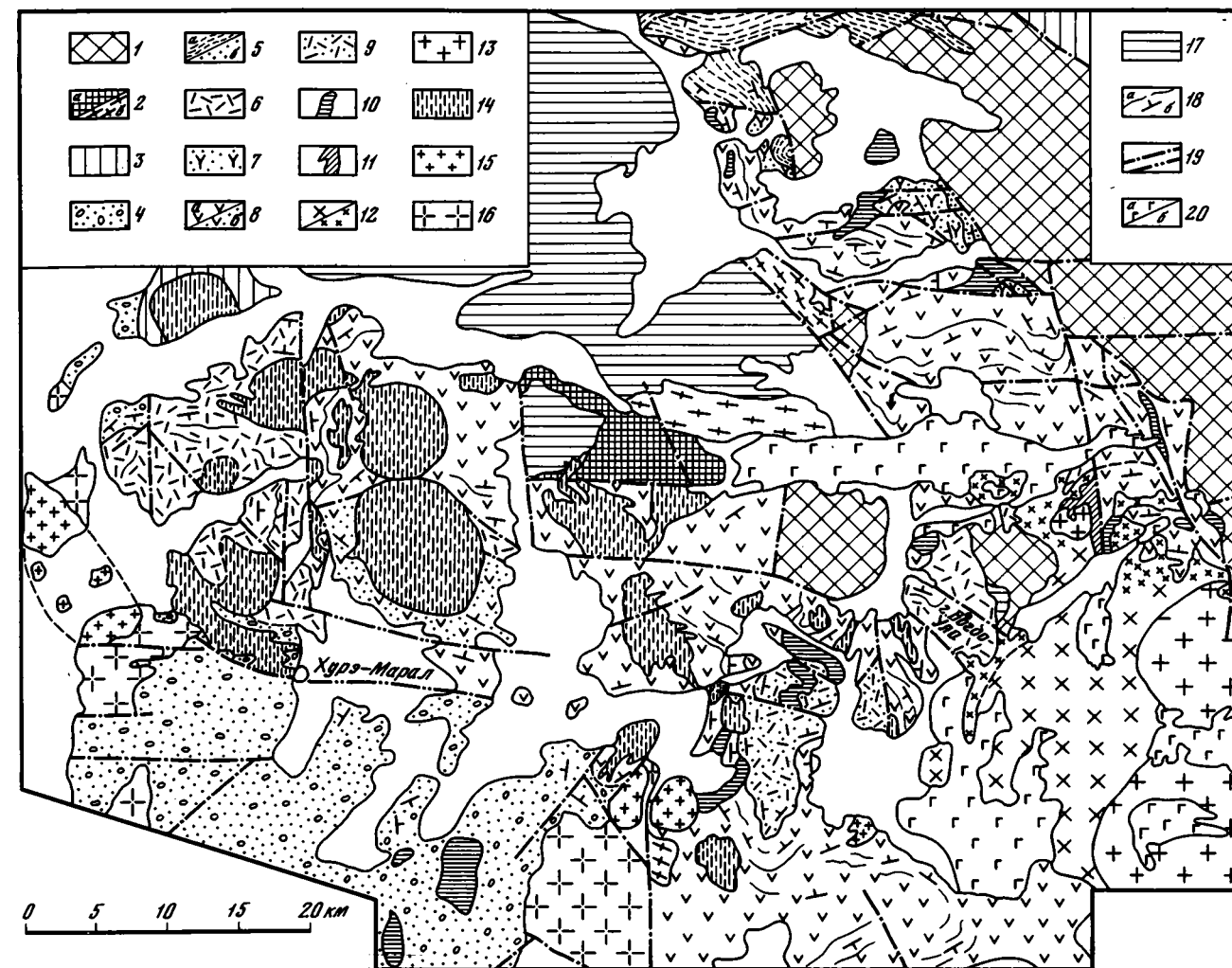


Рис. 41. Схема строения Буцаганской мульды и Чандаманского прогиба. Сост. С. П. Гаврилова с использованием материалов Ю. М. Логинова и Н. Н. Хераскова

1 — докембрийские толщи; 2 — докембрийские интрузивные породы (а — габбро-аиортозиты, б — гранитоиды); 3 — вендско-кембрийские толщи; 4 — песчано-конгломератные толщи нижнего и позднего карбона нерасчлененные; 5 — песчано-алевролитовые толщи: а — нижнекаменноугольные; б — пермские; 6—10 — пермские толщи: 6 — дацитовая, 7 — терригенно-вулканогенная с вулканитами смешанного состава, 8 — андезито-базальтовая: а — преимущественно вулканогенные образования, б — вулканогенно-осадочные, 9 — риолитовая, 10 — экструзивные тела кислого состава; 11—15 — пермские интрузивные породы: 11 — габброиды, 12 — гранодиориты, монцогранодиориты, адемиты: а — главная фация, б — эндоконтактовая фация, 13 — граниты биотитовые и лейкократовые, 14 — граносиениты и граниты зернистые, микрозернистые, порфировые, 15 — лейкограниты; 16 — верхнепалеозойские гранодиориты и адемиты; 17 — палеозойские гранитоиды нерасчлененные; 18 — прочие обозначения: а — фрагменты простираения толщ, б — элементы залегания, 19 — разломы, 20 — кайнозойские отложения: а — базальты, б — рыхлые

ДЕВОНСКИЙ ВУЛКАНИЗМ

Главные ареалы распространения континентальных вулканогенных толщ в девонское время были сосредоточены к северу от обширного морского бассейна, располагавшегося на юге Монголии. Былые вулканические области сильно расчленены позднейшей эрозией и сохранились фрагментарно, главным образом в системе более или менее значительных, но разобренных впадин, наложенных на каледонские и докембрийские складчатые структуры. Восстановить в этих условиях контуры девонских континентальных вулканических областей невозможно. Однако можно получить достаточно определенное представление об особенностях девонского континентального вулканизма путем сопоставления данных, характеризующих сохранившиеся в различных впадинах вулканогенные толщ. Изучение строения этих толщ и свойственных им разнотипных пород, систематизированное в определенном плане, позволяет в отдельных случаях реконструировать отдельные вулканические центры, выявлять типичные черты различных ареалов и осуществлять в дальнейшем другие палеовулканологические построения, необходимые для разработки рациональных поисков месторождений полезных ископаемых, сопровождающих вулканическую деятельность.

Представляемый очерк ограничен преимущественно обзором отдельных прогибов, впадин и мульд, сложенных вулканогенными толщами. Это первый обзор такого рода для Монголии и он подчинен в известной мере условно, географическому размещению девонских континентальных вулканических полей, в котором соответственно различаются следующие главные регионы Монголии (рис. 1): 1) Западный (Монгольский Алтай и сопредельные районы Озерной зоны), 2) Северный, 3) Центральный (Северо-Хангайская и Северо-Хэнтийская области) и 4) Северо-Восточный. В пределах каждого из названных регионов обособляются впадины, прогибы и иные, более сложные структуры с залегающими в них континентальными девонскими вулканогенными толщами в сопровождении преимущественно красноцветных моласс, но иногда также и более или менее значительных пачек морских отложений.

ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ

Девонские континентальные вулканогенные породы сравнительно широко распространены в каледонских и раннекаледонских структурах Монгольского Алтая и сопредельных районов Озерной Зоны. Как и девонские отложения в целом, они резко несогласно и с разрывом залегают на всех более древних породах и обнаруживают значи-

Рис. 1. Схема распространения девонских континентальных вулканогенных толщ на территории Монголии. Сост. С. П. Гаврилова, И. В. Гордиенко и Б. Лувсанданзан на основе литолого-фациальных схем И. Б. Филипповой и О. Д. Суетенко и геологических карт МНР [15, 16, 18]

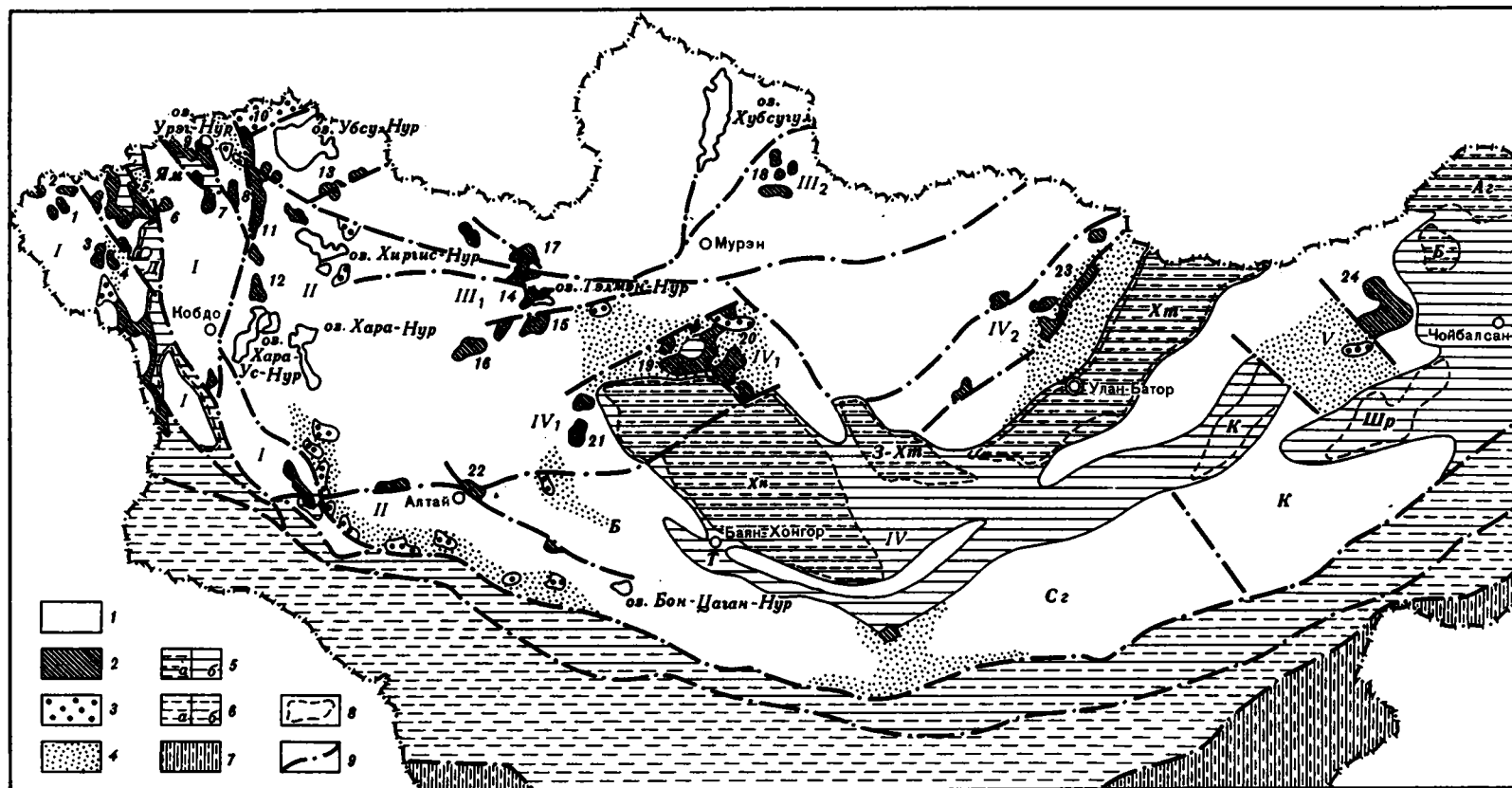
1 — области преимущественно континентального режима развития в девоне; 2 — девонские вулканогенные толщ, наземные и субаэральные; 3 — девонская моласса, иногда с вулканитами; 4 — районы мелководного осадконакопления во второй половине девона; 5 — внутриконтинентальные морские бассейны с терригенным осадконакоплением, существовавшие в течение: а — всего девонского периода, б — части девонского периода; 6 — Южно-Монгольский бассейн: а — эвгеосинклинальный с подводными вулканитами базальтового, андезитобазальтового и андезито-дацитового состава, б — многоэпиклиналиный с карбонатным и терригенным осадконакоплением и небольшим количеством вулканитов; 7 — поднятия с морскими и субаэральными вулканитами андезитового, андезито-дацитового, реже — кислого состава; 8 — современные контуры структур; 9 — разломы

Внутриконтинентальные морские прогибы: Д — Делюно-Юстыдский; Ям — Яматугольский, Т — Туингольский; Хн — Хангайский; З-Хт — Западно-Хэнтийский; Хт — Хэнтийский; К — Прикеруленский; Шр — Шарахинский; Б — Баяндунский; Аг — Агинский

Центрально-Монгольское поднятие: Б — Байдарикское поднятие; СГ — Среднегобийское поднятие; К — Керуленское поднятие

Вулканические области и ареалы: I — Монгольский Алтай; II — Озерная зона; III — Северная Монголия; III₁ — зона Хангайских разломов, III₂ — Джидинская зона; IV — Центральная Монголия; IV₁ — Северо-Хангайская область, IV₂ — Северо-Хэнтийская область; V — Северо-Восточная Монголия

Наложение прогибов, впадин, мульд и их группы: 1 — Цаганиурская; 2 — Ойгурингольская; 3 — Сагайская; 4 — Банитунская; 5 — Шара-Гобийская; 6 — Ачитунурская; 7 — Шинбиргольская; 8 — Цаганшибетинская; 9 — Урэгнурское поле; 10 — Тувинский; 11 — Бургасутинский; 12 — Чигиртайская; 13 — зоны Агардакского разлома; 14 — Тэлэмнурская; 15 — Шурхэямская; 16 — Верхнехунгульская; 17 — Ойгонурская; 18 — Ургол-Эгийнгольская группа; 19, 20 — Таритский, в том числе Ацатунская впадина (20); 21 — Шараусгольская; 22 — Хар-Тологойская; 23 — Северо-Хэнтийская; 24 — Южно-Норовинская



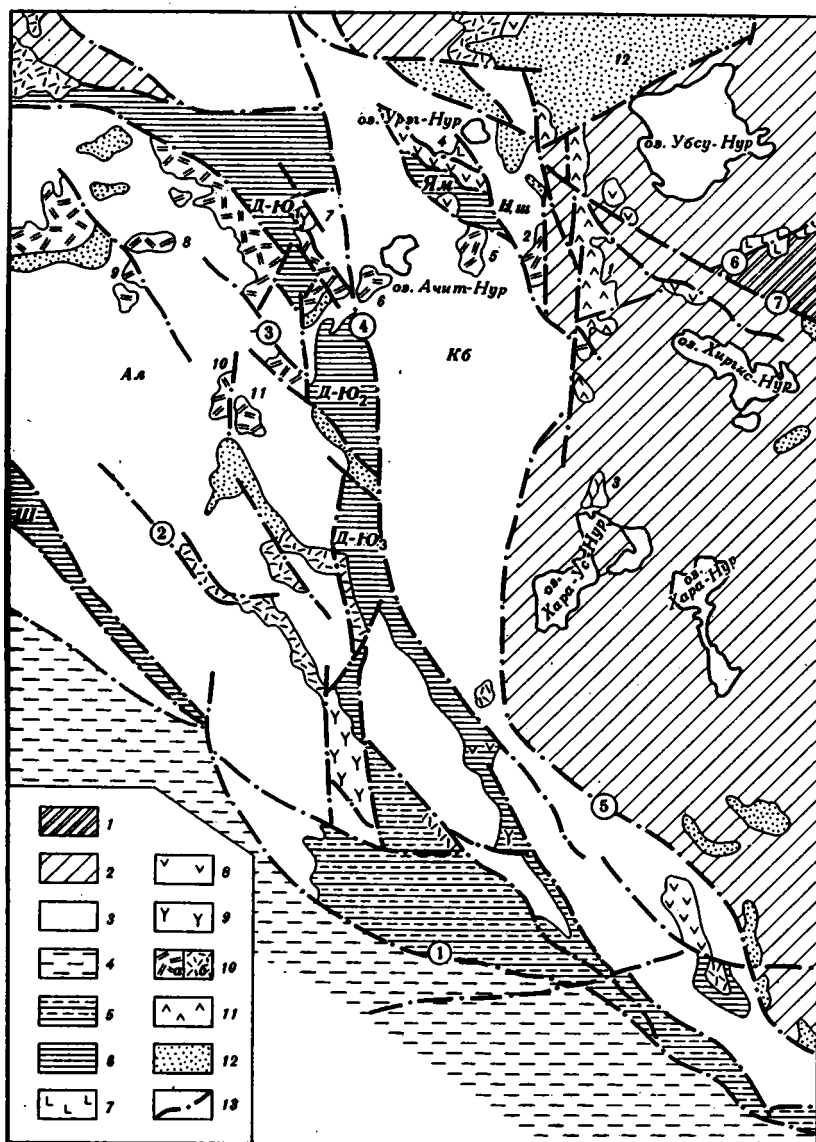


Рис. 2. Схема размещения девонских вулканогенных толщ в складчатых структурах Западной Монголии и прилежащих территорий СССР и КНР

1—3 — складчатое основание: 1 — доверхнерифейское, 2 — раннекаледонское, 3 — каледонское; 4—6 — девонские морские комплексы пород: 4 — базальтовые, андезито-базальтовые, андезито-дацитовые, кремнисто-граувакковые, терригенные Южно-Монгольской эвгеосинклинальной области, 5 — карбонатно-терригенные и терригенные многоэпиклиналильные прогибы, 6 — терригенные толщи генерированных прогибов; 7—11 — девонские континентальные вулканические серии: 7 — дифференцированные базальтовые, 8 — андезито-базальтовые, 9 — смешанного состава, 10 — преимущественно кислого состава: а — калиевые риолит-трахириолитовые, б — риолитового и неутонченного состава, 11 — контрастные базальт-риолитовые; 12 — девонская моласса, иногда с вулканитами; 13 — разломы.

Структуры. Регенерированные прогибы: Ш — Шарасуминский; Д-Ю — Делюно-Юстыдский (его части: 1 — Чаганиурская, 2 — Толбонурская, 3 — Делюнская); Ям — Яматугольский.

Девонские орогенные поднятия: Ал — Алтайское; Кб — Кобдинское; Цш — Чаганшибетинское.

Девонские орогенные прогибы, впадины, мульды: 1 — Бургасутинский; 2 — Чаганшибетинская; 3 — Чигиртайская; 4 — Урэгнурское поле; 5 — Шибергольская; 6 — Ачитунурская; 10 — Сагсайская; 11 — Бантинская; 12 — Тувинский.

Разломы (цифры в кружках): 1 — Иртышко-Булганский; 2 — Корумты-Чагангольский; 3 — Толбонурский; 4 — Кобдинский; 5 — Чаганшибетинский; 6 — Агардакский; 7 — Хангайский

тельную фациальную изменчивость. Материалы по стратиграфическому расчленению девонских толщ, их составу и строению имеются в работах А. Х. Иванова [33], К. Л. Волочковича [10], В. А. Амантова, Б. Лувсанданзана, П. С. Матросова [3], А. Б. Дергунова и Б. Лувсанданзана [24], Н. Г. Марковой [45], Р. Е. Алексеевой и Б. Мендбаяр [1], С. П. Гавриловой [12] и других исследователей. Обобщающие очерки представлены И. Б. Филипповой и Б. Лувсанданзаном [18], А. Б. Дергуновым [67], К. Л. Волочковичем [11], Л. П. Зоненшайном [30] и А. А. Моссаковским [48].

Каледонские структуры Монгольского Алтая в девоне были расчленены на ряд круп-

ных поднятий (Алтайское, Кобдинское, Цаганшибетинское) и разделяющих их регенерированных прогибов, где накапливались морские терригенные толщи геосинклинального типа. Наземные и субаэральные вулканогенные и молассово-вулканогенные толщи слагают мульды и грабены на поднятиях, а также крылья Делюно-Юстыдского и Яматугольского регенерированных прогибов (рис. 2). Проявления вулканизма приурочены к крупным разломам северо-западного, меридионального, реже поперечных к ним направлений. Сочетание наложенных структур с выступами каледонского основания в Алтайском поднятии имеет ромбовидно-сотовую конфигурацию. В глубь континента мористость отложений уменьшается и по восточному фасу Монгольского Алтая в зоне сочленения каледонских структур с раннекаледонскими структурами Озерной зоны развиты континентальные и мелководные девонские толщи — преимущественно вулканогенные на севере и молассовые с незначительным количеством вулканитов на юге. В Озерной зоне небольшие поля вулканитов сосредоточены в зонах разломов, причем здесь девонские вулканогенные толщи не всюду достоверно отделены от сходных вулканитов ордовика [24].

Известно, что в разных участках рассматриваемой территории вулканизм продолжался в течение всего девонского периода, до франского века включительно. Нижнедевонские вулканогенные и осадочно-вулканогенные толщи развиты на северо-востоке Монгольского Алтая и в прилегающей части Озерной зоны, где ими сложены бортовые участки Яматугольского и значительная часть Бургасутинского прогибов. Эти толщи распространены также в хребтах Хан-Хухэй, Тохтогийн-Шиль и по западному краю Котловины Больших Озер в отдельных грабенах и мульдах, наложенных на дислоцированные породы венд — кембрия, а местами на андезито-риолитовые толщи ордовика и терригенные отложения силура. Здесь (по В. А. Амантову) преобладают андезитовые порфириты при подчиненной роли базальтов; В. Лувсанданзан отмечает ведущую роль базальтовых порфиритов и их пирокластики. По данным Р. М. Яшиной, небольшие грабены на северных отрогах хр. Хан-Хухей, размещенные в зоне Агардакского разлома, сложены щелочными оливиновыми базальтами, их туфами и песчаниками; в то же время в хр. Тохтогийн-Шиль преобладают андезиты и их пирокластическая. Наиболее древний, жединский, возраст установлен польскими геологами для пород, слагающих базальные горизонты Бургасутинского шовного прогиба; раннежединский — для пестроцветной туфогенно-осадочной толщи района оз. Хух-Нур (западнее Бургасутинского прогиба); более молодой — зиген — нижний эмс — для пород северо-восточного борта Яматугольского прогиба [24].

Значительно шире распространены ниже-среднедевонские, преимущественно эмс-эйфельские, вулканогенные и осадочно-вулканогенные толщи. Они слагают наложенные мульды во всех структурах региона, среднюю и верхнюю часть разреза Бургасутинского прогиба, а также низы разреза Делюно-Юстыдского прогиба. Наиболее характерны они для Алтайского поднятия. Среди эмс-эйфельских отложений, развитых на поднятиях Монгольского Алтая, преобладают кислые вулканиты. В бортовых частях Делюно-Юстыдского и юго-западном борту Яматугольского прогибов наряду с кислыми вулканитами в небольшом количестве присутствуют андезиты и базальты.

В хребтах Тохтогийн-Шиль и Хан-Хухэй — в окрестностях г. Улангом, в районе сомонов Малчин, Ундур-Хангай, Дзун-Хангай и в других местах северной части Озерной зоны в осадочно-вулканогенных толщах нижнего — среднего девона преобладают дацитовые, риолитовые и трахириолитовые порфиры, тесно ассоциирующие с гипабиссальными телами гранит-порфиров, лейкократовых гранитов и граносиенитов. Мощность этих отложений не превышает 450—500 м [24].

Живетско-франские осадочно-вулканогенные толщи имеют ограниченное распространение. Они слагают Баинтуинскую мульду в Алтайском поднятии и Шара-Гобийскую — на севере Кобдинского поднятия. В первой развиты базальты и риолиты, во второй — андезиты и риолиты. Риолитовые туфы и покровы миндалекаменных порфиритов отмечены среди пестроцветной осадочной толщи, содержащей живетскую флору, В. А. Федоровским и И. И. Волчком [18] в предгорьях Монгольского Алтая на юге Котловины Больших Озер.

Строение разрезов девонских вулканогенных толщ

Девонские вулканогенные образования лучше всего изучены на севере Монгольского Алтая и в прилегающих районах Озерной зоны. Для этой территории ниже рассмотрено строение разрезов характерных структур: Бургасутинского шовного прогиба, в котором вулканогенные толщи от раннедевонских до эйфельских включительно наиболее полно представлены; Яматугольского и Делюно-Юстыдского регенерированных прогибов,

бортовые части которых сложены нижнедевонскими (первый) и эмс-эйфельскими вулканитами (второй); в качестве примера наложенных мульд с эмс-эйфельскими вулканитами приведены Ачитунурская для Кобдинского и Ойгурингольская для Алтайского поднятий, с живетско-франскими вулканитами — соответственно Шара-Гобийская и Баннтуинская. Структуры, по которым имеются публикации [18, 24, 67], рассмотрены Б. Лувсанданзаном по возможности кратко: прогибы Яматугольский и Делюно-Юстыдский, мулды Чигиртайская, Ойгурингольская, Баннтуинская, Шара-Гобийская. Эти данные дополнены материалами С. П. Гавриловой, ею же представлено строение Бургасутинского прогиба, Ачитунурской мулды, а также общая характеристика вулканогенных образований и их петрохимические особенности.

Бургасутинский прогиб протягивается вдоль северо-восточного фаса Монгольского Алтая параллельно Цаганшибетинскому разлому. Это узкая приразломная меридиональная структура протяженностью 130 км, шириной 15—20 км, которая является продолжением Тувинского прогиба (см. рис. 1, 2). Основанием Бургасутинского прогиба служат раннекаледонский складчатый комплекс, кембрийские гранитоиды, а местами наложенные на них терригенные силурийские отложения. Существенную часть разреза девонских отложений в средней части прогиба описал В. А. Амантов [18], который собрал в них эйфельскую фауну. Южнее г. Улангом польские геологи обнаружили фауну брахиопод жединского яруса нижнего девона. В дальнейшем изучение девонских отложений продолжили Б. Лувсанданзан [24] и С. П. Гаврилова. Б. Лувсанданзан выделил здесь две свиты: нижнедевонскую тэлинскую, состоящую из основных вулканогенных пород, и среднедевонскую осадочно-вулканогенную. Исследования С. П. Гавриловой позволили уточнить состав нижней свиты и выделить верхнюю свиту кислых эффузивов. В результате стратиграфическое расчленение девонских толщ Бургасутинского прогиба выглядит следующим образом: 1) свита основных и кислых эффузивов, нижнедевонская, 2) осадочно-вулканогенная свита, эйфельская, 3) свита кислых эффузивов, возможно эйфельская.

Девонские толщи образуют сравнительно простую синклинальную структуру, западное крыло которой уничтожено субмеридиональными разломами. Залегание пород спокойное, углы падения составляют в среднем 10—20°, местами — 30—45°. Нижнедевонские отложения слагают восточное крыло синклинали, среднедевонские — ее осевую часть; граница между ними проводится условно по появлению в разрезе известняков с эйфельской фауной.

Нижние горизонты девонского разреза обнажены южнее г. Улангом, в восточном борту прогиба. Они представлены *свитой основных и кислых эффузивов* и лежат местами с базальными туфоконгломератами на пестроцветной толще силура. В разрезе наблюдается чередование фиолетовых и бордовых туфов порфиритов с известняками. В 5 км к северо-западу от оз. Шара-Буриду - Нур известняки содержат фауну брахиопод жединского яруса нижнего девона. Юго-западнее, в 5 км, перекрытые рыхлыми отложениями, на юго-восточных отрогах горы Мориту-Ула обнажаются снизу вверх (рис. 3):

Мощность, м

1. Андезито-базальты, слагающие серию покровов, мощностью каждый 1,5—20 м, центральная часть которых сложена зеленовато-серыми массивными породами с лейстами плагиоклаза во вкрапленниках, переходящими по направлению к верхней поверхности покровов в миндалекаменные разновидности темно-серого, черного и фиолетового цвета, иногда имеющие комковатый, брекчиевидный облик; видимая

70

2. Сero-фиолетовые андезито-базальтовые туфы и туфобрекчии с обломками размером до 20 см; они содержат линзы и прослои серо-фиолетовых слоистых туфитов мощностью 0,5—7 м

3. Чередующиеся покровы темно-фиолетовых базальтов и зеленовато-серых андезито-базальтов с вкрапленниками плагиоклаза, афировых и миндалекаменных; мощность покровов 3—50 м

130

4. Слоистая пачка, нижняя часть которой сложена туфами порфиритов тонко-и грубозернистыми, пересланвающимися с туффитами; средняя — песчаниками, гравелитами и мелкогалечными конгломератами, состоящими из плохо окатанной гальки порфиритов (5 м); верхняя — грубозернистыми туфами и туфобрекчиями порфиритов, размер обломочного материала в которых изменяется от нескольких миллиметров до 1—3 м, мощность нижнего и верхнего горизонтов непостоянна, характерны линзовидные раздувы

62

5. Пачка кислых вулканитов; ее нижняя часть мощностью 40—50 м состоит ,



Рис. 3. Разрез нижнедевонской свиты основных и кислых эффузивов Бургасутинского прогиба. Сост. С. П. Гаврилова

1 — базальты и андезито-базальты: а — лавы, б — туфы и туфовые брекчии; 2 — риолиты: а — лавы, б — туфы и туфовые брекчии; 3 — андезитовые и трахандезитовые лавы; 4 — песчаники, гравелиты полимиктовые и туфогенные; 5 — конгломераты и конглобрекчии; 6 — песчанистые известняки

Мощность, м

из нескольких покровов серых плитчатых массивных риолитов с вкрапленниками плагноклаза, верхние части покровов сложены фиолетовыми пористыми риолитами; мощность покровов 4—10 м; средняя часть пачки представлена риолитовыми туфами и туфобрекчиями с обломками размером до 5—10 см, местами слоистыми, изменчивыми по строению и мощности (15—25 м); в верхах пачки — покров серых плитчатых риолитов мощностью 12 м

87

6. Бордовые туфы базальтов мощностью 0,5 м, выше — базальтовые туфо-конгломераты и туфобрекчии с обломками размером до 5—10 см, содержащие линзовидные прослои слоистых туфов; по простиранию они сменяются диабазами, возможно слагающими пластовое тело мощностью 40 м

20

7. Серые и фиолетово-серые плитчатые риолиты, иногда флюидальные с ориентированными вкрапленниками плагноклаза, мощность 30 м, выше — оvoidные спекшиеся туфы с прослоями тонкообломочных туфов (15—20 м); в отдельных участках сохранилась верхняя часть пачки, представленная риолитовыми туфобрекчиями 3—8 м

58

8. Линзы мелкогалечных полимиктовых конгломератов и конглобрекчий, выше — бордовые песчаники

0,5—1

9. Плотные зеленовато-серые базальты, залегающие с неровной нижней границей на песчаниках, конгломератах и кислых вулканитах; они слагают пять покровов мощностью 5—15 м, в верхних частях покровов базальты темно-фиолетовые пористые, а их верхняя корка имеет ярко-красные и фиолетово-красные окраски; встречаются тонкие (0,2—0,3 см) прослои фиолетовых и бордовых туфопесчаников

50

10. Комковатые и миндалекаменные базальты и их туфы, чередующиеся с песчано-алевролитовыми горизонтами, мощностью до 0,5 м; песчаники бордо-

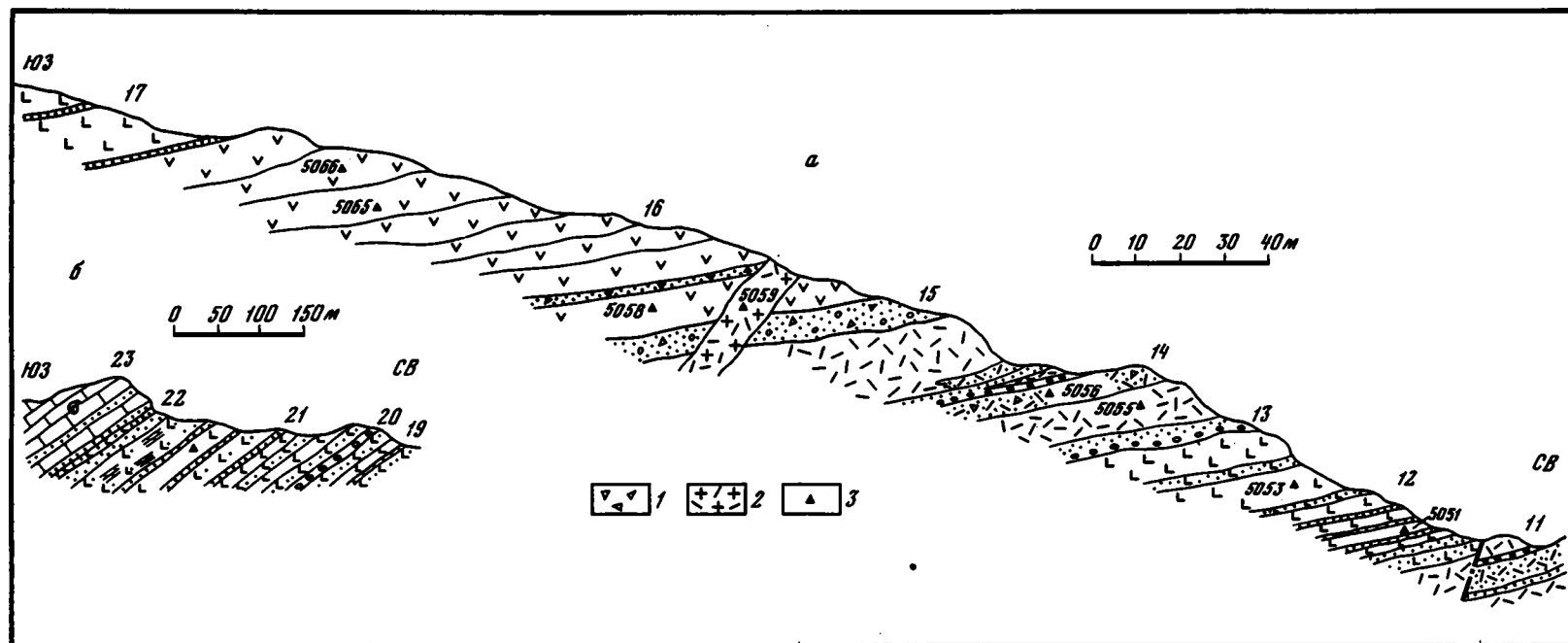


Рис. 4. Разрезы, иллюстрирующие строение свиты основных и кислых эффузивов

а — средняя часть свиты; б — верхняя часть свиты; 1 — брекчии; 2 — микрограниты и фельзиты; 3 — места взятия проб; остальные условные обозначения см. на рис. 3

вые косослоистые, алевролиты зеленовато-серые кремнистые и известковистые с сантиметровыми прослоями известняков	80
11. Риолитовые туфы оvoidные и тонкообломочные, местами слоистые; туфопесчаники; верхняя часть пачки уничтожена субширотным разломом . . .	30
12. Покровы базальтов афировых и порфировых с вкрапленниками плагиоклаза мощностью 1—4 м, чередующиеся с бордовыми косослоистыми песчаниками и алевролитами и светло-серыми туффитами мощностью 0,3—0,5 до 3 м, выше — базальты (18 м) с прослоями их туфов (рис. 4)	40
13. Риолиты светлые фиолетово-серые, оvoidные и флюидалные, переходящие в верхах покрова в кластолавы (15 м); выше залегают полимиктовые конгломераты и конглобрекчин, переходящие в гравелиты, среди них — выклинивающийся пласт брекчиевидных риолитов (3 м); выше следуют фиолетовые риолитовые спекшиеся туфы (3—5 м), которые по простиранью и выше по разрезу резко сменяются массивными реолитами с вкрапленниками кварца и полевых шпатов, а также кластолавами того же состава (15 м)	4—5
14. Мелкогалечные полимиктовые конгломераты, гравелиты, песчаники; встречается кварцевая галька	9
15. Красно-фиолетовые разнoзернистые песчаники с обломками и плохо окатанной галькой вулканогенных пород преимущественно кислого состава	60
16. Андезиты, слагающие серию покровов мощностью 4—15 м, центральные части которых иногда имеют столбчатую отдельность; породы буровато-серые микрозернистые афировые или с вкрапленниками плагиноклаза размером до 1,5 см; вблизи верхней поверхности покровов в них присутствует до 40—50% кварцево-хлоритовых миндалин, породы здесь приобретают фиолетовую окраску и шаровидно-глыбовую отдельность; поверхность покровов сложной формы, со следами течения и скручивания лавы, иногда покрыта коркой бордового цвета; в нижней части пачки прослеживается горизонт мелкообломочных брекчий, песчаников и алевролитов мощностью до 2,5 м; породы прорваны дайкой микрогранитов и фельзитов линзовидно-полосчатой текстуры, мощностью 7—10 м	101
17. Покровы пироксеновых базальтов, чередующиеся с их мелко- и грубообломочной пирокластикой, в низах прослеживаются горизонты песчаников мощностью 0,3 — 1 м; вверху — слоистая пачка мощностью 35 м, состоящая из продуктов размыва базальтов и их туфов	69
18. Зеленовато-серые и серые риолитовые туфы и мелкообломочные туфобрекчин, гидротермально измененные, с медными охрами; секутся дайками диабазов (30 м); выше по разрезу сменяются тонкополосчатыми (флюидалными) риолитами (20—25 м) и еще выше — риолитовыми туфами	52
19. Базальтовая пачка; начинается с туфовых брекчий и конглобрекчий с обломками размером до 3—5 см (2,5 м), далее следуют базальты с прослоями туфов и редкими тонкими прослоями карбонатных песчаников	25
20. Конгломераты полимиктовые, переходящие выше в гравелиты, а затем в песчаники	115
21. Зеленовато-бурые базальты, афировые или порфировые с вкрапленниками плагиоклаза, миндалекаменные, чередующиеся с базальтовыми туфами; среди них три прослоя известковистых песчаников мощностью 0,3—0,5 м, в верхних частях слоев содержащие линзовидные обособления песчаных известняков; в верхней части пачки — туфы базальтов с известковистым цементом и с обособлениями песчаных известняков; начиная с данной пачки и выше углы падения пород становятся круче — 35—40° вместо 10—20°, типичные для нижележащей толщи	30
22. Песчаники известковистые с прослоями туфов порфиритов, местами имеющих карбонатный цемент; внизу преобладают буро-фиолетовые тонкоплитчатые песчаники (2 м), выше залегают серо-зеленые грубослоистые песчаники, содержащие прослой кварцевых песчаников; в средней части пачки среди песчаников прослеживаются четыре прослоя фиолетовых туфов порфиритов мощностью 0,3—0,5 м	более 40
23. Известковистые алевролиты, песчаники, местами с мелкими обломками порфиритов, песчаные органогенные известняки с обильной морской фауной эйфельского возраста [18]	

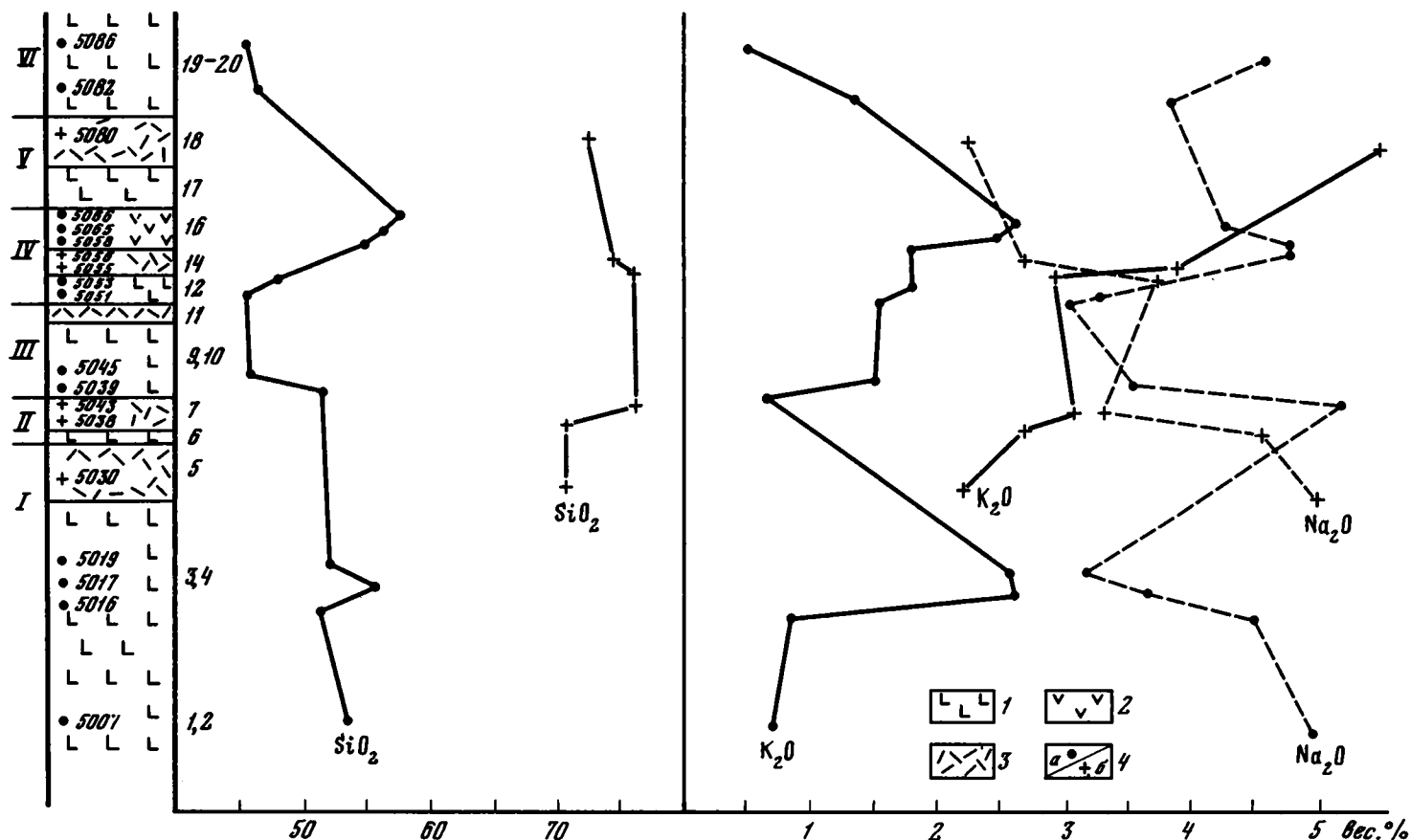


Рис. 5. Изменчивость содержаний кремнезема и щелочей в разрезе свиты основных и кислых эффузивов

1 — базальты и андезит-базальты и их пирокластика; 2 — андезиты и трахандезиты; 3 — риолиты и их пирокластика; 4 — пробы пород: а — основного и среднего состава, б — кислого состава; I—VI — ритмы

По основанию 22-й пачки можно провести границу между наземной свитой основных и кислых вулканитов и морской эйфельской осадочно-вулканогенной свитой. Она же является условной границей нижнедевонских и среднедевонских отложений. Из приведенного разреза следует (см. рис. 4, б), что переход от наземных условий к морским происходит постепенно и выражен сменой косослоистых красноцветных песчаников и гравелитов известковистыми песчаниками, переходящими в известняки, а также появлением в туфах карбонатного цемента.

Мощность свиты основных и кислых эффузивов в изученном разрезе составляет 1180 м. Количественные соотношения слагающих ее пород следующие: базальты и андезито-базальты — 63%, в том числе 40% лавы и 23% пирокластита; риолиты — 28%, в том числе 15% лавы, 13% пирокластита; андезиты — 4%, полимиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты — 5%. Характерной чертой свиты является сочетание базальтов и андезито-базальтов с риолитами; андезиты и осадочные породы развиты весьма ограниченно. Базальты, андезито-базальты и риолиты образуют пять ритмов мощностью в среднем 80—180 м, с переменными соотношениями в них базальтов и риолитов.

Судя по химическому составу пород, изменчивость содержания петрогенных элементов в разрезе свиты происходит в какой-то мере автономно для ее членов основного и кислого составов (рис. 5). Для основных пород намечается существование по меньшей мере трех ритмов, которые начинаются с низкого содержания в породах калия и кремнезема, возрастающих в более поздних членах ритмов. Нижнюю половину рассмотренного разреза слагают известково-щелочные базальты и андезито-базальты (наиболее низкие части разреза не обнажены), выше характерны щелочные базальты, изменяющиеся в процессе дифференциации до андезитов и трахиандезитов. В то же время в риолитах снизу вверх по разрезу происходит существенное увеличение содержания калия: нижние риолиты имеют натриевую специализацию, верхние — калиевую.

Осадочно-вулканогенная свита эйфельского возраста, как отмечалось выше, связана постепенными переходами с нижнедевонской вулканогенной свитой. Состав ее фациально изменчив. Так, по наблюдениям Б. Лувсанданзана севернее р. Бургасутин-Гол низы (250—300 м) разреза эйфеля представлены розоватыми и лиловато-серыми лавами и туфами среднего состава. В них встречаются отдельные пачки пестроокрашенных туфогенно-терригенных пород с прослоями и горизонтами известняков, содержащих колоннальные кораллы и ругозы. Верхняя часть (300 м) толщи эйфеля сложена в основном темно-серыми базальтоидами с редкими маломощными (0,5—15 м) прослоями туфогенно-осадочных пород и невыдержанными горизонтами кислых, реже средних лав и туфов.

В. А. Амантов [18] описал по левобережью р. Бургасутин-Гол следующий разрез снизу вверх: 1) алевролиты зеленовато-серые с прослоями туфопесчаников и известняков с фауной, соответствующие пачкам 22 и 23 приведенного выше разреза (200 м); 2) андезитовые порфириты (150 м); 3) песчаники и гравелиты (5 м); 4) андезитовые порфириты (170 м); 5) риолитовые туфолавы (5 м); 6) андезитовые порфириты (10 м); 7) полимиктовые песчаники с прослоями порфиритов и известняков с фауной (25 м); 8) риолиты, трахириолиты и их грубообломочные брекчии (350 м). Мощность осадочно-вулканогенной свиты не менее 600—915 м. Верхняя пачка, выделенная В. А. Амантовым, возможно, принадлежит верхней свите кислых вулканитов.

Свита кислых эффузивов развита на юге Бургасутинского прогиба, где слагает горный массив, расположенный западнее оз. Дабусту-Нур. На севере этого массива простирание свиты меридиональное, падение западное, под углом 45—15°; на юге простирание изменяется до субширотного, падение южное, под углом 15—5°. Нижняя часть свиты здесь сложена риолитами, риолитовыми и трахириолитовыми туфами, туфобрекчиями и игнимбритами с прослоями конглобрекчий; характерны породы овоидной, овоидно-полосчатой и полосчатой текстур. Они пересечены экструзивными телами белых флюидално-полосчатых риолитов, «расслоенных» на тонкие, 0,1—0,5 см, полосы и линзы кремнекислого и алюмосиликатного составов. В верхах свиты снизу вверх наблюдается последовательность пород: 1) конглобрекчии с обломочным материалом кислого состава; 2) риолитовые туфы, в нижней и верхней частях пачки массивные тонкообломочные, в средней — тонкополосчатые; 3) флюидално-полосчатые калиевые трахириолиты, их туфы и туфобрекчии с послойными телами белых тонкополосчатых калиевых трахириолитов; 4) конглобрекчии и гравелиты с обломочным материалом кислых вулканитов; 5) туффиты и песчаники, содержащие единичную гальку лейкогранитов. Далее следует разлом, отделяющий девонские толщи от нижнекембрийских. Мощность свиты не менее 1,5 км.

Судя по единичным анализам, вулканы нижней части свиты имеют состав риолитов, в которых натрия преобладает над калием, а экструзивные тела — состав трахириолитов с заметным преобладанием калия (соответственно $\text{Na}_2\text{O} = 4,74$ и $3,04$, $\text{K}_2\text{O} = 3,60$ и $5,74$ вес. %). Для верхней части свиты характерны покровно-пирокластические и экструзивные фации калиевых трахириолитов, в которых $\text{K}_2\text{O} = 9,2$, $\text{Na}_2\text{O} = 0,17—0,05$ вес. %.

В результате изучения ниже-и среднедевонских отложений Бургасутинского прогиба выявлено, что среди мощного, более чем 4-километрового комплекса отложений заметно преобладают продукты вулканической деятельности, которая происходила на фоне неоднократной смены прибрежно-морских (жединский — начало эйфельского яруса) условий континентальными. Нижнедевонские континентальные вулканы представлены контрастной базальт — риолитовой серией, в которой количественно преобладают базальтовые и андезит-базальтовые покровные и пирокластические образования. Состав риолитов в возрастном ряду этой серии изменяется от существенно натриевого до калиевого.

Состав вулканогенных пород эйфельской осадочно-вулканогенной свиты остается недостаточно изученным. Вулканическая деятельность завершилась формированием мощной толщи риолитов и трахириолитов, для которой типичны пирокластические и экструзивные фации пород, их повышенная общая щелочность ($8,3—9,73$ вес. %) и присутствие в верхах разреза высококалиевых щелочных риолитов. Следует отметить, что сходная толща калиевых риолитов и трахириолитов составляет наложенную Цаганш-бетинскую (см. рис. 2, 2) мульду в 20 км западнее Бургасутинского прогиба, на водоразделе рек Бургасутин-Гол, Намирин-Гол и Хархира.

В 70 км южнее Бургасутинского прогиба, севернее оз. Хара-Ус-Нур расположена Чигиртайская мульда (см. рис. 2, 3), которая в девонское время, возможно, являлась продолжением этого прогиба. Здесь Р. А. Алексеевой, А. Б. Дергуновым и Б. Лувсанданзаном выделена нижнедевонская толща, наиболее представительный разрез которой обнажен в бортах сухого русла в 3—4 км южнее горы Шаргат-Ула. Нижнедевонская пестроцветная толща с небольшим угловым несогласием залегает на фаунистически охарактеризованных сероцветных отложениях силура (венковский ярус). Нижняя туфогенно-осадочная часть разреза (около 400 м) представлена главным образом пестроокрашенными туфогенными песчаниками, туфогенно-карбонатными породами и пластовыми телами базальтовых порфиритов. Верхняя вулканогенная часть (150 м) толщи сложена красновато-бурыми, часто флюидальными кислыми эффузивами и туфами. Эти вулканогенные породы на северном склоне горы Мохойни-Ара-Ула несогласно с размывом перекрываются терригенно-карбонатной толщей с эйфельской фауной.

Яматугольский прогиб (см. рис. 2) представлен грабенообразной структурой северо-западного простирания, сложенной мощными морскими терригенными толщами нижнего (зиген-эмс) и среднего девона [18]. Вулканогенные породы сохранились фрагментарно в юго-западном борту прогиба, где слагают полосу шириной 5—15 км вдоль его северо-восточного борта.

На крайнем северо-востоке поля развития вулканогенных пород, южнее оз. Урэг-Нур (см. рис. 2, 4), распространены нижнедевонские основные вулканы, залегающие на дислоцированной туфогенно-терригенной толще предположительно нижнего — среднего ордовика, а местами — на плейчатых сланцах верхнего кембрия. В основании разреза находится пачка зеленовато-серых, иногда миндалекаменных амфиболитизированных базальтовых порфиритов с частыми прослоями кремневидных пепловых туфов, выше — базальтовые порфириты и массивные агломеративные туфы, состоящие из разных по величине округлых базальтовых включений, сцементированных мелкообломочными литокристаллокластическими туфами. В них на разных горизонтах отмечаются маломощные (0,5—2,0 м) прослои и пачки слоистых туфов с обломками разных размеров, а также редкие пластовые тела меланократовых габбро-диабазов и микрогаббро мощностью до 30—40 м, обладающих овоидно-скорлуповатой отдельностью.

В составе толщи преобладают темные зеленовато-серые двупироксеновые и пироксен-плагноклазовые базальты, слагающие пласты мощностью 3—10 м. Они имеют, как правило, скорлуповатую и шаровую отдельность, причем крупные шары, диаметром 1,5—2 м, состоят из серии более мелких — 3—15 см. Вторым по распространенности членом толщи (30—35%) являются агломеративные туфы того же состава; для них типично резкое уменьшение величины обломков по простиранию. Среди этих пород встречаются маломощные, 0,3—1 м, сложной формы пласты плагноклазовых миндалекаменных порфиритов, содержащих прожилки и гнезда пирротина. Двупироксеновые и пироксен-плагноклазовые порфириты отвечают по химическому составу соответственно

низкотитанистым толеитовым и высокоглиноземистым базальтам, плагиоклазовые порфириты — андезитами, трахиандезито-базальтам и трахибазальтам. Среди вулканитов наблюдаются следы локальной фумарольной деятельности — участки пород белого и красного цвета; также встречаются редкие кварцевые прожилки с пирротинном, халькопиритом и галенитом. Мощность толщи основных вулканитов составляет 500—550 м.

Юго-западнее, на водоразделе Байримского хребта, осадочно-вулканогенная толща, слагающая северо-восточный борт прогиба, содержит эффузивы основного, среднего и кислого состава. Простирается толща северо-западное, падение крутое юго-восточное. Ее нижняя часть сложена зеленокаменными пироксеновыми базальтовыми, плагиоклазовыми андезито-базальтовыми и андезитовыми порфиритами и их туфами. Выше по разрезу следуют рассланцованные плагиоклазовые порфириты андезитового и андезитацитового состава, их туфы, вулканомиктовые песчаники и алевролиты. Выше среди фиолетовых и зеленовато-серых туфопесчаников и туфоалевролитов присутствуют тонкослоистые кремнистые туффиты, а также риолиты, слагающие отдельные линзы и пласты мощностью до 100 м. Встречаются осадочные породы и линзы известняков, содержащие органические остатки. Так, в 10 км западнее перевала Оготор-Хамар-Даба в пачке осадочных пород, состоящих из табачно-зеленых алевролитов, серых песчаников и песчанистых известняков содержится фауна брахиопод и криноидей, позволяющая отнести вмещающие ее породы к средней части нижнего девона — зигену — нижнему эмсу [24].

В юго-западном борту Яматугольского прогиба нижедевонская вулканогенная толща обнажена на левом склоне долины р. Ямату-Гол, в районе выхода последней в котловину оз. Ачит-Нур. Она несогласно с базальными слоями перекрывает фаунистически охарактеризованные отложения верхнего ордовика — силура, а от ниже-среднедевонских песчано-алевролитовых отложений центральной части прогиба отделена разломом. Базальные слои толщи представлены грубообломочными терригенными осадками мощностью около 100 м. Выше с постепенными переходами через туфогенные песчаники и туфы залегают базальтовые и андезитовые вулканиты общей мощностью до 1000 м. В 5 км южнее, в верховьях р. Шибир-Гол, среди девонских гранитов Хархиринского массива сохранился участок размером 35 × 10—15 км, сложенный вулканитами смешанного состава с заметным преобладанием кислых эффузивов — Шибиргольская мульда, (см. рис. 2, 5). В песчаниках нижней части разреза этой толщи содержится фауна, по заключению Р. Е. Алексеевой, характерная для эмс — эйфеля.

Делюно-Юстыдский прогиб (см. рис. 2) представляет собой линейную структуру северо-северо-западного простирания, протягивающуюся вдоль восточной окраины Алтайского поднятия. На юге он отделен Иртышско-Булганским разломом от Барунхурайской зоны Южно-Монгольских герцинид; северное замыкание находится на территории СССР. Ниже-среднедевонские осадочно-вулканогенные образования выходят в основном вдоль юго-западного и западного бортов прогиба почти на всем его протяжении.

В северной части Делюно-Юстыдского прогиба в пределах СССР на размытой поверхности нижнепалеозойских, главным образом кембро — ордовикских, отложений, по наблюдениям А. Б. Дергунова [23], лежит мощная (до 1000—2000 м) терригенная толща преимущественно грубообломочных красноцветных пород. Выше следует вулканогенная толща, трансгрессивно залегающая на нижнепалеозойских породах и на породах нижней толщи. В состав ее входят разнообразно окрашенные кварцевые альбитофиры, порфиры, андезитовые порфириты, их туфы и лавобрекчии. Встречаются красноцветные песчаники с фауной эйфельских брахиопод, гравелиты и конгломераты.

В Цаганнурской части прогиба, расположенной в пределах Монголии, ниже-среднедевонская толща лежит с размывом на породах нижнего палеозоя. В восточном борту прогиба, юго-восточнее пос. Цаган-Нур, наблюдается следующий разрез толщи [24].

Мощность, м

1. Лиловато-серые полимиктовые и туфогенные песчаники, переслаивающиеся с гравелитами, переходящими местами в конгломераты; мощность слоев 0,5—1,5 м 200
2. Розовато-лиловато-серые существенно кварцевые песчаники, часто косослоистые; встречаются согласные пластовые тела фельзитовидных кварцевых порфиров 150
3. Темно-серые и лилово-серые туфопесчаники, туфогравелиты и грубообломочные туфы 150

4. Розовые и серые стекловатые кислые эффузивы: дацитовые, фельзитовые и риолитовые порфиры с горизонтами кислых туфов и лавобрекчий; в верхах — зеленовато-серые туфогенные песчаники, перемежающиеся с кислыми эффузивами

700

Общая мощность толщи около 1200 м.

Выше согласно с переходными слоями залегает сероцветная песчаниково-алевролитовая толща средне-верхнедевонского возраста.

Цаганнурская часть прогиба отличается от Юстыдской главным образом отсутствием в основании разреза мощной континентальной грубообломочной толщи. Возможно, она частично замещается туфогенно-вулканогенной толщей. Базальная грубообломочная пачка последней здесь имеет мощность 350 м.

В западном борту этой части прогиба есть участки, сложенные почти исключительно кислыми вулканитами. Типичны серые, фиолетовые и бордовые риолиты различной текстуры — массивные афировые, флюидално-полосчатые, мелко и грубоовоидные, серые лавобрекчии с обломками темно-фиолетовых риолитов, массивные и игнимбрито-подобные, риолитовые туфы мелкообломочные и туфобрекчии, а также тонкополосчатые спекшиеся туфы, собранные в причудливые складки течения.

В других участках наряду с риолитами присутствуют базальты и андезито-базальты. В качестве примера можно привести фрагмент строения нижней части вулканогенной толщи в западном борту безымянного сухого лога, севернее р. Кобдо-Гол. На аргиллитовых сланцах и песчаниках горноалтайской серии здесь залегают (снизу вверх):

Мощность, м

1. Миндалекаменные высокоглиноземистые базальты, местами рассланцованные и превращенные в порфиритоиды; в скальных обнажениях видно, что они слагают несколько покровов, разделенных тонкими (0,7 м) прослоями песчаников	100
2. Зеленовато-бурые овоидные риолиты	30
3. Буровато-серые риолитовые лавобрекчии с характерными обломками риолитов фиолетового цвета, местами изменены до порфиритоидов	25
4. Светло-серый порфиритоид по кислому туфу	1,5
5. Риолиты и порфиритоиды овоидной текстуры	10
6. Светло-зеленые рассланцованные риолитовые туфобрекчии	7
7. Светло-фиолетовые рассланцованные песчаники	10
8. Темные зеленовато-серые порфиритоиды	15
9. Порфиритоиды, среди которых выделяются зернистые, овоидные, флюидално-полосчатые и брекчиевидные разности с редкими прослоями рассланцованных песчаников	более 100

В более южной, Толбонурской, части прогиба ниже-среднедевонская толща представлена красноцветными терригенными породами, известняками и редкими горизонтами кислых эффузивов. Мощность ее сокращается до 300—400 м.

Еще южнее, в пределах Делюнской котловины, ниже-среднедевонская кремнисто-вулканогенная толща залегает в основании синклинали структуры, осевая часть которой сложена песчано-алевролитовой толщей среднего—верхнего девона. На западном борту прогиба, в верховьях рек Буянту и Чигиртай, ниже-среднедевонская толща лежит несогласно на породах кембро—ордовика и характеризуется следующим обобщенным разрезом (снизу вверх).

Мощность, м

1. Светлые буровато-серые конгломераты с галькой кварца и кислых эффузивов	100
2. Светло-серые и буроватые лавы и туфы кислого состава	600
3. Светло-серые и буроватые кварцевые песчаники и серые, часто известковистые алевролиты	400
4. Светло-серые кремнистые породы, массивные и тонкополосчатые алевролиты, иногда с тонкой кривой слоистостью	600
5. Светло-серые полосчатые кремнистые породы с отдельными пластами туфов кислых эффузивов, черных алевролитов и единичными прослоями известняков	200

Выше согласно залегает черносланцевый комплекс среднего—верхнего девона.

Мощность кремнисто-вулканогенной толщи достигает 2000 м.

Кремнисто-вулканогенная толща по возрасту в основном отвечает эйфельскому ярусу среднего девона, но, вероятно, местами она охватывает также верхи нижнего девона. Ее характерной особенностью является присутствие мощной пачки кремнистых пород, связанных переходными слоями с вышележащей песчаниково-алевролитовой толщей.

Продолжение Делюно-Юстыдского прогиба прослеживается далее к югу и юго-востоку от Делюнской котловины. Здесь выходы девонских отложений разделены огромным Восточно-Булганским гранитным массивом на две неравные части. Северо-восточная часть в виде узкой полосы протягивается вдоль восточного контакта этого массива и в ее юго-восточном участке, в долине р. Думд-Цэнхэр, в разрезе толщи отмечаются в значительном количестве туфогенно-кремнистые породы и вулканогенные образования среднего состава, а южнее — среднего и кислого состава. Другая, западная, более широкая полоса девонских отложений прослеживается к югу от Делюн-сомона по долине р. Булган вплоть до южного склона хр. Монгольский Алтай. В этой полосе, зажатой между Западно-и Восточно-Булганскими гранитными массивами, девонские отложения сильно дислоцированы, разбиты субмеридиональными разломами на отдельные блоки и в значительной степени метаморфизованы. Нижне-среднедевонский комплекс здесь сложен наряду с сероцветными терригенными и кремнистыми отложениями вулканогенными породами кислого, реже — среднего состава. Количество вулканогенных пород заметно возрастает при движении на юг. Так, на участке между р. Турген-Гол и уроч. Хара-Хирца мощность вулканогенной толщи, представленной главным образом туфами кварцевых порфиров, достигает 1000 м.

На южных склонах Монгольского Алтая ниже-среднедевонские отложения представлены весьма монотонными, преимущественно песчано-сланцевыми отложениями [45, 24], содержащими отдельные горизонты вулканогенных пород кислого и среднего состава.

Таким образом, ниже-среднедевонские вулканогенные породы, залегающие в основании Делюно-Юстыдского прогиба на севере, в Юстыдской и Цаганнурской его частях ассоциируют соответственно с красноцветными и пестроцветными континентальными грубообломочными отложениями, а на юге — в Делюнской котловине и на южных склонах хр. Монгольский Алтай — с морскими сероцветными туфогенно-кремнистыми и терригенными отложениями, содержащими горизонты известняков.

Вулканогенные толщи наложенных мульд Алтая сходны с развитыми в бортах северной Цаганнурской части Делюно-Юстыдского прогиба. Строение наиболее крупных мульд Алтайского поднятия — Ойгурингольской, Цагангольской, Сагсайской и Бантинунской — неоднократно освещалось в литературе [3, 10, 18, 24, 67]. Большая часть наложенных мульд сложена эмс-эйфельскими, Бантинунская — средне-верхнедевонскими осадочно-вулканогенными толщами.

Разрезы эмс-эйфельских отложений всех этих мульд сходны по составу пород, строению разрезов и возрасту отложений. В то же время для них характерны резкие фациальные изменения и выпадение отдельных частей разрезов, особенно в бортовых частях некоторых мульд. Нижняя часть разрезов этих отложений, мощностью до 300—400 м, сложена преимущественно грубообломочными косослоистыми песчаниками с прослоями и линзами алевролитов, песчанистых известняков. В последних встречаются остатки фауны брахиопод и кораллов. Верхняя вулканогенная часть разрезов мощностью до 600—700 м состоит из бурых, буровато-серых и лиловых лав, лавобрекчий и туфов кислого, реже — среднего состава, иногда с прослоями туфогенно-осадочных пород.

Ойгурингольская мульда (см. рис. 2, 8) на северном борту долины р. Хара-Джамат имеет следующий разрез осадочно-вулканогенной толщи (снизу — вверх).

Мощность, м

- | | |
|--|-----|
| 1. Пестроцветные конгломераты с галькой кварца, яшм, кремнистых пород; линзообразные пласты мощностью до 5—8 м красных полимиктовых грубозернистых песчаников и гравелитов, часто с косой слоистостью и знаками волновой ряби | 100 |
| 2. Серые известковистые песчаники, алевролиты и песчанистые известняки с обильными остатками колониальных кораллов и водорослей, выше — зеленовато-серые алевролиты и тонкозернистые песчаники с остатками мелких брахиопод плохой сохранности | 220 |
| 3. Зеленые и лиловые туфогенные песчаники, чередующиеся с туфами кислых эффузивов | 40 |

	Мощность, м
4. Серые и желтовато-бурые риолиты, их лавобрекчии и туфы риолитового состава	700

Общая мощность видимой части разреза толщи составляет 960 м.

Существенные отличия имеет рассматриваемая толща в 15 км южнее, в южном борту той же мульды. На правом борту долины р. Ихэ-Ойгурин-Гол, в 2,0 км выше ее устья, на кембрийско-нижнеордовикской толще несогласно залегают (снизу—вверх):

Мощность, м

1. Серые кварцевые конгломераты, гравелиты и грубозернистые косослонистые песчаники	200
2. Светлые буровато-серые кварцевые порфириды, их туфы, туфобрекчии и лавобрекчии	300
3. Темные буровато-лиловые и черные порфириды	200
4. Серые кварцевые песчаники с прослоями лиловых алевролитов и туфов	150
5. Буровато-серые кислые эффузивы, главным образом риолиты и их серые лавобрекчии	200

Общая мощность разреза 950 м.

Как видно из приведенного разреза, на южном борту Ойгурингольской мульды толща отличается большим развитием грубообломочных пород в осадочной пачке и присутствием эффузивов среднего состава в вулканогенной пачке. Более того, на отдельных участках выпадает вся нижняя осадочная часть разреза и тогда вулканогенные породы залегают на кембрийско-нижнеордовикских отложениях.

Баинтунинская мульда (см. рис. 2, 11), расположенная на правобережье р. Сагсай, в районе сомона Баинту, сложена средне-верхнедевонскими пестроцветными осадочно-вулканогенными отложениями, которые несогласно залегают на хлоритовых сланцах нижнего палеозоя и характеризуются следующим разрезом (снизу — вверх).

Мощность, м

1. Буро-красные конгломераты с галькой подстилающих пород (5 м); выше — буро-красные полимиктовые песчаники, серые гравелиты и конгломераты	25
2. Светло-серые, буроватые и зеленоватые песчаники, реже гравелиты	30
3. Буро-красные, реже — серые песчаники, гравелиты, конгломераты	30
4. Светло-серые кварцевые конгломераты (20 м), выше — кварцевые песчаники (50 м), еще выше — мелкозернистые аркозовые песчаники (30 м)	100
5. Темные буровато-и зеленовато-серые известковистые песчаники, содержащие остатки брахиопод, характерных для живетского и низов франского яруса [24]	60
6. Буровато-серые мелкозернистые песчаники (60 м), выше залегают темно-серые алевролиты (50 м), перекрытые желтовато-серыми мелкозернистыми песчаниками (25 м)	135
7. Темные, почти черные лавы основного состава, часто с миндалекаменной текстурой	200
8. Буровато-серые лавы и лавобрекчии кислого состава	300

Суммарная мощность видимой части разреза составляет 860 м.

В Кобдинском поднятии эмс-эйфельские вулканы проявлены в меньшем масштабе, чем в Алтайском. Они сосредоточены в основном в его северной части, где слагают Шибиргольскую и Ачитунурскую мульды.

Ачитунурская мульда (см. рис 2, 6) находится в 7—10 км юго-западнее оз. Ачиту-Нур. Она слабо удлинена в северо-восточном направлении, ширина ее в северо-восточной части составляет 10 км, в юго-западной — 2—2,5 км, протяженность более 13 км. На северо-востоке и юго-западе девонские отложения прорваны лейкократовыми гранитами позднего девона, возраст которых по радиологическому определению составляет 360—358 млн. лет. С. П. Гаврилова выделила здесь две толщи — нижнюю, риолитовую, и верхнюю, осадочно-вулканогенную. Девонские толщи залегают на фаунистически охарактеризованных отложениях среднего — верхнего ордовика и образуют простую синклиналиную складку. Крылья мульды сложены породами *риолитовой толщи*; они падают к ее центру под углами 50—20° на северо-западном крыле и под углом 35° на юго-восточном крыле. В центральной части структуры породы верхней толщи залегают полого, почти горизонтально. Возраст пород соответствует интервалу поздний ордовик

поздний девон. По аналогии с вулканитами р. Шибир-Гол можно условно считать его эмс-эйфельским.

Разрез риолитовой толщи прекрасно обнажен на северном и северо-западном крыльях мульды. Севернее горы Ихэ-Дулани-Хара-Ула здесь снизу вверх наблюдаются (рис. 6):

Мощность, м

1. На пачке песчаников, туфопесчаников и алевролитов, содержащих фауну среднего — верхнего ордовика, залегает пласт зеленовато-серых конгломератов и песчаников изменчивой мощности; конгломераты образуют линзы размером 20×3 м и линзовидные прослои мощностью от 2—3 см до 0,5 м. По простиранию они замещаются среднезернистыми песчаниками с редкой галькой. Галька состоит в основном из кварца и частично из кремнистых, яшмовидных пород и порфириров. Песчаники залегают на ордовикской толще без видимого несогласия, однако в участках, где толща перекрыта конгломератами, видно угловое несогласие, составляющее 10° 0,15—3,5
2. На неровную поверхность конгломератов налегают миндалекаменные и массивные плагиоклазовые андезитовые порфириды (15 м), затем следуют андезито-дациты (60 м), а выше — миндалекаменные андезиты, содержащие до 25—30% миндалин, выполненных кварцем и хлоритом (10 м) 85
3. Слоистая пачка, состоящая из туфопесчаников и туфоконгломератов риолитового состава, осложнена вертикальным разломом видимая 5
4. Пачка полевошпатовых порфириров, в которой чередуются темно-фиолетовые риолиты с вкрапленниками полевых шпатов, массивные и тонко-флюидально-полосчатые, со складками течения; лавобрекчия того же состава с обломками черной, серой и красно-бурой окраски; грубообломочные туфобрекнии. Мощность и форма слоев невыдержанная, в среднем 5—15 м. Поверхность лавовых потоков и крупных обломков часто окислена 300
5. Пачка серо-фиолетовых кварцево-полевошпатовых порфиров, внизу представленная туфобрекчиями, выше — лавобрекчиями в чередовании с туфами, сменяющими их по простиранию; затем следуют игнимбриты, а далее — флюидально-полосчатые лавы. Местами породы осветлены, пиритизированы и содержат медные охры 100
6. Слоистая пачка, состоящая из риолитовых туфов, игнимбритов и лавобрекчий 160
7. Темные кварцево-полевошпатовые и афировые риолиты с линзовидными кремневидными участками и почковидными кремнеземистыми обособлениями размером от 2—3 мм до 5—10 см, содержащими в центре кристаллический кварц 180
8. Слоистые псаммитовые туфы риолитов, увенчанные пластом среднеобломочных туфоконгломератов мощностью 7 м; падение пород здесь и выше по разрезу $18—20^\circ$ к центру мульды 170
9. Фиолетовые и серые флюидально-полосчатые риолиты и игнимбриты с редкими вкрапленниками кварца и полевых шпатов; породы разбиты вертикальными разломами, в которых зажато крутопадающее экструзивное тело флюидально-полосчатых осветленных фельзитов 50—90
10. Риолитовые туфы и туфобрекнии 20
11. Флюидально-полосчатые темнофиолетовые калиевые риолиты, флюидальность пологая, почти горизонтальная 60
12. Риолиты, имеющие вид серых лавобрекчий в основании и в верхней части пласта, в центральной части пласта это темно-серые, почти черные породы линзовидно-ориентированной текстуры 230
13. Серые, фиолетовые и бурые калиевые риолиты, отличающиеся от ниже лежащих в основном окраской; среди них распространены породы тонкой флюидально-полосчатой и брекчиевидной текстуры и их автобрекнии 150
14. Конглобрекнии риолитового состава, выше — мелкообломочные туфобрекнии; породы разбиты разломами и сильно изменены видимая 50
15. Грубообломочная автобрекчия бурых фельзитов, пронизанная кварцевыми прожилками, возможно представляющая собой апикальную часть экструзива; на ней залегает слоистая пачка, в которой чередуются брекнии и тонкообломочные туфы кислого состава; породы изменены, цвет их светло-зеленый и белый; далее следует почти вертикальный разлом северо-восточного направления, за которым расположено широкое задернованное пространство видимая 100

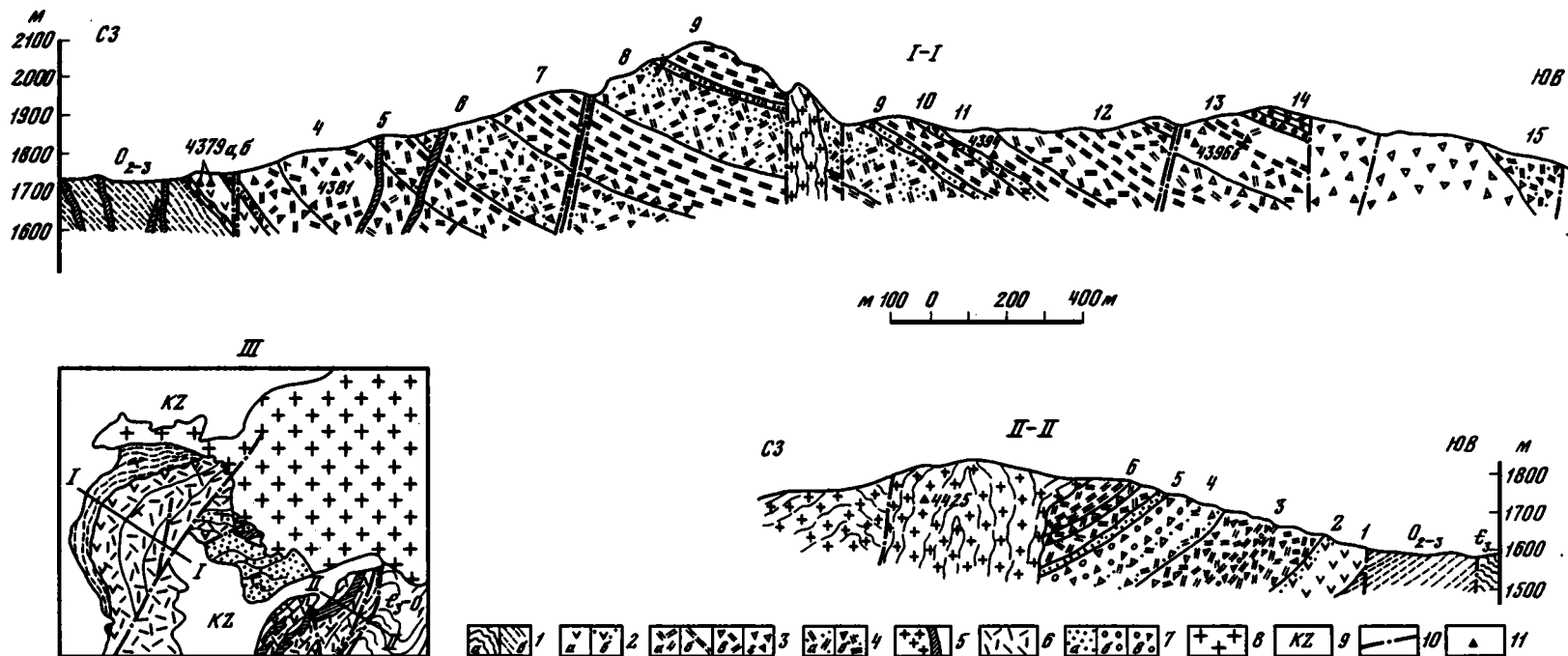


Рис. 6. Разрезы, иллюстрирующие строение толщи кислых эффузивов Ачитунурской муфты. Сост. С. П. Гаврилова

I — северо-западное крыло; II — юго-восточное крыло; III — схема размещения разрезов
 I — толща основания муфты: а — верхний кембрий—нижний ордовик, б — средний—верхний ордовик; 2 — андезиты, дациты: а — лавы, б — пирокластичка; 3 — риолиты: а — массивные, б — флюидальные, в — брекчневидные, г — автобрекчин; и гнигмбриты; 4 — пирокластичка риолитового состава: а — туфы, б — туфовые брекчин; 5 — экструзивные тела и дайки флюидально-полосчатых и массивных риолитов; 6 — кислые вулканы нерасчлененные (на схеме); 7 — осадочные породы: а — алевролиты, песчаники, гравелиты, б — конгломераты, в — конглобрекчин; 8 — девонские граниты; 9 — кайнозойский чехол; 10 — разломы; 11 — места отбора проб. Составы пород различной щелочности разделены линиями

Мощность толщи в данном разрезе 1700 м.

Значительно меньшую мощность имеет риолитовая толща в юго-восточном борту мульды, где снизу вверх следуют (см. рис. 6):

Мощность, м

1. К табачно-зеленым алевролитам и песчаникам, возможно ордовикским, по разлому примыкают плагиоклазовые андезитовые порфиридывидимая 10
2. Темно-фиолетовые туфоконгломераты и туфобрекчии преимущественно андезитового состава, сверху — аггломератовые туфы 35
3. Риолиты, лавобрекчии, автобрекчии, игнимбриты, туфобрекчии 180
4. Туфоконгломераты, конгломераты и конглобрекчии с обломочным материалом риолитового состава 100—150
5. Туффиты, песчаники, гравелиты 25
6. Риолиты флюидальные, глыбовые, игнимбриты, частично перекрытые и прорванные экструзивным телом белых калиевых риолитов более 75

В рассмотренном разрезе мощность толщи составляет около 500 м.

Особо отметим типичные черты экструзивных риолитов Ачитунурской мульды. Эти породы — белые флюидално-полосчатые с существенно кремнекислыми и алюмосиликатными тонкими прерывистыми чередующимися полосками. Риолиты слагают серию тел, вытянутых цепочкой в северо-восточном направлении вдоль юго-восточного крыла мульды, примерно в зоне контакта риолитовой толщи с вышележащей осадочно-вулканогенной, и местами пересекают нижнюю часть последней. Наиболее крупное тело протяженностью около 3 км, шириной 0,7 км четко выражено в рельефе в виде острого узкого гребня. Флюидалность и повторяющая ее отдельность круто падают в обе стороны от него, а затем на северо-западном склоне постепенно или резко выполаживаются до 25—35°. В более сложно построенных телах флюидалность описывает яйцевидные, клиновидные формы и их сложные сочетания; появляются автобрекчии флюидално-полосчатых риолитов и секущие жилы сходного состава со сложным рисунком флюидалности. Такие участки, очевидно, представляют собой жерловые фации экструзий.

Сопоставляя строение риолитовой толщи двух приведенных разрезов, можно отметить следующее. В обоих случаях вулканизм начинается формированием 100-метровой пачки андезитов и андезито-дацитов. Далее следует мощная толща риолитов и их пирокластики, для которых характерно высокое содержание кремнезема (73,80—77,66%) и калия при весьма низком содержании натрия ($K_2O = 5,50—8,00\%$; $Na_2O = 2,78—0,14\%$); типична низкая глиноземаистость пород ($Al_2O_3 = 11,60—10,31\%$). На обоих бортах мульды развиты экструзии калиевых риолитов, тяготеющие к верхним частям разреза риолитовой толщи, причем эрозионным срезом вскрыты различные уровни экструзий — от сравнительно глубоких до жерловых. Однако мощность вулканитов на северо-западном крыле мульды в три раза превышает мощность этих пород, распространенных на ее юго-восточном крыле. Это различие сохраняется и при сопоставлении отдельных пачек. Так, мощность кислых вулканитов, накопившихся в результате первого импульса вулканической деятельности, на северо-западе мульды составляет 740 м (пачки 3—7), на юго-востоке — 180 м (пачка 2).

Осадочно-вулканогенная толща, слагающая центральную часть мульды, состоит из следующих чередующихся групп пород: 1) полимиктовые песчаники, белые кварцевые песчаники и гравелиты; 2) риолитовые и, возможно, дацитовые брекции, туффиты; 3) андезиты своеобразной брекиевой текстуры, где обломки риолитов размером в несколько сантиметров сцементированы андезитовым материалом. На юго-востоке Ачитунурской мульды наблюдались три пачки таких риолито-андезитовых брекчий мощностью 25—100 м в нижней, средней и верхней частях толщи. На юго-западе мульды расположена вулканическая постройка, сложенная аналогичными риолито-андезитовыми брекиями. Она имеет форму купола, склоны которого представлены чередующимися линзовидными «слоями», состоящими из риолито-андезитовых брекчий с округлыми и овальными бомбами размером до 1—4 м, с подчиненным количеством плагиоклазовых и афировых андезитов. Обломки риолитов составляют 10—15% объема брекчий. Эти породы на склоне купола прорваны и перекрыты розовато-фиолетовыми риолитами, причем в зоне контакта первые брекированы и сцементированы риолитами несколько иной окраски. Андезиты данной постройки и связанных с ней покровов отличаются от пород, слагающих нижний пласт риолитовой толщи, более высокой щелочностью, однако не выходящей за пределы значений, свойственных породам известково-щелочной серии.

Шара-Гобийская мульда (см. рис. 2, 7) расположена в уроч. Шара-Гоби, примыкающем с севера к долине р. Цаган-Нурин-Гол. Толща пестроцветных осадочно-вулканогенных пород здесь залегает несогласно на силурийских отложениях, выполняя небольшой грабен, и имеет следующий разрез (снизу вверх).

Мощность, м

1. Зеленовато- и лиловато-серые андезиты с горизонтами лавобрекчий и туфопесчаников; местами в основании этой пачки залегают зеленовато-серые дацитовые порфиры (20—30 м)	150
2. Лиловато-серые андезитовые лавобрекчин и туфы, состоящие из обломков полосчатых эффузивов	150
3. Лиловые, розовые, желтые грубослоистые туфы и туфоконгломераты, туфогравелиты и туфопесчаники, местами с горизонтами кислых эффузивов (фельзитов); обломки в них представлены эффузивами кислого состава, кварцем и редко известняками	250
4. Терригенные отложения, состоящие из чередующихся, пластов (0,3—5,0 м) светло-серых кварцевых песчаников, табачно-зеленых известковистых алевролитов, заключающих фауну брахиопод, кораллов, мшанок живетского и франского ярусов [1]	250

Общая мощность осадочно-вулканогенной толщи в уроч. Шара-Гоби составляет 850—900 м.

Сравнение вулканогенных пород и их петрохимические особенности

Изучение девонских вулканитов и их химического состава (табл. 1) показывает, что нижнедевонские вулканиты имеют преимущественно основной состав, натриевую и кали-натриевую специфику. Эмс-эйфельские (и живетско-франские) эффузивы принадлежат в основном высококаллевой низкоглиноземистой риолит — трахириолитовой серии и слагают наложенные мульды на поднятиях, низы разреза Делюно-Юстыдского прогиба и верхнюю часть разреза Бургасутинского прогиба. Нижнедевонские серии весьма разнообразны, эмс-эйфельские и живетско-франские — более однотипны.

Среди изученных нижнедевонских серий выделяются: контрастная базальт-риолитовая Бургасутинского прогиба с ведущей ролью основных пород в ее составе; дифференцированная базальтовая Урэгнуурского поля вулканитов; базальт-андезит-дацит-риолитовая известково-щелочная северо-восточного борта Яматугольского прогиба.

Основные члены контрастной серии соответствуют андезито-базальтам и базальтам с нормативными кварцем, диопсидом и гиперстеном, а также щелочным оливиновым базальтам с нормативными оливином, диопсидом и гиперстеном, в единичных случаях — с нормативным нефелином. Породы дифференцированной базальтовой серии различаются по химическому составу: двупироксеновые порфириты соответствуют континентальным толеитам, пироксен-плаггиоклазовые порфириты — высокоглиноземистым базальтам, плаггиоклазовые порфириты — трахибазальтам, андезито-базальтам и андезитами. Все они имеют в нормативном составе гиперстен, диопсид и кварц (в двупироксеновых порфиритах — единицы процентов). Комагматичные микрогаббро обладают усредненным составом, близким к границе базальтов и андезито-базальтов, возможно соответствующим недифференцированной составляющей серии (рис. 7). Высокоглиноземистые низкокаллевые базальты присутствуют в базальт-андезит-дацит-риолитовой серии. В риолитах контрастной серии снизу вверх по разрезу соотношение щелочей меняется от заметного преобладания натрия до ведущей роли калия. Эта тенденция приводит к появлению в составе верхней риолитовой свиты Бургасутинского прогиба калиевых щелочных риолитов.

Эмс-эйфельские и живет-франские серии калиевых низкоглиноземистых риолитов сравнительно однообразны. В количественном отношении в них, как правило, преобладают кислые эффузивы. В различном, но подчиненном количестве присутствуют базальты или андезиты, реже — дациты. Эти лавы могут один раз или неоднократно проявляться в ходе развития риолитовых серий. В результате последние приобретают черты контрастного строения. Бимодальное распределение в них кремнекислоты наблюдается даже в случае пары андезит—риолит (см. рис. 7) благодаря высокой кремнекислотности риолитов (SiO_2 — 72—77%).

Наиболее общей чертой состава риолитов является высокое содержание в них кремнекислоты, низкое — глинозема, преобладание калия над натрием в кали-натриевых

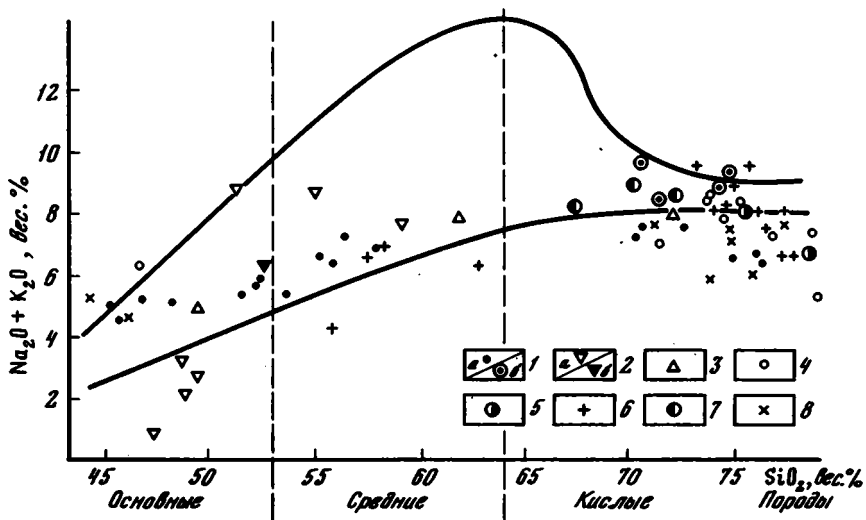


Рис. 7. Петрохимическая диаграмма составов девонских вулканогенных пород различных структур Западной Монголии

1 — Бургасутинский прогиб, свиты: а — основных и кислых эффузивов, б — кислых эффузивов; 2 — Урэгнурское поле: а — вулканиты, б — микрогаббро; 3 — северо-восточный борт Яматугольского прогиба; 4 — Цаганиурская часть Делюно-Юстыдского прогиба; и ульды: 5 — Цаганишбетинская; 6 — Ачитунурская; 7 — Сагсайская; 8 — Баинтуинская

риолитах или очень высокое содержание калия при ничтожном количестве натрия в высококалийных риолитах (табл. 2).

По общей щелочности кислые вулканиты принадлежат к группе риолитов и трахириолитов, редко появляются высококалийные щелочные риолиты. Эти породы имеют черты состава, строения и форм проявления, типичные для флюидпорфировых комплексов.

К сожалению, недостаточная изученность риолитовых серий не позволяет судить об их изменчивости, несомненно имеющей место. Так, например, в западном борту Делюно-Юстыдского прогиба встречены высокоглиноземистые базальты повышенной натровой щелочности, а в Баинтуинской мульде вулканизм начинается со щелочных базальтов с низким содержанием титана и железа и высоким — калия. Расположенные поблизости риолиты Ачитунурской мульды отличаются от пород восточного борта Делюно-Юстыдского прогиба более низкими содержаниями глинозема, повышенной калиевой и общей щелочностью.

Особенностью вулканизма рассмотренного ареала является смещение времени начала вулканической деятельности с северо-востока на юго-запад от жединского времени нижнего девона до позднего эмса. В жедине вулканизм начался в Бургасутинском прогибе и в близлежащих наложенных структурах; в зигене — в бортах Яматугольского прогиба; в верхнем эмсе — в основании Делюно-Юстыдского прогиба и в других наложенных структурах Кобдинского и Алтайского поднятий. Максимум вулканической активности в них приходится на эйфель, а по данным К. Л. Волочковича [11], в центральной части Алтайского поднятия — на поздний эйфель. Все более позднее начало вулканической деятельности и похисление ее ранних производных происходит по мере приближения к Зайсану-Южномонгольской эвгеосинклинальной области, где в нижне-среднедевонское время накапливались мощные толщи базальтов, андезитов-базальтов и андезитов. Отмеченная тенденция справедлива для северной и частично центральной части Озерной зоны и Монгольского Алтая. Районы, расположенные южнее, недостаточно изучены. Данные о продольной изменчивости получены А. Б. Дергуновым и Б. Лувсанданзаном для Делюно-Юстыдского прогиба, однако материалы по вещественному составу пород весьма скудны.

Отмеченная тенденция согласуется с аналогичными явлениями, известными для Алтае-Саянской области. На востоке ее в структурах, наложенных на докембрийское и раннекаледонское складчатое основание — в Рыбинско-Агульских, Минусинских впадинах, Тувинском прогибе — активный вулканизм происходил в нижнем девоне и закончился к живетскому времени [42, 48, 56]. Среди живетских осадочных толщ на юго-западе Тувинского прогиба в небольшом количестве встречаются туфы риолитов [66]. На западе этой области в наложенных девонских структурах Горного Алтая андезит-риолитовый и риолит-трахириолитовый вулканизм происходил в основном в эйфельское

Таблица 1

Химический состав девонских вулканитов различных структур
Западной Монголии, вес. %

Проба	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
А. СВИТА ОСНОВНЫХ И КИСЛЫХ ЭФФУЗИВОВ									
Бургасутинский прогиб									
5007	I	53,62	1,82	16,67	5,42	4,83	0,32	2,57	4,79
5016	I	51,64	1,74	14,97	5,33	5,48	0,20	4,62	4,51
5017	I	55,94	1,66	12,70	9,92	1,87	0,13	2,96	4,24
5019	I	52,22	1,91	16,11	6,21	4,89	0,22	3,87	3,96
5039	I	52,26	2,03	15,27	7,73	4,72	0,22	3,63	4,18
5045	I	45,88	2,03	15,53	7,77	7,60	0,70	3,87	8,42
5051	I	45,66	1,81	15,79	7,54	4,25	0,54	6,52	9,18
5053	I	48,08	1,96	15,69	6,35	5,62	0,30	5,29	7,97
5058	I	55,00	1,91	14,96	5,65	5,04	0,22	2,57	3,52
5065	II	56,30	1,38	14,11	5,55	4,72	0,16	3,40	2,58
5066	II	58,02	1,32	14,14	3,44	4,39	0,13	4,04	3,46
5082	I	46,62	1,67	13,97	8,14	5,62	0,33	7,44	7,31
5086	I	45,10	2,10	13,31	1,78	4,90	0,35	4,30	8,85
5030	IV	70,44	0,40	13,76	2,66	0,72	0,01	1,77	0,94
5038	IV	70,50	0,42	14,13	2,42	1,22	0,03	1,18	0,88
5043	IV	76,16	0,18	11,36	2,27	1,00	0,03	0,20	1,04
5055	IV	76,02	0,18	11,74	2,15	0,97	0,01	0,27	0,45
5056	IV	74,84	0,23	11,84	2,42	0,65	0,02	0,08	1,48
5080	IV	72,36	0,38	12,24	3,59	0,65	0,02	0,60	0,66
5059	V	72,98	0,17	12,63	2,11	0,86	0,03	0,47	0,77
Б. СВИТА КИСЛЫХ ЭФФУЗИВОВ									
5102	IV	71,26	0,20	15,29	3,12	0,36	0,36	0,03	0,08
5101	V	73,96	0,17	13,63	0,94	0,50	0,02	0,69	0,33
5104	IV	70,58	0,16	14,24	3,20	0,65	0,02	0,36	0,17
5103	V	74,58	0,13	12,36	0,44	1,38	0,02	0,44	0,05
Цаганшибетинская мульда									
5060	IV	75,44	0,17	11,61	0,94	0,86	0,03	0,32	0,88
5061	IV	77,60	0,07	12,32	0,86	1,00	0,03	0,39	0,66
Урэгнурское поле									
4272	I	48,58	0,77	11,18	4,23	7,70	0,18	9,20	10,80
4273	I	48,90	0,60	11,20	2,60	8,90	0,16	10,10	11,20
4276	I	47,38	0,57	16,44	2,90	6,00	0,15	6,45	13,35
4274	I	49,40	0,67	16,58	2,32	7,28	0,15	7,10	7,50
4278	I	51,20	0,73	14,80	1,90	8,10	0,15	4,92	4,60
4270	I	54,92	0,80	17,15	2,60	4,43	0,08	3,87	4,75
4269	II	59,00	0,70	15,55	0,90	4,95	0,10	3,20	5,80
4282	I	52,30	1,09	14,78	3,55	7,60	0,21	4,52	7,00
Яматугольский прогиб, северо-восточный борт									
4291	I	49,36	0,60	17,00	3,26	6,00	0,10	7,34	7,30
4293	II	62,04	0,64	14,12	1,28	3,46	0,12	2,58	4,15
4294	IV	72,02	0,28	12,55	0,53	2,26	0,03	0,56	1,57
Ачитунурская мульда									
4379a	II	55,80	1,50	13,66	3,00	6,81	0,16	4,84	1,46
4379b	III	63,00	1,49	13,85	3,62	4,12	0,11	1,95	2,94
4412	II	57,50	1,40	14,70	2,42	5,60	0,10	3,95	4,72
4463	II	58,20	1,90	14,00	4,50	4,00	0,11	2,90	3,60
4381	IV	73,80	0,22	11,60	2,72	1,00	0,02	0,54	0,65
4394	IV	74,88	0,19	11,54	1,13	1,58	0,01	0,65	0,34
4396b	IV	76,30	0,16	10,31	2,47	0,95	0,07	0,38	0,34
4396r	IV	74,50	0,19	11,31	1,52	1,08	0,03	1,05	0,22
4414c	IV	73,00	0,22	11,80	1,08	2,20	0,04	0,90	0,45
4414ж	IV	75,50	0,30	11,60	1,30	1,30	0,03	0,25	0,22
4445	V	75,80	0,15	11,10	0,70	0,60	0,04	0,40	1,30
4443	V	77,38	0,16	9,77	1,53	1,22	0,01	0,32	0,22
4425	V	77,42	0,16	11,63	0,77	0,60	0,01	0,32	0,45

Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	P ₂ O ₅	F	П. п. п.	Сумма	Na ₂ O + K ₂ O	Na ₂ O/K ₂ O
11	12	13	14	15	16	17	18	19	20

А. СВИТА ОСНОВНЫХ И КИСЛЫХ ЭФФУЗИВОВ

Бургасутинский прогиб

4,96	0,69	0,32	2,52	0,26	0,03	2,92	99,22	5,38	7,2
4,48	0,84	0,20	2,94	0,22	0,04	5,09	99,33	5,32	5,3
3,63	2,61	0,18	1,16	0,24	0,04	3,27	99,39	6,24	1,4
3,14	2,55	0,34	3,38	0,27	0,05	3,77	99,51	5,69	1,2
5,15	0,63	0,32	2,78	0,04	0,09	3,31	99,58	5,78	8,2
3,53	1,49	0,20	2,14	0,32	0,03	2,46	99,43	5,02	2,4
3,06	1,49	0,28	2,32	0,24	0,02	3,12	99,50	4,55	2,1
3,24	1,79	0,30	2,44	0,29	0,03	2,90	99,81	5,03	1,8
4,75	1,74	0,36	2,60	0,45	0,11	3,04	99,32	6,49	2,7
4,72	2,44	0,26	2,62	0,32	0,04	3,78	99,76	7,16	2,0
4,21	2,60	0,18	1,96	0,23	0,04	2,76	99,26	6,81	1,6
3,78	1,32	0,10	2,12	0,40	—	3,52	100,22	5,10	2,9
4,50	0,44	0,14	1,84	0,40	0,02	3,84	99,99	4,94	10,2
4,96	2,23	0,28	0,84	0,06	0,02	1,27	99,51	7,19	2,2
4,57	2,67	0,26	0,74	0,08	0,01	1,12	99,49	7,24	1,7
3,24	3,02	0,24	0,38	0,03	0,01	0,78	99,55	6,26	1,0
3,70	2,87	0,28	0,50	0,02	0,01	0,87	99,53	6,57	1,3
2,67	3,84	0,30	0,74	0,02	0,01	1,28	99,67	6,31	0,7
2,21	5,40	0,10	0,94	0,03	—	1,27	99,57	7,61	0,4
0,73	7,60	0,16	0,68	0,02	0,01	0,96	99,49	8,33	0,1

Б. СВИТА КИСЛЫХ ЭФФУЗИВОВ

0,28	4,74	3,60	0,24	0,04	0,01	0,60	99,83	8,34	1,4
3,04	5,74	0,20	0,82	0,02	0,02	1,03	100,27	8,78	0,5
0,53	9,20	0,28	0,24	0,03	0,02	1,03	100,47	9,73	0,06
0,21	9,20	0,10	0,84	0,02	0,01	0,80	99,74	9,41	0,02

Цаганшибетинская мульда

0,27	7,75	0,22	0,66	0,01	0,01	0,96	99,47	8,03	0,03
0,40	6,00	0,10	0,42	0,01	0,01	0,44	99,89	6,40	0,07

Урэгнуурское поле

1,30	1,80	0,32	—	0,14	0,03	3,40	99,63	3,10	0,7
1,30	0,76	0,46	3,92	0,18	0,02	—	100,30	2,06	1,7
0,40	0,22	0,24	5,30	0,20	0,03	—	99,63	0,62	2,0
2,58	1,04	0,22	4,46	0,18	0,02	—	99,50	2,62	2,5
2,32	6,30	0,44	4,10	0,32	0,03	—	99,91	8,62	0,4
5,74	3,00	0,12	2,61	0,17	0,02	—	100,26	8,74	1,9
4,30	3,44	0,40	1,15	0,24	0,02	—	99,75	7,74	1,2
3,46	2,64	0,14	—	0,25	0,06	2,45	100,05	6,10	1,3

Яматугольский прогиб, северо-восточный борт

4,65	0,32	0,36	3,24	0,21	0,03	—	99,67	4,97	14,2
2,28	5,60	0,16	3,84	0,08	0,04	—	100,39	7,88	0,4
4,65	3,24	0,12	1,67	0,04	0,01	—	99,53	7,89	1,4

Ачитунурская мульда

3,00	1,20	0,42	4,30	0,40	0,08	—	99,63	4,20	2,5
3,00	3,16	0,34	—	0,30	0,08	2,48	100,45	6,16	0,9
5,60	0,76	0,38	2,34	0,16	0,04	—	99,67	6,36	7,4
5,45	1,28	0,50	3,70	0,30	0,05	—	100,49	6,37	4,3
2,78	5,50	0,28	—	0,02	0,09	0,70	99,92	8,28	0,5
2,46	6,30	0,20	0,31	0,01	0,02	—	99,61	8,76	0,4
0,82	6,50	0,40	0,82	0,01	0,05	—	99,57	7,32	0,1
0,14	8,00	0,22	1,22	0,01	0,05	—	99,55	8,14	0,02
2,40	7,10	0,20	0,34	0,01	0,01	—	99,74	9,50	0,3
4,20	5,28	0,25	—	0,01	0,03	0,20	100,49	9,48	0,8
3,00	5,00	0,26	—	0,01	0,04	1,70	100,09	8,00	0,6
0,15	7,88	0,32	0,53	0,01	0,02	—	99,50	8,03	0,02
1,00	5,76	0,34	1,20	0,01	0,02	—	99,69	6,76	0,2

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Делюно-Юстыдский прогиб, Цаганнурская часть									
4521	I	46,70	1,30	17,10	7,80	5,40	0,13	7,00	2,10
4471	IV	75,66	0,20	11,14	2,88	0,72	0,03	0,48	0,22
4479	IV	71,50	0,77	12,75	3,30	0,90	0,01	0,65	0,56
4486	IV	73,72	0,25	12,16	1,85	1,36	0,01	0,56	0,56
4497	IV	74,44	0,22	12,02	1,90	0,50	0,02	1,00	0,10
4506	IV	73,50	0,16	12,10	2,28	0,47	0,03	0,24	0,77
4507	IV	75,24	0,20	12,50	1,00	0,55	0,01	0,56	0,34
4507a	IV	76,64	0,40	11,45	1,10	0,40	0,01	0,62	0,22
Сагсайская мульда									
4567	V	65,70	0,80	12,50	2,05	2,90	0,11	1,87	1,63
4575	IV	72,16	0,34	12,48	1,13	2,00	0,03	1,13	0,67
4589	IV	70,30	0,44	12,75	1,33	1,45	0,05	0,55	1,20
Баинтуинская мульда									
4591	I	44,20	1,09	14,33	2,60	3,22	0,11	5,62	11,23
4591a	I	45,26	1,06	15,93	2,30	3,70	0,09	6,30	9,44
4601	IV	74,44	0,19	11,68	1,72	0,40	0,02	0,47	1,09
4601a	IV	74,76	0,09	11,37	1,10	0,75	0,02	0,56	1,57
4606	IV	75,86	0,12	10,68	2,05	0,75	0,02	0,48	1,24
4606a	IV	73,80	0,22	11,77	2,20	0,52	0,04	0,47	1,74
4608	IV	77,40	0,12	9,70	1,53	0,78	0,02	0,40	0,56
4614	IV	71,10	0,31	12,22	1,75	0,60	0,03	0,40	1,95

Примечание. I — разнообразие базальты и андезит-базальты; I' — микрогаббро; II — андезит-полночные в лабораториях ИМГРЭ, Центральной геохимической экспедиции и Бронницкой геолого-геохимии

Таблица 2

Содержание щелочей в риолитах и трахирриолитах различных структур, вес. %

Мульда, прогиб	K ₂ O	Na ₂ O	K ₂ O + Na ₂ O
Баинтуинская	5,7—7,8	0,28—0,07	5,77—7,9
Сагсайская	4,1—7,2	4,02—1,2	8,12—8,75
Делюно-Юстыдский, Восточный борт	3,9—8,0	3,86—0,11	7,01—8,76
Ачитунурская	5,28—8,0	4,20—0,14	6,76—9,50
Цаганшибетинская	6,00—7,75	0,40—0,27	6,40—8,02
Бургасутинский	3,60—9,20	4,74—0,21	8,34—9,73

время и продолжался в локальных структурах (Ануйско-Чуйский, Уйменско-Лебедской прогибы) до франского времени включительно, когда формировались базальт—андезит—риолитовые серии [11, 23].

Причиной изменчивости возраста вулканизма, очевидно, являются особенности додевонской истории развития структур. Активный нижнедевонский и эйфельский вулканизм характерны для прогибов и впадин, наложенных на докембрийское и раннекаледонское складчатое основание; преимущественно эмс-эйфельский — для каледонид Алтая. В каледонидах Монгольского Алтая эпигеосинклинальное гранитообразование происходило в геосинклинальных поднятиях во второй половине ордовика (Алтайское, Цаганшибетинское), в геосинклинальных прогибах — в позднем силуре (Кобдинское поднятие), причем в пределах Кобдинского линеймента — в условиях интенсивного сжатия (мигматит-плутоны; кристаллические сланцы). В его фронтальной части заложился впоследствии Делюно-Юстыдский прогиб. Эти структуры в нижнем девоне, очевидно, еще сохраняли высокую пластичность глубинного субстрата, препятствующую глубокому проникновению расколов в отличие от древних жестких структур.

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Делюно - Юстыдский прогиб, Цаганнурская часть									
6,00	0,16	0,24	5,46	0,19	0,03	—	99,61	6,16	37,5
0,11	6,98	0,08	1,25	0,05	0,01	—	99,75	7,01	0,02
2,97	3,90	0,46	1,60	0,18	0,10	—	99,65	6,87	0,8
3,86	4,90	0,20	0,51	0,06	0,01	—	100,00	8,76	0,8
3,25	4,64	0,32	—	0,01	0,02	1,50	99,97	7,89	0,7
1,00	7,40	0,23	—	0,01	0,04	1,35	99,57	8,40	0,1
0,14	8,00	0,04	1,48	0,03	0,07	—	100,15	8,14	0,02
0,15	7,22	0,40	—	0,01	0,09	1,00	99,70	7,37	0,02
Сагсайская мульда									
4,02	4,10	0,30	—	0,20	0,07	1,50	99,55	8,12	1,0
1,42	6,90	0,25	1,60	0,20	0,04	—	100,35	8,32	0,2
1,55	0,54	7,20	—	0,18	0,16	1,86	99,56	8,75	0,2
Баинтуинская м у л ь д а									
3,10	2,15	0,40	—	0,09	0,03	11,90	100,07	4,56	1,4
2,28	2,28	0,24	1,10	0,08	0,04	—	100,10	5,25	1,0
0,13	7,35	0,14	—	0,01	0,06	1,90	99,59	7,48	0,02
0,09	6,88	0,38	1,96	0,01	0,03	—	99,56	6,97	0,01
0,07	5,80	0,40	2,00	0,03	0,02	—	99,52	5,87	0,01
0,07	5,70	0,40	—	0,01	0,04	2,60	99,57	5,77	0,01
0,28	7,20	0,40	1,10	0,02	0,02	—	99,53	7,48	0,04
0,07	7,83	0,30	2,85	0,18	0,05	—	99,54	8,13	0,01

ты; III — дациты; IV — риолиты, трахириолиты; V — кислые вулканыты экструзивных жил. Анализы вы-
 ческой партии МГ СССР по материалам С. П. Гавриловой.

СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ

Девонские континентальные вулканогенные толщи широко распространены в пределах каледонских структур Северной Монголии. Они резко несогласно залегают на древнем складчатом фундаменте, образуя ряд наложенных впадин, мульд и прогибов в зоне Хангайских разломов и в Джидинской зоне. Вулканическая деятельность проявилась здесь интенсивно только в первой половине девона; она запечатлена во впадинах Тэлмэннурской, Шурхэамской, Верхне-Хунгуйской, Ойгоннурской, Тарвагатайской, Дзэрлэггольской и Уйлангольской. Большинство впадин выделено в результате геологосъемочных работ. Детальное изучение вулкаников этих структур проведено автором. В некоторых впадинах обнаружены плохо сохранившиеся растительные остатки, поэтому девонский возраст вулкаников определяется условно и это следует иметь в виду, тем более, что для многих вулканогенных пород, считавшихся ранее более древними, сейчас установлен по находкам флоры пермский возраст.

Тэлмэннурская впадина (см. рис. 1, 14) выделена в середине 60-х годов В. А. Благовраовым в бассейне верхнего течения р. Идер-Гол и названа по имени оз. Тэлмэн-Нур, где встречено особенно много нижнедевонских вулкаников (рис. 8). Позднее строение впадины изучали Е. Батчулуун, Д. Гарам, И. В. Гордиенко, В. А. Павлов, Д. Тохтох, Д. Чулунбат, В. В. Ярмолюк, Р. М. Яшина и др. Именно в этой впадине распространены пермские осадочно-вулканогенные толщи, содержащие флору, тогда как для девонских вулкаников возраст определяется условно, исходя из их стратиграфического положения — ниже пермо-карбоновых отложений.

Предположительно девонские вулканыты сосредоточены севернее и северо-западнее оз. Тэлмэн-Нур, где они наблюдаются на площади около 200 км². Они представлены здесь мощной серией вулканогенных пород, включающей риолиты, дациты, трахириолиты, трахиты и их туфы. В разрезах преобладают туфогенные породы кислого состава, редко встречаются горизонты андезитовых порфиритов. Среди вулкаников отмечено множество субвулканических штоков, даек и неправильных тел, сложенных сиенит-порфирами, гранит-порфирами, флюидалными фельзитами и ортофирами. Наиболее интересные разрез вулканогенных пород вскрываются в районе гор Бырх, Бага-Шана, Их-Шана, Ундер-Ула и вокруг оз. Тагийн-Нур. Здесь вулканыты слагают ряд полого (углы падения

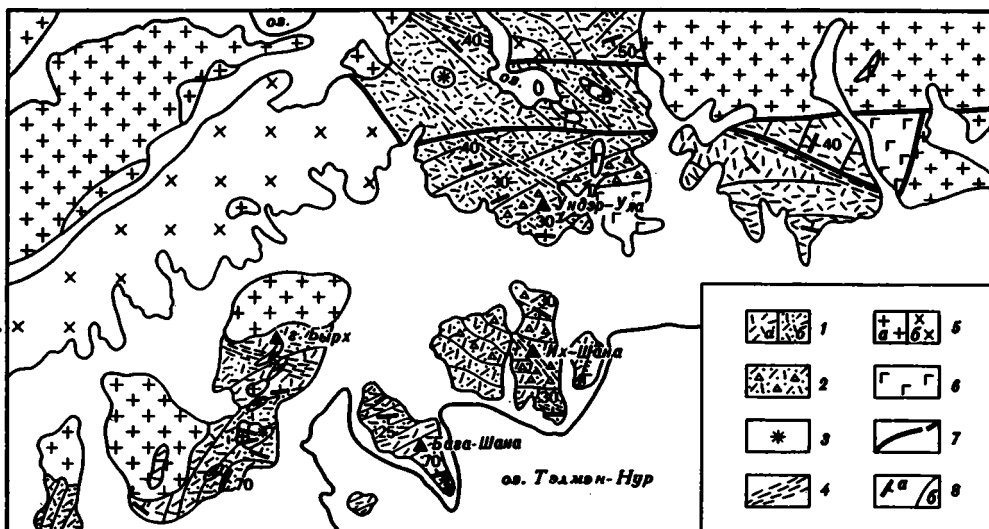


Рис. 8. Схема геологического строения северной части Тэлмэннурской впадины. Сост. И. В. Гордиенко

1—4 — продукты ниже-среднедевонской вулканической деятельности (боронурская свита): 1 — риолитовые и трахириолитовые порфиры: а — преимущественно лавы, б — преимущественно туфы, в том числе игнимбриты; 2 — туфобрекчии и брекчиевые риолитовые, трахириолитовые и трахитовые порфиры; 3 — субвулканические тела флюидальных фельзитов, кварцевых порфиров, гранит- и сиенит-порфиров; 4 — зоны гидротермально измененных вулканитов; 5 — интрузивные породы: а — девонские лейкократовые граниты, б — нижнепалеозойские граниты, габбро-диориты; 6 — перисские андезитовые и базальтовые порфиры; 7 — разрывные нарушения; 8 — элементы залегания: а — углы падения напластований в туфах и флюидальности в лавках, б — несогласное налегание

20—30°) и круто (60—70°) наклоненных покровов и потоков, разбитых многочисленными разломами и зонами дробления, вдоль которых они интенсивно проработаны гидротермальными растворами.

Низы разреза наблюдались севернее оз. Тагыйн-Нур и южнее оз. Тэлмэн-Нур. Они представлены розовато-и красновато-серыми риолитовыми порфирами с вкрапленниками олигоклаз-андезина и калиевого полевого шпата, с мелкими миаролитовыми пустотками, выполненными кварцем. Риолиты сопровождаются литокристаллокластическими туфами того же состава, содержащими обломки более древних нижнепалеозойских гранитов, габброидов и базальтоидов. Здесь же наблюдаются горизонты андезитовых порфиритов.

Вулканиты у горы Бага-Шана в низах видимого разреза представлены серыми и желтовато-серыми, тонкофлюидальными кластолавами трахириолитов. Кластолавы содержат оплавленные обломки риолитов и миаролитовые пустотки, выполненные кварцем и карбонатами. Выше залегает толща темно-сиреневых и красноватых кристаллокластических туфов трахириолитов с обломками кристаллов темного кварца, розового полевого шпата и липаритовых лав. Мощность описанного разреза около 1000 м.

Примерно такой же разрез вулканогенных пород наблюдается в горах Их-Шана. Здесь от оз. Тэлмэн-Нур с относительно пологим (30°) падением на север на протяжении почти 6 км наблюдается толща переслаивающихся розовато-серых и коричневатых литокристаллокластических туфов и туфобрекчии риолитов и трахириолитов с линзовидными телами игнимбритов мощностью до 1—2 м. Далее разрез наращивается к северу и северо-западу от горы Ундэр-Ула по направлению к оз. Холбо-Нур, где распространены светло-серые и зеленовато-серые туфы риолитов, риолито-дацитов и андезитовых порфиритов. Встречаются линзы псевдофлюидальных пирокластических пород (игнимбритов). Видимая мощность разреза к северо-западу от горы Ундэр-Ула более 1000 м. Таким образом, наблюдаемая общая мощность нижедевонских вулканогенных образований в Тэлмэннурской впадине составляет около 2000 м. Вулканиты, прорванные субвулканическими телами кварцевых порфиров, штоками рибекит-эгриновых гранитов, а также дайками базальтовых порфиритов, повсеместно претерпели различные гидротермальные изменения. Так, в 2 км к востоку и 2,5 км к западу от оз. Тагыйн-Нур прослеживаются две протяженные зоны гидротермально измененных пород северо-западного простирания. Вдоль этих зон риолитовые туфы осветлены, окварцованы, грейзенизированы и пиритизированы. Спектральным анализом в них обнаружены молибден, медь, олово, бериллий, рубидий и стронций в количествах, значительно превышающих кларко-

выс. Наиболее интересная в практическом отношении зона с медно-молибденовым оруденением выявлена южнее горы Бырх (см. рис. 8).

По химическому составу (рис. 9, табл. 3) вулканогенные породы Тэлмэннурской впадины на бинарной петрохимической диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ группируются преимущественно в поле пород повышенной щелочности на гранитном уровне кремнекислотности. На диаграмме видно, что наряду с трахириолитами и трахидацитами среди вулканитов имеются породы щелочно-кремнекислого ряда с пантеллеритовой тенденцией химизма. В целом для вулканитов характерен высокий уровень содержания щелочей (8,5—10,5%) при существенном колебании кремнекислоты (65—76%), глинозема (12—17%); типичны высокая степень окисления железа (1—13%) и низкие содержания магния и кальция. Повышенную щелочность имеют также субвулканические породы. Совместно с вулканитами они образуют единую ассоциацию, что подтверждается также единым полем фигуративных точек на петрохимической диаграмме.

Шурхээамская впадина (см. рис. 1, 15) была выделена и впервые описана в середине 60-х годов В. И. Гольденбергом и И. П. Пугачевой.

Она расположена в 15—20 км южнее Тэлмэннурской впадины, юго-западнее сомона Тэлмин (рис. 10) и вытянута в северо-восточном направлении вдоль левого борта долины верховий р. Идэр-Гол на 30—35 км при ширине 20—25 км. Левыми сухими падами, открывающимися к долине р. Идэр-Гол, вулканические поля расчленены на отдельные гряды и хорошо обнажены в урочищах Шурхэ-Ам, Дунд-Шурхэ-Ам, Убур-Ангирту-Ам.

Нишнедевовский возраст вулканогенных пород принят также условно, как и для вулканитов Тэлмэннурской впадины. Сохранившиеся поля вулканогенных пород занимают общую площадь около 380 км²; они залегают с северо-западным простиранием и моноклинально падают на северо-восток под углом 20—40°. Элементы синклинальной структуры обнаруживаются лишь в уроч. Дунд-Шурхэ-Ам, где мы наблюдали следующий разрез вулканогенных пород, основание которого не вскрыто: на темных с зеленоватым оттенком андезитовых порфиритах лежат (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Розовато-серые кварцевые и фельзитовые порфиры	300
2. Светло-серые андезито-дацитовые порфиры	50
3. Серые дацитовые порфиры	10
4. Темные полосчатые фельзиты	20
5. Темные с зеленоватым оттенком андезитовые порфириты	30
6. Светло-серые дацитовые порфиры	15
7. Темные полосчатые ороговикованные фельзиты	100
8. Зеленоватые андезитовые и андезито-базальтовые порфириты	50
9. Светло-серые дацитовые порфиры	10
10. Темные полосчатые фельзиты	110
11. Темно-серые с фиолетовым оттенком фельзитовые порфиры и их туфы	200

После некоторого перерыва разрез завершается по левому борту уроч. Дунд-Шурхэ-Ам мощной (около 1000 м) толщей туфов кислого и среднего составов. Общая видимая мощность описываемого разреза около 2000 м.

Другой разрез составлен В. И. Гольденбергом и И. П. Пугачевой в районе горы Тэлин-Улан-Ула по левому борту долины уроч. Шурхэ-Ам, где снизу вверх вскрыты:

	Мощность, м
1. Туфы риолитов с обломками трахириолитов	80
2. Лиловые риолито-дациты	20—25
3. Дацитовые кластолавы	100
4. Лиловые порфириты андезито-дацитового состава	100
5. Литокластические, крупнообломочные туфы андезито-дацитового состава	150—160
6. Лиловато-серые спекшиеся туфы риолитов, крупнообломочные с пепловой основной массой	40
7. Лиловато-серые риолитовые игнимбриты	500
8. Спекшиеся туфы риолитов	300
9. Лиловато-серые и серые андезито-дацитовые порфиры, в основании пласта лежит линзовидный горизонт риолито-дацитов	400

Общая мощность вулканогенной толщи около 1700 м. Толщи, наблюдаемые в окрестностях горы Тэлин-Улан-Ула, составляют, по-видимому, среднюю часть сводного разреза вулканогенных пород Шурхээамской впадины, общая мощность которого более 3000 м.

Таблица 3

Химический состав вулканогенных пород Тэлмэннурской впадины

Окислы	Вулканогенные породы											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	75,12	73,00	71,18	71,76	72,74	72,01	72,72	72,66	65,81	72,48	73,24	72,38
TiO ₂	0,07	0,21	0,31	0,22	0,56	0,21	0,21	0,24	0,60	0,12	0,21	0,16
Al ₂ O ₃	11,84	13,27	14,84	14,75	14,64	14,35	13,99	13,87	16,72	14,07	13,69	13,63
Fe ₂ O ₃	0,90	1,13	2,23	1,28	0,27	0,91	0,96	1,04	2,22	1,41	0,53	1,28
FeO	0,86	1,04	0,31	1,17	0,94	1,04	0,93	1,17	1,08	1,38	1,59	0,70
MnO	0,03	0,02	0,04	0,04	сл.	0,03	0,04	0,01	0,06	0,06	0,05	0,03
MgO	0,18	0,07	0,22	0,30	0,11	0,07	0,07	0,08	0,63	0,34	0,32	0,27
CaO	0,37	0,37	0,42	0,42	0,22	0,32	0,21	0,21	0,85	0,21	0,25	0,32
Na ₂ O	3,74	6,46	4,35	4,20	3,88	4,73	5,21	4,41	5,16	3,73	4,09	6,40
K ₂ O	4,80	3,46	4,44	3,89	5,31	5,19	4,88	5,12	5,19	4,66	4,44	3,66
П. п. п.	1,53	0,48	1,09	1,31	1,00	0,49	0,44	0,63	0,98	1,13	0,91	0,75
P ₂ O ₅	0,05	0,02	0,09	0,16	0,05	0,07	0,02	0,04	0,13	0,07	0,14	0,05
Сумма	99,49	99,53	99,52	99,50	99,72	99,41	99,69	99,51	99,43	99,66	99,46	99,63

Таблица 3 (окончание)

Окислы	Субвулканитические породы							
	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO ₂	74,02	69,69	66,23	65,90	75,96	75,66	75,84	76,23
TiO ₂	0,16	0,52	0,67	0,55	0,06	0,11	0,06	0,08
Al ₂ O ₃	13,35	15,62	15,90	17,39	12,91	12,42	12,63	12,61
Fe ₂ O ₃	1,50	1,89	1,97	1,65	0,42	0,79	0,69	0,90
FeO	0,78	0,72	2,05	1,08	0,90	0,70	1,25	0,49
MnO	0,02	0,02	0,17	0,01	0,02	сл.	0,02	0,09
MgO	0,10	0,13	0,81	0,27	0,07	0,17	0,13	0,13
CaO	0,12	0,21	0,74	0,67	0,21	0,14	0,34	0,10
Na ₂ O	4,31	5,26	6,14	5,61	4,12	3,52	4,14	3,41
K ₂ O	4,26	4,80	3,56	5,76	4,27	5,07	4,26	4,82
П. п. п.	0,84	0,54	1,20	0,88	0,74	1,09	0,24	0,79
P ₂ O ₅	0,05	0,08	0,19	0,05	Н. о.	0,05	0,04	0,05
Сумма	99,51	99,48	99,63	99,82	99,68	99,72	99,64	99,48

Примечание. 1 — туф трахиринитов, сев. часть оз. Тэлмэн-Нур, южнее горы Бага-Шана; 2 — трахиринит, гора Бага-Шана; 3 — туф трахиринитов, в 1,5 км к СЗ от горы Бага-Шана; 4 — туф трахиринитов, 3 км к СЗ от горы Бага-Шана; 5 — туф трахиринитов, р. Холойн-Гол, лев. борт долины в 3 км от устья; 6 — трахиринит, р. Холойн-Гол, лев. борт долины в 3,5 км от устья; 7 — трахиринит, лев. борт долины р. Холойн-Гол, в 2 км от устья; 8 — то же, лев. борт долины р. Холойн-Гол, на перевале; 9 — туф трахиринито-дацитов, гора Бырх; 10 — туф трахиринитов, в 1,7 км севернее горы Их-Шана; 11 — туф трахиринитов, вблизи сев. части горы Их-Шана; 12 — кластолава трахиринито-дацитов, гора Их-Шана; 13 — туф трахиринитов в 1,5 км южнее горы Их-Шана; 14 — трахиринит в 8 км севернее оз. Тэлмэн-Нур на южном склоне горы Ундэр-Ула; 15 — то же, севернее оз. Тэлмэн-Нур, восточнее горы Ундэр-Ула; 16 — трахиринит, севернее оз. Тэлмэн-Нур, в распадке восточнее горы Ундэр-Ула; 17 — то же, там же; 18 — трахидатит, севернее оз. Тэлмэн-Нур, на СВ от горы Ундэр-Ула; 19 — кластолава трахиринитов, севернее оз. Тэлмэн-Нур, на СВ от горы Ундэр-Ула; 20 — то же, севернее оз. Тэлмэн-Нур, севернее колодца Бухан-Хадны-Хулук; 21 — трахиринит севернее оз. Тэлмэн-Нур, у перевала с отм. 1990,0 м; 22 — то же, в 0,7 км ЮЗ перевала с отм. 1990,0 м; 23 — туф трахиринитов севернее оз. Тэлмэн-Нур, на СЗ от горы Сена-Ула; 24 — трахиринит, лев. борт долины р. Тэсийн-Гол; 25 — сиенат-порфир, лев. борт долины р. Холойн-Гол, в 5 км от устья; 26 — то же, лев. борт долины р. Холойн-Гол; 27 — то же, в 2 км южнее горы Бырх; 28 — то же, в 0,5 км южнее горы Бырх; 29 — гранит-порфир, севернее оз. Тэлмэн-Нур, в 1,5 км к востоку от озера; 30 — флюидальный риолит, на СВ от оз. Тагйин-Нур; 31 — гранит-порфир, оз. Холбо-Нур; 32 — кварцевый порфир, в 4 км западнее оз. Тагйин-Нур.

Химические анализы выполнены в Геологическом институте Бурятского филиала СО АН СССР; H₂O не определялся.

Вулканогенные породы

13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
72,36	74,96	75,88	69,18	69,14	66,38	73,12	73,36	72,40	70,34	65,00	70,69
0,21	0,12	0,12	0,49	0,41	0,76	0,20	0,20	0,18	0,48	0,20	0,48
14,30	12,73	12,37	16,11	15,21	15,94	13,31	13,46	13,44	13,55	15,98	15,41
1,60	0,92	0,84	1,18	2,25	3,77	1,53	0,73	1,59	2,76	2,00	0,92
0,78	0,97	0,90	0,99	1,41	0,70	1,00	1,95	0,70	1,48	1,28	1,30
0,07	0,08	0,03	0,03	0,03	0,05	0,02	0,03	0,02	0,12	0,09	0,07
0,52	0,09	0,18	0,09	0,15	0,44	0,26	0,22	0,27	0,12	0,99	0,69
0,39	0,21	0,32	0,37	0,29	0,65	0,22	0,18	0,26	0,21	1,85	0,58
3,88	3,01	3,16	5,98	4,92	5,09	3,52	3,47	3,01	3,68	4,57	2,20
4,32	5,62	4,48	4,07	4,75	3,95	4,81	4,63	6,46	6,30	5,50	5,90
1,48	0,58	1,14	0,91	0,61	1,41	1,28	1,07	1,23	0,40	2,02	1,29
0,12	0,05	н. о.	0,13	0,16	0,26	0,15	0,06	0,09	0,08	0,22	0,07
100,03	99,34	99,42	99,53	99,33	99,40	99,42	99,36	99,65	99,52	99,70	99,60

Одной из характерных особенностей разрезов вулканогенных пород является присутствие на различных уровнях андезито-дацитов и андезито-базальтов, образующих пакки мощностью от 30 до 100 м. Горизонты игнимбритов в большинстве случаев подстилаются риолитами и трахириолитами. В отличие от Тэлмэннурской впадины здесь редко встречаются субвулканические тела, по-видимому, вследствие того, что центральная часть вулканического поля уничтожена интрузиями крупнозернистых порфировидных гранитов, сиенитов и сиенито-диоритов первой фазы тэссского интрузивного комплекса нижнего—среднего девона. Они внедрились, вероятно, в жерловины вулканов центрального типа.

Вулканиды Шурхэамской впадины по химическому составу (см. рис. 9, табл. 4) отвечают кремнекислым породам повышенной щелочности (субщелочным), но щелочные темноцветные минералы и фельдшпатоиды в них отсутствуют. По содержанию окисей натрия и калия они относятся к кали-натриевой серии. В трахиандезитах наблюдается повышенное содержание окиси магния (2,32—2,52%), кальция (2,78—4,68%) и глинозема (17,10—18,36%), т. е. это породы высокоглиноземистые, субщелочные. В целом петрохимические параметры вулканидов Шурхэамской впадины близки к тем, которые типичны для пород Тэлмэннурской впадины.

Верхнехунгуйская впадина. К юго-западу от Шурхэамской впадины, в верховье р. Хунгуй-Гол и оз. Хара-Нур, распространены вулканиды Верхнехунгуйской впадины (см. рис. 1, 16), выделенной В. В. Беззубцевым, В. И. Гольденбергом и И. П. Пугачевой [67] в середине 60-х годов. Впадина разбита разломами на отдельные блоки.

Во впадине залегают две свиты: боронурская вулканогенная и харанурская терригенная. К девону они отнесены условно, по аналогии с девонскими толщами Котловины Больших Озер.

Боронурская свита фацально изменчива. Она несогласно залегает на венд-нижнекембрийских отложениях и представлена андезитовыми и андезито-дацитовыми порфирами дацитами, реже — риолитами, их туфами, игнимбритами и туффитами. Такие вулканиды развиты на междуречье Хунгуй-Гол и Дзабхан-Гол. Здесь в районе Харан-Худук В. И. Гольденбергом и И. П. Пугачевой [18] описан следующий разрез (снизу вверх).

Мощность, м

- | | |
|--|-----|
| 1. Андезитовые порфирыты и их туфы | 150 |
| 2. Литокластические крупнообломочные туфы дацитового состава | 50 |
| 3. Туфы мелко- и тонкообломочные лиловые | 20 |
| 4. Андезитовые порфирыты, часто миндалекаменные | 30 |

Таблица 4

Химический состав вулканогенных пород Шурхээмской впадины

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	70,86	72,54	62,48	65,46	61,19	66,13	74,50	67,57	75,89	76,19	73,70	58,96
TiO ₂	Н. о.	0,30	0,72	0,38	0,60	0,60	0,12	0,60	0,16	0,18	0,28	0,96
Al ₂ O ₃	15,00	15,40	15,81	15,93	18,36	16,00	12,66	15,32	13,10	13,00	13,69	17,10
Fe ₂ O ₃	0,97	1,16	2,45	1,75	3,70	1,86	1,00	1,25	0,75	0,50	1,08	2,64
FeO	1,55	0,45	2,64	1,90	0,58	2,16	1,17	2,06	0,88	0,92	1,39	3,30
MnO	0,09	0,06	0,10	0,10	0,07	0,13	0,05	0,41	0,05	0,05	0,06	0,11
MgO	0,34	0,20	2,15	0,90	2,38	1,10	0,10	0,88	0,03	0,08	0,26	2,52
CaO	0,41	0,14	3,42	2,00	2,78	2,08	0,15	1,45	0,24	0,24	0,84	4,68
Na ₂ O	4,32	3,87	3,63	4,61	5,37	4,75	4,45	7,02	3,74	3,80	3,85	3,86
K ₂ O	4,80	4,21	4,52	4,50	2,00	3,29	4,94	2,31	5,25	5,10	4,94	3,22
П. п. п.	1,19	1,17	1,28	1,66	2,22	1,90	0,62	0,50	0,30	0,27	0,42	2,11
P ₂ O ₅	0,09	0,08	0,30	0,18	0,24	0,20	0,05	0,15	0,05	0,04	0,06	0,33
CO ₂	0,55	0,22	0,22	0,44	0,77	0,45	0,11	0,11	Н. о.	0,10	0,33	0,11
Сумма	99,62	99,58	99,50	99,37	99,49	100,20	99,81	99,52	100,44	100,37	100,48	99,73

Примечание. 1 — туф трахириолита, лев. борт долины ур. Дунд-Шурхэ-Ам; 2 — трахириолит, там же, в 2 км от устья; 3 — туф трахидациито-андезитового состава, там же; 4 — туф трахириолито-дацитового состава, там же, в 8 км от устья; 5 — трахиандезит, перевал Сарин-Даба; 6 — туф трахириолито-дацитового порфира, верховье долины ур. Дунд-Шурхэ-Ам; 7 — туф трахириолитового порфира с псевдофлюидальным цементом, юго-восточнее в 2,5 км от оз. Ангирт-Нур; 8 — туф трахириолито-дацита, лев. борт ур. Убур-Ангирт-Ам; 9 — туф трахириолита, лев. борт долины ур. Шурхэ-Ам, в 11 км от устья; 10 — трахириолит тонкофлюидальный, лев. борт долины ур. Шурхэ-Ам, в 11 км от устья; 11 — трахириолит, лев. борт долины ур. Шурхэ-Ам, в 12 км от устья; 12 — трахиандезит, у высоты с отметкой 2064 м.

Химические анализы выполнены в Геологическом институте Бурятского филиала СО АН СССР.

Мощность, м

5. Средне-и крупнообломочные туфы андезитового и дацитового состава, маломощные покровы андезитовых лавобрекчий	60
6. Вулканическая туфобрекчия дацитового состава с прослоями туффитов	30
7. Туфы литокластические дацитового состава светло-зеленые	150
8. Андезито-дацитовые темно-серые порфиры	150
9. Туфы, аналогичные описанным в слое 7	200
10. Стекловатые, черные дациты	250
11. Литокластические дацитовые туфы	300

Общая мощность разреза 1390 м.

По В. А. Благоднарову и др. [18], в районе гор Убур-Худутун и Хара-Ула боронурская свита сложена однообразными псевдофлюидальными туфами дацитов с подчиненными покровами риолитов и андезитовых порфиритов. В окрестностях горы Цаган-Хайрхан-Ула в средней части ее разреза присутствуют темно-серые игнибриты андезито-дацитового состава. Мощность боронурской свиты колеблется от 600 до 1500 м.

Харанурская терригенная свита с размывом и несогласием залегает на вулканитах боронурской свиты, отложениях венда — нижнего кембрия и нижнепалеозойских гранитоидах. Свита сложена в основном серыми, лиловато-серыми, зеленовато-серыми и фиолетовыми песчаниками, конгломератами и гравелитами. Кроме того, В. В. Беззубцев отмечает, что близ оз. Хара-Нур в ней встречаются горизонты лав и туфов кислого и среднего составов [18].

Ойгоннурская впадина, или мутьда (см. рис. 1, 17), расположена в 40 км к северо-западу от оз. Тэлмэн-Нур. Здесь, в 18—20 км к востоку от оз. Ойгон-Нур, на междуречье Могойн-Гол и Джинсейин-Гол в поле вулканитов, ранее выделенных как венд—нижнекембрийские, нами обнаружены обуглившиеся остатки древесины и листьев лепидофитов (рис. 11). Плохая сохранность флоры не позволяет определить ее точный возраст, однако, по мнению М. В. Дуранте, она древнее верхнепалеозойской. Девонский возраст вулканитов Ойгоннурской впадины принят условно. По составу и характеру залегания вулканогенные породы сопоставляются с породами Тэлмэннурской впадины.

Поле вулканитов тяготеет к зоне Северо-Хангайских (Болнайских) разломов. Вулканогенная толща представлена серыми, зеленовато- и коричневатосерыми риолитами и трахириолитами, их туфами и туфобрекчиями, ороговикованными фельзитами и туфогенно-осадочными породами общей мощностью до 2000 м. Породы катаклазируют

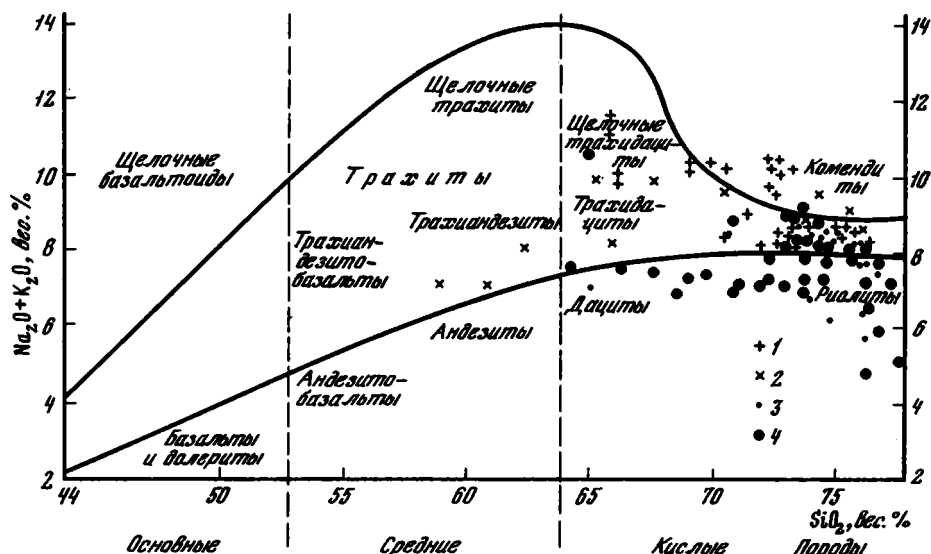


Рис. 9. Петрохимическая диаграмма составов девонских вулканогенных пород

1—2—зона Хангайских разломов: 1—Тэлмэнурская впадина; 2—Шурхээмская впадина; 3—Северо-Хэнтийское поднятие; 4—Южно-Норовлинское вулканическое поле. Составы пород различной щелочности разделены линиями

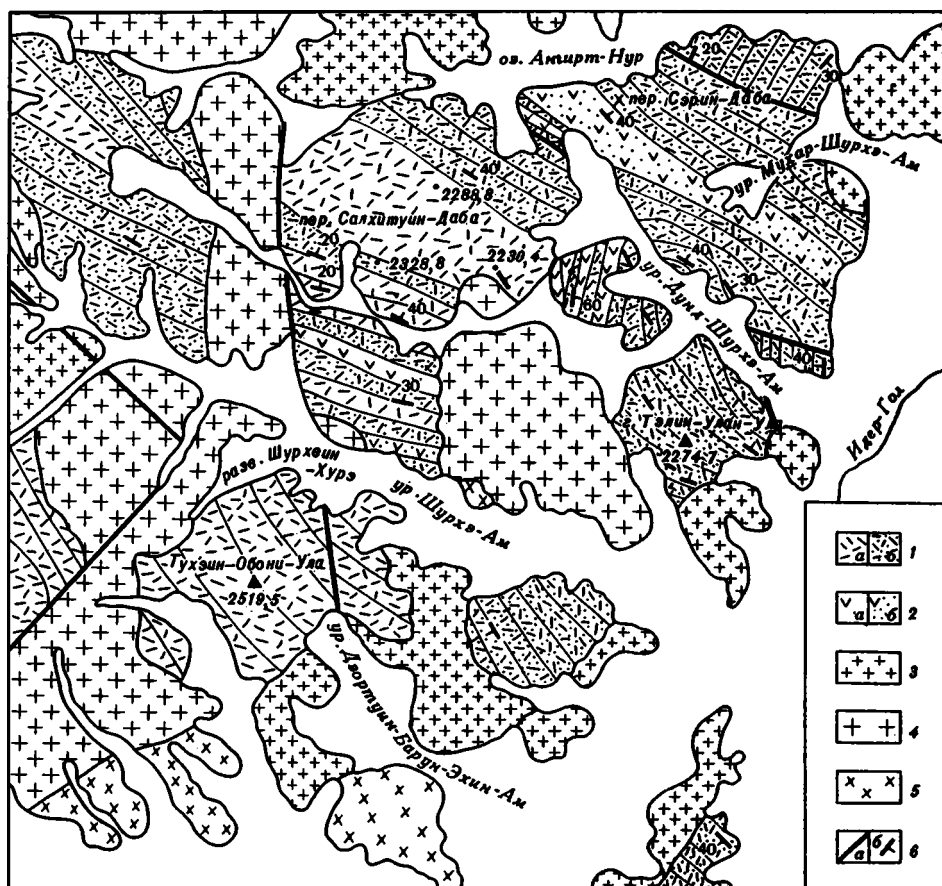


Рис. 10. Схема геологического строения Шурхээмской впадины. Сост. И. В. Гордиенко

1—2—продукты девонской вулканической деятельности: 1—преимущественно риолиты, риолито-дациты и трахириолиты (а) и туфы того же состава (б), 2—андезитовые порфириты (а) и их туфы (б); 3—4—продукты синхронной девонской интрузивной деятельности (тэсский комплекс): 3—среднезернистые существенно микроклиновые граниты (II фаза), 4—крупнозернистые порфировидные граниты, сенииты и сенитодиориты (I фаза); 5—нижнепалеозойские гранитоиды (граниты, гранодиориты, габбродиориты, габбро); 6—разрывные нарушения (а) и углы напластования в туфах (б)

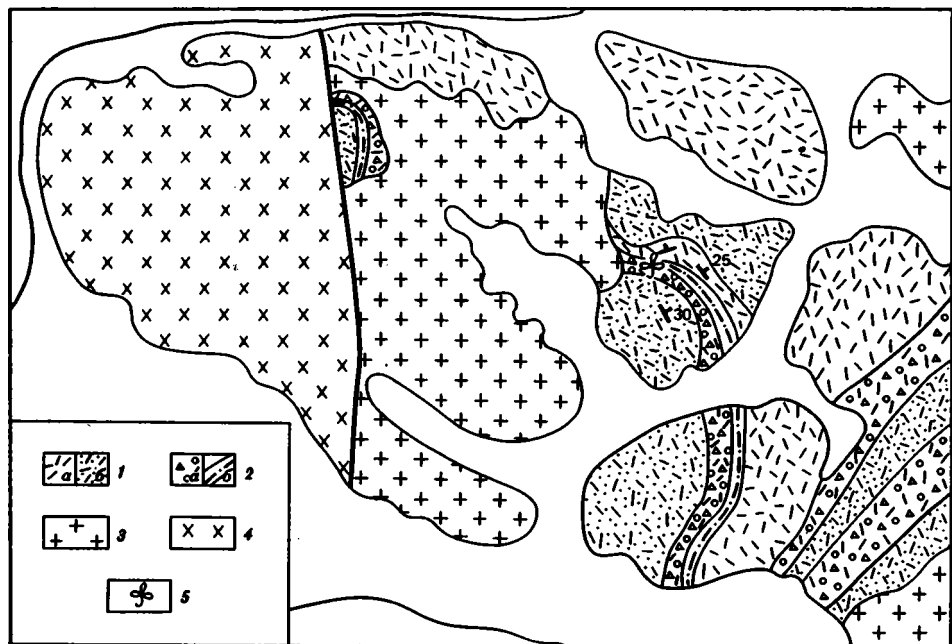


Рис. 11. Фрагменты геологического строения юго-западной части Ойгоннурской впадины. Сост. И. В. Гордиенко

1—2 — девонские вулканогенные образования: 1 — лавы (а) и туфы (б) риолитов и трахириолитов, 2 — туфоконгломераты, туфобрекчии (а) и туфопесчаники (б); 3 — розовые порфировидные граниты и граносиениты тэсского комплекса среднего палеозоя; 4 — гнейсовидные граниты и гранодиориты тэлминского комплекса нижнего палеозоя; 5 — место находки флоры

ваны и рассланцованы вдоль разломов и прорваны розовато-серыми порфировидными крупнозернистыми гранитами первой фазы девонского тэсского интрузивного комплекса. Толща имеет субмеридиональное, с отклонением к северо-западу простирание и сравнительно пологое падение (25—30°). Горизонт туфоконгломератов и туфопесчаников с флорой мощностью 15—20 м находится в средней части разреза. В гальке туфоконгломератов много роговиков и аляскистов, иногда гнейсовидных гранитов.

Поля вулканогенных пород распространены к северу и северо-востоку от оз. Ойгон-Нур вплоть до долины р. Тэсийн-Гол, где нами наблюдалось налегание вулканомиктовых конгломератов на венд—нижнекембрийские известняки. Выше конгломератов залегают рассланцованные светло-серые риолиты и трахириолиты (табл. 3, anal. 24).

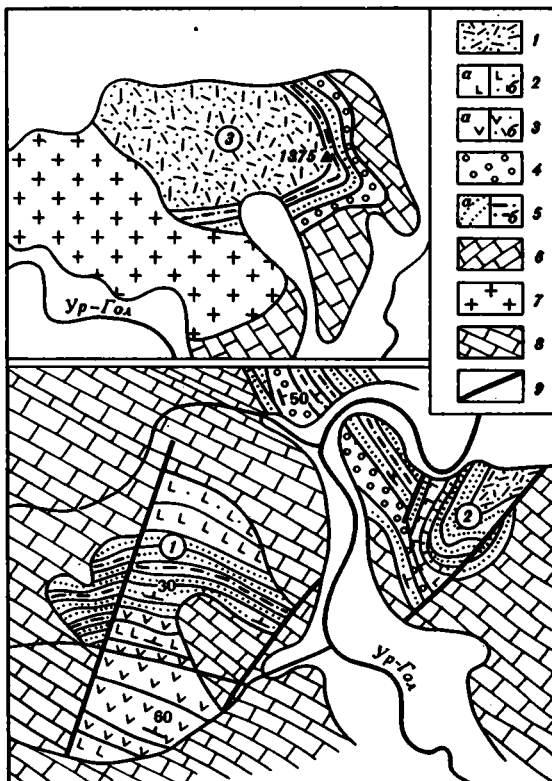
Урго́л-Э́гийно́льская группа впа́дин. К девону условно могут быть отнесены осадочные и осадочно-вулканогенные толщи Урго́л-Э́гийно́льской группы (рис. 1, 18) небольших разрозненных впадин: Тэрхинго́льской, Тарвагата́йской, Дээрлэг-го́льской и Уйла́нго́льской (рис. 12), расположенных в джидинской зоне каледонид. В. А. Благонравов и Н. С. Зайцев [67] считают отложения, залегающие в этих впадинах, средне-верхнекембрийско-ордовикской молассой каледонид, но мы полагаем возможным присоединить к мнению В. Г. Беличенко (6), сопоставляющей их с хурликской свитой р. Джиды условно девонского возраста. Такое предположение отчасти подтверждается находками растительного дётритуса среди красноцветно-вулканогенных отложений этих впадин. Из перечисленных структур Тэрхинго́льская впадина, расположенная на левобережье р. Эгийн-Гол, выполнена песчано-конгломератовыми отложениями, остальные сложены осадочно-вулканогенными толщами.

Наиболее интересной из них является *Тарвагата́йская впадина*. Ее размеры составляют 6 × 4 км, расположена она на левом берегу долины р. Тарвагата́йн-Гол — правого притока р. Ур-Гол. Впадина наложена на складчатое основание, представленное венд-нижнекембрийскими известняками. Крылья ее осложнены разломами северо-восточного простирания. Углы падения пород в юго-западном крыле довольно крутые (45—60°), к северо-востоку они выпадают до 30°. Породы, выполняющие впадину, представлены базальтами, андезито-базальтами, андезитовыми порфиритами и их туфами, а также песчаниками, алевролитами, гравелитами и аргиллитами. На левом берегу долины р. Тарвагата́йн-Гол, в 5 км от устья, снизу вверх по склону на северо-восток вкрест простирания толщи мы наблюдали следующий разрез.

Рис. 12. Схема распространения девонских (?) осадочно-вулканогенных отложений Ургол-Эггингольской группы впадин. Сост. И. В. Гордиенко

1—6 девонские (?) осадочно-вулканогенные образования: 1 — окарцованные риолиты и их туфы, 2 — базальтовые порфиры (а) и их туфы (б), 3 — андезитовые и андезито-базальтовые порфиры (а) и их туфы (б); 4 — конгломераты, 5 — песчаники, гравелиты (а) и алевролиты (б), иногда с туфогенным цементом, 6 — кавернозные известняки; 7 — розовые граниты тэсского комплекса нижнего—среднего девона; 8 — венд-нижнекембрийские известняки, кварциты, конгломераты, гипербазиты; 9 — разрывные нарушения.

Мульды (цифры в кружочках): 1 — Тарвагатайская; 2 — Дээрлэггольская; 3 — Уилгангольская



Видимая мощность, м

1. Базальты и андезито-базальты, крупнолейстовые, среднелейстовые и афировые, миндалекаменные, эпидотизированные и гематитизированные; аз. пад. СВ 10°, <60°.	50
2. Андезиты окремненные и гематитизированные	100
3. Плагноклазовые порфиры	100—150
4. Афировые, гематитизированные, порфиры	100
5. Пироксеновые базальты и их туфы	150
6. Зелено- и красноцветные полимиктовые песчаники и гравелиты с обломками коричневых аргиллитов и редким растительным детритусом	100—150
7. Зеленовато- и буровато-серые песчаники и алевролиты, рассланцованные, биотитизированные, аз. пад. СВ 20°, угол 30°	500
8. Красновато-серые песчаники, роговики и кварцитовые песчаники	300
9. Афировые базальты и андезито-базальты	50
10. Туфы и туфобрекчии базальтов и андезито-базальтов с обломками мраморизованных известняков	100

Общая видимая мощность пород по разрезу 1650 м.

В 3 км к востоку от Тарвагатайской впадины, на левом берегу долины р. Ургол, в 5 км выше устья р. Дээрлэг-Гол расположена Дээрлэггольская впадина. Здесь на крутопадающих на северо-запад венд-нижнекембрийских известняках с прослоями известковистых конгломератов залегает осадочно-вулканогенная толща условно девонского возраста. Для нее типичен следующий разрез. На мраморизованных известняках с угловым несогласием лежат:

Видимая мощность, м

1. Песчаники и гравелиты полимиктовые, разнозернистые, участками переходящие в мелкогалечные конгломераты. В верхней части появляется прослой зеленоватых аргиллитов мощностью 2 м; аз. пад. СВ 70—80°, <60°	200
2. Крупногалечные и мелкогалечные конгломераты с полимиктовым цементом и галькой метаморфических пород, аплитовидных гранитов и известняков. Среди конгломератов наблюдаются прослои и линзы песчаников и гравелитов	
3. Красноцветные полимиктовые песчаники	

	Мощность, м
4. Темные миндалекаменные базальты	50
5. Туфы базальтов	10
6. Кремовые, кавернозные известняки	50
7. Желтовато-серые песчаники и туфы кислого состава	100
Общая мощность разреза 540 м.	

Осадочно вулканогенные отложения Дээрлэггольской впадины выходят также на правом борту долины р. Ур-Гол, где разрез повторяется, однако мощность конгломератов, песчаников и гравелитов увеличивается до 1300 м.

В 20 км к северо-северо-западу от Тарвагатайской и Дээрлэггольской впадин, на междуречьи Ур-Гол и Уйлган-Гол, размещается небольшая (5,5 × 3 км) *Уйлгангольская впадина*. По правому борту долины р. Уйлган-Гол, в 5,5 км от устья, наблюдается следующий разрез. На интенсивно дислоцированных серых и темно-серых мраморизированных известняках нижнего кембрия, прорванных гипербазитами, полого залегают снизу вверх:

Мощность, м

1. Серые, красновато- и зеленовато-серые конгломераты с песчаниково-гравелитовым цементом. Галька конгломератов хорошо окатана, размеры ее от 1—2 до 30—40 см. Представлена она кремнистыми породами, порфиритами, аплитовидными гранитами, микросиенитами, реже — известняками и кварцем 50
2. Светло-серые и желтовато-серые песчаники, туфопесчаники, окварцованные риолиты 100—150

Общая мощность этого разреза 200 м.

Породы прорваны сетью мелких кварцевых жил и прожилков, а также розовыми порфировидными девонскими гранитами.

В целом вулканогенные породы рассмотренных впадин — Тэрхингольской, Тарвагатайской, Дээрлэггольской и Уйлгангольской — представлены преимущественно базальтами, андезито-базальтами, андезитовыми порфиритами и их туфами, а также риолитами, туфогенно-осадочными и осадочными породами.

ЦЕНТРАЛЬНАЯ МОНГОЛИЯ

Специфика вулканизма этого района определяется наличием внутриконтинентального Хангай-Хэнтэйского морского бассейна, в котором накапливались мощные кремнисто-терригенные и терригенные толщи геосинклинального типа. Он имел субширотную дугообразную форму, протяженность его на территории Монголии составляла около 1000 км, ширина 150—200 км, и состоял из цепочки конседиментационных прогибов — Хангайского, Западно-Хэнтэйского, Хэнтэйского и Агинского, разделенных поперечными поднятиями. Хангай-Хэнтэйский морской бассейн был отделен от Южно-Монгольского узким (100—300 км) Центрально-Монгольским поднятием, в пределах которого сосуществовали регенерированные морские прогибы — нижнедевонские (Туингольский, Прикеруленский), среднедевонские (Шарахадинский) или выполненные отложениями всех отделов девона (Баяндунгский), а также разделяющие их поднятия более высоких порядков.

Вулканизм проявлялся начиная с нижнедевонской эпохи до франского века включительно. В прогибах наряду с морскими терригенными отложениями в небольшом количестве накапливались вулканиты основного и среднего составов и их туфы. Более интенсивный вулканизм — субаэральный, прибрежно-морской и континентальный — был сосредоточен на поднятиях, причем главным образом на поднятиях северного обрамления Хангай-Хэнтэйской системы прогибов (см. рис. 1). На юге региона он изучен еще недостаточно, сведений о нем немного. Так, для Средне-Гобийского поднятия В. А. Бобров и Е. А. Модзалевская установили присутствие туфов кислого состава в сероцветной живетской молассе, а О. Д. Суетенко наблюдала покровы андезито-базальтов и базальтов среди пестроцветной молассы франского возраста [18].

Севернее Хангай-Хэнтэйских прогибов вулканические поля сконцентрированы преимущественно в двух ареалах — Северо-Хангайском и Северо-Хэнтэйском (см. рис. 1). Для них обоих ведущими в размещении вулканогенных структур являются разломы восток-северо-восточного направления, входящие в систему Монголо-Охотского линеймента.

В северном обрамлении Хангайского прогиба континентальные вулканы наиболее широко распространены в восточной части Ундуруланского поднятия. Они тяготеют к крупному структурному узлу, охватывающему разломы и складчатые структуры северо-западного, субширотного и северо-восточного направлений. Вулканы слагают здесь поля, останцы и провесы кровли среди средне- и верхнепалеозойских гранитоидов, а на западе ареала подстилаются более древними комплексами. Общая конфигурация ареала их распространения имеет форму субширотного клина, раскрывающегося на восток. Протяженность его около 110—130 км, ширина на востоке — 140 км, на западе — 15—20 км (см. рис. 1).

На юго-востоке ареала кислые вулканы принимают участие в строении девонской эрдэньцогтинской свиты, слагающей северо-восточное крыло Хангайского прогиба. И. Б. Филиппова [69] выделяет в этом районе (бассейн р. Хойт-Тамир-Гол) особый вулканогенно-осадочный тип разреза данной свиты, представленный разнотекстурными вулканомиктовыми песчаниками, чередующимися с пластами риолитов и риолито-дацитов, а также с пачками их темно-серых туфов и туфобрекчий. Севернее вулканами сложена крупная структура, которую Л. П. Зоненшайн [30] относит к западному флангу Орхонского наложенного прогиба. Его юго-западная часть описана ниже С. П. Гавриловой и Д. Оролом под названием Тарятского прогиба, северо-восточная — И. В. Гордиенко под названием Ацатунинской впадины.

Т а р я т с к и й п р о г и б. Девонские отложения Тарятского прогиба считаются хорошо изученными и стратотипическими для обширной территории Центральной и Северной Монголии. В современных контурах этот прогиб представляет собой вытянутую в северо-восточном направлении структуру протяженностью 110—130 км, шириной 25—40 км (см. рис. 1, 19). Значительная часть слагающих его толщ поглощена разновозрастными гранитоидами. Лучше всего сохранилась его юго-западная часть, а также расположенная на северо-востоке Ацатунинская впадина; центральная часть восстанавливается по останцам и ксенолитам вулканогенных и осадочных пород, часто очень сильно измененным.

Нижнедевонские толщ с фауной в бассейнах р. Сумэин-Гол, Чулутун-Гол и в районе оз. Тэрхин-Цаган-Нур известны с начала 30-х годов [60]. Впоследствии их обследовали В. И. Гольденберг, Е. Е. Федоров, М. Е. Федорова, а затем Б. Лувсанданзан. В. И. Гольденберг с сотрудниками [18] расчленили их на три свиты (снизу вверх): 1) наринскую, нижнедевонскую, сложенную лавами и туфами кислого и среднего состава; 2) тарятскую конгломерато-песчано-алеволитовую с морской фауной нижнего девона; 3) хунейскую, представленную вулканами среднего и кислого состава, в целом более кислого, чем наринская.

На основании перекрытия пород хунейской свиты толщей с нижнекаменноугольной морской фауной был принят ее среднедевонский возраст, возможно, частично верхнедевонский. Опорный разрез для такого расчленения описан В. И. Гольденбергом юго-восточнее оз. Тэрхин-Цаган-Нур на левобережье р. Нарийн-Гигчэний-Гол. Этот разрез до последнего времени рассматривался как наиболее представительный для девонских толщ северного обрамления Хангай-Хэнтэйской системы. Считалось, что широтная горная гряда, протягивающаяся на восток к р. Чулутун-Гол, с вершинами Оцон-Ула, Уха-Ула, Хайрхан-Бургулту-Ула сложена вулканами наринской свиты, перекрытой на северном и южных склонах горы Оцон-Ула и южных склонах горы Хайрхан-Бургулту-Ула породами тарятской свиты. На северо-западных склонах горы Оцон-Ула (юго-восточнее озера Тэрхин-Цаган-Нур) на них, в свою очередь, залегают вулканы хунейской свиты. К хунейской свите были отнесены также выходы вулканогенных пород по левобережью р. Сумэин-Гол, перекрытые в бассейне ее левого притока р. Дэд-Борэлд-жутийн-Гол терригенной толщей, возраст которой считался нижнекаменноугольным [15, 16, 18]. За пределами этого участка к наринской свите были отнесены вулканы, расположенные восточнее р. Чулутун-Гол, у сомона Ундур-Улан, а к хунейской — крупные поля вулканитов, развитые в бассейнах рек Чулутун-Гол, Хануй-Гол, Хуней-Гол, Хойт-Тамир-Гол, т. е. большинство выходов вулканогенных пород северного обрамления Хангайского прогиба [15, 16].

Детальные работы, проведенные авторами совместно с К. Л. Волочковичем в районе оз. Тэрхин-Цаган-Нур и в бассейне р. Сумэин-Гол, заставили внести существенные коррективы в приведенную схему стратиграфического расчленения толщ. Оказалось, что район горы Оцон-Ула сложен наряду с девонскими толщами песчано-конгломератовой толщей нижнего карбона, а также флористически охарактеризованными пермскими осадочными породами.

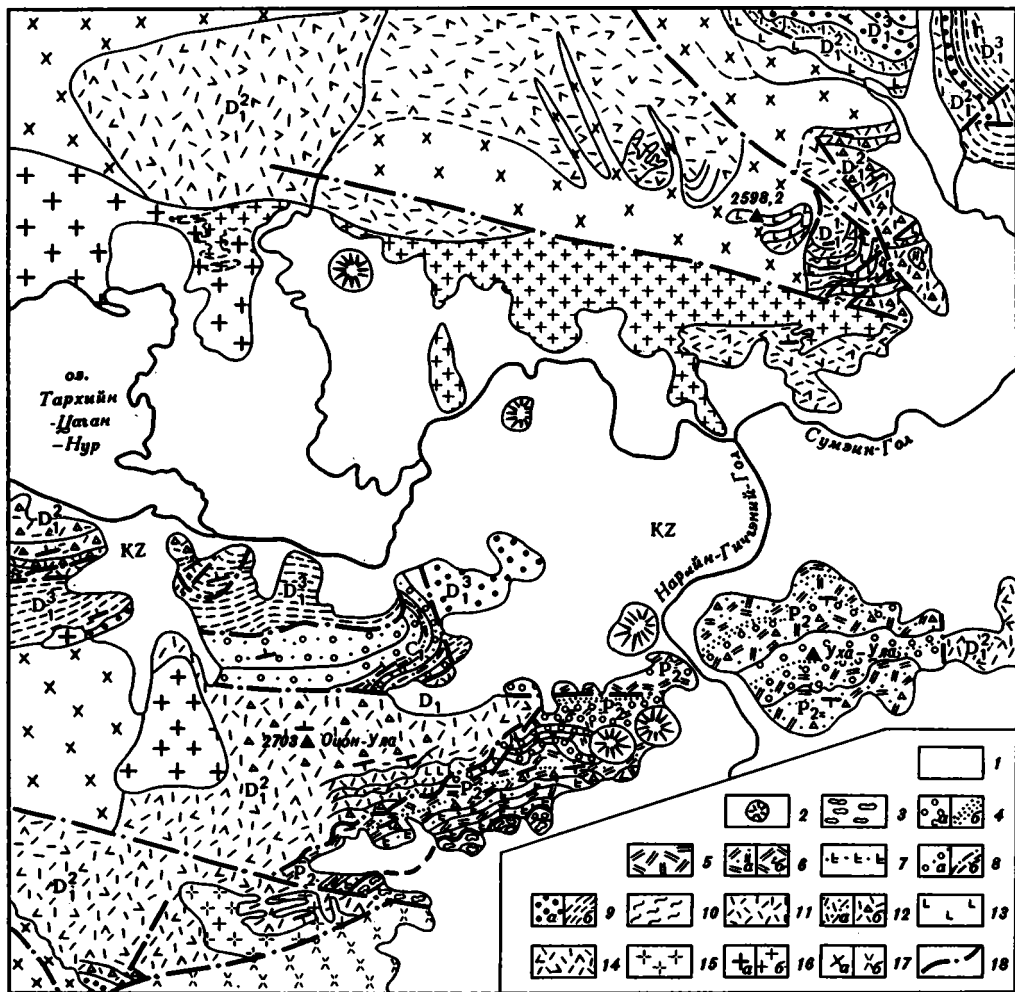


Рис. 13. Геологическая карта района пос. Тариат. Сост. К. Л. Волочкович, С. П. Гаврилова, Д. Оролмаа с использованием материалов В. И. Гольденберга, Е. Е. Федорова, М. Е. Федоровой

1 — кайнозойские базальты и рыхлые отложения; 2 — четвертичные вулканы; 3 — песчано-конгломератовая свита неустановленного, возможно позднепермского, возраста; 4—7 — верхнепермская оцонинская свита: 4 — терригенные отложения: а — конгломераты, б — песчанники, туфопесчанники, туффиты; 5 — риолиты; 6 — риолитовые: а — туфы, б — туфовые и лавовые брекчи; 7 — андезит-базальты, туфы, туфовые брекчи; 8 — нижнекаменноугольные отложения: а — конгломераты, б — гравелиты, песчанники, алевролиты; 9—14 — образования нижнего девона установление и предполагаемые: 9 — терригенные: а — конгломераты, б — гравелиты, песчанники, алевролиты, аргиллиты, 10 — туфогенно-осадочные брекчи, туфопесчанники, туфоалевролиты, кремнистые алевролиты, кремнистые туффиты, яшмовиды, 11 — риолиты и дациты, 12 — риолитовые и дацитовые: а — туфы, б — туфовые и лавовые брекчи, 13 — базальтовые лавы и силлы, 14 — нерасчленившиеся поля вулканитов преимущественно кислого состава; 15 — мелкозернистые субщелочные граниты и граносиениты; 16 — лейкократовые граниты: а — биотитовые крупнозернистые, б — амфибол-биотитовые мелко- и микрозернистые; 17 — тоналиты, гранодиориты, плагиограниты, адамеллиты: а — верхнепалеозойские, б — возможно, кембрийские; 18 — разломы

дочно-вулканогенными и перекрывающими их терригенными отложениями (рис. 13). Пермские осадочно-вулканогенные толщи, ранее выделявшиеся в качестве наринской свиты, слагают юго-восточные склоны горы Оцон-Ула, где граничат с нижнедевонскими вулканитами по взбросу, падающему на северо-запад, и прослеживаются далее на восток в район горы Уха-Ула. В разных частях разреза этой толщи Д. Оролмой собраны остатки флоры, принадлежащие, по заключению М. В. Дуранте, грациленто-бревифолиевому комплексу верхней перми. На левобережье р. Нарийн-Гичгэний-Гол пермские вулканиты перекрывают конгломератами поздней перми или пермо-триаса, которые ранее включались в состав тарятской свиты. Наряду с этим авторам пришлось отказаться от выделения в изученном районе хунейской свиты на основании следующих данных. На правобережье р. Дэд-Борэлджутийн-Гол базальные горизонты терригенной толщи, залегающей с размывом и с конгломератами в основании на кислых вулканитах, относимых к хунейской свите, содержат фаунистические и флористические остатки нижнедевонского возраста. Этот район осматривался нами совместно с К. Л. Волочковичем, И. В. Гордиенко, В. А. Павловым, а затем повторно К. Л. Волочковичем, Р. Е. Алексеевой

и Мендбаяр. По данным К. Л. Волочковича, нижнекаменноугольная конгломерато-песчано-алевролитовая толща, литологически идентичная нижедевонской, залегает на ней далее к северо-востоку, слагая ядро Сумэинской синклинали.

На юго-восточном берегу оз. Тэрхин-Цаган-Нур отсутствует отмечавшееся ранее налегание вулканитов на терригенную толщу. Контакт между ними обнажен на двух параллельных гребнях: на западном он проходит по разлому, на восточном контакт имеет вертикальное падение и несколько неровную форму. Темные алевриты и песчаники образуют небольшие заливообразные участки угловатой формы среди осветленных риолитовых лавовых брекчий; вблизи контакта песчаники содержат угловатые и округлые обломки риолитов размером до нескольких сантиметров, а также линзовидные обособления, сложенные риолитовыми гравелитами и мелкогалечными конгломератами. Такие соотношения больше похожи на перекрытие осадочной толщей вулканитов, хотя и не исключен тектонический характер контакта. Следовательно, два факта, на которых базировалось выделение хунэйской свиты, — залегание ее на нижедевонской терригенной и перекрытие ее нижекаменноугольной терригенной толщами — не подтвердились.

В результате проведенных исследований К. Л. Волочковичем, С. П. Гавриловой и Д. Оролмой разработана следующая схема стратиграфического расчленения средне- и верхнепалеозойских толщ бассейна р. Сумэин-Гол (снизу вверх).

1. Вулканогенные образования (за которыми целесообразно сохранить название наринской свиты), состоящие из двух толщ: а) нижней осадочно-вулканогенной с вулканитами контрастного состава; б) верхней вулканогенной, преимущественно кислого состава;

2. Нижедевонская тарятская свита конгломерато-песчано-алевролитовая;

3. Нижнекаменноугольная конгломерато-песчано-алевролитовая свита.

4. Верхнепермская оцонулинская¹ осадочно-вулканогенная свита, состоящая из двух толщ: а) песчано-конгломерато-риолитовой; б) туфогенной смешанного состава;

5. Песчано-конгломератовая свита не установленного возраста.

Нижедевонский возраст вулканитов *наринской свиты* принят в известной мере условно. Четко устанавливается их верхняя возрастная граница, поскольку вулканиты в ряде мест перекрыты нижедевонскими отложениями. Возраст последних, несмотря на обилие в них остатков фауны, трактуется неоднозначно: по Казахстанской шкале — верхами жедина (прибалхашский горизонт), по Алтае-Саянской — второй половиной нижнего девона или нижним эansom. Подстилающая толща, преимущественно терригенного состава, метаморфизованная в условиях фации зеленых сланцев, по мнению одних исследователей (Л. П. Зоненшайн, И. Б. Филиппова), имеет нижнепалеозойский, по мнению других (Н. С. Зайцев) — рифейский возраст. Авторы разделяют вторую точку зрения.

Вулканиты наринской свиты слагают крылья Тарятского наложенного прогиба, выходят в осевых частях антиклинальных складок и горст-антиклиналей. Они неравномерно дислоцированы — местами залегают полого, спокойно, в других участках имеют крутое, почти вертикальное падение. Породы разбиты разломами субширотного, северо-западного и северо-восточного направлений на отдельные блоки. Характерны узкие зоны повышенного расщепления, в пределах которых породы превращены в порфирионды и порфиритонды; в других разломных зонах они осветлены и ожелезнены. Вулканиты прорваны разновозрастными гранитоидами; выходы их представляют собой крупные останцы. Все это затрудняет изучение разрезов и делает практически невозможным составление сводного разреза. Тем не менее в составе свиты можно выделить две толщи — нижнюю, осадочно-вулканогенную, и верхнюю, вулканогенную.

Нижняя осадочно-вулканогенная толща слагает горы на левобережье р. Сумэин-Гол, напротив впадения в нее р. Нарийн-Гичгэний-Гол. Простирается пород здесь субширотное и северо-западное, падение северное, пологое (5—20°). В 3,5 км к северо-востоку от устья р. Нарийн-Гичгэний-Гол наблюдается снизу вверх следующий разрез толщи (рис. 14, см. вкл.).

Мощность, м

1. Слоистая пачка; в нижней ее части чередуются тонкие (5—10 см) прослои песчаников и более грубые (до 50 см) слои осадочных брекчий; в верхней части — пласты (1—2 м) зеленовато-серых туфопесчаников и туфобрекчий, состоящих из обломков андезито-базальтов и более редких обломков риолитов

видимая 35

¹ Характеристика свиты приведена ниже.

2. Песчаники светлые, зеленовато-серые, слоистые (2—10 см) 20
3. Песчано-алевролитовая пачка тонкослоистая, ритмичного строения; в составе ритмов мощностью от 1—2 см до 5—10 см участвуют среднезернистые песчаники, алевролиты, кремнистые алевролиты, редко встречаются гравелиты; в средней части пачки присутствуют тонкослоистые (до 1—2 см) светло-серые, темно-серые и зеленовато-серые кремнистые туффиты с прослоями белых полевошпатовых песчаников 60
4. Туфопесчаники (0,5—1 м), чередующиеся с мелкообломочными конглобрекциями (1—1,5 м), в составе обломочного материала преобладают зеленовато-серые и фиолетовые базальты 5
5. Базальтовые туфы фиолетовые и серо-фиолетовые, слоистые, среди них залегают выклинивающиеся покровы базальтов (3—25 м); выше — базальты, слагающие несколько покровов мощностью от 3—4 м до 12—15 м; породы миндалекаменные с шаровой, плитчатой и мелкокомковатой отдельностью, зеленовато-серые, с вкрапленниками плагиноклаза и пироксена в центральных частях крупных покровов, фиолетовые, часто дезинтегрированные, глыбовые, шлакового облика в верхних частях крупных покровов и в маломощных покровах, чередуются с туфами 100—120
- Базальты и нижележащие породы расщелены экструзивным телом автобрекчий плагиопорфиров. Оно круто, под углом 70—80° падает в западном направлении, а по восстанию выполаживается до 20°; от его нижней части отходят крутопадающие и пологие постоянные апофизы. Мощность тела достигает 70 м, апофиз — 1,5—3 м. Тело и апофизы сложены брекчиевидными плагиопорфирами с фельзитовидными обломками фиолетового, розового и серого цвета и вкрапленниками плагиноклаза в цементирующей массе.
6. Туфогенно-осадочная пачка, состоящая из серых слоистых кремнистых туффитов и риолитовых туфовых брекчий, содержащих фрагменты взломанных прослоев кремнистых туффитов 7
7. Базальты зеленовато-серые миндалекаменные и их туфы 9
8. Тонкослоистая (1—10 см) пачка, состоящая из зеленовато-серых и голубовато-зеленых яшмовидных кремнистых пород, серо-фиолетовых и серых алевролитов и песчаников со знаками ряби на поверхности слоев; встречаются линзовидные прослои темно-зеленых туффитов основного состава; среди осадочных пород присутствуют согласные силлы долеритов мощностью до 10 м, соединяющиеся крутопадающими дайками того же состава, реже встречаются штокверковидные долеритовые тела 75
9. Темно-серые и черные плагиоклазовые порфиры и их брекчий, переслаивающиеся со светлыми буровато-серыми дацитами; мощность покровов от 3—6 до 10 м, их нижние поверхности обычно неровные, волнистые, сложены флюидално полосчатыми разновидностями пород 45
10. Туфогенно-осадочная пачка, состоящая из тонких (5—6 см) прослоев бурых кремнистых туффитов и алевролитов и более грубых слоев (30—50 см) мелкообломочных туфов и туфобрекчий кислых вулканитов; в центральной части пачки прослеживается шестиметровый пласт среднезернистых песчаников 20
11. Пироксен-плагиоклазовые диабазы микрокристаллические, вблизи верхней поверхности миндалекаменные; возможно, слагающие пластовое тело 10
12. Кремнистые алевролиты, песчаники, гравелиты, осадочные брекчий; в верхней части пачки — два пластовых тела или покрова зеленовато-серых базальтов афировых и миндалекаменных мощностью 15 и 10 м 40
13. Риолиты и их туфы видимая 15

Последние пачки слагают возвышенные участки на водораздельной поверхности хребта; на его склонах и в понижениях рельефа вскрыты более молодые адамеллиты и гранодиориты. Видимая мощность толщи в приведенном разрезе составляет 460 м. Количественное соотношение слагающих ее пород следующее: осадочные и туфогенно-осадочные — 47%, базальты и их туфы — 35%, кислые вулканиты и их пирокластика — 18%; характерен контрастный состав эффузивных пород.

Толща кислых вулканитов отделена от осадочно-вулканогенной толщи разломами северо-западного простирания, в пределах которых породы рассланцованы, брекчированы, осветлены и местами окварцованы. Соотношения обеих толщ наблюдать не удалось. Представление о более древнем возрасте осадочно-вулканогенной толщи основано на присутствии обломков характерных для нее осадочных пород среди пород вулканоген-

ной толщи. Простирание толщи кислых вулканитов изменяется от северо-восточного через субширотное до северо-западного, падение слоев северное под углом 5—20°, местами до 45°. Толща расчленена разломами, прорвана гранитоидами (см. рис. 14). Примерный разрез ее снизу вверх следующий.

Мощность, м

1. Слоистая пачка светлого буровато-серого цвета, в которой преобладают туфобрекчии, в средней части пачки переслаивающиеся с конглобрекчиями; обломочный материал состоит из массивных и флюидалных плагиоклазовых порфиров, размер обломков от миллиметров до 10—15 см, в небольшом количестве встречаются обломки основных вулканитов; в верхах пачки присутствуют линзы длиной 4—10 м, мощностью 1,5—2 м, сложенные лавобрекчиями плагиоклазовых порфиров, а также редкие линзы вулканитов основного состава. Породы пересечены экструзивным телом темно-серых флюидално-полосчатых плагиоклазовых порфиров; в северной части оно имеет ширину 50 м, вытянуто в меридиональном направлении и под углом 45° падает на юг видимая 80

2. Бурые спешисие литокластические туфы плагиоклазовых порфиров в линзовидном чередовании с их туфовыми брекчиями; выше — лавы того же состава, афировые или с вкрапленниками плагиоклаза около 50

3. Порфириты дробленые, эпидотизированные, местами расланцованные, расположенные в тектоническом субширотном, почти вертикальном клине видимая 30

4. Светло-серые кварцево-плагиоклазовые порфиры, содержащие до 40% вкрапленников видимая 25

5. Экструзивное тело темных фиолетово-серых флюидално-полосчатых плагиопорфиров, содержащих 10—15% вкрапленников плагиоклаза, размером 1—3 мм; в южном контакте количество и размер их заметно сокращаются ширина выходов 600

6. Туфогенно-обломочная линзовидно-слоистая пачка, в которой преобладают серые и серо-фиолетовые туфобрекчии кварцево-плагиоклазовых порфиров; размер обломков варьирует от 1—3 мм до 2—3 м; в подчиненном количестве встречаются обломки кремнистых алевролитов и основных вулканитов 130

7. После сая шириной около 400 м следуют автобрекчии буровато-серых порфиров с вкрапленниками плагиоклаза и афировых с обломками размером до 2—3 см, сменяющиеся наверху массивными лавами того же состава 25

Породы прорваны мелкозернистыми плагиогранитами, среди которых на высоких гипсометрических уровнях рельефа сохранились останцы гранитизированных кислых вулканитов брекчиевидного облика, ширина их выходов 1—1,5 км. Севернее гранитов, на правом берегу р. Дэд-Борэлджутийн-Гол, продолжаются выходы вулканогенной толщи.

8. Ороговикованные лавовые брекчии плагиоклазовых порфироввидимая 30

9. Ороговикованные афировые андезит-базальтывидимая 20

10. Темно-серые флюидално-полосчатые плагиопорфиры, сменяющиеся выше их туфами, туфобрекчиями и снова лавами до 25

Верхняя пачка перекрыта мощными валунно-галечными конгломератами; в их базальных слоях галька размером от 5—10 см до 0,5 м состоит в основном из кислых вулканитов брекчиевой, флюидалной и массивной текстур. Нижняя поверхность конгломератов неровная, с карманами.

В 0,7 км восточнее, на левом берегу р. Дэд-Борэлджутийн-Гол, кислые вулканиты — лавы, лавовые брекчии и туфы — перекрыты конгломератами (15—20 м), выше которых залегают бурые песчаники (30—50 м) с флористическими остатками девона, а затем — темные алевролиты и песчаники, содержащие брахиоподы, гастроподы, пелециподы, трилобиты и членики морских лилий нижнего девона.

Общая мощность приведенного разреза вулканогенной толщи около 1020 м; судя по карте, она достигает 1500 м. Толща сложена главным образом кислыми вулканитами — лавами, пирокластическими образованиями и экструзивными телами; эффузивы среднего-основного состава составляют в ней не более 5—6%.

Сходным составом обладает данная толща южнее р. Сумэин-Гол. Она хорошо обнажена на южных склонах горы Оцон-Ула, где имеет азимут простирания 60—75° и падение слоев на юг под углом 30—45°, а местами круче. Здесь можно выделить две крупные пачки. Нижняя пачка, видимой мощностью около 900 м, слагает вершину горы и приводораздельную часть гребня. Она состоит из коричневых и черных плотных лаво- и

туфобрекчий риолитов, реже — дацитов. Обломочная структура лавовых брекчий отчетливо видна на выветрелой поверхности и почти не заметна на свежем сколе. Размер обломков от 0,2—0,3 до 10—20 см; для черных риолитов характерны вкрапленники плагиоклаза. Местами встречаются флюидалльные и игнимбритоподобные кислые лавы, тонкие прослои мелкозернистых туфов красноватого и коричневого цвета, реже — линзовидные кремнистые образования.

Верхняя пачка, мощностью более 270 м, на юго-востоке оборвана разломом, падающим под нее; по этому разлому она граничит с осадочно-вулканогенными отложениями оцонулинской свиты верхней перми. Ее слагают покровы (мощностью 10—30 м) буровато-серых, серо-фиолетовых и коричневато-бордовых риолитов афировых или содержащих мелкие вкрапленники плагиоклаза, реже — кварца; есть линзовидные прослои тонкофлюидалльных риолитов. Риолиты чередуются с линзовидными и выдержанными прослоями риолитовых брекчий мощностью от 5—10 до 30 м; очень редко встречаются тонкие выклинивающиеся прослои песчаников.

Породы обеих пачек содержат немногочисленные дайки, штоки и грибовидные тела, сложенные афировыми и крупнолейстовыми плагиоклазовыми порфиритами, судя по единичным анализам, базальтового состава. Наряду с ними присутствуют субвулканические тела риолитов, неотличимые от пород толщи, а также дайки розовых и оранжево-красных кварцево-полевошпатовых порфиров и трахириолитов. Последние пересекают тела базальтов, но не встречаются в пермской толще. Видимая мощность вулканогенной толщи в районе горы Оцон-Ула составляет 1170 м, она сложена почти исключительно кислыми вулканитами.

В 6,3 км к юго-западу от горы Оцон-Ула наблюдается осложненный северо-восточным разломом контакт толщи кислых вулканитов с гранитоидами, возможно, позднего кембрия. Вулканиты подстилаются валунно-галечными конгломератами, обломочный материал которых состоит из среднезернистых и крупнозернистых гранодиоритов и плагиогранитов, а также более редкой гальки габброидов, идентичных породам расположенного южнее массива. Выше конгломератов залегают риолитовые лаво- и туфобрекчин, а затем — флюидалльно-полосчатые и игнимбритоподобные риолиты. Западнее эти породы прорваны сходными гранодиоритами верхнего палеозоя.

Надо отметить, что состав толщи кислых вулканитов не остается постоянным. Так, северо-западнее горы Оцон-Ула в нижней части толщи чередуются дацитовые брекчин, туфоалевролиты, туфопесчаники, алевролитовые сланцы, прорванные телами брекчиевидных и массивных риолитов. Выше аналогичные риолиты целиком слагают толщу. Возможно, здесь намечается переход к ниже лежащей осадочно-вулканогенной толще.

Несколько повышенную основность имеют породы толщи кислых вулканитов, развитые восточнее на левобережье р. Чулуту, где ее долина соединяется с долиной р. Сумэин-Гол. Для района горы Хайрхан-Бургулту-Ула В. И. Гольденбергом, Е. Е. Федоровым, М. Е. Федоровой и др. составлен следующий разрез (снизу вверх).

	Мощность, м
1. Риолито-дациты и их туфы	видимая 50
2. Туфы риолито-дацитов и андезито-дацитов крупно- и среднеобломочные, выше — мелкообломочные туфы и туффиты	70—80
3. Зеленовато-серые риолито-дациты	30
4. Риолитовые туфы мелкообломочные, тонкоплитчатые	20
5. Серые туффиты кислого состава	120
6. Дацитовые туфы средне- и крупнообломочные; в нижней части пачки есть прослой тонкополосчатых туфов (5 м), серых миндалекаменных андезито-дацитов (2 м) и зеленовато-серых пепловых туфов (0,5 м), в верхней части пачки — мелкообломочные туфы (10 м)	110
7. Зеленовато-серые андезито-дацитовые миндалекаменные порфириты	50
8. Светло-серые туфопесчаники	20
9. Риолито-дациты и их туфы	20
10. Дацитовые туфы, выше сменяющиеся базо-кварцевыми риолитами	4
11. Андезитовые порфириты и их туфы	9

В данном разрезе риолиты, риолито-дациты, дациты и их пирокластика составляют 60%; андезиты, андезито-дациты и их туфы — 13%, туффиты и песчаники — 27%. На южных склонах горы Хайрхан-Бургулту-Ула вулканиты перекрыты песчаниками нижнего девона.

Приведенный обзор показывает, что мощность толщи кислых вулканитов не менее

1200—1500 м. В ее составе ведущими являются (99—60%) риолитовые и дацитовые лавы, пирокластика и экструзивные тела; породы средне-основного состава содержатся в ней в количестве от долей процента до 13%, туффы и песчаники — от нескольких до 27%. По-видимому, в узкой центральной части Тарянского прогиба толща кислых вулканитов надстраивает осадочно-вулканогенную; общая мощность наринской свиты при этом превышает 2000 м. В южном борту прогиба кислые вулканиты залегают непосредственно на породах основания — в районе левобережья р. Нарийн-Гичгэний-Гол на нижнепалеозойских гранодиоритах и плагиогранитах; на правобережье р. Чулутун-Гол — на терригенной толще, метаморфизованной в условиях фации зеленых сланцев и прорывающих ее гнейсовидных лейкократовых гранитах. Так, южнее сомона Ундур-Улан дациты и риолиты залегают на коре выветривания терригенных пород, достигающей мощности 1,5—3 м; они перекрывают валунно-галечные конгломераты гранитного состава, маркирующие древнюю долину, а также содержат оплавленные обломки и глыбы гнейсовидных лейкократовых гранитов, мелкие остроугольные обломки серицит-хлоритовых сланцев и возникших по ним биотитовых сланцеватых роговиков.

В этом районе хорошо видны подводящие каналы центрального и трещинного типов. На южном склоне горы с отметкой 2194,9 сохранилось жерло вулкана диаметром 150—200 м. Оно сложено нагромождением глыб лавовых брекчий бурых и фиолетово-бурых риолитов с обломками разнообразного размера и вкрапленниками биотита, полевых шпатов и кварца. Потоки того же состава, спускающиеся от жерла, слагают южные склоны вулканического аппарата, где они чередуются с массивными лавами и их мелко-обломочными туфами.

Иной, линейный брекчиевидный-дайковый тип подводящих каналов можно наблюдать на восток-северо-восточных отрогах той же горы. Здесь расположена линейная субмеридиональная зона сложного строения, в которой чередуются разнообразные породы: древние алевролитовые и псаммитовые сланцы комплекса основания, нередко взломанные и брекчированные; субпараллельные дайки дацитов, реже — андезитов, сложенные их массивными и брекчиевидными текстурными разновидностями; иногда наблюдается несколько поколений даек — массивные дациты могут пересекать брекчиевидные и наоборот. Специфической особенностью расположения даек является ничтожное количество вмещающего субстрата и границы типа дайка — дайка, что характерно для условий растаивания. На западном фланге дайковой зоны, на высоких гипсометрических уровнях рельефа удается наблюдать переход крутопадающих даек в пологие покровы, перекрывающие дезинтегрированные терригенные породы коры выветривания.

Химический состав рассмотренных вулканогенных пород представлен в табл. 5. Базальты нижней осадочно-вулканогенной толщи наринской свиты по содержанию глинозема, титана и суммарного железа относятся к типу высокоглиноземистых базальтов, а по количеству кремнезема и щелочей — к щелочным оливиновым базальтам.

Кислые породы верхней толщи обладают умеренным и высоким содержанием кремнекислоты с характерным интервалом 68—76%, с типичным для щелочноземельных пород нормального ряда содержанием кальция и суммы щелочей (6,22—8%) при постоянном преобладании натрия над калием. Только в некоторых поздних дайках из района горы Озон-Ула сумма щелочей несколько превышает 8% и породы можно отнести к трахириолитам; при этом в них сохраняется ведущая роль натрия. По химическому составу кислые вулканиты различных районов Тарянского прогиба практически не различаются между собой.

Аналитического материала пока недостаточно, чтобы всесторонне рассмотреть особенности химического состава вулканитов наринской свиты. Тем не менее можно констатировать их дискретный состав, принадлежность к известково-щелочной серии, снижение контрастности состава от ранних продуктов вулканизма к поздним при параллельном изменении количественных соотношений пород разного состава. В ранних продуктах вулканизма базальтов вдвое больше, чем пород кислого состава, в поздних — породы средне-основного состава составляют 1—13% при ведущей роли дацитов и риолитов — 60—99%.

В заключение отметим, что изучение Тарянского прогиба и пересмотр стратиграфического расчленения его девонских толщ позволяют поставить на обсуждение представление, альтернативное к существующему, о раннедевонской истории Хангайского прогиба и его обрамления. До последнего времени считалось, что вулканизм на Ундуруланском поднятии был синхронным накоплению терригенно-кремнистых отложений девона в Хангайском геосинклинальном прогибе [67]. И. Б. Филиппова [69] и Л. П. Зоненшайн [30] считают, что в девоне, особенно во второй его половине, Хангайский прогиб был

Таблица 5

Химический состав девонских вулканитов наринской свиты, вес. %

Оксиды	Нижняя толща		Верхняя толща					
			Базальты		Дацилы, риолиты			
	6	4	3158	3144	3075	3114	5557	5884
SiO ₂	45,25	47,83	51,52	52,52	64,94	67,87	68,18	68,68
TiO ₂	1,17	1,04	1,44	1,56	1,00	0,51	0,48	0,60
Al ₂ O ₃	17,27	17,50	16,56	15,53	13,95	14,44	14,92	15,30
Fe ₂ O ₃	5,52	7,32	3,71	5,07	4,35	1,26	0,87	1,03
FeO	5,24	2,64	7,83	7,32	1,65	4,31	3,23	2,27
MnO	0,16	0,13	0,25	0,36	0,09	0,16	0,15	0,10
MgO	8,64	6,88	4,00	3,52	1,12	0,96	0,80	1,25
CaO	10,71	9,72	7,10	7,10	3,33	2,44	4,21	1,74
Na ₂ O	2,70	3,24	2,85	3,30	4,16	4,80	4,59	4,65
K ₂ O	0,56	1,33	2,37	1,48	2,74	3,05	2,78	2,30
H ₂ O	2,95	2,57	0,17	0,21	0,11	0,16	0,12	Не опр.
P ₂ O ₅	0,24	0,21	0,58	0,55	0,24	0,15	0,13	0,14
SO ₂	Не обн.	Не обн.	Сл.	Сл.	0,02	Сл.	Сл.	0,03
CO ₂	Не обн.	Не обн.	0,11	0,16	1,65	Сл.	0,11	0,13
П. п. п.	Не обн.	Не обн.	1,59	1,32	2,69	0,02	0,36	1,57
Сумма	100,39	100,41	99,80	99,63	100,28	99,94	100,70	99,79

Примечание. Пробы 4, 6, 3158, 3148 — левобережье р. Сумэин-Гол; 3144, 5884, 5865, 3102, 3119, 3142, лутуин-Гол, район горы Хайрхан-Бургулту-Ула.

обрамлен с севера и частично с запада вулканическим полукольцом, продукты разрушения которого заполняли северную часть Хангайского прогиба. Ими отмечается тесная парагенетическая связь между субэвральской вулканической деятельностью на краевых поднятиях и накоплением терригенных толщ во внутреннем прогибе. Однако в девонской эрдэньцогтинской свите Хангайского прогиба известны фаунистические остатки только эйфельского и живетского возрастов среднего девона, в то время как вулканиты северного обрамления прогиба перекрыты осадочной толщей (Тарятская свита) второй половины нижнего девона (а возможно, и позднего жедина). Близкие по возрасту осадочные отложения (зиген—эмс) известны в Туингольском регенерированном прогибе в Баянхонгорской зоне, т. е. в юго-западном обрамлении Хангайского прогиба. Следовательно, терригенное осадконакопление вокруг Хангайского прогиба происходило во всяком случае с зигена, а вулканиты района Тариата являются более древними. Это дает основание предполагать, что вулканизм фиксирует ранние этапы заложения Хангайского прогиба подобно тому, как это установлено для Делюно-Юстыдского и Яматугольского регенерированных прогибов Монгольского Алтая.

Ацатуинская впадина. В северо-восточной части Тарятского прогиба И. В. Гордиенко и Д. Гарам в 1978 г. изучили и выделили в качестве самостоятельной Ацатуинской впадины территорию, расположенную в среднем и нижнем течении р. Чулу-туин-Гол, главным образом в пределах его правых притоков: Ацатуин-Горихи, Тагийн-Горихи и Чжинсэтуин-Горихи, а также на водоразделе последних с р. Хануй-Гол. Отдельные фрагменты осадочно-вулканогенного чехла этой впадины встречены к западу, по левому борту долины р. Чулу-туин-Гол, на водоразделе р. Идэр-Гол. Видимая площадь впадины составляет около 4,5 тыс. км² (рис. 15).

Осадочно-вулканогенные отложения девона и нижнего карбона были здесь установлены В. И. Гольденбергом и А. К. Уфляндом в 1966 г. В середине 70-х годов здесь были проведены геолого-съемочные работы (Б. Гурлхаажав, С. Цэвэннамжил, Д. Давасурэн, В. А. Новиков и др.), которые значительно уточнили геологическое строение района. Как и в районе сомона Тариат, здесь в основании разреза залегает мощная (до 2500 м) вулканогенная толща (наринская свита). Выше нее с базальными конгломератами в основании залегает среднедевонская терригенная свита с подчиненными ей вулканитами. В основании этой свиты по правому борту долины р. Чжинсэтуин-Горихи, в 9 км от устья, автором собрана фауна рогоз, гастропод, мшанок и брахиопод из отряда Spiriferidae, которые, по определению Р. Т. Грациановой, встречаются среди живетских отложений Горного Алтая. На основании этого возраст наринской свиты Ацатуинской впадины может более уверенно считаться нижнедевонским. Выше наринской и среднедевонской

Верхняя толща								
Дациты, риолиты								
3148	5865	3102	3068	3119	3142	3110	5562	3067
71,30	71,76	74,46	75,20	75,82	75,88	76,00	77,08	78,10
0,26	0,40	0,13	0,21	0,08	0,13	0,20	0,20	0,21
13,45	14,58	14,11	12,96	13,22	12,12	12,90	11,20	10,98
0,64	2,13	0,49	1,74	Сл.	1,82	1,34	1,43	1,58
3,44	0,99	2,29	1,72	2,29	2,08	1,22	0,86	1,58
0,15	0,05	0,09	0,07	0,09	0,12	0,04	0,06	0,10
0,48	0,55	0,16	0,16	0,16	Сл.	0,16	0,16	0,48
1,77	1,65	1,10	1,10	1,10	1,15	0,66	0,66	0,88
4,45	4,90	4,37	3,05	4,92	5,50	4,75	4,31	3,15
3,20	1,32	1,95	3,56	2,78	1,38	3,40	3,70	2,00
0,15	Не опр.	0,07	0,11	0,12	0,09	0,06	0,11	0,15
0,07	0,10	0,03	0,05	0,03	0,03	0,02	0,02	0,05
Сл.	0,02	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,01	0,02	Сл.
0,49	0,13	Сл.	0,16	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	0,11
0,72	1,39	Не обн.	0,58	Не обн.	Сл.	Сл.	0,36	0,76
99,93	99,79	100,21	100,40	100,49	100,61	100,70	100,08	99,87

3110 — район горы Оцон-Ула, в том числе 3144 и 3102 — дайки; 3075, 3557, 3067, 3068, 5562 — левобережье р. Чу-

терригенной с вулканитами свит в этом районе залегают нижнекарбоновые терригенные отложения.

Наринская свита в Ацатунинской впадине представлена риолитовыми, дацитовыми, андезит-дацитовыми порфирами, фельзит-порфирами, их туфами, игнимбритами и туфобрекчиями с редкими прослоями туфопесчаников и туфоалевролитов. Преобладают пирокластические породы, реже встречаются лавы, обильны субвулканические тела, трудно отличимые от лав. Наиболее представительный, хотя и неполный, разрез наринской свиты наблюдался Б. Гурлхаажав, В. А. Новиковым и нами в бассейне р. Чжинсэ-туин-Горихи. Здесь, в 5 км от устья, по обоим бортам долины реки, начиная от разлома, на протяжении почти 4 км с преимущественным падением на северо-запад наблюдаются снизу вверх:

	Видимая мощность, м
1. Туфы риолито-дацитового состава темно-серые и зеленовато-серые, средне- и крупнообломочные с прослоями фельзитов и туфобрекчий	430
2. Тонкофлюидальные фельзиты серые, слабо рассланцованные, с прослоями туфов и ороговикованных тонкозернистых песчаников	450
3. Туфы риолит-дацитового состава серые и грязно-серые, среднеобломочные	110
4. Туфы фельзитов темно-серые с фиолетовым оттенком	90
5. Туфобрекчий фельзитов (величина обломков 1—10 см) темно-серые с раковистым изломом	110
6. Туфы фельзитов темно-серые, мелко- и среднеобломочные рассланцованные, с кварцевыми прожилками	120
7. Туфы фельзитов темно-серые, средне- и крупнообломочные с прослоями туфопесчаников	120

Общая мощность разреза 1430 м. Выше залегают конгломераты и известковистые песчаники живетского возраста.

На водоразделе рек Тагйин-Горихи и Шарагчийн-Горихи вулканиты нижнего девона несогласно залегают на метаморфических породах рифея. Вулканиты кислого состава сильно рассланцованы и круто (до 60°) наклонены к югу и юго-востоку. В этом районе наблюдается следующий разрез вулканитов (снизу вверх):

	Видимая мощность, м
1. Рассланцованные игнимбриты голубовато-серые	180
2. Туфы фельзитовых порфиров мелко- и среднеобломочные, слабо рассланцованные	90

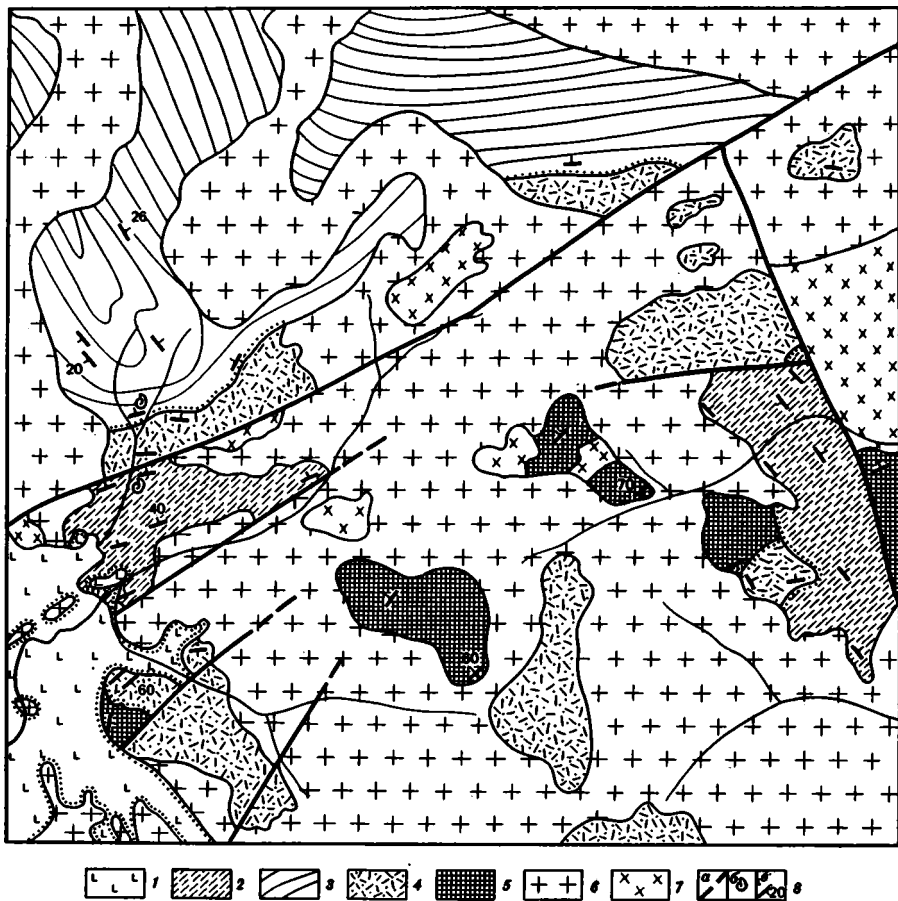


Рис. 15. Схема геологического строения южной части Ацатуинской впадины. Сост. И. В. Горденко с использованием материалов геолого-съёмочных работ

1 — четвертичные базальты; 2 — нижнекаменноугольная терригенная свита: конгломераты, песчаники, алевролиты, гравелиты, песчаные алевролиты с фауной *Syrongothis cf. sibirica*; 3 — жыветская вулканогенно-осадочная свита: конгломераты, песчаники, известковистые песчаники, известняки, алевролиты с горизонтами вулканитов кислого и среднего состава, фауна руж, гастропод, брахиопод и мшанок; 4 — нижнедевонская наринская свита: дацитовые и андезит-дацитовые порфиры, риолиты, их туфы, туфобрекчии, игнимбриты, туфопесчаники, туфоалевролиты; 5 — протерозойские образования: гнейсы, кристаллические сланцы с прослоями и линзами амфиболитов, мраморов и кварцитов; 6 — средне-верхнепалеозойский интрузивный комплекс: граниты средне- и крупнозернистые, реже порфировидные и мелкозернистые, лейкократовые и биотитовые, микроклиновые и микроклин-плагноклазовые с серым и дымчатым кварцем; 7 — нижнепалеозойский интрузивный комплекс: граниты, гранодиориты, диориты, габбро-диориты, габбро; 8 — разрывные нарушения (а), места находок ископаемой фауны (б), элементы залегания (в)

	Мощность, м
3. Фельзиты с вкрапленниками полевого шпата голубовато-серые	80
4. Дациты и их туфы, мелко- и среднеобломочные с маломощными прослоями туфопесчаников (по 10—15 м)	150
5. Туфы розовато-серые, средне- и крупнообломочные с игнимбритоподобным цементом	70
6. Туфы фельзитовых порфиров голубовато-серые, среднеобломочные с флюидальным цементом	180
7. Фельзитовые порфиры голубовато-серые с многочисленными вкрапленниками розового калиевого полевого шпата	120

Общая мощность разреза 870 м. Мощность свиты в районе горы Хан-Ундур-Ула достигает 2400 м.

Вулканический материал наринской свиты, по всей вероятности, относится к продуктам деятельности вулканов центрального типа. Фрагменты крупного вулкана обнаруживаются на междуречье Ацатуин-Горихи и Чжинсэтуин-Горихи. Центральная часть вулкана перекрыта ниже-карбонowymi отложениями и уничтожена более поздними гранитоидами. У подножия вулканов и на их размытой поверхности возникали изолированные бассейны седиментации, где отлагались осадочные и осадочно-вулканогенные породы с эпиконтинентальной мелководной фауной среднего девона. Так, на северных

склонах предполагаемой вулканической постройки, в верховье р. Чжинсэтуин-Горихи, по данным предыдущих геолого-съёмочных работ и нашим наблюдениям на вулканы наринской свиты налегают снизу вверх:

Видимая мощность, м

1. Среднегалечные базальные конгломераты с хорошо окатанной галькой, представленной лавами и туфами кислого состава, кремнистыми алевролитами и реже — гранитами. В верхней части горизонта наблюдаются слои гравелитов и мелкогалечниковых конгломератов мощностью около 10 м. В маломощных прослоях алевролитов и песчаников наблюдается фауна брахиопод, гастропод и мшанок	40
2. Горизонт измененных риолитов зеленовато-серого цвета (аз. пад. СВ 40°, угол 30°)	20
3. Туфопесчаники известковистые, тонкозернистые, зеленовато-серые, измененные	230
4. Туфы базальтовых порфиритов мелкообломочные, кристаллокластические, с маломощными потоками интенсивно измененных андезитовых порфиритов и маломощными прослоями красных и серых песчаников	60
5. Андезито-дацитовые и андезитовые порфириты, серые и темно-серые с сиреневым оттенком, слабо рассланцованные и ороговикованные	120
6. Дацитовые и андезито-дацитовые порфиры, зеленокаменно-измененные, стекловатые, темно-серые, зеленовато-серые с маломощными прослоями песчаников	220
7. Песчаники известковистые мелко- и тонкозернистые, темно-серые	110
8. Туфопесчаники ороговикованные, серые, зеленовато-серые с прослоями зеленовато-серых крупнолестовых андезитовых порфиритов	300
9. Андезитовые и дацито-андезитовые порфириты и их туфы, средне- и крупнолестовые с прослоями красных песчаников	230
10. Конгломераты средне- и крупногалечниковые, гальки хорошо окатаны, несортированы	20
11. Конгломераты мелкогалечниковые, вулканомиктовые	30
12. Песчаники известковистые, тонкозернистые, зеленовато-серого цвета (аз. пад. СВ 40°, угол 10°)	250
13. Песчаники грубозернистые известковистые и ожелезненные, серого, светло-серого и зеленовато-серого цвета с маломощными прослоями темно-серых мелкообломочных андезито-дацитовых туфов (аз. пад. СВ 60°, угол 15°)	100
14. Песчаники серые и зеленовато-серые, мелко- и тонкозернистые, хорошо слоистые (аз. пад. СВ 70°, угол 25°)	20
15. Песчаники, переслаивающиеся с известковистыми песчаниками (аз. пад. СВ 70°, угол 25°)	90

Общая видимая площадь этого разреза 1840 м.

Как видно из приведенного разреза, в сложении среднедевонской *вулканогенно-терригенной свиты* существенную роль играют вулканы кислого и среднего составов, в том числе встречаются горизонты крупнолестовых андезитовых порфиритов. Подобные вулканы среди терригенных пород наблюдались также по левобережью р. Идэр-Гол, в 9 км ниже устья р. Дод-Харганаин-Гол, где они описаны В. А. Благонравовым [8] в составе среднепалеозойской молассы. Наши материалы по этому участку также подтверждают среднедевонский возраст отложений.¹

Облик и петрографический состав нижнедевонских вулканитов Ацатуинской впадины весьма разнообразен. Для вулканических пород в целом характерна серая и пепельно-серая окраска с голубоватым и зеленоватым оттенком. Часто среди вкрапленников отчетливо видны розовые таблички полевого шпата. При этом в туфах наблюдается более темная окраска с грязно-зелеными оттенками. В большинстве своем породы окварцованы, альбитизированы, часто рассланцованы, среди вулканитов преобладают риолиты, трахириолиты, фельзитовые порфиры и их туфы, реже встречаются дацитовые и андезито-дацитовые порфиры и их туфы.

Химические составы (табл. 6) вулканогенных пород Ацатуинской впадины на петрохимической диаграмме «кремнезем — сумма щелочей» тяготеют к линии, разделяющей породы нормальной щелочности и субщелочные. Больше половины их фигуративных

¹ В последнее время эти отложения, на наш взгляд, неверно отнесены к перми (Д. Чулунбат и др.).

Т а б л и ц а 6

Химические составы нижнедевонских вулканогенных пород Ацатуинской впадины

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	69,82	73,93	67,77	76,07	73,62	69,73	72,56	72,29	70,90	70,38
TiO ₂	0,60	0,30	0,36	0,06	0,31	0,30	0,24	0,42	0,12	0,36
Al ₂ O ₃	13,31	12,51	15,60	13,15	13,22	15,66	13,46	13,58	15,00	14,48
Fe ₂ O ₃	0,93	0,86	1,36	0,29	2,00	1,23	2,06	3,32	1,40	0,30
FeO	3,30	2,10	2,5	0,66	1,24	1,71	0,95	0,80	1,13	2,84
MnO	0,09	0,06	0,12	0,06	0,05	0,10	0,06	0,07	0,05	0,10
MgO	1,02	0,20	0,55	0,10	0,07	0,57	0,06	0,26	0,05	0,62
CaO	1,90	0,67	1,71	0,48	0,68	1,09	0,38	0,48	0,56	1,61
Na ₂ O	4,62	3,61	4,99	4,04	4,50	4,69	4,52	5,16	5,87	4,31
K ₂ O	2,93	4,47	3,34	3,94	3,40	3,84	4,80	2,60	3,94	3,51
П. п. п.	1,81	0,97	1,24	0,89	0,40	0,66	0,52	0,40	0,55	0,85
P ₂ O ₅	0,14	0,06	0,11	0,06	0,07	0,09	0,09	0,12	0,05	0,09
CO ₂	0,33	0,22	0,33	0,22	0,22	0,44	0,33	0,22	0,44	0,33
Сумма	99,87	99,74	99,72	99,80	99,56	99,78	99,70	99,50	99,62	99,45

Примечание. 1 — туф риолитовый, правобережье р. Чулутуин-Гол, лев. борт. дол. верховий Чжинсэтуин-Горихи; 2 — риолит, междуречье верховий рек Ацатуин-Горихи и Чжинсэтуин-Горихи; 3 — игнимбрит риолито-дацитового состава, там же; 4 — гранит-порфир, субвулканический, там же; 5 — фельзитовый порфир флюидалный, лев. борт. дол. верховий р. Тагий-Горихи; 6 — туф трахириолита, ср. течение р. Чжинсэтуин-Горихи; 7 — трахириолит, среднее течение р. Чжинсэтуин-Горихи, вблизи стрелки; 8 — риолит, там же; 9 — трахириолит флюидалный, водораздел рек Ацатуин-Горихи и Чжинсэтуин-Горихи; 10 — риолито-дацит, правый борт. долины р. Ацатуин-Горихи.

Химанализы выполнены в Геологическом институте Бурятского филиала СО АН СССР по материалам И. В. Гордиенко, H₂O не определялась.

точек попадает в поле субщелочных пород. Здесь они концентрируются вокруг среднего состава трахириолито-дацита. Встречаются также щелочные риолиты, в которых на гранитном уровне кремнекислотности (72,56 вес. %) сумма щелочей превышает 9 вес. % при преобладании калия над натрием. В целом породы низкоглиноземистые, низкомагниевые, низкотитанистые при низкой степени окисления железа. Все это указывает на континентальный характер вулканических извержений.

Ш а р а у с г о л ь с к а я м у л ь д а. В Шараусгольском поднятии, расположенном северо-западнее Хангайского прогиба, Н. Н. Херасков [18] наблюдал несколько небольших мульд, наложенных на нижнепалеозойское складчатое основание, выполненных континентальными вулканогенными толщами. В более крупной из них, Шараусгольской (см. рис. 1, 21), разрез начинается базальной пачкой мощностью 25 м, сложенной крупногалечными и валунными конгломератами. Выше залегает пачка мощностью до 400 м риолитов, риолитовых лавовых брекчий и туфов с отдельными покровами андезитовых порфиритов. Затем следует осадочно-вулканогенная пачка мощностью 600—800 м, состоящая из пестроокрашенных туфовых брекчий порфиритов, чередующихся с горизонтами андезитовых и дацитовых порфиритов; в верхней части пачки есть прослои сиреневых туфопесчаников и туфоалевролитов. Общая мощность разреза достигает 1205 м. Эти отложения перекрыты терригенной толщей, содержащей фауну нижнего карбона.

Х а р - Т о л о г о й с к а я в п а д и н а. Небольшие вулканические поля условно девонского возраста, расположенные вблизи г. Гоби-Алтай, для удобства описаны в данном разделе, хотя находятся на значительном расстоянии от Хангайского прогиба. Они контролируются той же трансрегиональной разломной зоной восток-северо-восточного простирания, что и предыдущие. Эти вулканические поля размещены на северо-западе Байдарикского блока — крайней западной структуры Центрально-Монгольского поднятия [30].

На юго-западе Байдарикского блока к ниже-среднедевонским ранее были условно отнесены мощные континентальные вулканогенные толщи хребтов Хантайшири-Нуру и Аргалинтин-Нуру, а сложенная ими структура протяженностью около 400 км выделялась в качестве среднепалеозойского Хантайширского прогиба, Хантайширско-Аргалинтинского вулканического пояса, либо Дэлгэрской наложенной впадины [18, 67]. В результате работ, проведенных С. П. Гавриловой, И. В. Гордиенко, Л. П. Зоненшайном, Д. Оролмой, О. Томуртоого и В. В. Ярмолюком (Советско-Монгольская геологическая экспедиция АН СССР и АН МНР), установлено, что в этой структуре преобладают пермские вулканогенные толщи. Однако здесь присутствует комплекс пород, отличающийся

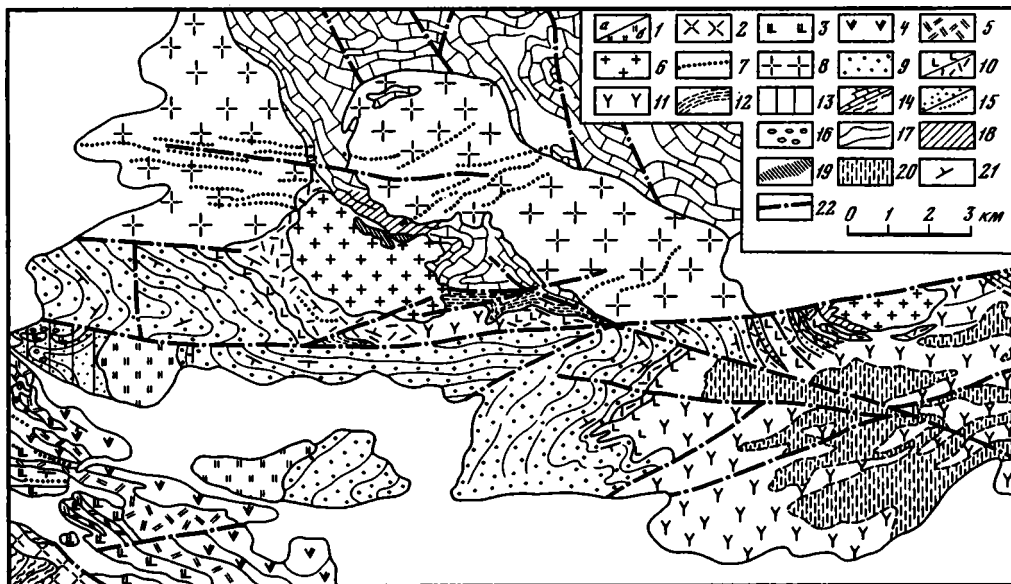


Рис. 16. Схематическая карта Хар-Тологойской впадины. Составили С. П. Гаврилова и Д. Оролмаа

1 — неоген-четвертичные отложения: а — четвертичные, б — неогеновые; 2—5 — пермская вулканно-плутоническая серия: 2 — граниты и граносениты, 3 — трахизабазальты, оливиновые базальты, 4 — андезитобазальты и трахиандезитобазальты и их пирокластизм, 5 — трахиты, трахириндолиты, риолиты; 6—11 — граниты и толщи, условно датированные девоним: 6 — аляскитовые и лейкократовые граниты, 7 — дайки пород различного состава, 8 — амфибол-биотитовые и биотитовые граниты, 9 — песчано-гравелистая свита, 10—11 — вулканические свиты основных и кислых эффузивов: 10а — базальты, 10б — риолиты и их пирокластические образования, 11 — нерасчлененные; 12 — карбонатно-терригенная толща неуставленного возраста; 13 — песчано-конгломератная угленосная толща со щелочными базальтами неуставленного возраста; 14 — раннекаледонский фундамент: а — терригенно-карбонатный, б — зеленосланцевый; 15 — песчаники: а — площадное распространение, б — прослои и пакки; 16 — конгломераты; 17 — фрагменты простирающихся толщ; 18 — скарны; 19 — грейзены; 20 — осветленные вулканические; 21 — элементы залегания; 22 — разломы

по составу и строению как от пермских, так и от рифейских континентальных вулканических региона. Этот комплекс пород возможно девонского возраста, наиболее полно представлен на северо-западе Хантайширского прогиба, где сложенная им структура названа С. П. Гавриловой и Д. Оролмой Хар-Тологойской впадиной.

Хар-Тологойская впадина (см. рис. 1, 22) расположена в 20 км к северо-востоку от гор Гоби-Алтай на левобережье р. Дзабхан и приурочена к сочленению северо-западного Дзабханского разлома с поперечным Баян-Булакским разломом восток-северо-восточного простираения. Современные размеры структуры невелики — 30×10 км. Ее фундаментом служат вендско-кембрийские толщи, с которыми на севере впадины отложения, слагающие ее, граничат по тектоническим контактам; на юге они перекрыты неоген-четвертичным чехлом.

Комплекс пород Хар-Тологойской впадины расчленен С. П. Гавриловой и Д. Оролмой на две свиты: 1) нижнюю — основных и кислых эффузивов, 2) верхнюю песчано-гравелистую пестроцветную (рис. 16). В современной структуре сохранились фрагмент северо-восточного крыла синклинали и ее осевая часть, выполненная терригенными породами верхней свиты. Вдоль субширотного (на этом участке) Баян-Булакского разлома, имеющего характер левостороннего сдвига, северная часть крыла синклинали смещена относительно южной на 10—11 км. В результате образовано два поля вулканогенных пород — небольшое северо-западное, в значительной мере поглощенное нормальными и аляскиотовыми гранитами, и более крупное — юго-восточное, где породы разбиты разломами северо-западного, северо-восточного и восток-северо-восточного направления с небольшими амплитудами перемещения вдоль них; они локально изменены до светло-зеленых и белых гидротермалитов. Залегание пород спокойное, углы падения не превышают 20° .

Севернее Баян-Булакского разлома, в районе пересохшего колодца Хар-Тологой-Худук, развита карбонатно-терригенная толща неуставленного возраста, подстилающая свиту основных и кислых эффузивов. В ее составе присутствуют светло-серые, темно-серые и черные кремнистые известковистые аргиллиты и алевролиты; темно-серые, редко фиолетовые известковистые песчаники тонко- и грубослоистые; редкие линзы и прослои известняков; прослои и линзы светло-серых аркозовых песчаников, туфопесчаников и туфогравелитов кислого состава.

В составе *свиты основных и кислых эффузивов* ведущая роль принадлежит кварцево-плагноклазовым риолитам, второстепенная — базальтам и их пирокластическим образованиям, подчиненная — вулканомитовым осадочным породам. Сочетание зеленовато-серых базальтов, фиолетово-серых, фиолетовых и бордовых риолитов, светло-желтых, серых и фиолетовых окрасок осадочных пород обуславливает пестроцветный облик свиты.

Нижняя часть вулканогенного разреза наблюдается в северо-западном поле к северу и северо-западу от колодца Хар-Тологойн-Худук, где снизу вверх следуют:

Мощность, м

1. Фиолетовые риолитовые туфы с обломками полевых шпатов и кварца, лежащие на пачке серых и черных алевролитов с прослоями известняков	1—5
2. Табачно-зеленые и серые алевролиты и песчаники с линзами риолитовых туфобрекчий	5
3. Дацито-риолиты с редкими, ориентированными по флюидалности вкрапленниками плагноклаза; по простираанию они сменяются туфами того же состава	2
4. Темно-серые и зеленовато-серые слоистые алевролиты и песчаники, выше — массивные песчаники; по простираанию те и другие сменяются риолитами	4
5. Серо-фиолетовые риолиты с вкрапленниками плагноклаза, кварца и изредка — кали-натриевого полевого шпата; они содержат обломки песчаников и алевролитов	20
6. Серо-зеленые андезито-базальты	50
7. Риолиты сферолоидные и массивные с вкрапленниками плагноклаза и кварца	15—20

Более высокие горизонты прослеживаются в 5 км западнее, между массивом аляски-товых гранитов и вышележащей песчано-гравелитовой свитой. Здесь снизу вверх наблюдаются:

Мощность, м

1. Ороговикованные плагноклазовые порфиры	более 30
2. Ороговикованные песчаники и алевролиты с линзами и прослоями конгломератов мощностью 0,05—1,5 м, состоящих преимущественно из окатанной гальки риолитов размером 3—15 см	15
3. Серо-фиолетовые, темно-серые и бордовые плагноклазовые риолиты, массивные, сферолоидные, флюидално-полосчатые и игнимбритоподобные с прослоями их туфов, мощность 1,5—3 м; встречаются единичные тела долеритов мощностью 2—3 м	115
4. Базальты зеленовато-серые и зеленые афировые или с вкрапленниками плагноклаза, зеленокаменно измененные; среди них редкие прослои светло-серых туффитов и кремневидных пород мощностью 2—3 м	60

На базальтах залегают базальные слои верхней песчано-гравелитовой свиты.

Несколько отличающиеся состав и строение имеет вулканогенная толща юго-восточного поля — южнее Баян-Булакского разлома. Нижняя часть ее прорвана массивом лейкократовых гранитов, в контакте с которыми породы ороговикованы, местами грей-зенизированы и превращены в магнетитовые скарны. Выше снизу вверх следуют:

Мощность, м

1. Слоистая пачка, в которой участвуют серовато-желтые среднезернистые песчаники, состоящие из обломков кварца, плагноклаза и афировых риолитов; туфы риолитов, туфопесчаники и мелкообломочные брекчии того же состава; линзы и единичные покровы мощностью 2—3 м серо-фиолетовых риолитов, массивных и сферолоидных; породы изменены в контакте с гранитами	более 50
2. Серо-фиолетовые риолиты сферолоидные и массивные с вкрапленниками плагноклаза и кварца	10
3. Зеленовато-серые базальты афировые зеленокаменно измененные с прослоями базальтовых туфобрекчий и туфогравелитов, брекчий, состоящих из обломков базальтов и риолитов, песчаников и алевролитов; породы прорваны экструзивными телами кварцево-плагноклазовых порфиров флюидално-полосчатой и сферолоидной текстуры мощностью от 20 до 100 м	90
4. Слоистая пачка, обнаженная в виде высыпок в широкой седловине и осложненная разломом — тонкослоистые (2—10 мм) серые и фиолетовые кремнистые алевролиты и мелкозернистые песчаники, грубослоистые песчаники	

и туфобрекчии с обломками эффузивов основного и кислого состава; ориентировочная мощность 70

5. Фиолетово-серые кварцево-плагиоклазовые порфиры, плотные массивные, флюидално-полосчатые и сферолоидные с кремнеземистыми сферолоидами округлой и линзовидной формы, размером 0,5—3 см; флюидално-полосчатые текстуры характерны для центральной, сферолоидные — для верхней части выходов порфиров; юго-западный контакт их осложнен разломом 70—80

6. Пачка, состоящая из шести покровов базальтов, в основании которой залегают фиолетовые базальтовые туфы; базальты плотные, зеленовато-серые афировые, с редкими вкраплениями плагиоклаза; верхние части покровов сложены миндалекаменными базальтами нередко комковатой текстуры; породы претерпели зеленокаменные изменения; между покровами прослеживаются маломощные пласты и линзы брекчий, состоящих из обломков базальтов, иногда вместе с риолитами, и цемента того же состава 120

7. Мелкообломочные брекчии, гравелиты, песчаники, обломочный материал которых состоит из базальтов, риолитов, кварца и полевых шпатов; риолитовые туффы и туфы 10

8. Темно-бордовые грубополосчатые риолиты, выклинивающиеся по простиранию 50—80

Риолиты, а далее к югу подстилающие их базальты перекрыты песчано-гравелитовой свитой.

Общая мощность свиты основных и кислых эффузивов составляет около километра. Состав ее несколько отличается в полях, расположенных к югу и северу от Баян-Булакского разлома (табл. 7). Южнее разлома она имеет осадочно-вулканогенный характер, причем среди покровных фаций эффузивов преобладают базальты, среди экструзивных — риолиты. Севернее разлома преобладают покровы риолитов. В обоих полях в составе нижних горизонтов свиты ведущую роль играют вулканиты кислого состава, в составе верхних — базальты. Характерной чертой является контрастный базальт-риолитовый состав эффузивов.

Песчано-гравелитовая свита состоит из конгломератов, конглобрекчий, мелкообломочных брекчий, гравелитов, песчаников различной зернистости, менее распространены алевролиты. Их обломочный материал представлен главным образом породами свиты основных и кислых эффузивов — преобладают угловатые и слабо окатанные обломки риолитов и зерен кварца, менее распространены обломки плагиоклаза и базальтов. Цвет пород серо-фиолетовый и бордовый вследствие соответствующей окраски обломков; встречаются прослои алевролитов и песчаников светло-зеленого, розового, фиолетового и кирпично-красного цвета. Мощность свиты более 0,6—0,7 км. Базальные слои хорошо обнажены в юго-восточном поле. Здесь на неровной поверхности базальтов залегает пласт мелкообломочной туфобрекчии мощностью 1 м, с обломками риолитов и базальтов размером 0,3—1 см; выше он сменяется конглобрекчиями, содержащими гальку риолитов; а затем — гравелитами с прослоями тонкозернистых песчаников. Среди обломочного материала этих пород преобладают риолиты, базальты составляют не более его четвертой части. Сходная смена в базальных слоях мелкообломочных пород вверх по разрезу более грубообломочными наблюдается в северо-западном поле.

Мощность, м

1. На базальтах залегают бордовые алевролиты с редкими обломками и галькой риолитов размером до 3—4 см, характерны линзы серых гравелитов; выше алевролиты переслаиваются с серо-фиолетовыми гравелитами 1—1,5

2. Крупногалечные (5—20 см) конгломераты с галькой афировых, порфировых и флюидално-полосчатых риолитов и гравелитовым цементом того же состава; выше они сменяются мелкогалечными (2—3 см) конгломератами, в которых количество гальки не превышает 50—60% 10

3. Гравелиты, мелкообломочные брекчии и тонкополосчатые породы, состоящие из алевролитов, песчаников и гравелитов, чередуются между собой 50

В целом в Хар-Тологойской впадине вулканизм развивался в наземных условиях, которые сохранились во время формирования вулканической молассы, возникшей за счет размыва вулканических построек.

По химическому составу (табл. 8) вулканиты Хар-Тологойской впадины принадлежат к известково-щелочной серии контрастного состава. Их особенностью является присут-

венное преобладание натрия в группе щелочей. В какой-то мере это может быть обусловлено вторичными изменениями пород, поскольку ткань и вкрапленники плагиоклаза риолитов серицитизированы, а в базальтах основной плагиоклаз разложён, цветные минералы и стекло замещены хлоритом, характерно новообразование эпидота. Вторичными

Т а б л и ц а 7

Количественные соотношения пород в сите основных и кислых эффузивов, %

Поле	Риолиты	Базальты	Осадочные породы
Северо-западное	60	31	9
Юго-восточное	42	33	25

изменениями возможно объясняется аномально низкая щелочность основных и кислых пород северо-западного поля (анализы 3 и 5). Однако довольно выдержанные соотношения щелочей позволяют считать натриевую специализацию характерной чертой вулканитов, что подтверждается постоянным присутствием плагиоклаза во

вкрапленниках риолитов при редком появлении среди них калишпата.

Базальты обладают повышенной глиноземистостью и варьирующими содержаниями породообразующих окислов. Риолиты высококремнекислые, близкие к предельным по содержанию кремнекислоты, с чем связано широкое развитие в них сферолоидных кремнеземистых обособлений. Они имеют низкие содержания щелочноземельных элементов. Только поздние риолиты, слагающие верхи вулканогенного разреза (анализ 7), обладают нормальным содержанием породообразующих окислов и повышенной относительно других пород щелочностью. Натровая специализация вулканитов сближает их с вулканогенными породами Тарягского прогиба.

Вулканогенные образования, сходные с рассмотренными, встречаются и в других участках Хантайширского прогиба. Так, в 60 км юго-восточнее сомона Дэлгэр горы Бага-Товун-Ула сложены вулканогенной серией контрастного состава, в которой заметно преобладают пирокластические фации кварцево-плагиоклазовых порфиров. Примерный состав толщи следующий: кислые вулканиты, преимущественно пирокластита — 45%; базальтовые порфириты — 25%; андезитовые порфириты и их пирокластические образования — 5%; конглобрекции, среди которых заметную роль играют породы с обломками и галькой лейкогранитов и граносиенитов, — 15%; песчаники и гравелиты — 10%. Породы испытали контактовый метаморфизм — перекристаллизованы, в них развиты новообразования биотита, амфибола, а в непосредственном контакте с пермскими граносиенитами — калишпата. Приведенные данные показывают, что вулканиты Хар-Тологойской впадины и гор Бага-Товун-Ула могут предположительно свидетельствовать, что Хантайширский прогиб, к которому они приурочены, начал формироваться в девоне.

Т а б л и ц а 8

Химический состав вулканитов Хар-Тологойской впадины, вес. %

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	44,92	49,90	52,22	75,20	77,00	79,01	70,30
TiO ₂	1,14	1,73	0,74	0,22	0,40	0,14	0,58
Al ₂ O ₃	20,29	16,53	16,40	14,00	15,45	12,49	14,22
Fe ₂ O ₃	5,49	9,21	3,40	1,36	1,95	0,86	2,36
FeO	3,86	4,08	3,75	0,45	0,45	0,41	1,44
MnO	0,18	0,18	0,17	0,05	0,03	0,03	0,14
MgO	7,44	4,30	8,61	0,38	0,26	0,17	0,76
CaO	9,61	7,44	11,25	0,65	0,27	0,53	1,06
Na ₂ O	2,75	3,15	1,55	5,40	1,30	3,48	4,85
K ₂ O	0,05	0,69	0,10	1,09	1,60	1,92	3,27
P ₂ O ₅	0,16	0,21	0,10	0,04	0,05	0,04	0,10
CO ₂	0,07	0,07	0,35	0,35	Не обн.	0,07	0,14
F	Не обн.	0,03	0,03	Не обн.	0,01	0,03	0,01
П. п. п.	3,81	2,45	1,31	1,09	1,42	0,97	0,60
Сумма	99,77	99,97	99,98	100,28	100,19	100,15	99,83

Примечание. 1, 2 — базальты юго-восточного поля; 3 — базальт из верхней части разреза вулканогенной толщи северо-западного поля; 4, 6, 7 — риолиты юго-восточного поля; 5 — риолиты из верхней части пачки кислых вулканитов северо-западного поля.

Однако, интенсивный вулканизм с накоплением мощных вулканогенных серий повышенной щелочности происходил здесь в перми. Вулканическая деятельность в девоне тяготела главным образом к зонам Дзабханского и Баян-Булакского разломов.

Подводя итог характеристике вулканитов обрамления Хангайского прогиба, отметим, что наиболее достоверно здесь выделяются образования трех возрастных уровней — нижнедевонского, живетского и франского; кроме того, есть некоторые основания предполагать наличие вулканитов эйфельского возраста. В нижнем девоне накапливались мощные осадочно-вулканогенные и вулканогенные толщи сначала контрастного, затем кислого состава. Вулканиты основного состава представлены высокоглиноземистыми разностями; дациты и риолиты характеризуются сравнительно высоким содержанием кальция и преобладанием натрия над калием в группе щелочей. Такие вулканогенные толщи перекрыты прибрежно-морскими терригенными отложениями нижнего девона. Вулканизм этого этапа происходил на фоне заложения герцинского Хангайского прогиба либо интенсификации отрицательных движений в его пределах.

Среднедевонские вулканогенные образования, по наблюдениям И. Б. Филипповой [18], в междуречье р. Хануй-Гол и Хойт-Тамир-Гол состоят из нижней толщи вулканитов преимущественно кислого состава и верхней туфово-порфиритовой толщи общей мощностью до 2700 м. Среди кислых пород присутствуют низкокальциевые трахириолиты, в которых калий преобладает над натрием.

Вулканиты живетского возраста участвуют в строении прибрежно-морской пестроцветной молассовой толщи; состав их разнообразен — от базальтов до риолитов, однако преобладают породы среднего и кислого состава. Незначительные проявления основного вулканизма отмечены во франской молассе на юге региона.

Северо-Хэнтэйская область

В пределах Северо-Хэнтэйской области расположен ряд девонских вулканических полей и групп (см. рис. 1, 23), следующих Ерогольскому разлому (Дзунмодское, Мунгуликское, Ялбаг-Ерогольское) и тяготеющих также к зоне сближения Ерогольского и Баянгольского разломов (Харинское вулканическое поле).

Девонские вулканогенные породы, ранее относимые к перми, были выявлены здесь сравнительно недавно (В. А. Амантов, Э. В. Михайлов и др.). Их возраст был установлен на основании находок фауны и флоры по северному обрамлению Дзунмодского вулканического массива в 1967 г. геологами Германской Демократической Республики — А. Кампе, А. Готтесманом и др. Для терригенной толщи, несогласно перекрывающей кислые вулканиты и гранитоиды нижнего-среднего девона, Р. Т. Грациановой определен по собранной нами брахиоподовой фауне ниже-среднекарбонный возраст, чем косвенно подтверждаются данные А. Кампе и др.

Как указывалось выше, девонские вулканогенные образования, развитые преимущественно вдоль Ерогольского глубинного разлома, разбиваются поперечными разломами и выступами фундамента на ряд самостоятельных вулcano-тектонических структур — Дзунмодскую, Мунгуликскую и Ялбаг-Ерогольскую (рис. 17).

Дзунмодская вулканическая группа. На левобережье р. Хара-Гол, в 15—20 км южнее станции Дзун-Хара, расположен Дзунмодский вулканический массив. К северу от него размещается сравнительно узкая (0,5—2,5 км) полоса субширотно ориентированных грабенов, в которых залегают преимущественно терригенные отложения среднего—верхнего девона и нижнего карбона.

Вулканический массив вскрыт на площади 230—240 км². Он имеет полукольцевую форму, обращенную выпуклостью на северо-запад, и на юго-востоке ограничен Ерогольским разломом. На севере так же по разломам он граничит с вулканогенными и терригенными толщами среднего—верхнего девона, сосредоточенными в небольших грабенах. В западной части породы массива круто (под углом 60—85°) наклонены на запад и северо-запад под кровлю нижнепалеозойских метаморфических пород.

Массив имеет грубоzonальное строение. Центральная его часть, наиболее высокая в рельефе, сложена светло-серыми и зеленовато-серыми риолито-дацитами в верховьях падей Арыкту, Баян-Гол и Дзун-Модо-Гол, где они занимают площадь около 70 км². Периферия массива сложена довольно однообразными кварцевыми и фельзитовыми риолитовыми и трахириолитовыми порфирами серого, желтовато и красновато-серого цвета. Во вкрапленниках отчетливо видны округлые, иногда гексагональные зерна темно-серого водянопрозрачного кварца, розовато-коричневого калиевого полевого шпата и светло-зеленого плагиоклаза. Количество вкрапленников достигает 20—30%,

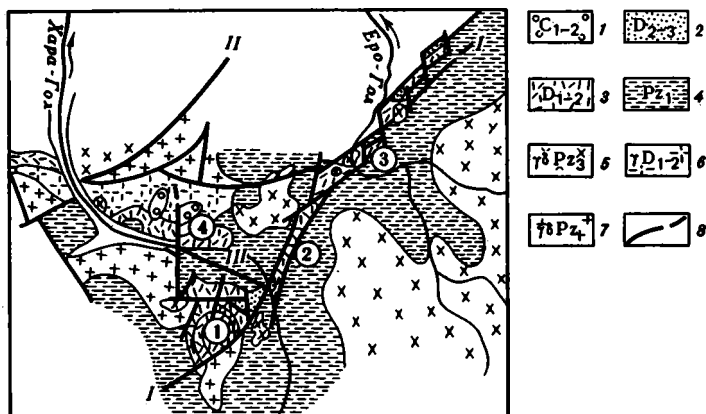


Рис. 17. Схема расположения вулканических полей и групп в Северо-Хантэйской области. Сост. И. В. Гордиенко с использованием геологической карты МНР [16]

1 — нижне-среднекарбоновые отложения: конгломераты, песчаники, алевролиты; 2 — средне-верхнедевонские отложения: конгломераты, граувакки, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, порфиры; 3 — нижне-среднедевонские вулканогенные образования: риолиты, трахириолиты, дацитовые и риолит-дацитовые порфиры, их туфы и туфобрекчии; 4 — нижнепалеозойские кристаллические сланцы, рассланцованные песчаники, алевролиты, филлиты; 5 — верхнепалеозойские габбро, габбро-диориты, диориты, гранодиориты, граниты; 6 — нижне-среднедевонские, существенно калишпатовые лейкократовые граниты, граносениты, гранит-порфиры; 7 — нижнепалеозойские габбро-диориты, гранодиориты, плагиоклазовые граниты, граниты; 8 — разрывные нарушения

Структуры (цифры в кружках): 1 — Дзунмодская; 2 — Мунгуликская; 3 — Ялбак-Ерогальская; 4 — Харинская, Глубинные разломы (римские цифры): I — Ерогальский; II — Баянгольский; III — Харинский

при этом среди них преобладают кварц и калиевый полевой шпат. Для пород характерно наличие многочисленных миаролитовых пустот от 1 до 5—8 см в диаметре, выполненных флюоритом, кварцем, карбонатом. По краю массива наблюдается узкая (400—500 м) полоса флюидалных фельзитов, круто (70—75°) падающих на северо-восток и подчеркивающих этим коническую форму центральной части массива. В отдельных участках (например, в среднем течении р. Дзун-Модо-Гол) наблюдаются брекчиевые лавы фельзитовых порфиров, тоже круто (75—80°) наклоненные на северо-запад, а кроме того, — игнимбритоподобные породы трахириолитового состава. По зонам разрывных нарушений субширотного и субмеридионального простирания породы массива окварцованы, сульфидизированы, грейзенизированы и флюоритизированы. Они прорваны небольшими телами габбро-диоритов, гранодиоритов и пегматондных гранитов.

Трахитоидность вулканических пород, устанавливаемая по расположению табличек калиевого полевого шпата, и их флюиальность (обусловленная чередованием полос, обогащенных или бедных порфировыми выделениями) в разных частях массива варьируют. На северо-востоке массива, в верховье руч. Баян-Гол (впадающего слева в р. Хара-Гол), в 3 км восточнее горы Ноян-Ула, серые с зеленовато-розовым оттенком трахитоидные фельзитовые порфиры падают на север и северо-запад под углом 30°. По северо-восточному разлому они граничат здесь с граувакко-конгломератовой толщей средне-верхнего девона. В гальке конгломератов присутствуют фельзитовые порфиры, игнимбриты и дацитовые порфиры. В юго-западной части массива, по правому борту долины р. Суджугту-Гол, обнажены серые и зеленовато-серые флюиальные фельзитовые трахириолитовые порфиры с многочисленными миаролитовыми пустотками. Замеры флюиальности показывают крутое (60—70°) падение пород на запад (260—280°) под кровлю метаморфической толщи нижнего палеозоя. Далее к северо-западу и северу, в долине р. Арыкту, падение флюиальности трахириолитов крутое и удерживается в северо-западных румбах (СЗ 320°, угол 60°), а трахитоидность в лавах полого (под углом 30°) падает на север. Подобные углы падения флюиальности наблюдаются в долине р. Баян-Гол (южнее горы Бумбуг-Ула — СЗ 280°, угол 70°), по правому борту долины р. Баян-Гол — ССЗ 355°, угол 70°) и р. Дзун-Модо-Гол (СЗ 320°, угол 65°). Таким образом флюиальность и трахитоидность вулканических пород очерчивают структуру глубоко эродированной жерловины (некка). Подводящие каналы, по-видимому, были расположены в центральной и северо-восточной части массива, в зоне сочленения Ерогальского и Харинского разломов.

На северных склонах Дзунмодской вулканической постройки, наряду с более ранними вулканическими извержениями, в мелководных замкнутых бассейнах происходило накопление глинисто-песчано-галечных (иногда с известняками и вулканитами среднего состава) отложений с фауной брахиопод живета и верхнего девона. Несколько разрезов этих толщ приведены В. Н. Логиновым, В. В. Тараниным и др. (они считали их пермскими). В районе пади Билюту по их данным залегают (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Риолиты светло-зеленого и розоватого цвета	500
2. Конгломераты с галькой риолитов и фельзитовых порфиров с песчаным цементом	60
3. Песчаники аркозовые, среднезернистые серовато-желтого и зеленовато-серого цвета	680
В районе высоты Улан-Ундур они наблюдали разрез (снизу вверх):	
1. Риолиты, окрашенные в зеленоватые и розовато-вишневые тона	500
2. Конгломераты с галькой риолитов и песчаным цементом	250
3. Песчаники аркозовые с прослоями конгломератов	130

Еще один разрез изучен ими в районе высоты 1527,5 м, где установлена последовательность залегания пород (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Темно-зеленые, часто с лиловым оттенком туфопесчаники и туфосланцы, чередующиеся между собой, замещающиеся по простиранию на восток кислыми эффузивами	250
2. Серые, светло-серые с лиловым оттенком фельзитовые порфиры, сильно каолинизированные и рассеченные тонкими прожилками кварца, в центральной части пласта наблюдаются прослои лавобрекчий до 25 м каждый	900
Выше с перерывом и несогласием ложится горизонт конгломератов с галькой кислых и средних вулканитов (мощность 15 м). На нем лежат темно-зеленые и лиловые андезитовые порфириты (мощность 10 м) совместно с туфопесчаниками и туфоконгломератами.	

Геологи Германской Демократической Республики (А. Кампе, А. Готтесман и др.) в том же районе выделяют ряд толщ, предположительно в такой последовательности (снизу вверх): 1) вулканогенная, представленная андезитами и их туфами, с прослоями известняков и песчаников; 2) граувакковая, которой подчинены малоомощные прослои черных глинистых, алевролитово-глинистых пород и конгломератов; 3) существенно конгломератовая с редкими прослоями песчаников и пластами андезитов. Общая мощность разреза, по их данным, около 1000 м.

Несмотря на то что приведенные разрезы по простиранию не выдержанны, в них почти всюду наблюдается две толщи: нижняя вулканогенная и верхняя терригенная. Последняя иногда разделяется на глинисто-граувакковую и песчано-конгломератовую. Именно в глинисто-граувакковой толще, севернее горы Ноян-Ула, немецкими геологами (А. Кампе и другими) была найдена фауна брахиопод среднего—верхнего девона. Поэтому возраст подстилающей вулканогенной толщи, находящейся в едином разрезе, должен быть датирован, по-видимому, нижним девонem — эйфельским ярусом среднего девона.¹ Возраст песчано-конгломератовой толщи, залегающей везде в верхах разреза, может быть от среднего — верхнего девона до нижнего карбона включительно.

Мунгуликское вулканическое поле расположено на западных склонах хребта Мунгулик-Нуру на левом борту долины рек Тарини-Гол и Шибир-Гол (правые притоки р. Хара-Гол). Оно вытянуто вдоль Ерогольского разлома от р. Хара-Гол до верхний р. Ялбаг-Гол на расстояние 30 км при ширине от 5 (вблизи устья р. Тарини-Гол) до 1—1,5 км (в бассейне рек Салинчийн-Гол и Халисин-Булак). Поперечными и продольными сбросами поле разбито на ряд приподнятых и опущенных обломков, сложенных ниже-среднедевонскими вулканитами. Наиболее мощные накопления вулканитов наблюдаются на юго-западном фланге структуры, в зоне сочленения Ерогольского и Харинского разломов, где Мунгуликское поле сменяется субширотной полосой грабен-синклинальных структур северной окраины Дзунмодского вулканического массива (см. рис. 17).

На левом борту долины р. Тарини-Гол, в приустьевой части, севернее уроч. Унгулик, вскрываются мощные (500—600 м) потоки кислых лав, сложенные желтовато-серыми и кремовыми риолитами с вкрапленниками темного полупрозрачного кварца и желтовато-розовыми табличками калиевого полевого шпата. Породы круто (под углом 70°) падают на северо-запад. По облику и составу риолиты сходны с породами Дзунмодского вулканического массива. Риолитовые лавы иногда содержат обломки андезитовых пор-

¹ Эти геологические наблюдения в какой-то степени подтверждают данные абсолютного возраста по слодам из риолитов Дзунмодского массива ($295-350 \pm 30$ млн. лет), полученные геологами ГДР (А. Кампе и др.).

Таблица 9

Химический состав вулканогенных пород девонских вулканических полей и групп Северо-Хантэйской области, вес. %

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	67,67	64,92	74,80	75,38	76,44	76,39	70,88	74,66
TiO ₂	0,24	0,82	0,08	0,12	0,13	0,10	0,40	0,29
Al ₂ O ₃	15,00	14,93	14,52	13,15	13,53	13,22	12,87	12,39
Fe ₂ O ₃	1,98	2,51	0,21	0,21	Н. о.	0,20	2,18	0,70
FeO	0,87	2,25	0,97	1,21	1,01	1,17	2,60	1,62
MnO	0,05	0,08	0,02	0,01	0,01	0,01	0,04	0,02
MgO	0,16	0,48	0,17	0,13	0,11	0,08	0,53	0,12
CaO	3,42	3,28	0,18	0,15	0,24	0,21	0,37	0,21
Na ₂ O	1,77	4,00	1,22	3,27	2,51	2,69	2,73	2,23
K ₂ O	3,38	3,05	4,94	4,33	3,18	3,78	5,49	6,16
П. п. п.	4,93	3,56	2,33	1,09	2,45	1,65	1,78	1,36
P ₂ O ₅	0,09	0,19	0,02	0,01	0,02	0,01	0,11	0,01
CO ₂	1,43	1,10	0,33	0,11	0,55	0,40	0,22	0,11
Сумма	99,56	100,07	99,46	99,51	99,63	99,98	99,77	99,64

Примечание. Ялбаг-Ерогольская структура: 1 — дацитовый порфир, правобережье долины, в 2,5 км выше устья р. Ялбаг-Гол; 4 — то же, левый борт долины р. Чаган-Чулуту-Гол. Мунгули-рини-Гол. Дзунмодская структура: 7 — трахириолит, левый борт долины руч. Баян-Гол (левый борт долины верховий р. Арыкту; 10 — то же, там же; 11 — трахириолит, левый борт долины р. Хасур-Гол; 12 — то же, борт долины верховий р. Арыкту; 15 — флюидалный трахириолит, там же; 16 — трахириолит, правый борт Гол, юго-западнее ст. Дзун-Хара (колл. А. А. Кулеш); 18 — гранит-порфир субщелочной, правобережье р. Хангай.

Химические анализы вулканогенных пород (за исключением ан. 17 и 18) выполнены в Геологическом

фирифов и пород фундамента (кристаллических сланцев). Южнее р. Хургули они перекрыты толщей конгломератов позднедевонского — раннекаменноугольного возраста. Галька этой толщи представлена в основном кварцевыми и фельзитовыми порфирами, а также кристаллическими сланцами, кремнистыми породами и кварцем (гальки гранитов и других интрузивных пород не обнаружены).

Далее к северо-востоку в составе вулкаников Мунгуликского поля появляются флюидалные лавы и туфы риолитов, в том числе туфы с игнимбритоподобным цементом (например, в окрестностях дома отдыха Тарнийн-Амралт). Они прорваны небольшими телами гранодиоритов и гранодиорит-порфиров зеленовато-серого цвета с редкими порфировыми выделениями роговой обманки и калишпата.

Видимая мощность вулканических накоплений в Мунгуликском вулканическом поле оценивается нами в пределах 1000 м.

Ялбаг-Ерогольское вулканическое поле. Вулканическое поле расположено вдоль Ерогольского разлома и является продолжением к северо-востоку Мунгуликской зоны. Ялбаг-Ерогольское поле представлено сложной системой грабенных и горстов северо-восточного простирания, протягивающихся от бассейна р. Хэрэин-Гол на расстояние более 50 км при ширине полосы от 1—2 до 8—10 км.

Вулканики нижнего — среднего девона совместно с нижнепалеозойскими метаморфическими породами харинской серии и более поздними интрузиями габброидов зажаты в тектонических клиньях. По зонам разломов они подвергнуты интенсивному динамометральному метаморфизму, рассланцеванию, катаклазу и милонитизации вплоть до образования филлонитов и разнообразных будинажных структур.

На более детально изученном юго-западном фланге Ялбаг-Ерогольского поля вулканики обнажены в отдельных блоках на площади около 100 км². Здесь, в верховье р. Ялбаг-Гол (по ее левому притоку Уртуин-Гол), вскрываются мощные потоки и субвулканические тела темно-серых и желтовато-серых риолитов и фельзитов. По южным склонам горы Ундур-Цаган они окружены потоками кластолав и брекчиевых риолитовых лав с почти вертикальной флюидалностью. Несмотря на то что породы сильно рассланцованы, катаклазированы и смещены относительно друг друга по разломам, в районе горы Ундур-Цаган можно предполагать центр вулканических извержений. Это подтверждается тем, что юго-восточнее, по р. Ялбаг (выше устья р. Уртуин-Гол), широко распространены метаморфизованные туфы риолитов и дацитовых порфиров, ниже которых (по разрезу) появляются рассланцованные вулканики основного состава (ортоамфиболиты). Рассланцованные туфы кислого и среднего составов распространены также к северу и северо-востоку от предполагаемой жерловины вулканической постройки (гора

9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
76,88	76,38	73,92	74,92	73,86	74,68	76,32	75,34	73,82	75,40
0,09	0,07	0,17	0,15	0,15	0,09	0,07	0,11	0,25	0,25
12,00	11,95	12,54	11,96	12,41	12,41	12,41	12,30	15,04	12,40
0,52	0,63	0,40	0,62	0,49	0,20	0,55	0,21	1,01	1,40
1,25	1,15	2,50	2,02	2,30	2,50	0,95	2,00	2,14	1,14
0,01	0,01	0,05	0,04	0,04	0,02	0,02	0,03	0,03	0,01
0,08	0,04	0,10	0,10	0,21	0,07	0,15	0,19	0,26	0,16
0,18	0,21	0,52	0,50	0,56	0,40	0,50	0,18	0,74	0,74
1,94	2,02	2,87	2,84	2,90	3,43	3,80	2,91	4,17	3,26
5,49	5,79	5,49	5,37	5,80	5,12	4,27	5,55	2,67	4,86
1,20	1,27	0,98	0,98	0,90	0,81	1,03	1,09	0,56	0,69
Сл.	0,03	0,01	0,01	Сл.	Сл.	Сл.	Сл.	—	0,04
0,11	0,22	0,33	0,22	Н. о.	0,44	0,88	0,33	—	—
99,64	99,55	99,55	99,51	99,62	99,73	100,07	99,91	100,69	100,45

верховий р. Ялбаг-Гол; 2 — то же, левый борт долины верховий р. Ялбаг-Гол; 3 — риолит, левый борт до-
 ская структура; 5 — риолит, в 5 км южнее устья р. Тарины-Гол; 6 — то же, левобережье р. Та-
 приток р. Хара-Гол; 8 — то же, левый борт долины верховий р. Хасур-Гол; 9 — риолит, правый борт до-
 правый борт долины р. Арыкту; 13 — то же, там же; 14 — флюидальный афировый трахиролит, правый
 долины р. Дзун-Моло-Гол. Харинская структура: 17 — гранит-порфир, правобережье р. Хара-
 Хара-Гол, юго-западнее перевала Санбугин (колл. Э. В. Михайлова).
 институте Бурятского Филиала СО АН СССР по материалам И. В. Гордиенко.

Ундур-Цаган).¹ По левому борту долины р. Ялбаг-Гол (от ее устья до левого притока
 р. Цаган-Чулуту-Гол) проходит мощная (0,5—1 км) зона рассланцевания (аз. пад.
 СЗ 300°, угол 70°), в пределах которой риолиты и их туфы окварцованы, пиритизированы,
 турмалинизированы и пелитизированы. Они прорваны здесь (в устьях р. Ялбаг-Гол и
 ее притока Цаган-Чулуту-Гол) малыми интрузиями полосчатых, псевдостратифициро-
 ванных верхнепалеозойских габбро и габбро-диоритов.

Далее к северо-востоку, по правобережью р. Еро-Гол, ниже-среднедевонские вулка-
 ниты наблюдаются в виде полосы отдельных грабен (размером 1—2×5—8 км),
 сдвинутых один относительно другого на 1—2 км по поперечным сбросо-сдвигам и нало-
 женных на нижнепалеозойский кристаллический фундамент. По правому борту долины
 р. Хэрэни-Гол (правый приток р. Еро-Гол) полоса грабен выклинивается в зоне
 Ерогольского разлома, здесь появляются молассовые (конгломерато-песчаниковые)
 отложения, которые перекрывают нижне-среднедевонские вулканы.

Харинское вулканическое поле. Фрагменты крупной вулканотектони-
 ческой структуры наблюдаются также в Харинском вулканическом поле по правобе-
 режью среднего течения р. Хара-Гол, к западу и северу от ст. Дзун-Хара. Здесь, в зоне
 сближенного развития Баянгольского и Ерогольского разломов, на площади около
 1000 км² вскрыта ниже-среднедевонская вулканоплутоническая ассоциация пород.
 С юга и севера вулканическое поле ограничено поперечными разломами. На востоке поле
 торцово сочленяется по субширотному разлому с девонскими вулканотектоническими
 структурами Ерогольского разлома, с запада перекрыто пермскими вулканами.

Полоса вулканогенных пород обнажается по правому борту долины р. Хара-Гол
 от ст. Дзун-Хара до ст. Баян-Гол на площади примерно 230 км². Небольшое поле вулка-
 нитов наблюдается по левобережью р. Хара-Гол, южнее горы Бага-Номгон. Вулкани-
 ческие породы представлены неравномерно окварцованными туфами и туфобрекчиями
 риолитов и гранит-порфиров. Обильное окварцевание риолитов наблюдалось нами
 на северо-восточных склонах горы Душингозгор. На южных и юго-западных склонах
 этой горы обнажены гидротермально измененные туфо- и конглобрексии. Они здесь
 также окварцованы и пронизаны сетью кварцевых жил. В 1,5 км севернее горы Душинго-
 згор наблюдаются субвулканические тела гранит-порфиров. К югу они постепенно пере-
 ходят в экструзивные риолиты, а к северу, в уроч. Улунтэин, они прорываются интрузией
 розовых с фиолетовым оттенком лейкократовых, среднезернистых существенно калишпа-

¹ На той же площади, в районе горы Ганга-Ундурту-Ула, возможно есть еще одна вулканическая
 постройка, центральная часть (вулканический канал) которой выполнена экструзией риолитов.

товых гранитов. На выветрелую поверхность гранитов налегает терригенная толща с фауной нижнего—среднего карбона. Южнее распространена моласса среднего—верхнего девона. Внедрение этих гранитов сопровождалось окварцеванием и калишпатизацией вмещающих пород. В кровле и по периферии массива наблюдаются тела кварцевых порфиров, гранит- и граносиенит-порфиров, указывающих на субвулканические условия формирования этих пород. Петрохимические особенности девонских вулканогенных пород рассмотренной территории (табл. 9, см. рис. 9) позволяют отнести их к типичной континентальной известково-щелочной лейкократовой серии с нормальной и повышенной щелочностью. Количество SiO_2 в них колеблется от 65 (в дацитах) до 76 вес. % (в стекловатых трахириолитовых породах). Низкое содержание глинозема, окиси железа, магния, кальция, часто повышенное содержание щелочей при преобладании калия над натрием в весовых процентах указывает на отчетливый щелочно-салический профиль химизма вулканогенных пород.

СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ МОНГОЛИЯ

На крайнем Северо-Востоке Монголии расположен ряд вулканических полей. Нами подробно изучено девонское Южно-Норовлинское вулканическое поле, приуроченное к Северо-Керуленскому поднятию Центрально-Монгольской складчатой системы [18, 30]. На северо-западе это поле на протяжении 80 км срезано Ульдзагольской системой разломов, а на востоке и юго-востоке перекрывается верхне-палеозойскими и мезо-кайнозойскими отложениями. Общая площадь составляет около 600 км².

Вулканическое поле изучали многие исследователи — В. А. Амантов, В. В. Бабушкин, В. А. Варламов, А. Х. Иванов, И. Н. Лукьянов, Н. А. Маринов и др. Однако основные черты геологического строения района были выявлены в результате геолого-съёмочных работ, проведенных в 1966—1967 гг. В. А. Благонравовым, В. И. Гольденбергом, М. В. Дуранте, Л. П. Зоненшайном, И. П. Пугачевой и др. Строение Салхитской мульды, тяготеющей к Южно-Норовлинскому полю, весьма полно охарактеризовано в работах В. И. Гольденберга, Л. П. Зоненшайна, И. П. Пугачевой и др. [18, 19, 30].

Проведенные нами работы позволяют дать описание этого вулканического поля и подтвердить ниже-среднедевонский возраст слагающих его пород, которые мы выделяем под названием шалдзинской толщи, а также гранитоидов цаганундурского комплекса. Ниже-среднедевонские вулканы и гранитоиды здесь перекрыты песчано-конгломератовыми кремнисто-обломочными отложениями хардзанийской серии, содержащей растительные остатки псилофитов и лепидофитов среднего и верхнего девона. В частности, отчетливое налегание живецких отложений с конгломератами в основании на ниже-среднедевонские вулканы наблюдалось нами на восточных склонах горы Хай-Дэлгэр-Хан, в 13 км к северу от этой горы, в уроч. Улан-Чулу, к востоку от горы Баян-Улыин и в верховьях уроч. Шалдза. В свою очередь, средне-верхнедевонские отложения в южной части поля перекрыты терригенными отложениями среднего — верхнего карбона и верхней перми.

Ниже-среднедевонские вулканогенные толщи Южно-Норовлинского вулканического поля распространены в настоящее время на площади около 300 км² (рис. 18). В прошлом они, по-видимому, занимали более обширное пространство и размещались в крупной вулcano-тектонической депрессии, центральная часть которой впоследствии была уничтожена внедрением ниже-среднедевонских гранитоидов цаганундурского комплекса. Вулканы в пределах поля образуют полукольцо с поясовым расположением пород. Наиболее крупные участки в пределах поля наблюдаются (с юго-запада на северо-восток): в окрестностях горы Хай-Дэлгэр-Хан, в северном обрамлении Салхитской мульды, в верховьях урочищ Ха-Мар-Ус, Марцын-Холой, Шалдза, Когон-Булак, Дамхай-Булак и на горе Дэль. Эти участки расчленены разломами. При полевых исследованиях выявлен ряд вулканических построек центрального типа (Хайдэлгэрхан, Хамарус, Цабчу, Дамхай и др.).

Наиболее крупная постройка принадлежит древнему вулкану Хамарус, фрагменты жерловины которого расположены по обоим бортам долины верховий уроч. Ха-Мар-Ус. Видимый кратер диаметром не менее 10 км приурочен к крупному разлому северо-западного простирания, проходящему по долине уроч. Ха-Мар-Ус. Этот разлом далее, в районе сомона Норовлин, торцово сочленяется с Ульдзагольской региональной системой северо-восточных разломов. Указанные разломы унаследованно развивались в верхнем палеозое и мезозое. По ним в это время внедрялись крупные массивы гранитоидов,

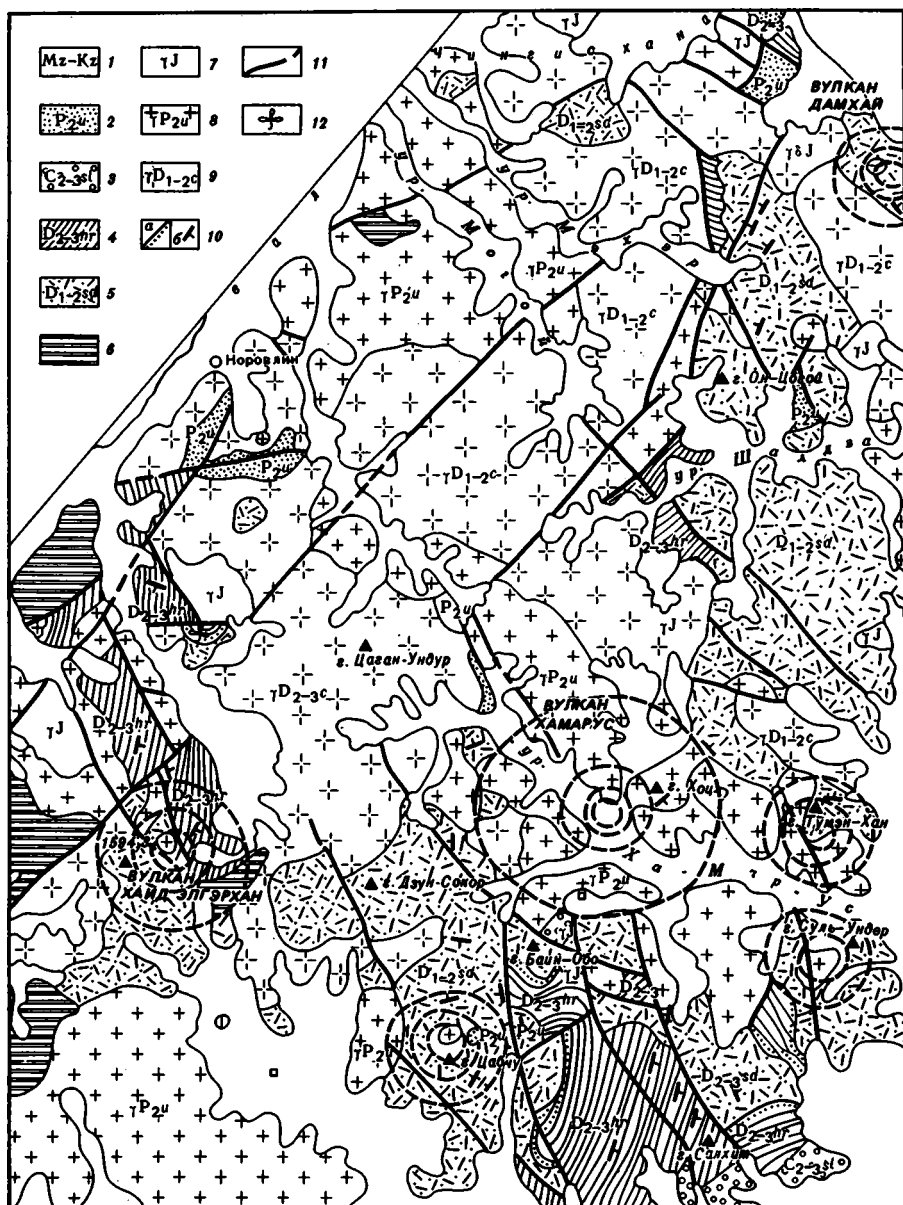


Рис. 18. Схематическая геологическая карта Южно-Норовлинского вулканического поля. Сост. И. В. Гордиенко с использованием материалов Нилзарубежгеологии МГ СССР

1 — мезо-кайнозойские осадочные и осадочно-вулканогенные отложения; 2 — терригенные отложения ульдинской свиты верхней перми; 3 — конгломерато-песчанниковые отложения салхитской свиты среднего-верхнего карбона; 4 — кремнисто-терригенные отложения хардзанийской серии среднего-верхнего девона; 5 — нижне-среднедевонские вулканогенные породы шалдзинской толщи; а — вулканические: риолитовые, трахириолитовые, дацитовые и андезит-дацитовые порфиры и их туфы; б — субвулканические образования: гранит-порфиры, риолиты, их кластолавы; 6 — рифейско-нижнепалеозойские осадочно-метаморфические и интрузивные образования; 7 — юрские интрузии гранитондов; 8 — гранитонды верхнепермского ульдазгольского комплекса; 9 — гранитонды нижне-среднедевонского цаганундурского комплекса; 10 — несогласное залегание (а) и элементы падения стратифицированных пород и флюиальности в лавах (б); 11 — разрывные нарушения; 12 — находки флоры

которые наряду с более ранними девонскими гранитондами уничтожили значительную часть постройки вулкана Хамарус, в том числе и его жерловую фацию.

Сохранившиеся субвулканические тела по правому борту ур. Ха-Мар-Ус представлены серыми и розовато-серыми риолитами и флюиальными кластолавами риолитов с крутыми (до 70—80°) углами падения флюиальности. Ближе к центральной части жерла риолиты переходят в красновато-коричневые гранит-порфиры. В кластолавах жерловой фации много обломков слабораскристаллизованных риолитов и трахириолитов. По левому борту долины ур. Ха-Мар-Ус, на южных склонах горы Хоц вскрывается субвулканическая жерловая фация восточной части главного кратера вулкана. Она пред-

Таблица 10

Химический состав девонских вулканических пород Южно-Норовлинского вулканического поля, вес. %

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	77,16	73,86	71,44	72,29	69,18	66,54	75,96	76,04	72,48
TiO ₂	0,20	0,22	0,22	0,27	0,50	0,53	0,07	0,08	0,33
Al ₂ O ₃	11,28	12,30	12,50	13,10	14,08	14,59	12,00	12,24	13,16
Fe ₂ O ₃	1,10	1,29	2,82	Н. о.	1,06	2,08	0,10	0,22	0,97
FeO	1,82	1,91	3,09	3,69	2,82	2,87	1,67	1,91	2,46
MnO	0,03	0,03	0,07	0,05	0,08	0,12	0,03	0,03	0,07
MgO	0,29	0,40	0,25	0,41	0,80	0,60	0,14	0,12	0,27
CaO	0,20	0,80	0,40	0,30	1,61	2,40	0,22	0,10	0,60
Na ₂ O	1,12	1,24	1,86	1,70	3,60	3,99	3,17	3,14	0,55
K ₂ O	4,89	5,85	5,30	5,60	3,99	3,92	5,03	4,89	6,80
H ₂ O	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.
П. п. п.	1,62	2,10	2,15	1,80	1,65	1,59	1,23	—	2,12
P ₂ O ₅	0,03	0,03	0,03	0,05	0,12	0,14	0,03	0,03	0,03
Сумма	99,74	100,03	100,13	99,16	99,49	99,37	99,59	99,71	99,84

Таблица 10 (окончание)

Окислы	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO ₂	73,18	74,42	73,48	76,37	77,38	76,77	76,36	75,94	72,82
TiO ₂	0,13	0,34	0,13	0,12	0,08	0,10	0,08	0,18	0,12
Al ₂ O ₃	12,38	12,56	12,56	13,14	11,29	10,24	13,11	11,36	13,12
Fe ₂ O ₃	0,64	0,45	Н. о.	1,01	0,41	1,22	0,60	0,60	0,53
FeO	1,93	1,52	3,45	1,52	2,40	2,38	1,27	1,70	2,24
MnO	0,03	0,01	0,04	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03
MgO	0,25	0,21	0,26	0,12	0,12	0,28	0,37	0,15	0,25
CaO	0,70	0,16	0,38	0,25	0,17	0,20	0,24	0,47	0,50
Na ₂ O	3,63	1,96	1,72	1,83	2,96	0,81	0,37	1,92	3,52
K ₂ O	5,41	5,66	5,72	4,70	4,32	7,10	4,47	5,18	5,40
H ₂ O	0,70	1,50	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	1,10	0,55
П. п. п.	1,09	2,04	1,66	1,43	0,98	1,12	3,28	1,76	0,73
P ₂ O ₅	0,12	0,05	0,02	0,01	0,13	0,23	Н. о.	0,19	0,22
Сумма	99,37	99,33	99,40	100,52	100,12	100,24	100,16	99,27	99,26

Примечание. 1 — риолит, северо-восточнее горы Хай-Дэлгэр-Хан; 2 — риолит, там же; 3 — то же, Обо; 7 — субвулканический трахириолит, в 2,7 км севернее горы Цабчу; 8 — то же, там же; 9 — игнимбрит риолитового состава, 1 км севернее горы Цабчу; 12 — то же, там же; 13 — то же, левый борт долины ур. Ас там же; 16 — туф риолито-дацитового состава, южные склоны горы Хай-Дэлгэр-Хан; 17 — туф дацитового то же, там же; 20 — то же, там же; 21 — риолит, ур. Шаллаа; 22 — то же, верховье р. Дамхай-Будак; 23 — Ус; 26 — туф риолитов, там же; 27 — риолит, там же; 28 — трахириолит, левый борт долины ур. Ха-Мар-Ус; туф риолитового состава, ур. Улан-Чулу; 32 — кластолава риолитового состава, гора Хоц; 33 — трахидацит, фир (субвулканический), правый берег долины ур. Ха-Мар-Ус; 37 — трахириолит горы Хоца; 38 — то же, 2. Анализы выполнены в химлаборатории Геологического института Бурятского филиала СО АН СССР.

ставлена темно-серыми и коричневато-серыми кластолавами и брекчиевыми лавами трахириолитов с обломками этих же пород, в которых отчетливо видны вкрапленники калиевого полевого шпата. Породы жерла круто падают на юго-восток под углом 70—80°.

Наряду с главным жерлом по периферии вулкана наблюдается много субвулканических тел риолитов, гранит-порфиров и флюидалных кластолав риолитов и трахириолитов с почти вертикальными углами падения флюиальности. Они находятся в окружении разнообразных кислых лав и туфов с игнимбриоподобной текстурой. Эти субвулканические тела обычно интенсивно окварцованы и поэтому хорошо сохраняются в рельефе, занимая самые высокие вершины в районе. Тела, которые могут быть классифицированы как побочные кратеры или же небольшие самостоятельные вулканы с диаметром жерловин 1—2 км, наблюдаются к востоку и югу от главного кратера вулкана Хамарус, например на горе Тумэн-Хан, юго-западнее горы Суль-Ундур, севернее горы Цабчу и в других местах.

На юго-западных склонах вулкана Хамарус, в верховье уроч. Эмэлийн-Даба, в окрестностях гор Дзун-Сокор и Баин-Обо наблюдается крупное (около 150 км²) вулканиче-

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
74,09	76,66	72,82	74,86	68,42	72,80	68,02	64,42	73,10	72,94
0,15	0,08	0,23	0,09	0,30	0,22	0,33	0,35	0,23	0,27
12,60	11,76	14,70	12,70	14,88	13,24	15,92	16,80	12,36	12,32
0,81	0,18	1,21	Н. о.	0,82	1,22	1,32	0,90	1,29	1,55
1,55	2,48	1,55	2,37	2,25	2,77	2,14	3,58	2,40	2,46
0,04	0,06	0,04	0,03	0,06	0,04	0,07	0,07	0,02	0,04
0,08	0,04	0,50	0,17	0,50	0,21	0,58	0,90	0,16	0,20
0,40	0,30	0,20	0,15	2,40	0,50	2,41	2,70	0,47	0,64
3,80	2,29	1,51	2,09	3,94	2,87	4,62	3,65	3,12	3,35
4,66	5,92	3,72	6,10	4,06	5,10	2,89	4,27	5,66	5,64
Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	1,20	0,80
1,00	0,29	3,11	1,02	1,93	1,42	1,13	2,10	1,46	1,09
0,03	0,03	0,05	0,03	0,07	0,05	0,09	0,10	0,08	0,23
99,21	100,09	99,64	99,61	99,63	100,14	99,52	99,84	100,27	100,50

29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
74,12	74,16	80,61	73,70	65,24	72,91	74,58	76,26	70,76	68,86
0,14	0,10	0,15	0,30	0,36	0,25	0,19	0,20	0,36	0,40
12,38	12,72	8,93	12,30	16,56	12,32	12,38	11,37	11,66	13,77
0,80	0,23	Н. о.	1,61	2,44	1,93	0,83	0,72	2,13	0,56
1,56	2,77	3,16	1,44	1,48	1,64	2,13	2,26	2,42	3,09
0,04	0,05	0,03	0,05	0,10	0,04	0,03	0,02	0,07	0,07
0,19	0,31	0,12	0,13	0,35	0,16	0,18	0,19	0,34	1,00
0,92	0,48	0,57	0,90	1,30	0,60	0,80	0,33	1,40	2,30
2,44	3,00	1,99	2,80	4,19	2,93	2,73	1,07	3,46	3,53
6,36	5,19	3,34	5,12	6,64	5,39	5,11	6,04	5,23	4,10
0,41	0,83	0,65	0,83	0,55	0,97	1,10	Н. о.	1,10	Н. о.
0,79	1,12	0,64	1,18	1,04	1,50	1,21	1,95	1,54	1,70
0,21	0,05	Н. о.	0,30	0,01	Н. о.	0,21	0,23	0,005	0,12
99,74	100,13	99,54	99,53	99,70	99,67	100,17	100,41	99,27	99,50

там же; 4 — риолит, юго-восточный борт Салхитской мульды; 5 — то же, там же; 6 — дацит, южнее г. Банн-риолитового состава, там же; 10 — игнимбрит трахириолитового состава, там же; 11 — кластолава трахириолитового состава, там же; 14 — туф риолито-дацитового состава, юго-восточнее горы Хай-Дэлгэр-Хан; 15 — то же, там же; 18 — трахириолит, междуречье урочищ Мэхэр и Шаллаа, севернее горы Он-Цогой; 19 — то же, там же; 24 — то же, севернее горы Дэль; 25 — трахириолит, верховье правого борта долины Ха-Мар-29 — туф трахириолитового состава, там же; 30 — трахириолит, колодец Шанда-Худук; 31 — окварцованный колодец Шанда-Худук; 34 — трахириолит, западнее горы Дэун-Сохор; 35 — то же, там же; 36 — гранит-порфир северо-восточнее горы Хай-Дэлгэр-Хан.

ское поле, сложенное разнообразными туфами и лавами кислого состава. По правому борту уроч. Капцылы распространены преимущественно коричневатые-серые литокристаллокластические туфы риолитов, переслаивающиеся с линзами игнимбритов и потоками кластолав темно-серых трахириолитов мощностью до 150—200 м, прорванных здесь массивом верхнепермских розовых, крупнозернистых, существенно микроклиновых гранитов. В верховье уроч. Эмэлийн-Даба и около горы Банн-Обо вскрывается мощный разрез вулканитов шалдзинской толщи. Основание разреза не открыто. В нижней части видимого разреза распространены темно-серые и коричневатые-серые игнимбриты и туфы риолитов и трахириолитов мощностью до 300—400 м. Выше они сменяются толщей туфов риолито-дацитового и дацитового составов мощностью около 200 м. Верхняя часть видимого разреза сложена мощной толщей туфов, разнообразных по структуре и величине обломков, переслаивающихся с кластолавами риолитов, риолито-дацитов и трахириолитов. Встречаются горизонты туфопесчаников. Породы окварцованы, иногда флюоритизированы. Видимая мощность разреза вулканитов этого участка около 2000 м.

В северной части Салхитской мульды, в 3 км к северо-востоку от Шанда-Худук, из-под

кремнисто-обломочных отложений хардзанийской серии D₂₋₃) вскрываются темно-серые дацито-андезитовые порфиры, выше по склону переходящие в толщу стально-серых риолитов и их туфов (иногда с обломками стекла). Последние местами сильно окварцованы, хлоритизированы и эпидотизированы. Подобные взаимоотношения среди кислых вулканитов наблюдались также к юго-востоку от к. Шанда-Худук.

К юго-западу от вулкана Хамарус расположен значительно меньший по размерам вулкан Хайдэлгэрхан. Жерловина вулкана размером 0,5 км в диаметре смещена на 3 км к северо-востоку от горы Хай-Дэлгэр-Хан и сложена розовато-серыми гранит-порфирами и кварцевыми порфирами с отчетливыми вкрапленниками темного кварца и калиевого полевого шпата. Они прорывают здесь риолиты и андезито-дациты. К юго-западу от кратера по направлению к горе Хай-Дэлгэр-Хан наблюдается толща переслаивающихся серых и темно-серых риолитов со скрытокристаллической основной массой и темно-серых трахириолитов с вкрапленниками серого кварца и розового калиевого полевого шпата. Выше по склону они сменяются темно-серыми и желтовато-серыми хорошо раскристаллизованными риолитами, иногда пиритизированными. Разрез завершается на вершине (1594,3 м) темно-серыми до черных тонкофлюидальными фельзитами, игнимбритами и риолитами (аз. пад. 140°, угол 60°). Видимая мощность этой верхней части разреза составляет около 1000 м. Ниже, на южных склонах горы Хай-Дэлгэр-Хан, наблюдаются темно-серые туфы риолитов с обломками фельзитов, а также темно-коричневые литокристаллические туфы андезито-дацитов и дацитов (аз. пад. 300°, угол 60°). Видимая мощность туфовой части разреза составляет около 1700 м.

Крупные поля ниже-среднедевонских вулканитов находятся в верховьях уроч. Шалдза и Когон-Булак, а также в верховье р. Дамхай-Булак. Однако изучены они недостаточно. По нашим материалам, в верховье р. Дамхай-Булак, по левому борту ее долины, намечается вулканическая постройка центрального типа, названная нами вулканом Дамхай. Юго-западная часть постройки уничтожена крупным массивом ниже-среднедевонских гранитоидов цаганундурского комплекса. Породы жерловой фации наблюдаются в районе высоты с отметкой 1369,0 м, где обнажены брекчиевые лавы и крупнообломочные туфы риолитов с обломками флюидальных фельзитов, риолитов и пород фундамента (амфиболитов и микродиоритов), цемент туфов местами флюидальный, лавовый. Юго-западнее этой высоты распространены мощные потоки кислых лав, представленные серыми и темно-серыми риолитами (иногда сферолитовыми) и зеленовато-серыми дацито-риолитами со шпиро-такситовыми текстурами. Отдельные лавовые потоки, мощностью до 100 м, сложены риолитами с крупнопорфировыми выделениями желтовато-серого калиевого полевого шпата и серого кварца размером до 1 см. В верховье уроч. Когон-Булак и в окрестностях горы Он-Цогой распространены розовато- и коричневатосерые риолиты и трахириолиты. Во вкрапленниках, иногда занимающих 30—40% объема породы, отчетливо видны розовато-коричневые таблички калиевого полевого шпата и округлые зерна темного, полупрозрачного кварца. Реже встречаются туфы этих пород. Вулканиты на склонах вулкана Дамхай почти всюду гидротермально переработаны (окварцованы, флюоритизированы, хлоритизированы, иногда калишпатизированы). Видимая мощность вулканогенных пород составляет около 2000 м. Выше залегают средневерхнедевонские осадочные отложения.

Следы девонских вулканических извержений фиксируются также в 17 км восточнее сомона Баян-дунг, где располагается самостоятельное вулканическое поле. Здесь нами наблюдался следующий разрез (снизу вверх):

Мощность, м

1. Светло-серые риолиты с прослоями и линзами кислых мелкообломочных литокристаллокластических туфов 30
 2. Темно-серые туфы риолитов с прослоями (3 м) темно-полосчатых кремнистых алевролитов 13
 3. Темные кремнистые алевролиты и песчаники, тонко переслаивающиеся 20
 4. Темно-серые андезито-дациты 30
 5. Черные и темно-серые туфы андезито-дацитового и риолито-дацитового составов. В верхней части разреза отмечается 5-метровый горизонт светлых агломератовых туфов риолитов около 100
- Общая видимая мощность разреза около 200 м. Вулканиты Баяндунгского поля прорваны серыми крупнозернистыми биотит-роговообманковыми гранодиоритами карбона и дайками микродиоритов неопределенного возраста.

По химическому составу (табл. 10, см. рис. 9) вулканогенные породы Южно-Норов-

линского вулканического поля представляют собой типичную континентальную известково-щелочную серию. Большинство проанализированных пород на бинарной петрохимической диаграмме кремнезем — сумма щелочей попадает в поле нормальной щелочности при гранитном уровне кремнекислотности и только 15 анализов из 38 попадают в поле трахириолитов и трахидацитов. Породы повышенной щелочности (более 8% щелочей) характерны для некоторых разновидностей пород субвулканической фации (кластолав трахириолитов и гранит-порфиров — комендитов), а также встречаются на участках развития игнимбритов (например, в окрестностях гор Цабчу и Он-Цогой). Почти во всех вулканитах калий преобладает над натрием, характерно низкое содержание кальция и магния при низкой степени окисления железа (отношение окисного к закисному железу почти во всех анализах меньше единицы). По петрохимическим характеристикам породы близки к девонским вулканитам Северо-Хэнтэйской области.

Особенности девонского вулканизма

Изучение девонского континентального вулканизма Монголии позволило выявить некоторые закономерности и тенденции в его развитии. Приведенный очерк показывает, что девонский континентальный вулканизм широко проявлен в поднятиях Северного мегаблока Монголии. Он приурочен к системе различных наложенных прогибов, впадин, мульд, грабенов и других структур, сгруппированных в отдельные ареалы. Вулканические поля и ареалы размещены в зонах разломов, в узлах на пересечении или сочленении разломов различных направлений. Каждому региону свойственно определенное сочетание ведущих структурных направлений, контролирующих размещение вулканитов. Для каледонид Алтая и прилегающей части ранних каледонид Озерной зоны типично сочетание меридиональных и северо-западных разломов при второстепенной роли субширотных и северо-восточных; для поднятий Северной Монголии — сочетание широтного Хангайского линеймента и разломов его оперения со скрытой меридиональной системой нарушений, продолжающей Кызылхемскую разломную зону Восточной Тувы. Это выражено меридиональной ориентировкой цепочки девонских мульд от Шүрхээмской на юге до Хусуингольской (юг Сангилена) и далее Серлигхемской в Восточной Туве при однотипном трахириолитовом составе свойственных им вулканитов. На проявление вулканизма влияют также крупные трансструктурные разломные зоны. Так, вулканические ареалы и отдельные поля северного обрамления Хангай-Хэнтэйской системы прогибов, северо-западного фланга Центрально-Монгольского поднятия, юга Озерной зоны и Монгольского Алтая контролируются Монголо-Охотским глубинным разломом восток-северо-восточного простирания.

Вулканизм развивался длительное время. Он начался в жедине после крупного перерыва, соответствующего в каледонидах позднему силуру — раннему жедину (в древних структурах перерыв был более длительным), и продолжался до франского времени включительно. Выявлены отдельные эпохи вулканической активности и направленное изменение состава продуктов вулканической деятельности. Первая, ранняя, эпоха отвечает нижнему девону, вторая — позднему эмсу — эйфелю, третья, завершающая, — живетскому и франскому векам.¹

В первую эпоху вулканизм развивался в условиях раздробления консолидированных структур и заложения регенерированных геосинклинальных прогибов во внутренних частях орогенной области, крупных межгорных прогибов на севере ее (за пределами Монголии), а также шовных приразломных прогибов. Общей особенностью раннедевонских вулканических серий является существенная роль в них пород среднего основного состава, ведущая натровая известково-щелочная специфика и разнообразный состав, связанный со структурной приуроченностью конкретных серий. Выделяются следующие вулканические серии: базальтовая и андезит-базальтовая континентальная (разломы Озерной зоны) и морская (Прикеруленский прогиб); контрастная базальт-риолитовая, иногда сменяющаяся выше дацит-риолитовой (Бургасутинский шовный прогиб, Хар-Тологойская впадина, северное обрамление Хангайского прогиба), дифференцированная базальтовая и базальт-андезит-риолитовая с возрастанием кислых вулканитов к верхам серий (основание и бортовые части Яматугольского прогиба, Чигиртайская мульда). С вулканитами ассоциируют небольшие тела габбро, габбро-диабазов, габбро-диоритов,

¹ Гаврилова С. П. Этапы развития девонского орогенного магматизма и геохимические особенности гранитоидов (Монголия и Алтае-Саянская область). — В кн.: Геологическое строение редкометалльных зон складчатых поясов Азиатской части СССР и закономерности их размещения. М.: Изд-во ИМГРЭ, 1981.

реже — монцонитоидов и микрогранитов. Севернее территории Монголии интенсивный базальтоидный континентальный вулканизм происходил на раннем этапе в Тувинской (умеренной щелочности), Минусинской (повышенной щелочности) и в других впадинах [20, 21].

В эмс-эйфельское время для значительной территории устанавливаются признаки роста поднятий или его интенсификации; в то же время продолжают существовать морские внутриконтинентальные прогибы, а на Монгольском Алтае оформляется Делюно-Юстыдский прогиб. Для магматизма этого времени типично увеличение роли эффузивов кислого состава, преобладание кислых вулканитов на поднятиях и последовавшее за вулканической деятельностью гранитообразование. На орогенных поднятиях формировались кислые вулканиты с небольшой долей пород среднего или основного составов. Примером являются риолит-трахириолитовые натриево-калиевые серии Северо-Керуленского и Северо-Хэнтэйского поднятий, калиевые серии, развитые на поднятиях Монгольского Алтая и в основании Делюно-Юстыдского прогиба, а также трахидацит-трахириолитовые калиево-натриевые зоны Хангайских разломов. Вслед за вулканитами происходило становление гранитоидов повышенной щелочности. В прогибах вулканиты имели более основной состав. Так, в Хангай-Хэнтэйской системе прогибов среди морских кремнисто-терригенных отложений в небольшом объеме проявлены зеленокаменные базальты и андезиты.

В живетско-франское время происходит резкое сокращение масштабов вулканизма. Среди живетских, живетско-франских и франских пестроцветных мелководных моласовых комплексов, сохранившихся в отдельных мульдах и грабенах, в незначительном количестве присутствуют базальты, андезиты, риолиты и их аналоги повышенной щелочности. Состав вулканитов изменяется в различных мульдах от базальтового, андезит-базальтового и андезитового до андезит-дацит-риолитового и контрастного базальт-риолитового. Единичные мульды такого типа присутствуют в зоне Хангайских разломов; их относительное количество увеличивается по мере приближения к девонским морским бассейнам — на Алтае, на юго-западе Озерной зоны, в северном обрамлении Хангай-Хэнтэйских прогибов и в Центрально-Монгольском поднятии.

Таким образом, в процессе развития девонского континентального вулканизма состав его продуктов становится все более кислым, а в кислых вулканитах растет калиевая щелочность; при затухании вулканической деятельности, наряду с сокращением масштабов вулканизма, снова увеличивается относительная роль вулканитов основного и среднего составов.

Преобладание пород кислого состава среди продуктов континентального девонского вулканизма на территории Северного мегаблока Монголии определяется тем обстоятельством, что субаэральный и наземный вулканизм, который является предметом рассмотрения данной работы, развивался на поднятиях. Ведущая роль континентального базальтового вулканизма типична для расположенных севернее крупных орогенных впадин (территория СССР), а базальтового и андезитового — для морских геосинклинальных бассейнов, особенно для эвгеосинклинального Южно-Монгольского. В Южно-Гоби-Таньшаньских поднятиях, обрамлявших эвгеосинклинальный пояс с юга, девонские вулканогенные и осадочно-вулканогенные толщи, несогласно залегающие на разновозрастном складчатом основании и еще весьма слабо изученные, представлены морскими и субаэральными сериями андезитового, андезит-дацитового, реже — кислого состава [18].

Имеющийся материал позволяет проследить на примере риолитов возрастную и латеральную изменчивость химического состава континентальных вулканитов. Для нижнедевонских риолитов характерно низкое содержание магния и умеренное кальция, глинозема и суммы щелочей при устойчивом преобладании натрия над калием ($\text{Na}_2\text{O} = 4,37\text{—}5,40$; $\text{K}_2\text{O} = 1,32\text{—}3,40\%$). На примере контрастной серии Бургасутинского прогиба видно, что от ранних риолитов к поздним (снизу вверх по разрезу) в составе пород уменьшается содержание глинозема, магния и натрия и растет количество калия. Эта тенденция приводит не только к появлению, но также широкому развитию на эмс-эйфельском этапе вулканизма риолитовых и трахириолитовых серий, в которых риолиты обладают весьма низкими содержаниями глинозема, магния, кальция, местами также натрия при высоких содержаниях калия и кремнезема. При этом вулканиты отдельных ареалов имеют свою специфику. На севере Монголии в зоне Хангайских разломов развиты калиево-натриевые трахидацит-трахириолитовые толщи, трахириолиты которых имеют умеренную глиноземистость и высокую щелочность ($\text{Na}_2\text{O} = 3,74\text{—}5,21$; $\text{K}_2\text{O} = 4,32\text{—}5,90\%$). На востоке Монголии в Северо-Хангайском и Северо-Керуленском

поднятиях проявлены натриево-калиевые серии с невысоким содержанием в риолитах натрия (2,02—3,80%) и высоким — калия (3,99—5,92, в отдельных случаях до 7%). На севере Монгольского Алтая и прилегающей части Озерной зоны развиты специфичные высококальциевые риолиты и трахириолиты ($\text{Na}_2\text{O} = 4,2—0,14\%$, $\text{K}_2 = 4,1—8,0\%$, редко до 9,2%). Таким образом, повышенная калиевая щелочность является характерной особенностью вулканитов второго этапа континентального вулканизма Северного мегаблока Монголии. Увеличение общей щелочности пород в глубь континента происходит за счет увеличения содержания в породах натрия.

Накопление вулканических продуктов на первом этапе связано с деятельностью вулканов трещинного и центрального типов, на втором — преимущественно центрального типа. Они концентрируются в определенные ареалы и имеют линейное или полукольцевое расположение. Магмоконтролирующими структурами являются зоны древних и вновь образованных в девоне глубинных разломов корового и мантийного заложения. Энергетическим источником континентального вулканизма явились глубинные процессы в земной коре и верхней мантии, связанные с общей активизацией в начале девона южного складчатого обрамления Сибирской платформы. Поэтому связь между одновременными вулканическими процессами в Северном континентальном и Южном океаническом мегаблоках Монголии является парагенетической. Об этом свидетельствует и значительная удаленность продуктов девонского наземного вулканизма от существовавших океанических окраин.

ГЛАВА II

КАРБОНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ

На территории МНР карбоновые вулканические породы распространены в основном в её южной части [18, 65]. Кроме того, небольшие поля пород такого возраста известны в Монгольском Алтае и в Центральной Монголии. В Монгольском Алтае вулканиты, датированные нижнекарбовым возрастом, представлены редкими покровами базальтовых и андезитов-базальтовых порфиритов и риолитов и горизонтами туфов и туфогенно-осадочных пород. Они участвуют в строении континентальных молассовых отложений, которые выполняют грабены и мульды вдоль Цаган-Шибетинского разлома.

В Центральной Монголии карбоновые вулканиты известны только в пределах Средне-Гобийской зоны. Вулканиты нижнего карбона залегают в районе сомона Хара-Айраг, где они образуют толщу мощностью около 600 м, сложенную светлокаштановыми флюидальными риолитами и дацитами и их туфами. Эта толща залегает в верхних частях

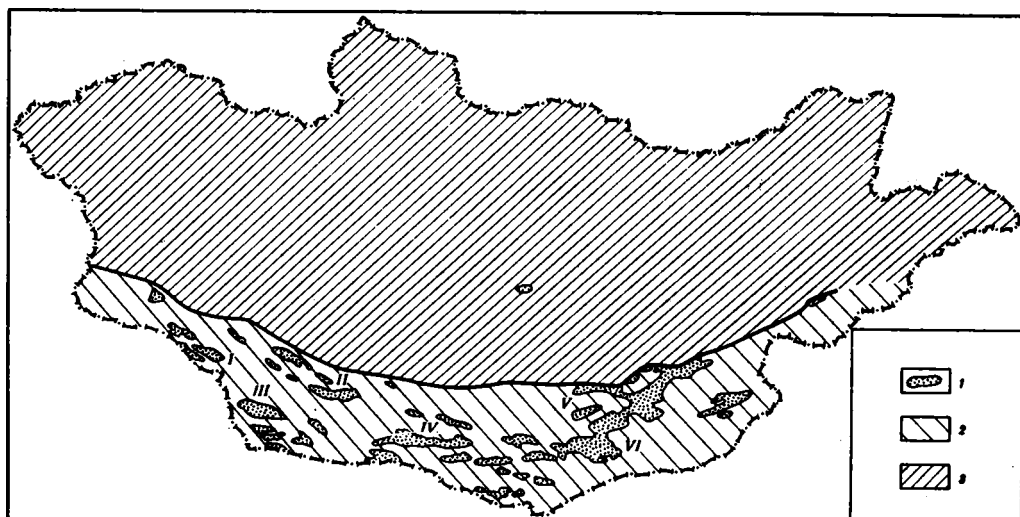


Рис. 19. Схема распространения карбоновых вулканических образований на территории МНР

1 — вулканические поля; 2—3 — складчатые области: 2 — герцинская, 3 — каледонская.

Районы: I — уроч. Боб-Хавцагал; II — хр. Эдренгийн-Нуру; III — горы Арслан-Хамрхан; IV — хр. Ноён-Тост; V — Цохиотуун-Хид; VI — сомон Хан-Богд

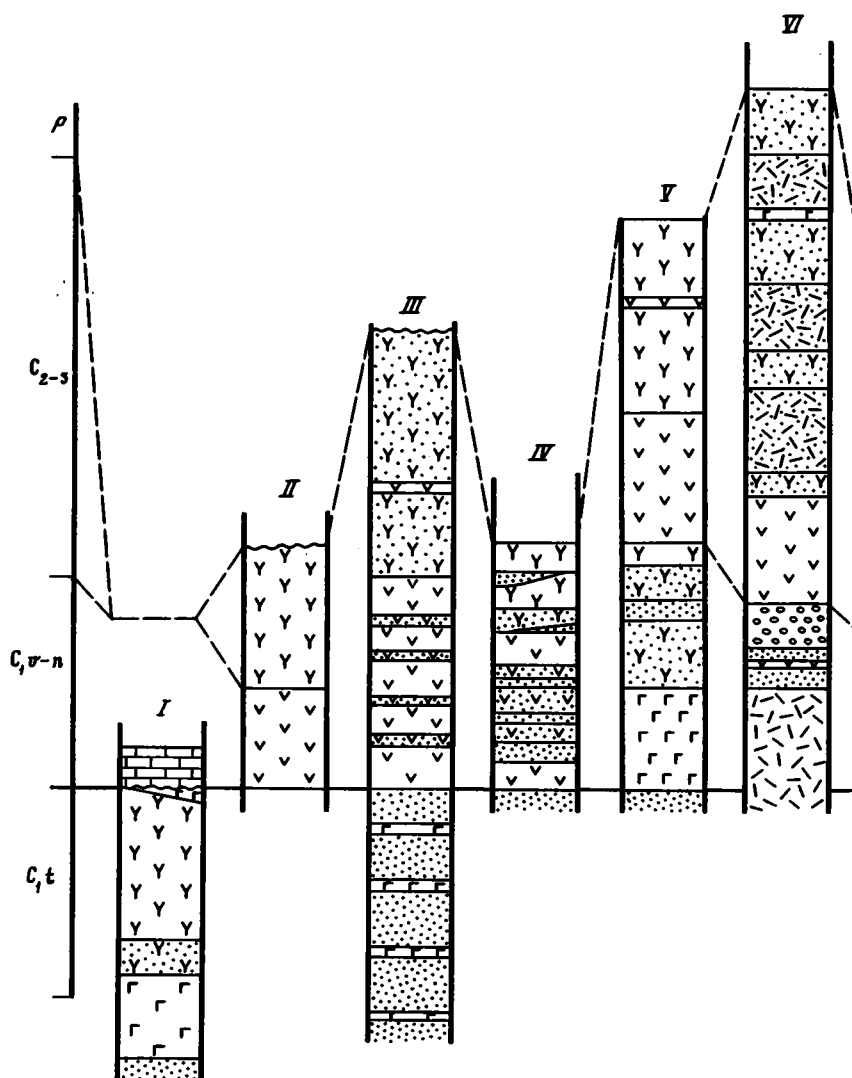


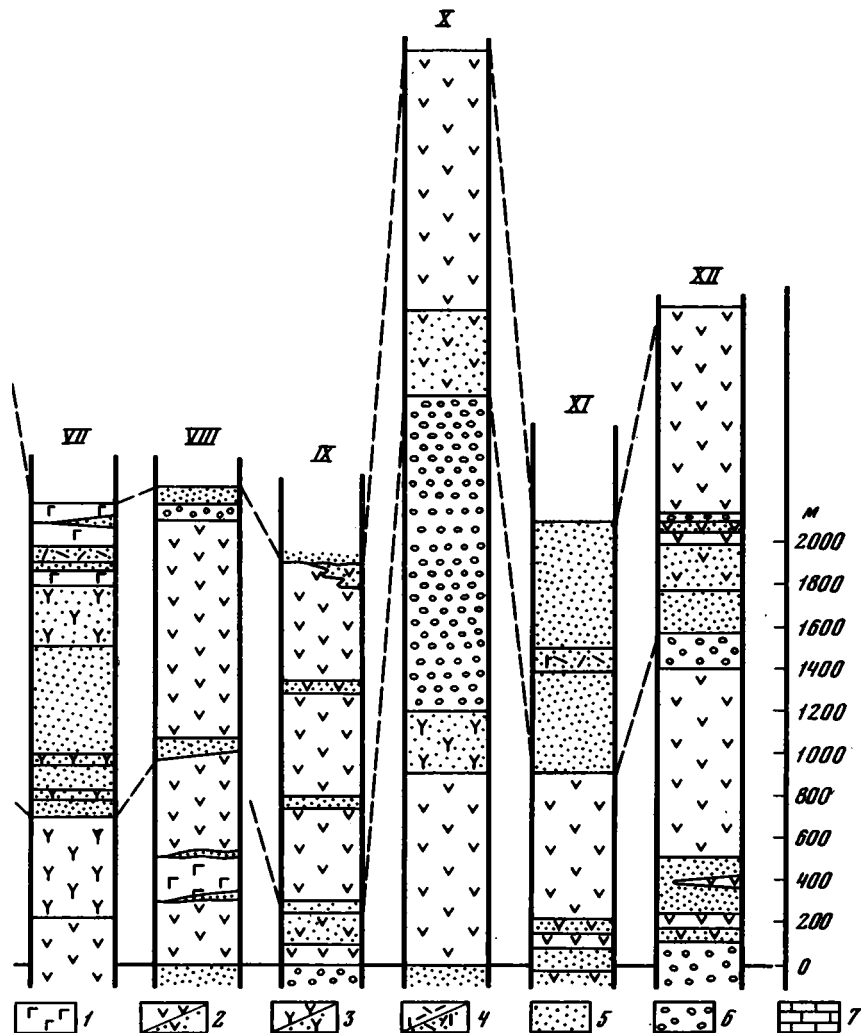
Рис. 20. Схема сопоставления разрезов карбоновых вулканогенных образований в Южной Монголии

I — урочище Бор-Хавцагал; II — хр. Сумен-Хаирхан; III—IV — хр. Эдрэги йи-Нуру; III — центральная часть, IV — западная часть; V — горы Арслан-Хаирхан; VI — хр. Ноён-Тост; VII — горы Халдзан-Ула; VIII — район к востоку от сомона Баян-Обо; IX — район сомона Хан-Богд; X — район Цохиотуни-Хида; XI — район Улугей-Хида; XII — район сомона Мандах.

1 — базальты; 2 — андезиты: а — лавы, б — туфы; 3 — дациты: а — лавы, б — туфы; 4 — рнолиты: а — лавы, б — туфы; 5 — осадочные и туфогенно-осадочные породы; 6 — конгломераты; 7 — известняки

разреза хараайракской грубообломочной свиты [18]. В окрестностях горы Цахир-Джис, расположенной близ тракта Улан-Батор—Мандал-Гоби, известны вулканы, залегающие на песчано-алевролитовой толще, возраст которых, по заключению М. В. Дуранте [25], не моложе низов среднего карбона. К западу, в районе между сомонами Адацаг и Дельгерхан, терригенная толща фациально замещается основными вулканитами, которые, следовательно, также являются карбоновыми.

В Южной Монголии карбоновые вулканы образуют обширные поля и в целом объединяются в единый Южно-Монгольский вулканический пояс, или зону, являющуюся восточным фрагментом трансконтинентального Евразийского верхнепалеозойского вулканического пояса [48]. На территории МНР вулканогенные породы формировались



на герцинском складчатом основании (рис. 19). Область их распространения ограничена с севера Главным Монгольским линейментом, разделяющим каледонские и герцинские структуры Монголии, а с юга — позднегерцинской эвгеосинклинальной зоной Внутренней Монголии.

Современные представления о строении верхнепалеозойского вулканического пояса Южной Монголии сформировались в результате исследований В. М. Синицина [61], А. А. Моссаковского и О. Томуртоого [48, 49], Б. Лувсанданзана [41], О. Д. Суетенко [64], М. В. Дуранте [25], Л. П. Зоненшайна, М. В. Дуранте, Н. Г. Марковой [32] и других исследователей. Было установлено, что вулканические породы формировались здесь в диапазоне от верхов нижнего карбона до верхнего карбона. Нижние части вулканических толщ, датируемые нижним карбоном и низами среднего карбона, сложены андезитовыми порфиритами с подчиненными им кислыми вулканитами, среднекарбовые вулканические толщ — преимущественно породами кислого состава.

Палеовулканогеологические исследования, проведенные в последние годы в ключевых районах вулканического пояса и существенно расширившие представления о строении разрезов карбовых вулканических образований, составе пород и структуре вулканических полей, а также об изменчивости вулканических в пределах вулканической области, свидетельствуют о ее неоднородности [73]. Вследствие этого вулканическая область была разделена на ряд районов с более или менее устойчивыми разрезами и составом вулканических пород — Барунхурайскую котловину, Заалтайскую Гоби, Гобийский Тянь-Шань и восточную часть Южной Монголии. Разрезы вулканических толщ из различных районов Южной Монголии приведены на рис. 20.

Барунхурайская котловина занимает северо-восточную часть Южной Монголии и с севера ограничена хребтами Монгольского Алтая. В ее пределах вулканогенно-осадочные толщи карбона установлены в хребтах Байтаг-Богдо, Барянгийн-Нуру и уроч. Бор-Хавцагал. Они охарактеризованы фауной нижнего карбона и представлены андезитовыми пироксеновыми порфиритами и их туфами, а также туфами смешанного состава и в подчиненном распространении — кислыми породами [41].

В восточной части Барунхурайской котловины в уроч. Бор-Хавцагал вулканытты слагают брахиантиклинальную структуру (рис. 21), в ядре которой расположены тонко-слоистые кремнистые алевролиты, песчаники и гравелиты и, кроме того, отдельные покровы плагиоклазовых порфиритов мощностью до 10 м. В верхней части толщи собраны отпечатки *Chonetidae indeterm.*, *Megachonetes zimmermanni* (Paesk.), *Productidae indeterm.*, *Avonia* sp., *Talmatchoffia* sp., *Rhynchonellidae indeterm.*, *Spiriferidae indeterm.*, *Syringothyris* cf. *hannifalensis* (SW), которые, по заключению Р. Т. Грациановой, датируют вмещающие отложения средним — верхним турне.

Терригенные отложения согласно и местами с переслаиванием перекрыты комплексом вулканогенных образований. В южной части вулканического поля в районе высоты 1701 наблюдается наиболее полный разрез вулкаников. Они залегают на черных окремнелых алевролитах, песчаниках и гравелитах и представлены следующей серией пород (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Массивные серые туфы андезитов	40
2. Песчаники и алевролиты с прослоями гравелитистых туфов	70
3. Массивные черные туфы андезитов	20
4. Зеленовато-серые пятнистые гравелитистые литокристаллокластические туфы андезитов	50
5. Черные песчаники и алевролиты с обломками андезитов	20
6. Темно-серые и бурые пироксен-плагиоклазовые базальтовые порфириты с единичными кристаллами опациitized и хлоритизированного оливина. Базальты пронизаны жилками карбонатов и эпидотизированы. В разрезе лавовой серии отмечается свыше 10 покровов	300—400
7. Зеленовато-серые и бурые гравелиты и песчаники с обломками базальтов	50—70
8. Черные плотные дацитовые туфы с обломками базальтов	50—70
9. Пачка переслаивающихся вулканомиктовых гравелитов, алевролитов и гравелитов с прослоями мелкогалечных конгломератов и туфов смешанного состава	50—70
10. Зеленовато-серые андезито-дацитовые и дацитовые туфы и спекшиеся туфы с обломками риолитовых стекол, имеющих перлитовую отдельность. Они слагают серию хорошо выраженных в рельефе покровов, разделенных прослоями рыхлых туфов	200
11. Серо-зеленые гравийные песчаники и мелкогалечные конгломераты с прослоями псефитовых туфов, в которых содержатся обломки базальтов и дацитов	200
12. Светло-серые дациты, состоящие из таблитчатых вкрапленников олигоклаза и фельзитовой кварц-полевошпатовой основной массы. Они образуют протяженный покров, который выклинивается к юго-востоку	около 150
13. Зеленовато-серые и светло-коричневые обычные и спекшиеся туфы дацитов с прослоями туфопесчаников и туфогравелитов. Мощность отдельных туфовых горизонтов изменяется от 15—20 до 50 м	500
14. Темно-серые миндалекаменные афировые базальты	100—150

Общая мощность разреза превышает 2 км.

Вулканогенные образования перекрыты со стратиграфическим несогласием мощной толщей ракушняковых известняков, в которых Р. Т. Грациановой были установлены *Dictyoclostus* sp., *Tomilia* sp., *Eumetria* sp., *Beecheria* cf. *fernglenensis* (Weller), *Tomioopsis* sp., *Torynifer* Cf. *prendolineatus* (Hall), *Verkhotomia verkhotomica* Sok., *Verkhotomia plenoides* Sok., *Neospirifer* sp., указывающие на верхневизейский возраст известняков.

Приведенный разрез позволяет выделить в строении рассматриваемого вулканического поля 4 пачки пород: 1) базальтовую с горизонтами андезитовых туфов и терриген-

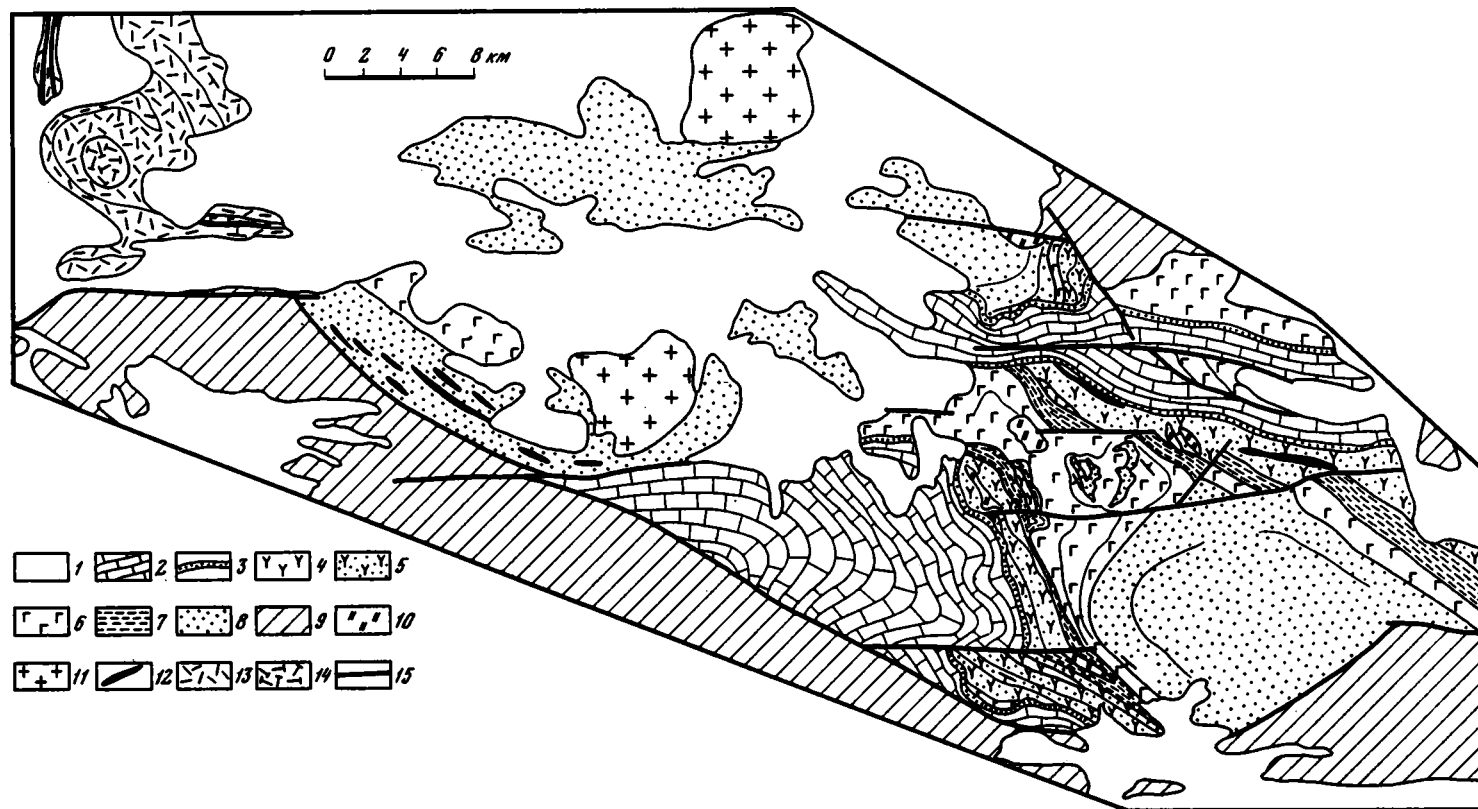


Рис. 21. Схема геологического строения района урочища Бор-Хавцагал

1 — рыхлые отложения; 2 — известняки (C_1); 3 — базальные конгломераты (C_1); 4—8 — образования турнейского яруса: 4 — дациты, 5 — туфы дацитов, 6 — базальты, андезит-базальты и андезиты, 7 — туфогенно-осадочные породы, 8 — песчанники, гравелиты и конгломераты; 9 — среднепалеозойские складчатые толщи; 10 — субвулканические дациты; 11 — граниты; 12—14 — нижнепермские образования: 12 — дайки базальтоидов и трахириолитов, 13 — риолиты и трахириолиты, 14 — экструзии трахириолитов; 15 — разломы

ных пород в нижней части; 2) туфов смешанного состава и туфогенно-осадочных пород; 3) обычных и спекшихся туфов дацитов и риолито-дацитов с отдельными экструзивными телами риолито-дацитов; 4) базальтов. В целом эта последовательность отвечает гомодромному ряду изменения составов пород. Возрастной интервал формирования вулканитов датируется средним—верхним турне—низами визе.

Вулканические ассоциации Заалтайской Гоби

Заалтайская Гоби охватывает территорию, расположенную в западной части Южной Монголии между хребтами Гобийского Алтая и Гобийского Тянь-Шаня. В ее пределах имеется ряд крупных вулканических полей.

Возраст вулканогенных образований. Нижняя возрастная граница карбоновых вулканогенных образований обоснована палеонтологическими и палеофлористическими определениями для всех вулканических полей рассматриваемой территории. Так, в хр. Сумен-Хаирхан среди песчаников и гравелитов, подстилающих вулканогенные образования, Н. Г. Марковой [45] были собраны растительные отпечатки, датирующие вмещающие породы визе—намыром.

В хр. Эдренгийн-Нуру, к северу от горы Ундер-Хуц-Ула, вулканогенные образования залегают на толще кремнистых алевролитов, песчаников и гравелитов мощностью свыше 1,5 км. В нижних горизонтах толщи были найдены отпечатки растений, которые, по заключению В. М. Дуранте, принадлежат раннекарбоновым (турне) формам. В 15 км к западу от колодца Хярин-Гун-Худук в осевой части хр. Эдренгийн-Нуру вулканогенные породы перекрывают известковистые и кремнистые песчаники и конгломераты с многочисленными отпечатками раковин. Датированный по ним возраст пород (из сборов И. В. Гордиенко) определяется как конец турне—начало визе.

В пределах вулканического поля хр. Арслан-Хаирхан низы вулканогенной толщи изучались в районе горы Гурбан-Хара-Ула. Здесь вулканиты подстилаются песчаниками и алевролитами с малоомощными прослоями известняков. В известняках были обнаружены отпечатки *Verkhotomia* (?) sp. (сборы К. Л. Волочковича). Этот комплекс, по заключению Р. Т. Грациановой, свойствен верхней части визе.

Все эти данные достаточно узко определяют нижнюю возрастную границу вулканогенных образований визейским ярусом и, таким образом, свидетельствуют о синхронном начале вулканической деятельности по всей территории Заалтайской Гоби.

Верхняя возрастная граница карбоновых вулканогенных образований определена менее точно. Во всех вулканических полях карбоновые вулканиты с разрывом или через пачки вулканогенно-осадочных пород перекрыты нижнепермскими вулканитами. На основании общности структурных планов карбоновых и пермских образований и одинаковой степени их деформации можно полагать, что по времени формирования они были разделены относительно небольшим перерывом. Поэтому представляется, что вулканическая деятельность продолжалась в среднем карбоне и, вероятно, в начале верхнего карбона, т. е. охватывала интервал от верхов нижнего и до верхнего карбона.

Строение вулканогенных толщ. Карбоновые вулканогенные образования характеризуются наиболее полным разрезом в хр. Эдренгийн-Нуру. Ими сложено крупное поле, вытянутое в широтном направлении, которое под острым углом пересекает осевую часть хребта, имеющую северо-западную ориентировку. Длина поля 90 км, ширина 20 км. Основная часть вулканитов расположена на северных склонах хребта (рис. 22).

В пределах вулканического поля вулканиты моноклинально погружаются на юг, где по широтному разлому соприкасаются с вмещающими среднепалеозойскими толщами. Вулканогенные породы залегают на толще кремнистых тесчаников и алевролитов и к северу от горы Ундер-Хуц-Ула образуют (сверху вниз) следующий разрез:

Мощность, м

1. Голубовато-серые витрокристаллокластические туфы андезитов, сменяющиеся кверху темно-серыми туфовыми гравелитами	150
2. Темно-серые миндалекаменные пироксен-плагноклазовые порфириды со шлаками в верхней части покрова	30
3. Зеленовато-серые туфоконгломераты, гравелиты и песчаники	40
4. Плотные темно-серые пироксеновые порфириды. В верхней части покрова породы миндалекаменные и перекрыты лапиллиевыми туфами	50
5. Пачка серых, зеленовато-серых и бурых туфобрекчий андезитов с прослоями туфов и туфопесчаников	80

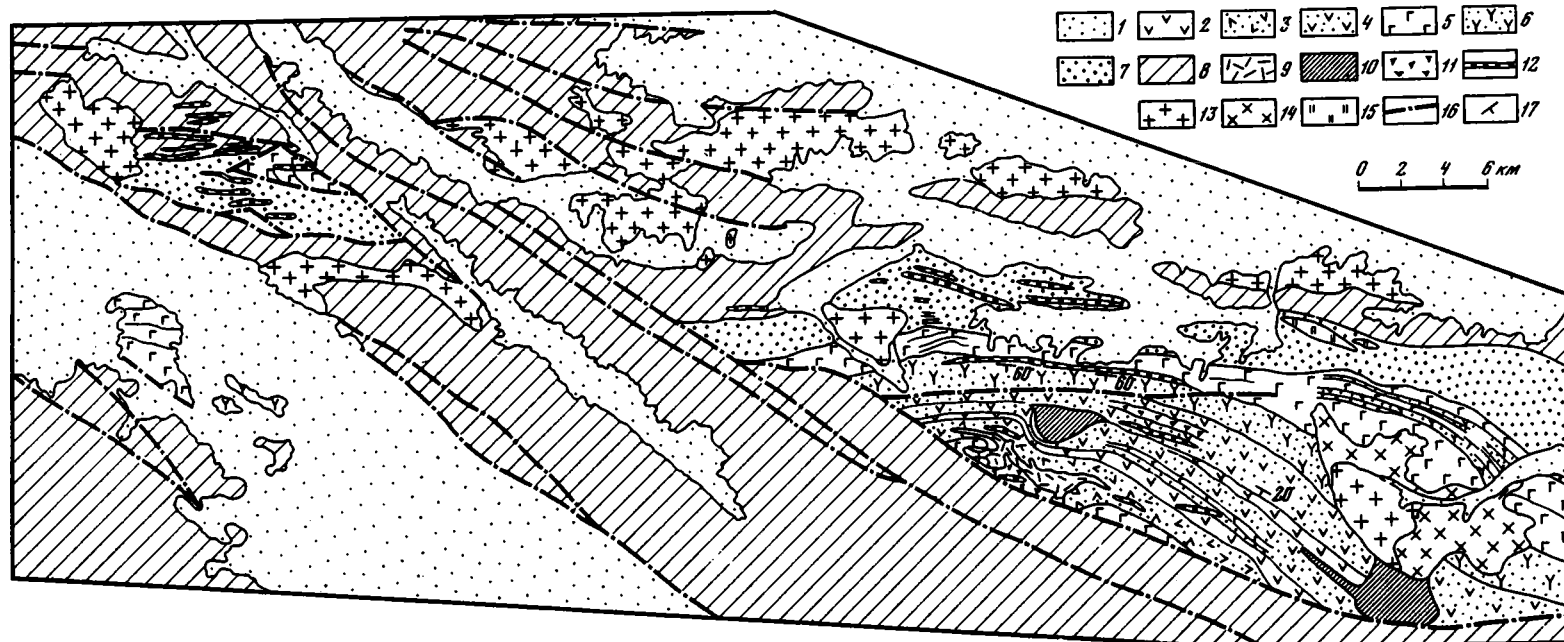


Рис. 22. Схема геологического строения верхнепалеозойских вулканогенных образований хр. Эдренгйин-Нуру

1 — рыхлые образования; 2—4 — нижнепермские вулканы: 2 — андезиты и андезито-базальты, 3 — обычные и спекшиеся туфы трахидацитов и риолито-дацитов, 4 — туфы андезитов и андезито-базальтов с подчиненными пластами лав; 5—7 — карбоновые образования; 5 — базальты, 6 — обычные и спекшиеся туфы дацитов, 7 — терригенные породы; 8 — среднепалеозойские образования; 9—12 — субвулканические и экструзивные образования; 9 — трахириолиты, 10 — граносиенит-порфиры, 11 — вулканические брекчии, 12 — дайки; 13 — граниты; 14 — диориты; 15 — гранодиориты; 16 — разломы; 17 — элементы залегания

	Мощность, м
6. Черные массивные пироксеновые базальтовые порфириды. Небольшие обломки этих пород наблюдались в подстилающих туфопесчаниках	20
7. Крупнопорфировые плагиоклазовые андезито-базальтовые порфириды, слагающие ряд покровов и разделенные линзовидными прослоями туфопесчаников с обломками порфиритов	100
8. Лавобрекчии и туфоконгломераты с обломками порфиритов и туфов	100
9. Андезитовые порфириды с крупными таблитчатыми кристаллами плагиоклаза	80
10. Туфобрекчии и агломераты порфиритов с прослоями туфопесчаников	90
11. Темно-серые афировые андезито-базальты, чередующиеся с лавобрекчиями того же состава	200
12. Голубовато-серые и зеленовато-серые обычные и спекшиеся туфы андезитов и андезито-дацитов	200
13. Темно-серые андезито-дацитовые порфириды с таблитчатыми вкрапленниками олигоклаз-андезита и редкими зернами моноклинного пироксена	20
14. Бледно-зеленые псефитовые дацитовые туфы, переслаивающиеся с туфопесчаниками	20
15. Серия переслаивающихся бледно-зеленых и бледно-серых обычных и спекшихся туфов андезито-дацитов и дацитов. Вверх по разрезу происходит раскисление пород, сопровождаемое исчезновением из минерального состава вкрапленников пироксена доли кварц-полевошпатовой основной массы 1000—1200	
Общая мощность этого разреза	2200—2500

Туфы с неясными соотношениями, но структурно согласно перекрыты пачкой песчаников и гравелитов, переслаивающихся с маломощными прослоями туфов смешанного состава; мощность пачки до 100—120 м. Она залегает в основании серии вулканических пород, которые по данным калий-аргоновых определений имеют нижнепермский возраст.

К западу от хр. Эдренгий-Нуру, в районе горы Дзандзатын-Ула, строение толщи карбоновых вулканитов отличается по ряду признаков от описанного выше разреза. Здесь вулканиты залегают на темно-серых тонкозернистых песчаниках, кремнистых алевролитах, туфопесчаниках и туфоконгломератах (снизу вверх наблюдается разрез):

	Мощность, м
1. Серия покровов базальтовых и андезито-базальтовых пироксеновых порфиритов. Отдельные покровы достигают мощности 30 м и отделены друг от друга шлаками, туфами и туфопесчаниками	400—600
2. Туфобрекчии порфиритов с прослоями туфогравелитов и туфопесчаников с песчаным и карбонатным цементом	100
3. Серия покровов миндалекаменных андезито-базальтов, переслаивающихся с туфогравелитами и туфобрекчиями	300
4. Зеленые витрокластические туфы смешанного состава, туфопесчаники и туфоалевролиты с прослоями известковистых песчаников	200
5. Коричневые дациты и риолито-дациты, слагающие невыдержанные по мощности тела. Они разделены горизонтами дацитовых туфов и туфогенно-осадочных пород	300
Общая мощность	1300—1400

Далее к западу в нижней части разреза вулканических образований начинают преобладать туфы основных пород, тогда как лавовые разновидности становятся подчиненными. Верхние части разреза в основном сложены экструзивными телами дацитов и риолито-дацитов. Мощность разреза последовательно сокращается и к западу от родника Оджими-Булак карбоновые вулканиты не распространяются.

Эти данные указывают на двучленное строение карбоновых вулканогенных образований хр. Эдренгий-Нуру. Нижняя часть толщи сложена базальтовыми и андезитовыми порфиритами, их туфами, туфобрекчиями и агломератами при участии туфогенно-осадочных пород; отмечается увеличение доли туфов при сокращении мощности толщи в западном направлении: ее верхнюю часть слагают обычные и спекшиеся туфы андезито-дацитов и дацитов и в меньшей степени — лавы того же состава. Туфы распространены преимущественно в центральной части вулканического поля, где образуют ряд покровов, выдержанных по мощности и простиранию, общей мощностью свыше 1200 м. Лавы

преобладают в западной части вулканического поля, где слагают крупные экструзивные тела, ассоциированные с туфогенно-осадочными породами.

К западу мощность вулканогенных образований сокращается вплоть до полного выклинивания, в разрезе увеличивается количество туфогенно-осадочных пород. Эти данные указывают на то, что центры карбоновых вулканических извержений были связаны с центральными участками рассмотренного вулканического поля.

В хр. *Сумен-Хаирхан-Ула* карбоновые вулканические образования протягиваются непрерывной полосой вдоль северного борта хребта на расстояние около 120 км. Основание вулканитов, вскрытое в районе горы *Хаирхан-Сайрин-Ула* и в районе горы *Хонгор-Ула*, представлено черными кремневыми вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами и гравелитами, датируемыми, по данным Н. Г. Марковой [45], визейским возрастом.

В районе горы *Хонгор-Ула* терригенные образования перекрыты толщей, в состав которой входят (снизу вверх):

Мощность, м

1. Бурые и темно-серые афировые базальты и андезит-базальты с хорошо развитыми шлаковыми зонами в верхних частях покровов. Покровы переслаиваются с туфами и лавобрекчиями порфиритов и туфогенно-осадочными породами 500
2. Плотные светло-серые эвтакситовые спекшиеся туфы дацитов с тонкими лейстами плагиоклаза, кристаллами кварца и редкими обломками порфиритов 300
3. Андезитовые миндалекаменные порфириты 15
4. Бурые, зеленые и светло-серые обычные и спекшиеся витрокластические туфы риолито-дацитов с преобладающей эвтакситовой структурой. Они слагают ряд покровов, хорошо выраженных в рельефе. В верхней части туфовой пачки наблюдаются три маломощных покрова миндалекаменных андезитов 400

Общая мощность разреза превышает 1300 м, с юга разрез обрывается разломом.

К северу от горы *Сумен-Хад-Ула* туфы риолито-дацитов с разрывом перекрыты нижнепермскими вулканитами, поэтому рассмотренный разрез достаточно полно отражает строение карбоновых вулканических образований хр. *Эдренгийн-Нуру*; характерно двучленное строение их с преимущественным распространением пород основного ряда в нижней части разреза и умеренно-кислых пород — в его верхней части.

На юге Заалтайской Гоби карбоновые вулканогенные образования слагают вытянутое в широтном направлении крупное вулканическое поле в районе гор *Арслан-Хаирхан*. Они залегают на кремневых песчаниках, алевролитах и гравелитах с редкими прослоями карбонатных пород. В районе горы *Хара-Ула* вулканогенные образования слагают моноклиналь, полого погружающуюся к югу, и характеризуются следующим разрезом (снизу вверх):

Мощность, м

1. Серия покровов пироксеновых андезит-базальтовых порфиритов. В верхней части покровов породы обычно миндалекаменные; отдельные покровы разделимы прослоями лапиллиевых туфобрекчий и вулканомиктовых песчаников . . . более 500
2. Бурые андезит-дациты и дациты и их туфы; лавы содержат таблитчатые вкрапленники кислого плагиоклаза в фельзитовой и пойкилобластовой основной массе, слагают невыдержанные по мощности потоки в нижней части серии. Туфы преобладают в верхней части и сменяются сверху туфовыми гравелитами с обломками дацитов 350
3. Желтовато-серые и серые песчаники, гравелиты и мелкогалечные конгломераты 100
4. Темно-серые туфопесчаники, алевролиты, зеленые туфы и туфобрекчии андезитов 300
5. Голубовато-серые и темно-серые андезиты, местами миндалекаменные. Породы содержат крупные вкрапленники зонального плагиоклаза и небольшие изометричные зерна моноклинного пироксена и характеризуются микролитовой и серийно-порфиравой основной массой. Они слагают серию покровов, которые разделены между собой зонами красных шлаков и лапиллиевых туфов 600
6. Голубовато-серые флюидальные дациты и риолито-дациты, их лавобрекчии и туфы. В подчиненном количестве наблюдаются туфовые песчаники и гравелиты, образующие маломощные прослои среди вулканитов, а также отдельные покровы андезитов. Дациты и риолито-дациты содержат около 5% вкрапленников кислого полевого шпата, редкие зерна кварца и характеризуются фельзитовой основной массой 900

Вверх по разрезу дациты перекрыты серией туфогенно-осадочных отложений с обломками всех наблюдаемых в разрезе пород. Туфогенно-осадочные породы залегают в нижней части комплекса вулканитов, датируемых на основании калий-аргоновых определений нижнепермским возрастом.

Приведенные данные о строении карбоновых вулканогенных образований в Заалтайской Гоби свидетельствуют о сходстве вулканогенных толщ на различных участках территории. Вулканиды формировались более или менее синхронно, с конца нижнего карбона, вследствие чего возникли близкие по строению толщ. Нижние горизонты разрезов сложены породами основного ряда — базальтами, андезито-базальтами и андезитами; верхние горизонты образованы умеренно-кислыми и кислыми по составу лавами — андезито-дацитами, дацитами и риолито-дацитами. В вулканических полях хребтов Эдренгийн-Нуру и Сумен-Хаирхан преобладают обычные и спекшиеся туфы этих пород при подчиненном распространении лавовых разновидностей. В вулканическом поле гор Арслан-Хаирхан строение дацитовой толщи в основном определяется потоками флюидалных лав.

В вулканогенных толщах широко представлены туфобрекчии, лавобрекчии и агломераты. По простиранию наблюдаются фациальные замещения вулканических пород туфогенно-осадочными, а также вариации мощностей отдельных пачек пород. Вулканические породы в результате окисления нередко окрашены в бурые и красные цвета, в особенности в верхних частях лавовых покровов. Все это указывает на центральный характер вулканической деятельности и, кроме того, свидетельствует о формировании вулканитов в субаэральной обстановке.

Породы одинаковой основности из разных вулканических полей характеризуются близким петрографическим составом. Так, андезито-дациты, дациты и риолито-дациты и их пирокластические разновидности практически лишены темноцветных минералов. Для них типичен кислый плагиоклаз (олигоклаз и олигоклаз-андезин), изредка встречается кварц; кварц-полевошпатовая основная масса имеет различную текстуру — флюидальную, сферолитовую, эвтакситовую и другие и микропиклобластовую структуру. Андезито-базальты, андезиты и базальты содержат во вкрапленниках плагиоклаз (в андезитах преимущественно зональный), моноклинный и ромбический пироксены. Оливин и амфибол практически отсутствуют.

Вулканические ассоциации Гобийского Тянь-Шаня

В пределах Гобийского Тянь-Шаня вулканогенные образования слагают цепочку полей, прослеживающуюся от хр. Атас-Богдо на западе вплоть до хребтов Гобийского Алтая, срезающих Гобитяньшаньские структуры на востоке. Наиболее крупное вулканическое поле расположено в хребтах Тост и Ноён. Оно вытянуто в широтном направлении на 250 км, по ширине превышает 30 км. Первые сведения о строении разреза и возрастном объеме вулканогенных образований в пределах этого поля были получены Б. Лувсанданзаном [41], А. А. Моссаковским [28], М. В. Дуранте [25], А. И. Анатолевой [4] и О. Томуртоого [49].

Строение вулканогенных толщ и составы вулканитов были изучены В. В. Ярмолюком [73]. В результате было установлено, что разрез карбоновых вулканитов представлен тремя толщами: нижней — риолитовых туфов и лавобрекчий; средней — андезито-базальтовых и андезитовых порфиритов — и верхней — риолитовых и риолито-дацитовых, обычных и спекшихся туфов и туфогенно-осадочных пород.

Толща риолитовых туфов и лавобрекчий обнажена в центральной части хр. Тост в ядре брахиантиклинальной структуры, прорванной гранитным массивом Тахилга-Обо. Она сложена однообразными по составу зеленовато-серыми риолитовыми туфами и лавобрекчиями, образующими серию мощных (до 40 м) покровов; к югу от массива ее наблюдаемая мощность превышает 600 м. Туфам и лавобрекчиям подчинены единичные покровы андезитовых порфиритов, а также прослойки терригенных пород, особенно многочисленные в верхней части толщи, где они преобладают. В них Б. Лувсанданзан собрал флористический комплекс, определенный Г. П. Радченко как визейский [2].

Распространение риолитовых туфов и лавобрекчий, по-видимому, локальное. Если учесть, что на других участках территории, там, где удается наблюдать основание вулканических разрезов, они отсутствуют и вышележащие по разрезу порфириты залегают непосредственно на складчатом фундаменте, то можно говорить о местном развитии риолитов и их вероятной связи с изолированным вулканическим центром. Толща

риолитовых туфов и лавобрекчий с разрывом перекрыта серией переслаивающихся туфогенно-осадочных пород, конгломератов и гравелитов, которые кверху сменяются толщей андезито-базальтовых и андезитовых порфиритов. Среди туфогенно-осадочных пород О. Томуртоого собраны отпечатки растений, свойственные среднему карбону [49], что в целом определяет вышележащие толщи как посленижнекарбоновые.

Толща андезито-базальтовых и андезитовых порфиритов сложена покровами порфиритов, их туфами, а также туфогенно-осадочными породами, переслаивающимися с вулканитами. Выходы всех этих пород установлены на флангах вулканического поля в пределах хр. Тост и гор Денгйин-Нуру, где наблюдаются наиболее глубокие горизонты разреза вулканической ассоциации.

В восточной части рассматриваемой территории в горах Денгйин-Нуру порфириты установлены в пределах тектонического блока, расположенного в осевой части крупной антиклинальной складки. Здесь наблюдается серия лавовых покровов с хорошо развитыми зонами красных и лиловых шлаков, а также грубообломочных бомбовых и лапиллиевых туфов. Туфы преобладают в низах толщи, а в верхних ее горизонтах господствуют довольно однообразные лавовые покровы. Порфиритовую толщу подстилают силурийские (?) сланцы, поэтому ее разрез начинается в этом районе дресвянниками сланцев, а также маломощными конгломератами и туфоконгломератами, в которых наряду с галькой сланцев встречаются обломки порфиритов. Мощность порфиритовой толщи в этой части территории превышает 500 м.

Другой район широкого распространения андезитовых порфиритов расположен на восточных и юго-восточных склонах хр. Тост. Порфиритовая толща здесь имеет наибольшую мощность и характеризуется двучленным строением. В ее нижней части залегают туфы смешанного и андезитового состава, среди которых размещаются немногочисленные покровы. Верхняя часть толщи мощностью свыше 400 м почти исключительно лавовая.

К северу от хр. Тост, в районе горы Хургу-Ула, андезито-базальтовые порфириты залегают на складчатых терригенных толщах нижнего карбона и обрамлены ими на западе и северо-западе. Здесь нижние горизонты разреза сложены темно-серыми и лиловыми пористыми андезито-базальтами, переслаивающимися с маломощными прослоями шлаковых туфов и туфогенно-осадочных пород. К востоку от горы Хургу-Ула наиболее ранними образованиями являются туфы, туфопесчаники и туфовые гравелиты, мощность которых превышает 100 м. Они перекрыты покровами андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов. Последние залегают полого с падениями в разных румбах и обнажаются в пределах большого поля. В подошве покровы сложены агломератами, в кровле — шлаками. Туфогенно-осадочные прослои редки и лишь местами образуют небольшие линзы, состоящие из тонкослоистых песчаников. Мощность толщи здесь около 500—600 м.

В различных участках территории породы толщи близки по петрографическому составу и представлены главным образом плагиоклазовыми, реже — пироксен-плагиоклазовыми порфиритами — плотными массивными голубовато-серыми, лиловыми и бурыми породами. Пористые и шлаковые разновидности местами составляют до 20—30% общего объема, однако обычно их количество не превышает 10%. Они тяготеют к верхним частям покровов, имеют красную или бурую окраску.

Породы, слагающие толщу, характеризуются порфиритовой структурой. Вкрапленники в них представлены плагиоклазами (главным образом, андезином) и в меньшей степени моноклинным пироксеном. Плагиоклазы обычно образуют короткопризматические таблички, нередко наблюдаются их гломеропорфиритовые сростки.

Основная масса порфиритов имеет микролитовую, пилотакситовую и андезитовую структуры, состоит из микролитов плагиоклазов и в меньшей степени пироксенов, погруженных в значительно хлоритизированное и карбонатизированное стекло.

Образование порфиритовой толщи связано с началом регулярной вулканической деятельности в хребтах Ноён и Тост. В ходе извержений этого цикла из недр Земли было извергнуто около 4200—5200 км³ лав и туфов, покрывших рассматриваемую территорию (площадью 7000—7500 км²) чехлом мощностью 600—700 м.

Толща обычных и спекшихся риолитовых и риолито-дацитовых туфов и туфогенно-осадочных пород сложена обычными и спекшимися риолитовыми туфами, туфобрекчиями, туфопесчаниками, туфоалевролитами и туфоконгломератами. В разрезах они залегают между подстилающей их толщей порфиритов и вышележащей толщей контрастных вулканитов. Возраст последней определяется верхним карбоном — нижней пермью [74], поэтому возрастной интервал

формирования толщи риолитовых туфов ограничен средним карбоном — низами верхнего карбона.

В восточной части вулканического поля, в районе гор Денгийн-Нуру, толща риолитовых туфов и туфогенно-осадочных пород обнажается в пределах двух узких, линейно вытянутых полей, ограниченных разломами и расположенных среди среднепалеозойских метаморфических пород. Мощность толщи превышает 2600 м. Породы, слагающие ее, согласно сменяют в разрезах покровы порфиритов, причем в нижних горизонтах толщи наблюдаются туфы смешанного состава с обломками порфиритов, а также отдельные покровы порфиритов.

В строении толщи можно отметить следующие особенности, отражающие динамику ее формирования. В ее нижней части мощностью около 400—500 м наблюдаются туфы, игнимбриты и туфогенно-осадочные породы, переслаивающиеся между собой. Верхние части разреза на протяжении примерно 1,5 км по вертикали насыщены сравнительно маломощными покровами пестроокрашенных спекшихся туфов. Во всех породах преобладают обломки кристаллов плагиоклаза. Кварц встречается редко. Пепловый наполнитель спекшихся туфов имеет эвтакситовый облик, раскристаллизован в мелкокристаллический кварц-полевोшпатовый агрегат. Выше эту серию пород сменяет мощный (300—400 м) нерасчлененный покров зеленых спекшихся туфов, который венчается пачкой пестроцветных туфопесчаников. В верхних горизонтах пачки появляются покровы базальтов и единичные маломощные покровы фиолетовых, коричневых трахириолитовых игнимбритов, типичных для залегающих выше контрастных вулканитов.

Мощные разрезы рассматриваемой толщи, вскрытые более чем на 2200 м, установлены в восточной части территории, в районе горы Регина и к западу от нее, в ядре крупной антиклинальной структуры. Сопоставление разрезов и прослеживание отдельных литологических подразделений по простиранию позволяют говорить о ритмичном строении толщи в этом районе. Такое строение выражено чередованием пачек — слоев, сложенных преимущественно либо вулканогенными, либо вулканогенно-осадочными породами. Здесь, в нижней части толщи, залегает пачка, мощностью 500 м, бледно-зеленых грубополосчатых витрокластических риолитовых туфов, различающихся окраской пород, размерами и количеством обломков стекла и кристаллов и местами разделенных линзами-прослоями пепловых туфов.

Туфы перекрыты пачкой туфогенно-осадочных пород мощностью 95 м. В ней наблюдаются тонко переслаивающиеся черные, серые и бледно-зеленые туфопесчаники и туфоалевролиты, туфогравелиты, пепловые туфы и, кроме того, более или менее выдержанные горизонты витрокластических туфов и туфоконгломератов.

Туфогенно-осадочные породы перекрыты пачкой зеленых, бурых и светло-серых обычных и спекшихся риолитовых туфов мощностью 160—200 м. Эти породы образуют ряд выдержанных покровов мощностью 10—30 м, различающихся по структуре, текстуре и окраске пород.

Выше по разрезу следует пачка туфопесчаников, туфогравелитов и спекшихся витрокластических туфов мощностью 180 м с подчиненными линзами туфоконгломератов.

Разрез венчается серией покровов спекшихся туфов. Эти покровы маломощны (от 1—2 до 10—20 м), различаются по текстуре, структуре и окраске; местами они разделены прослоями туфогенно-осадочных пород. Этот разрез, вероятно, можно было бы надстроить еще, однако с севера он оборван мощной зоной разломов.

В пределах хр. Тост толща риолитовых туфов и туфогенно-осадочных пород наиболее полно представлена в его юго-восточной части. Здесь на покровах порфиритов без видимого несогласия залегает пачка туфогенно-осадочных пород мощностью более 100 м. Выше эти породы сменяются риолитовыми туфами, с которых начинается разрез толщи. В ее строении преобладают обычные и спекшиеся риолитовые и риолито-дацитовые туфы. Им подчинены маломощные прослои, пачки туфопесчаников, туфоалевролитов. Спекшиеся туфы тяготеют главным образом к нижним и средним горизонтам толщи. Они представлены плотными породами, имеющими облик эвтакситовых лав, бурыми, розовыми и темно-серыми. В рельефе они образуют протяженные выступы, в которых породы разбиты призматической и призматическо-плитчатой отдельностью. Местами покровы спекшихся туфов группируются в серии, состоящие из нескольких близких по мощности пластовых тел, венчаемых обычными туфами.

Еще более высокие горизонты толщи сложены зелеными витро- и кристаллокластическими спекшимися туфами, слагающими покров большой мощности. В целом эта серия близка по строению к вулканитам, развитым в районе Денгийн-Нуру. Мощность толщи составляет здесь около 2300—2500 м.

Таким образом, сходное чередование пород в разрезах на всей территории свидетельствует о выдержанности основных подразделений разреза толщи по простиранию. Однако особенности строения некоторых пачек в пределах рассматриваемой площади существенно различаются. Отдельные слои, в особенности сложенные крупнообломочными туфобрекчиями, туфоконгломератами, грубообломочными туфами, по простиранию не выдержанны и образуют обычно крупные линзы. Наиболее значительные из них достигают мощности в несколько сотен метров, вытянуты на 1—2 км и в центральных участках состоят из глыб до 1,5 м в поперечнике. Размеры обломков и их количество сокращаются к краевым участкам линз, и далее постепенно увеличивается количество мелкообломочных пород. Подобные тела вулканических брекчий часто сопровождаются дайками флюидальных и массивных риолитов. Близкие к ним по облику и составу породы слагают обломки в брекчиях. Эти данные позволяют рассматривать тела вулканических брекчий как реликты вулканических построек центрального типа.

Пирокластические породы более или менее выдержанны по простиранию, однако их содержание в отдельных пачках сильно варьирует, в связи с этим наблюдаются либо существенно туфовые разрезы, как, например, в районе гор Денгийн-Нуру, либо существенно вулканогенно-осадочные. Подобная фациальная неустойчивость и невыдержанность мощностей отдельных подразделений разреза, несомненно, определяются деятельностью различных вулканических центров.

Несмотря на существующие различия, можно говорить о более или менее устойчивом облике толщи и представить его следующим обобщенным рядом последовательно сменяющих друг друга пачек пород. В нижних частях толщи преобладают туфогенно-осадочные породы и слабо стратифицированные витрокластические туфы. Выше по разрезу появляются спекшиеся туфы, переслаивающиеся с туфогенно-осадочными породами, вулканическими брекчиями или образующие более или менее мощные серии покровов. В верхних частях толщи доминируют маломощные покровы плотных бурых, фиолетовых и серых спекшихся туфов. Местами отдельные покровы группируются в сложные составные покровы, границы между которыми отсутствуют. Подобный процесс, по-видимому, характерен для покровов спекшихся туфов, близких по времени формирования, границы между которыми стерты в результате термального воздействия и литостатической нагрузки вышележащих покровов [58].

Все породы рассматриваемой группы имеют ярко выраженный лейкократовый облик. Среди обломков кристаллов в них преобладает кислый плагиоклаз, на втором месте находится кварц, калиевый полевой шпат встречается редко. Цветные минералы обычно не наблюдаются, лишь в нескольких случаях были отмечены биотит либо пироксен. Последние, по-видимому, являются обломками вкрапленников базальтов; обломки тех же базальтов также наблюдаются в породах.

По составу обломков породы толщи можно подразделить на плагиоклазовые (до 70% плагиоклаза) и кварц-плагиоклазовые с кварцем; последний наблюдается в подчиненном количестве. В разрезах эти разности связаны между собой постепенными переходами. Смена вверх по разрезу кварц-плагиоклазовых пород существенно плагиоклазовыми бывает резкой или постепенной.

Содержание литокластических обломков в рассматриваемых породах, как правило, не превышает 20—30%. Лишь в некоторых из них оно достигает 50—70%. Таким образом, породы толщи риолитовых туфов и спекшихся туфов в целом можно охарактеризовать как витро- и витрокристаллокластические.

Обломки кристаллов плагиоклаза в туфах обычно имеют угловатую форму, кварца — либо округлую, либо (осколки) остроугольную. Вкрапленники в литондных обломках часто идиоморфны, обладают четкой кристаллографической формой; нередко очертания их причудливы, с заливами основной массы.

Размещение кристаллов в породах с массивной текстурой обычно беспорядочное, но в разностях с совершенной эвтакситовой текстурой и небольшим их количеством нередко наблюдается ориентированное распределение кристаллов, которые вытягиваются длинными осями вдоль поверхностей напластования, придавая породам флюидальный облик.

Текстуры пород разнообразные реликтовые: литокластическая, эвтакситовая, псевдофлюидальная. Последняя проявлена в лавоподобных фациях спекшихся туфов, в которых пепловые частицы и отдельные обломки стекла уплощены и местами превращены в тонкие удлиненные и параллельно вытянутые линзочки (фьямме). Границы между стекловатыми обломками устанавливаются главным образом по различной бурой окраске стекол, а также по оконтуривающей их рудной пыли. В скрещенных николях цементирующая

масса пород выглядит гомогенной, так как слагающее ее первичное стекло девитрифицировано и перекристаллизовано в фельзит.

Общий объем изверженного материала толщи риолитовых туфов, образовавшегося в процессе ее формирования, ориентировочно составляет 14 000—17 000 куб. м (учитывая значительную площадь распространения пород и мощность толщи, достигающую 2,3—2,7 км).

Вулканические ассоциации восточной части Южной Монголии

К востоку от меридиана аймачного центра Далан-Дзадагад карбоновые вулкано-генные образования прослеживаются вплоть до восточной границы Монголии, слагая ряд низогорных массивов. Возраст вулканитов обоснован палеонтологическими данными в вулканических полях районов Улугей-Хид, Цохиотуин-Хид и сомона Хан-Богд [25]. В других вулканических полях вулканогенные образования характеризуются строением, близким к эталонным (по возрасту) разрезам; они залегают на нижекарбоновых отложениях и местами перекрыты нижнепермскими образованиями. Поэтому интервал их формирования также оценивается как средне-верхнекарбоновый.

В районе Цохиотуин-Хида вулканогенные образования изучались М. В. Дуранте, О. Д. Суетенко и А. С. Перфильевым [25]. Ими в строении разреза были выделены толщи (снизу вверх): туфогенно-осадочная, нижняя порфирировая, песчано-конгломератовая, туфогенная и верхняя порфирировая. На основании определения растительных отпечатков возраст туфогенно-осадочной толщи был определен в объеме турнейского яруса. Нижняя, порфирировая, толща датируется визейским ярусом и, возможно, низами серпуховского яруса. В ее составе преобладают покровы андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов, чередующиеся с туфами и туфоконгломератами, а также с прослоями песчаников, алевролитов и кремнистых туфов. Мощность порфирировой толщи 1200—1500 м.

Порфириты перекрыты серией (мощностью до 1700 м) конгломератов, гравелитов и песчаников с многочисленными растительными отпечатками, характерными для серпуховского яруса — низов среднего карбона. В верхней части разреза конгломератовой толщи широко представлены туфы, туфопесчаники и туфоконгломераты. Они достигают мощности 500 м и выделены в качестве туфогенной подтолщи. На ней с переслаиванием залегает верхняя порфирировая толща, сложенная субэвральными андезитовыми и базальтовыми порфиритами с характерными красными шлаковыми зонами в верхних частях покровов. Покровы переслаиваются с туфами и агломератами, а также с вулкано-миктовыми сероцветными гравелитами и грубообломочными песчаниками. Мощность этой толщи превышает 2000 м. На основании согласных соотношений с подстилающими породами возраст порфиритов можно оценить в диапазоне средний карбон—низы верхнего карбона.

Вулканогенные образования района Улугей-Хид изучались О. Д. Суетенко, М. В. Дуранте [25] и В. В. Ярмолюком [73]. Здесь в основании разреза выделена толща вулкано-генно-осадочных пород — туфов, туфопесчаников и туфовых гравелитов с прослоями туфовых конгломератов и отдельными покровами андезито-базальтовых и андезитовых порфиритов. В туфопесчаниках собрана флора, которая, по заключению М. В. Дуранте [25], позволяет отнести вмещающие образования к визе — серпуховскому ярусу.

Более высокие горизонты разреза сложены преимущественно покровами плагиоклазовых и пироксеновых андезито-базальтовых и базальтовых порфиритов общей мощностью свыше 500 м. Разрез венчается туфогенно-осадочными породами — туфовыми алевролитами и туфовыми песчаниками с прослоями углистых пород. Среди туфогенно-осадочных пород залегают два покрова риолитовых спекшихся и обычных туфов. Общая мощность пирокластов до 100 м.

В туфопесчаниках нами была собрана флора, которая, по определению М. В. Дуранте, позволяет датировать толщу средним—верхним карбоном; таким образом, возрастной интервал формирования лавовой толщи определяется средним карбоном [73].

В районе сомона Хан-Богд карбоновые вулканогенные образования были изучены по обрамлению крупного массива щелочных гранитов [26, 73]. Основание вулкано-генного комплекса слагают силурийские зеленокаменно измененные эффузивы и кремнистые образования. На них с резким угловым несогласием залегает мощная толща песчаников, гравелитов и конгломератов, обнажающаяся к югу от массива. Нижние горизонты толщи содержат прослои ракушечников с фауной, характерной для визейских отложений. Эта толща по неясному контакту перекрыта серией пологозалегающих покровов андезитовых порфиритов, их туфов и туфогенно-осадочных пород. Наиболее полный разрез вулкано-

генных образований наблюдается у северного края гранитного массива в районе колоды: а Улан-Худук [26]. Разрез начинается темно-вишневыми и темно-серыми афировыми андезитами и андезито-базальтами видимой мощностью более 200 м. Выше, с галькой андезитов в основании, залегают туфоконгломераты. Кверху они сменяются ритмично чередующимися туфопесчаниками и туфоалевролитами с редкими покровами андезитовых порфиритов. С этой серией пород связаны линзообразные тела дацитовых лавобрекчий, представляющих собой небольшие экзотрузии. В туфопесчаниках М. В. Дуранте [25] обнаружила флору, характерную для средне-верхнего карбона. Мощность этой серии пород превышает 700 м.

Туфогенно-осадочные образования согласно, местами с переслаиванием, перекрыты андезито-базальтовыми и андезитовыми пироксено-плагиоклазовыми порфиритами. Лавы слагают монотонную серию покровов, которые местами разделены прослоями вулканомиктовых песчаников и туфов. По южному обрамлению ханбогдинского массива щелочных гранитов среди порфиритов наблюдаются выходы лаво- и туфобрекчий андезито-дацитового состава. Они выполняют небольшую по размерам жерловину и слагают залегающую вблизи жерловины туфовую пачку мощностью до 200 м. Средняя мощность порфиритовой толщи составляет более 800—1000 м.

Порфириты перекрыты пачкой темно-фиолетовых и темно-серых слоистых основных туфов, туфовых песчаников и туфовых гравелитов с обломками порфиритов. Мощность туфогенно-осадочной пачки превышает 300 м. Она служит основанием для более молодого контрастного вулканического комплекса, сложенного чередующимися в разрезе базальтами, трахириолитами и комендитами. Комплекс охарактеризован пермской флорой [26], поэтому возраст верхней порфиритовой толщи допермского разреза определяется верхами среднего карбона—верхним карбоном.

К западу от ханбогдинского вулканического поля близкие по составу вулканогенные образования прослеживаются непрерывно до хребтов Гобийского Алтая. В районе между сомонами Хан-Богд и Баян-Обо вулканы представлены пироксеновыми и плагиоклазовыми андезитовыми и андезито-базальтовыми порфиритами и имеющими подчиненное распространение оливиновыми базальтами. Покровы имеют хорошо выраженные шлаковые корки и сопровождаются агломератами и туфами. Вулканы полого дислоцированы и согласно перекрыты пачкой темно-серых и зеленовато-серых вулканомиктовых песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Взаимоотношения с палеонтологически охарактеризованными образованиями здесь не наблюдались.

Далее к западу, в районе сомона Номгон, вулканы слагают ряд небольших полей, объединенных общим составом пород и строением разрезов. Нижняя часть вулканогенной толщи наблюдается в хр. Их-Хачиг. Южный склон хребта сложен толщей гравелитов, песчаников и конгломератов, переслаивающихся с пироксеновыми андезито-базальтовыми порфиритами. Порфириты составляют около 20% объема толщи и образуют серию покровов, разделенных пачками вулканомиктовых обломочных пород. Мощность этой части разреза свыше 2 км. Более высокие горизонты разреза наблюдаются в непосредственной близости сомона Номгон. Они сложены андезито-базальтовыми и андезитовыми пироксеновыми и плагиоклазовыми порфиритами при подчиненном распространении оливиновых базальтов. В верхней части разреза в районе горы Мандал-Обо появляются дациты, которые слагают ряд экзотрузивно-купольных тел, сопровождающихся туфами и агломератами; дациты достигают мощности 200 м. В других участках района дациты не установлены. По-видимому, они имеют локальное распространение. Мощность вулканогенной толщи превышает 2000 м. К юго-западу от сомона Номгон вулканы с размывом перекрыты нижнепермским комплексом вулканогенных пород с комендитами.

Комплексы вулканогенных пород, близкие по составу и строению разрезов к описанным выше, но не документированные палеонтологическими определениями, были изучены в ряде других участков восточной части Южной Монголии. Так, они слагают крупные поля в районе Мандах-сомона. Здесь в горах Аргалиту эти породы представлены зеленовато-серыми миндалекаменными, в значительной степени хлоритизированными и эпидотизированными афировыми андезитами, андезито-базальтами и базальтами. Видимая мощность толщи превышает 800 м. Вулканы перекрыты валунными конгломератами с обломками основных эффузивов, гравелитами и песчаниками верхнего карбона — нижней перми.

В более восточных районах Южной Монголии карбоновые вулканы известны в районе сомона Улан-Бадрах, где представлены средними по составу породами со средне-верхнекарбоновой флорой. Далее к востоку вулканы становятся более редкими

и породы карбонового возраста представлены главным образом терригенными и карбонатными отложениями, принадлежащими нижнему и среднему отделам системы [18].

Приведенные данные о распространении карбоновых вулканогенных образований в восточной части Южной Монголии показывают, что вулканическая деятельность в этой части территории началась в послевизейское время. Собственно лавовые образования в отдельных участках слагают две серии пород, одна из которых сформировалась в течение верхов нижнего, возможно низов среднего, карбона, другая имеет средне-верхнекарбоновый возраст. Различные по возрасту вулканы характеризуются близким составом и представлены андезитами и андезито-базальтами и в меньшей степени — базальтами. Породы более кислого состава распространены ограниченно и связаны с небольшими стратовулканами или слагают отдельные экструзивные тела.

Основные особенности карбонового вулканизма

Закономерности распределения. На территории МНР каменноугольные вулканогенные образования в основном распространены в Южной Монголии. Ими завершилось развитие герцинской складчатой системы. На большей части территории вулканическая деятельность началась в конце раннего карбона, с конца визейского времени. Исключение составляет район Барун-Хурайской котловины, где вулканическая активность полностью исчерпала себя в течение турнейского времени.

Вулканогенные образования обычно залегают на молассовых отложениях нижнего карбона. Единичные покровы отменяются и среди подстилающих терригенных толщ, отражая связь вулканической деятельности с заключительными стадиями тектонического режима, определившего образование молассовых толщ.

В этой вулканической области установлены систематические вариации в составе и строении вулканогенных толщ и в их возрастном объеме. Наиболее значительные различия наблюдаются между восточной и западной частями области, граница между которыми проходит по меридиану Далан-Дзадагад. Для западных районов характерно двучленное строение изученных разрезов. Нижние их части сложены толщами базальтов, андезито-базальтов и андезитов, верхние — дацитами и риолитами. Породы обеих толщ распространены примерно в одинаковых объемах и образуют серии, гомодромно изменяющиеся по составу.

В восточной части Южной Монголии карбоновые вулканы представлены главным образом породами основного и среднего составов, тогда как более кислые образования распространены в резко подчиненном количестве и связаны с вулканическими жерловыми конусами или с небольшими экструзивными телами.

Имеющиеся данные позволяют предполагать, что на крайнем востоке Южной Монголии, к востоку от г. Сайн-Шанд, карбоновые вулканы не были распространены.

Помимо рассмотренного генерального распределения вулканитов в Южной Монголии, следует отметить существование поперечной неоднородности в размещении вулканитов в западной части Южной Монголии.

Здесь прежде всего выделяется район Барун-Хурайской котловины, в пределах которой вулканическая деятельность завершилась к визейскому времени, т. е. до начала вулканизма на всей остальной части Южной Монголии.

Два других района охватывают территорию Заалтайской Гоби и Гобийского Тянь-Шаня. Вулканогенные образования в их пределах различаются по составу пород. Так, если в вулканических ассоциациях Заалтайской Гоби среди вулканитов кислого состава преобладают дациты, то в Гобийском Тянь-Шане — риолиты.

Границами между этими районами (или сегментами вулканической области) являются зоны глубинных дислокаций. В частности, местоположение границы между восточной и западной частями вулканической области укладывается в пределы зоны крупнейшего тектонического элемента Азиатского материка, выделенного Л. П. Резвым [57] под названием Великий геораздел Азии. Границу между районами Заалтайской Гоби и Гобийского Тянь-Шаня можно связать с крупным, морфологически хорошо выраженным швом, прослеживающимся вдоль северных склонов Гобийского Тянь-Шаня.

Распределение вулканогенных образований в Южной Монголии подчинено крупным, широтно ориентированным вулканическим котловинам. В Гоби-Тяньшаньском сегменте с такой котловиной связано формирование вулканического поля хребтов Ноён и Тост [73]. Котловина вытянута в широтном направлении на 250—270 км, ширина ее достигает 50—70 км. Положение котловины связано с Гоби-Тяньшаньской зоной разломов, отдельные нарушения которой определяют борта впадины и контролируют размещение вулканических аппаратов.

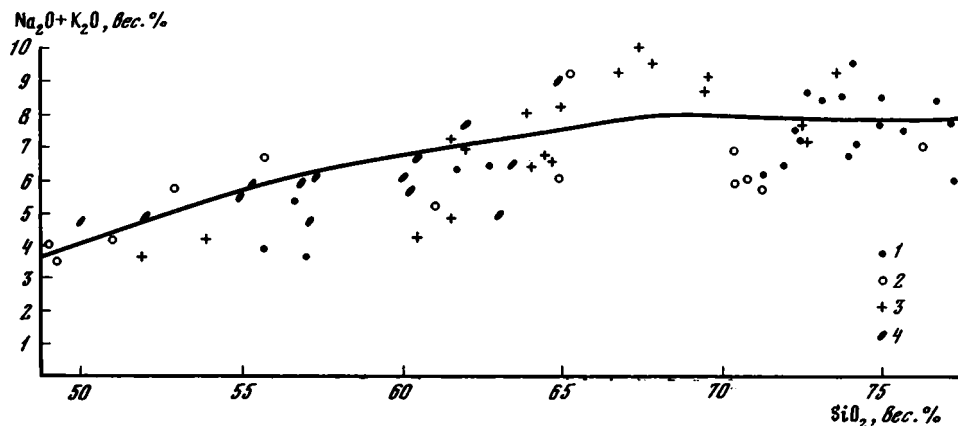


Рис. 23. Классификационная петрохимическая диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$ составов карбоновых вулканитов

Вулканические ассоциации: 1 — хр. Ноён-Тост; 2 — уроч. Бор-Хавцагал; 3 — хр. Эдренгийн-Нуру; 4 — горы Арслан-Хаирхан

На территории Заалтайской Гоби вулканогенные образования слагают широтно вытянутые поля. В их центральных участках вулканиты достигают максимальной мощности (до 3 км), на флангах полей породы выклиниваются.

Вулканические поля обособлены по площади и разделены выходами среднепалеозойских и нижнекарбонных толщ, в пределах которых отсутствуют верхнепалеозойские вулканогенные образования, а также комплексы субвулканических интрузий, которые могли бы зафиксировать корни денудированных вулканов. Все это доказывает, что наблюдаемое размещение вулканических полей на территории Заалтайской Гоби отвечает их первоначальному распределению и что формирование вулканитов происходило в вулканических котловинах.

Размещение вулканических полей контролируется разломами, продольными по отношению к простиранию вулканического пояса. Так, вулканическое поле хр. Сумен-Хаирхан, расположенное в северной части Заалтайской Гоби, ориентировано вдоль северо-западного отрезка Главного Монгольского линеймента и ограничено с бортов параллельными разломами: с северо-востока — шовным разломом линеймента, а с юго-запада — разломным фасом хр. Сумен-Хаирхан.

Вулканическое поле хр. Эдренгийн-Нуру контролируется двумя протяженными субширотными разломами, которые с севера и юга ограничивают распространение верхнепалеозойских вулканитов. На снимках разломы прослеживаются от хребта на запад более чем на 150 км, а в восточном направлении погружаются под рыхлые отложения межгорных впадин. На территории, ограниченной разломами, вулканогенные образования карбона распространены непрерывной полосой вплоть до родника Оджими-Худук, где вулканическая котловина замыкается.

В строении вулканического поля хр. Арслан-Хаирхан, расположенного в южной части Заалтайской Гоби, ведущую роль играют также субширотные разломы. Наиболее крупные из них ограничивают распространение вулканогенных образований с севера и юга. Другие широтные разломы контролируют распределение многочисленных субширотных даек граносиенит-порфиров, риолитовых порфиров и базальтовых порфиритов.

В восточной части Южной Монголии формирование вулканитов также было связано с крупными, вытянутыми в широтном направлении котловинами. Как правило, края котловин скрыты под чехлом мезо-кайнозойских отложений, тем не менее различия, устанавливаемые в строении разрезов из разных вулканических полей, свидетельствуют об изолированности вулканических котловин.

Химизм карбонных вулканогенных образований. Химические составы продуктов карбонного вулканизма приведены в табл. 11 и 12, в монографии Геология МНР [19, т. 2] и в работе В. В. Ярмолюка [73]. В целом эти образования относятся к известково-щелочной петрохимической серии пород. На классификационной диаграмме их составы в основном расположены в поле пород нормальной щелочности (рис. 23). Вулканиты характеризуются относительно высоким содержанием Na_2O и отношением $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} > 1$, им свойственен рост общей щелочности от основных к кислым разновидностям. Петрографические вариационные ряды в целом согласуются с после-

Таблица 11

Химические составы карбонатовых вулканогенных пород района Бор-Хавцагал

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	47,96	65,19	61,02	71,13	68,99	64,86
TiO ₂	1,03	0,53	0,87	0,44	0,51	0,80
Al ₂ O ₃	19,33	16,72	15,89	14,57	14,54	16,26
Fe ₂ O ₃	6,36	2,76	4,10	2,37	1,35	2,68
FeO	6,04	1,92	1,57	2,08	0,38	1,35
MnO	0,23	0,15	0,18	0,18	0,04	0,23
MgO	4,77	0,49	1,59	0,30	0,17	1,01
CaO	10,18	0,84	5,72	0,84	0,81	1,75
Na ₂ O	2,62	5,79	2,24	4,30	1,60	4,52
K ₂ O	1,39	3,79	3,05	1,60	9,60	4,94
H ₂ O	0,30	0,08	3,48	1,00	1,12	1,31
P ₂ O ₅	0,37	0,08	0,33	0,03	0,09	0,17

Примечание. 1—4 — образцы отобраны вверх по разрезу в порядке номеров 3 — андезито-дацитовый туф, там же; 4 — риолит, покров, южный склон горы 1701; 5—10 — продолжение дацит, экструзия; 6, 7 — дацитовые спелкшиеся туфы; 8, 9 — риолитовые спелкшиеся туфы; 10 — базальт, 14 — андезитовый порфир, дайка, там же.

Таблица 12

Химические составы карбонатовых вулканогенных пород районов хр. Эдренгийн-Нуру и гор Арслан-Хайрхан

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	60,00	57,30	54,96	56,80	57,02	53,33	51,06	48,64	55,06	60,32	63,14	61,95
TiO ₂	0,74	1,00	0,83	0,87	0,65	0,77	0,73	0,92	0,76	0,61	0,65	0,78
Al ₂ O ₃	15,00	15,10	16,10	19,30	16,54	16,45	17,17	17,56	18,86	16,80	18,25	16,55
Fe ₂ O ₃	4,93	7,60	4,80	1,58	2,08	1,65	1,79	2,56	4,94	1,23	0,30	0,86
FeO	2,09	2,61	2,69	4,37	5,46	7,48	8,49	8,70	2,69	4,63	5,73	4,96
MnO	0,14	0,12	0,12	0,12	0,17	0,28	0,22	0,19	0,13	0,11	0,19	0,13
MgO	3,70	2,50	4,66	1,67	4,70	4,58	3,58	4,58	2,89	3,85	1,89	0,14
CaO	5,27	5,30	6,99	8,61	6,63	9,00	8,83	9,12	6,82	4,04	1,79	3,06
Na ₂ O	3,73	4,98	3,16	2,98	4,05	3,32	2,84	2,88	3,38	3,83	2,76	4,25
K ₂ O	2,47	1,25	2,32	3,03	2,69	1,36	2,46	1,90	2,68	2,95	2,19	3,42
P ₂ O ₅	0,19	0,24	0,99	0,47	0,35	0,34	0,53	0,40	0,38	0,31	0,36	0,48
H ₂ O	1,60	1,40	3,72	0,10	0,10	1,59	2,50	2,92	1,50	2,26	3,00	2,16

Примечание. 1—15 — Вулканическое поле хр. Эдренгийн-Нуру: 1, 2 — андезит дерхун-Ула, породы отобраны вверх по разрезу в порядке номеров; 3—9 — по лан-Хайрхан; породы отобраны по разрезу снизу вверх в порядке номеров андезит, покров, там же; 18 — дацит, покров, район высоты 1163, 19—21 — андезиты, покровы, район отметки 2 км к востоку от горы Арслан-Ула, 26 — андезит, покров, там же.

довательной сменой составов вверх по разрезу вулканических ассоциаций от базальтов (через андезиты) до дацитов и риолитов и, таким образом, свидетельствуют о гомодромной направленности магматической дифференциации в процессе развития карбонатового вулканизма.

Количественная оценка продуктов карбонатового вулканизма. Как было показано, в ходе карбонатового вулканизма накопление вулканического материала происходило в изолированных вулканических котловинах. В западной части Южной Монголии, помимо упомянутых вулканических котловин хребтов Ноён и Тост, хр. Атас-Богд, гор Арслан-Хайрхан, хребтов Эдренгийн-Нуру и Сумен-Хайрхан, имеется еще ряд вулканических полей, обладающих, по-видимому, таким же строением. Размеры вулканических котловин в среднем составляют 2500—3000 км², за исключением котловины хребтов Ноён и Тост, площадь которой равна 7000—7500 км². Мощность в них вулканитов достигает 3 км, а их общая площадь распространения составляет 30 000—32 000 км².

На основании этого общий объем вулканитов в западной части Южной Монголии можно оценить в 90 000—100 000 км³; из них примерно половину составляют

7	8	9	10	11	12	13	14
63,59	70,95	70,32	48,30	76,02	50,93	70,32	55,60
0,69	0,66	0,73	1,28	0,11	1,03	0,46	1,55
18,58	14,46	15,28	17,20	12,38	17,35	14,85	17,54
2,07	0,54	0,13	6,52	0,19	8,11	1,72	7,78
2,35	2,40	3,00	6,25	0,16	2,38	0,80	2,80
0,19	0,15	0,21	0,21	0,01	0,21	0,05	0,54
1,17	0,79	0,37	6,60	0,21	5,72	0,41	2,84
1,69	1,41	1,24	10,01	0,61	7,85	2,22	3,64
7,22	2,46	6,46	2,72	2,18	2,67	3,81	6,18
2,27	3,77	0,56	0,66	5,04	1,78	2,22	0,78
0,10	0,52	1,16	0,18	2,27	2,31	3,23	0,20
0,26	0,11	0,19	0,36	0,02	0,39	0,08	0,40

ов: 1 — базальтовый порфирит, покров, северный склон горы 1701; 2 — дацитовый спекшийся туф горы 1701; 3 — разрез на южном склоне горы, в 3 км к западу от высоты 1701; 4 — стекловатый покров; 11 — риолит, покров; 12 — базальт, покров, район горы Хуш-Ула; 13 — риолит, дайка, там же;

13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
60,17	57,10	64,65	64,83	58,68	64,80	57,91	58,71	58,72	68,71	54,85	67,27	69,48	56,65
0,87	1,00	0,53	0,82	0,91	0,79	0,89	0,74	0,71	0,42	0,84	0,61	0,54	1,09
16,36	16,71	17,04	15,49	16,42	15,46	17,51	17,33	16,85	14,09	16,72	15,66	14,67	16,00
0,62	0,86	0,63	1,62	2,55	3,52	3,80	4,69	6,00	2,93	1,90	2,63	2,08	5,01
7,44	7,72	2,80	2,40	3,40	1,20	3,28	1,48	0,38	0,46	5,12	0,54	0,54	2,80
0,19	0,18	0,11	0,12	0,21	0,09	0,19	0,11	0,12	0,12	0,14	0,13	0,08	0,31
2,24	3,36	0,99	1,14	1,85	0,86	2,70	2,50	2,79	0,53	4,19	0,66	0,50	1,85
3,87	4,33	2,08	3,17	5,94	2,14	6,90	6,19	6,24	2,09	7,68	2,15	1,95	6,06
3,10	2,40	4,80	5,00	3,28	4,16	3,15	4,12	4,00	3,80	3,90	5,66	4,17	3,92
2,62	2,32	4,34	2,40	2,20	3,71	1,68	1,68	1,87	3,93	1,11	3,65	4,63	2,11
0,31	0,37	0,20	0,16	0,25	0,25	0,27	0,24	0,25	0,10	0,25	0,15	0,10	0,45
2,64	3,32	2,45	—	1,70	0,32	0,63	—	0,40	—	—	—	—	—
			1,63	2,45	1,35	0,62	1,88	1,68	1,62	3,50	0,95	0,37	3,41

товые порфириты, район горы Даамдагтун-Ула; 3—15 — разрез толщ к северу от горы Ун-рфриты; 16—18 — туфы дацитов и андезито-дацитов; 19—26 — Вулканическое поле гор Ар-по линии гора Хара-Ула — гора Арслан-Ула: 16 — дацит, покров, гора Хара-Ула, 17 — ки 1159; 22 — дацит, покров, район высоты 1046, 23 — андезито-базальт, дайка, там же, 24, 25 — дациты, по-

породы основного и среднего составов, другую половину — умеренно-кислые и кислые вулканы.

В восточной части Южной Монголии выходы вулканических пород занимают 20 000—25 000 км², средняя мощность их не превышает 2000 м, поэтому объем вулканических продуктов, представленных здесь главным образом основными вулканиками, можно оценить в 40 000—50 000 км³. Всего в ходе карбоновых извержений в Южной Монголии было извергнуто около 130 000—150 000 км³ магматического вещества.

Заканчивая характеристику каменноугольного вулканизма, необходимо отметить, что вулканический пояс Южной Монголии располагался на южном крае материка Северной Евразии вдоль его границы с океаническим бассейном Палеотетиса [48]. Такая позиция сближает пояс с вулканическими поясами активных континентальных окраин типа андийской. Сходство устанавливается и по составу вулканических продуктов, а также по закономерному увеличению щелочности пород в особенности за счет K₂O к северу в глубь континента. Эти данные позволяют связать формирование вулканического пояса с зоной субдукции, выход которой на поверхность реконструируется примерно в 100 км к югу от хребтов Гобийского Тянь-Шаня.

ПЕРМСКИЙ ВУЛКАНИЗМ

Пермский вулканизм на территории Монголии связан с формированием позднепалеозойских орогенных структур, завершивших герцинский этап развития страны. Начиная с конца среднего карбона эти структуры развивались повсеместно — в пределах герцинской эвгеосинклинальной зоны Южной Монголии, в моногеосинклиналях Центральной и Западной Монголии и на разделяющих их складчатых сооружениях ранних каледонид [4, 8]. Они представлены различными по величине межгорными впадинами и прогибами, а также грабенами и грабен-синклиналями, обычно резко наложенными на подстилающие образования.

Наиболее широко пермские вулканы распространены в системе орогенных структур, с севера и с юга обрамляющих Хангай-Хэнтэйскую горную область, а также в Южной Монголии. На севере страны они образуют обширные поля в пределах Орхон-Селенгинского прогиба и, кроме того, как показали исследования последних лет, продолжают узкой цепочкой полей, вытянутых вдоль Хан-Хухейского разлома, практически до хребтов Монгольского Алтая.

В Центральной Монголии пермские вулканы широко распространены в пределах системы орогенных впадин, объединяемых в Предхэнтэйский прогиб и в соответствии с геологической картой Монголии [15, 16] прослеживаются от р. Онгийн-Гол до восточной границы Монголии. К западу от р. Онгийн-Гол пермские вулканогенные образования были выделены лишь в последнее время сотрудниками Советско-Монгольской геологической экспедиции — С. П. Гавриловой, И. В. Гордиенко, О. Томуртоого и В. В. Ярмолюком. Вулканы здесь слагают систему грабенов, вытянутых по Долине Озер вдоль северного фаса Гобийского Алтая вплоть до хр. Хан-Тайшир. В целом в Центральной Монголии пермские вулканы образуют вытянутый ареал, протягивающийся практически через всю страну.

На юге Монголии пермские вулканогенные образования завершают развитие вулканизма в пределах Южно-Монгольской позднепалеозойской вулканической области. Распределение вулканитов здесь подчинено системам крупных широтных разломов, по которым они прослеживаются цепочками полей на расстоянии свыше 1300 км.

Оценивая общие закономерности размещения пермских вулканических образований, следует подчеркнуть, что вулканы группируются в трех линейно-вытянутых вулканических ареалах, которые в соответствии с существующими определениями [17] следует классифицировать как вулканические пояса: Северо-Монгольский, Центрально-Монгольский и Южно-Монгольский.

ЮЖНАЯ МОНГОЛИЯ

В Южной Монголии до недавнего времени пермские вулканогенные образования были известны лишь в северной части территории — в районах сомонов Шинне-Джинст и Мандах [18]. В последние годы было установлено широкое распространение этих образований по всей Южной Монголии [26, 74]. Они слагают две цепочки вулканических полей, одна из которых связана с Гоби-Тяньшаньской системой разломов, а вторая — с зоной разломов Главного Монгольского линеамента (рис. 24). В промежуточной полосе, лежащей между этими системами разломов, пермские вулканы распространены ограниченно.

Вулканические ассоциации Гоби-Тяньшаньской зоны разломов

Гоби-Тяньшаньская зона разломов представляет систему сближенных нарушений шириной до 60—75 км, протягивающихся в широтном направлении через всю Южную Монголию. В западной части Южной Монголии она прослеживается вдоль хребтов Гобийского Тянь-Шаня и смежных с ним долин. В восточной части Южной Монголии зона разломов не имеет отчетливого орографического выражения, однако хорошо видна на фотографиях, где выделяется системой субширотных нарушений, следующих через сомоны Номгон, Хан-Богд, Хубсугул, Улан-Бадрах и далее на восток, на территорию Китая. На всем протяжении от хр. Атас-Богд на западе до гор Улан-Ула на востоке она трассируется полями пермских вулканитов. Возраст пород обоснован находками нижнепермской флоры в вулканитах хребтов Ноён и Тост, в районе сомонов Хан-Богд и Улугей-Хид [74]. В других вулканических полях к пермским были отнесены вулканиты,

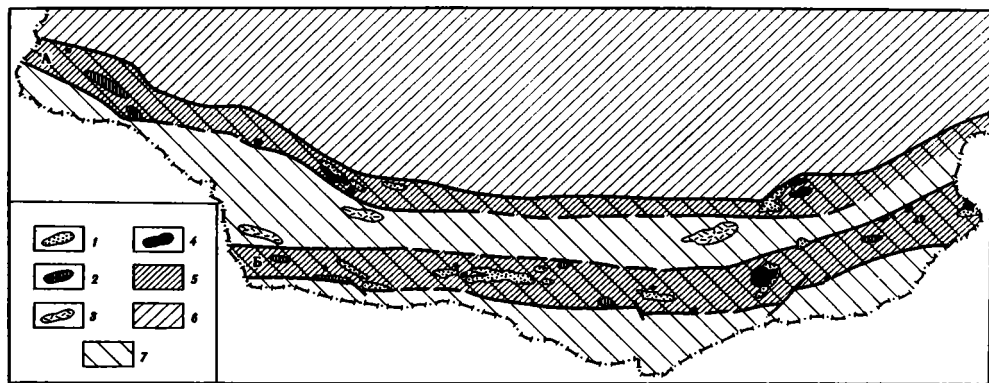


Рис. 24. Схема распространения пермских вулканических ассоциаций в Южной Монголии

1—2 — базальт-командит-трахириолитовые вулканические ассоциации; 3 — андезит-дацит-риолитовые вулканические ассоциации; 4 — щелочные граниты; 5 — зоны разломов; А — Главного Монгольского линеймента, Б — Гоби-Тяньшаньская; 6 — каледонские структуры; 7 — герцинские структуры

близкие по составу и строению разрезов к эталонным пермским вулканогенным образованиям. Как правило, они залегают с разрывом на карбоновых вулканитах или же отделены от них пачками туфогенно-осадочных пород. Сверху эти вулканиды обычно перекрыты верхнепермскими конгломератами.

Вулканическая ассоциация хр. Цаган-Богд. В хр. Цаган-Богд, расположенном в западной части вулканической зоны, пермские вулканиды выполняют два узких грабена. Один вытянут в северо-западном направлении, другой — в субширотном (рис. 25).

Северо-Западный грабен расположен среди среднепалеозойских образований и отделен от них сбросами, ориентированными вдоль его бортов. Ширина грабена меняется от 6 до 8 км, протяженность превышает 40 км. В пределах грабена вулканогенные образования моноклинально погружаются на юго-запад и согласно залегают на толще, сложенной песчаниками, гравелитами и конгломератами. По данным В. М. Синицина [61], она содержит нижнепермскую фауну. Нижнюю часть вулканогенного комплекса составляют однородные по строению покровы андезито-базальтовых порфиритов с таблитчатыми и тонкопластинчатыми вкрапленниками плагиоклаза. Покровы обычно разделены прослоями черных вулканомиктовых песчаников, гравелитов и алевролитов. Основные вулканиды обнажаются в тектонических блоках, наблюдаемая их мощность превышает 300 м.

Андезито-базальты согласно перекрыты трахириолитами. Наиболее полный разрез последних наблюдается в западной части грабена, в 7 км восточнее родника Шара-Устын-Булак. Здесь, к югу от разлома, отделяющего вулканиды от терригенных образований, залегают (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Крупноглыбовые агломераты бурых трахириолитов	40
2. Серия покровов бурых флюидалных стекловатых трахириолитов. Породы содержат редкие вкрапленники пертитового щелочного полевого шпата в кварц-калишпатовой основной массе. Отдельные покровы имеют мощность от 20 до 40 м, разделены прослоями туфов и туфопесчаников	200
3. Серые кварцевые трахиты; в нижней части покрова породы пористые и флюидалные, в верхней представлены лавобрекчиями	50
4. Зеленовато-серые афировые базальты с прослоями туфов смешанного состава	45
5. Флюидалные афировые трахириолиты и командиты с микролитами щелочного амфибола в кварц-калишпатовой основной массе	100
6. Пачка переслаивающихся туфов, туфовых песчаников и туфовых гравелитов. В нижней части преобладают грубообломочные туфобрекчии с обломками трахириолитов до 20 см. Верхняя часть сложена витрокластическими трахириолитовыми туфами	350
7. Афировые миндалекаменные базальты	25
8. Трахириолитовые витрокластические спекшиеся туфы	
9. Афировые миндалекаменные базальты с прослоями зеленовато-серых туфопесчаников и лапиллиевых туфов с обломками базальтов и трахириолитов	50

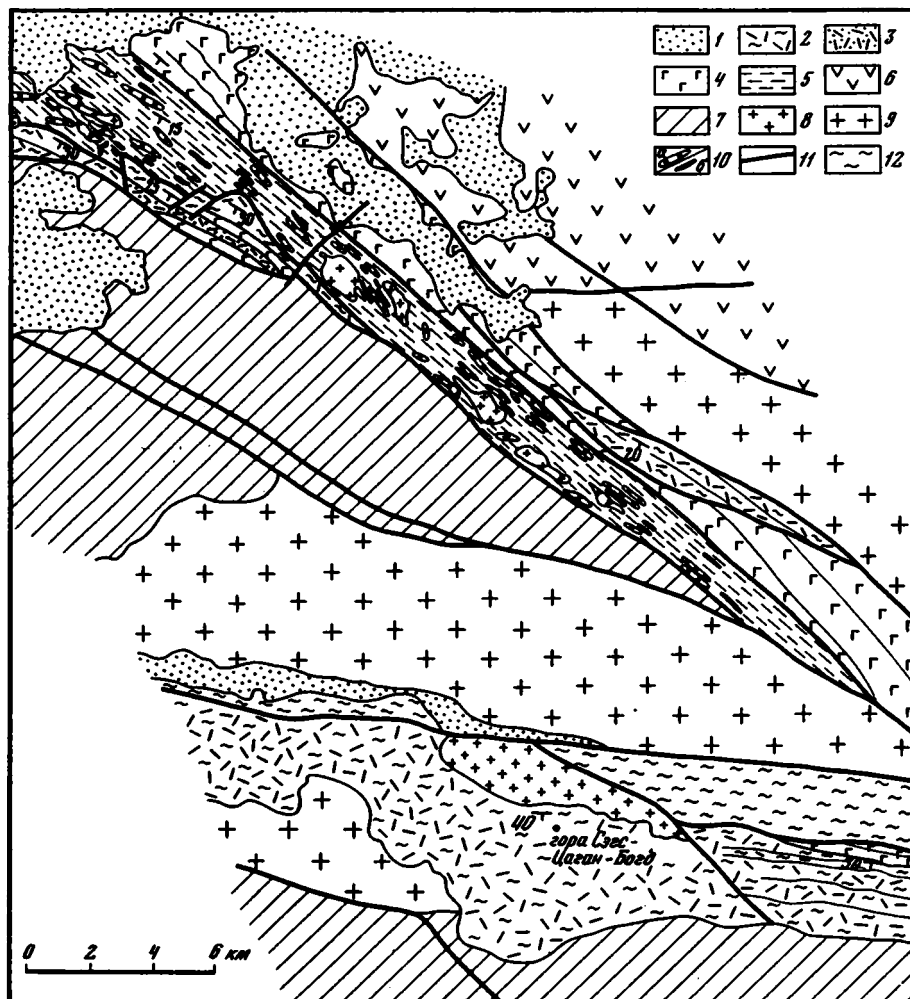


Рис. 25. Схема геологического строения вулканической ассоциации хр. Цаган-Богд

1 — рыхлые отложения; 2—5 — пермские образования: 2 — комендиты, трахириолиты, 3 — трахириолитовые спекшиеся туфы, 4 — базальты, 5 — песчаники и гравелисты; 6 — карбоновые андезиты и андезито-базальты; 7 — докамменно-угольные образования; 8 — щелочные граниты и гранит-порфиры; 9 — гранитоиды; 10 — дайки: а — трахириолитов и комендитов, б — базальтоидов; 11 — разломы; 12 — зоны расщипывания

С юга разрез оборван разломом.

В строении грабена широко распространены многочисленные дайки и субвулканические интрузии трахириолитов, комендитов и базальтов. Обычно они следуют параллельно, нередко контактируя между собой. Наблюдаемые между ними соотношения отвечают последовательности базальт—трахириолит (комендит)—базальт и, таким образом, соответствуют контрастному построению разреза вулканитов. Интрузии распространены среди выходов терригенных образований и практически неизвестны среди вулканитов. Следует отметить, что интрузии отсутствуют и за пределами грабена, что позволяет рассматривать их как корневую систему вулканогенных образований. Доля дайковых тел в поперечном сечении грабена достигает 20% общего объема его пород.

Южный грабен прослеживается на восток от горы Серг-Цаган-Богд более чем на 60 км. Его положение связано с системой сближенных широтных разломов. Вдоль этих разломов в постпалеозойское время реализовалось мощное меридиальное горизонтальное сжатие, в результате которого породы, слагающие грабен, оказались расщипованными. Наибольшему расщипыванию подверглись базальты, туфы и туфогенно-осадочные породы, в меньшей степени им были затронуты комендиты и трахириолиты крупных экструзивных тел. Разрез, наблюдаемый на горе Серг-Цаган-Богд, характеризуется следующим чередованием пород.

	Мощность, м
1. Комендиты и трахириолиты	600
2. Туфы и туфопесчаники	30
3. Комендиты и их туфы	600
4. Базальты	70
5. Комендиты	200
6. Базальты	100

В целом разрез по составу пород и их чередованию сопоставляется с вулканогенными образованиями северо-западного грабена.

Вулканическая ассоциация хребтов Ноён и Тост. Наиболее крупное поле пермских вулканитов в Южной Монголии приурочено к хребтам Ноён и Тост. Здесь вулканогенные образования прослеживаются непрерывной полосой на расстоянии свыше 200 км. На продолжении этой полосы к западу и к востоку наблюдаются отдельные выходы пермских вулканитов, отделенные от основного поля пермо-триасовыми конгломератами и мезо-кайнозойскими отложениями. По-видимому, по системе таких выходов вулканическое поле хребтов Ноён и Тост соединяется с вулканическими грабенами горы Сегс-Цаган-Богд.

В пределах рассматриваемого поля пермские вулканогенные образования залегают на карбоновых вулканогенных толщах и отделены от последних пачкой переслаивающихся пестроцветных песчаников, алевролитов, гравелитов и туфогенно-осадочных пород общей мощностью до 400—500 м. В районе сомона Ноён и на юго-восточном фланге хр. Тост среди алевролитов были собраны растительные отпечатки, которые, по заключению М. В. Дуранте, позволяют датировать вмещающие отложения верхним карбоном — нижней пермью [74]. Вулканогенные образования согласно и местами с переслаиванием (например, в восточной части хр. Тост) перекрыты верхнепермскими песчано-конгломератовыми образованиями, поэтому время формирования всех вулканитов отвечает нижней перми.

Нижнепермский вулканогенный комплекс представлен трахибазальтами, трахириолитами, комендитами и пантеллеритами [75]. В его строении главную роль играют субшелочные базальты и андезитов-базальты. Они образуют протяженные покровы, разделенные горизонтами агломератов и туфов. На большей части территории базальты формировались в результате трещинных излияний или деятельности щитовых вулканов.

Комендиты, пантеллериты (агпантовые риолиты) и трахириолиты наблюдаются в нескольких участках хр. Тост, а также в восточной части хр. Ноён. Они представлены довольно однообразными породами, содержащими вкрапленники кварца (до 7%) каликатрового пертитового полевого шпата (до 19%). Текстура пород флюидальная. Основная масса реликтовая, стекловатая, обычно характеризуется фельзитовой или радиально-лучистой гранофировой структурой, возникшей при раскристаллизации стекла. В отличие от трахириолитов в комендитах и пантеллеритах в основной массе наряду с преобладающим кварц-калцикатовым агрегатом наблюдаются мелкие призматические зерна щелочных амфиболов и пироксенов, а также обособления рудного минерала неправильной формы.

Трахириолиты, комендиты и пантеллериты связаны с вулканическими постройками центрального типа, которые формировались одновременно с базальтовыми излияниями. Поэтому в участках распространения щелочных вулканитов нижнепермская вулканогенная толща имеет сложную фациальную структуру.

Для примера рассмотрим строение вулканогенной толщи в восточной части хр. Тост (рис. 26, 27). Здесь, в районе горы Тоготу-Хара-Ула, вулканиты, залегающие на пестроцветных терригенных образованиях, представлены следующим разрезом, погружающимся моноклинально к югу (снизу вверх).

	Мощность, м
1. Темно-серые афировые миндалекаменные базальты	50
2. Бурые и голубовато-серые флюидальные трахириолиты и комендиты и их лавобрекчи	200
3. Пачка переслаивающихся тонкослоистых кремнистых песчаников, алевролитов, гравелитов, мелкогалечных конгломератов и туфов. Среди терригенных пород отмечаются отдельные покровы базальтов	160
4. Голубовато-серые, фиолетовые и бурые комендиты и трахириолиты, их туфы, игнимбриты и агломераты	700

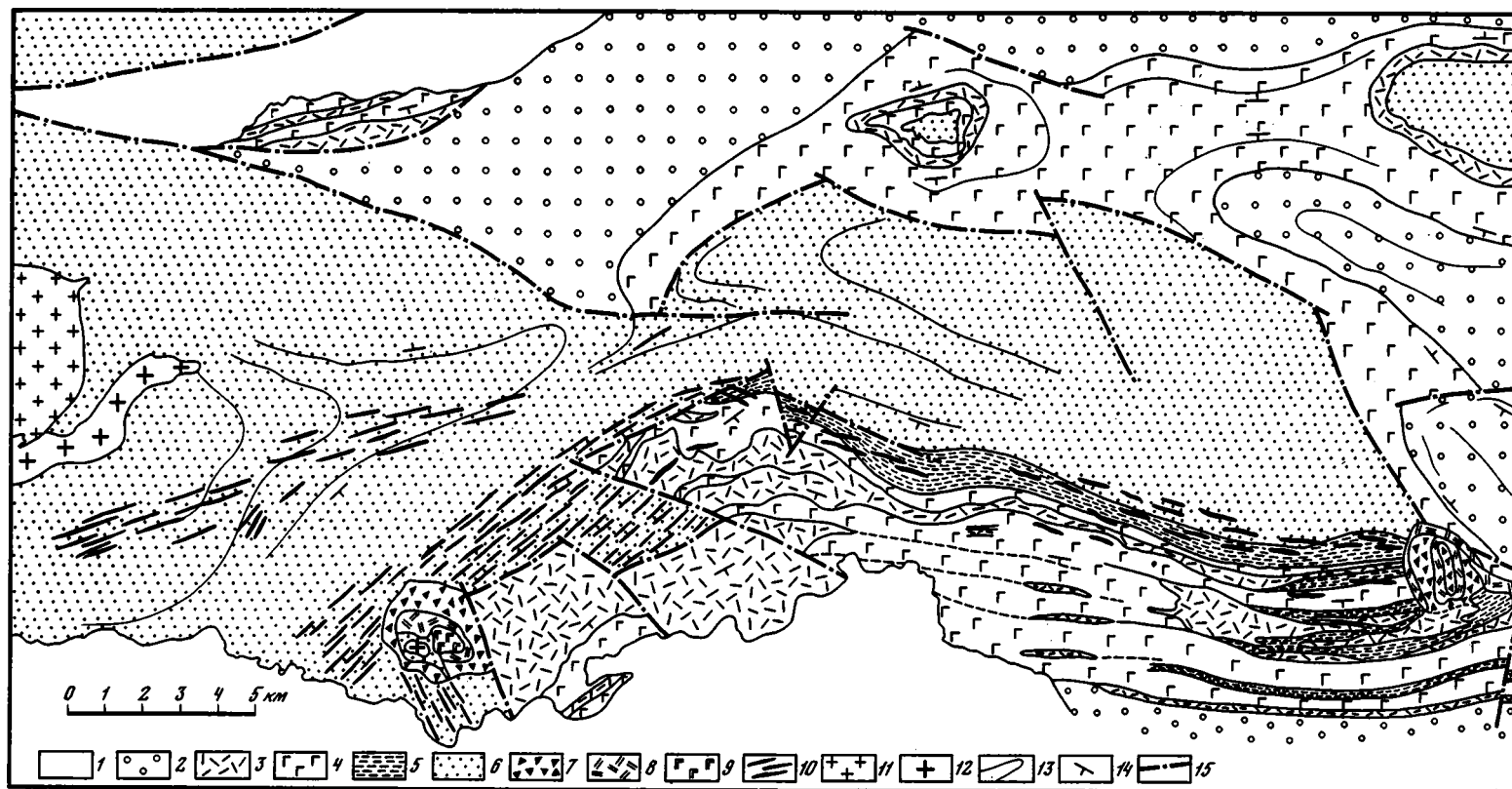


Рис. 26. Схема геологического строения восточной части хр. Тост

1 — рыхлые отложения; 2 — пермо-триасовые песчано-конгломератные образования; 3—5 — пермские образования: 3 — комендиты и трахириолиты, 4 — базальты и андезито-базальты, 5 — туфопесчаники и туфоалеволиты; 6 — карбоновые образования; 7—9 — жерловые образования: 7 — комендиты, 8 — трахириолиты, 9 — базальты; 10 — дайки; 11 — биотитовые граниты; 12 — щелочные граниты; 13 — геологические границы; 14 — элементы залегания; 15 — разломы

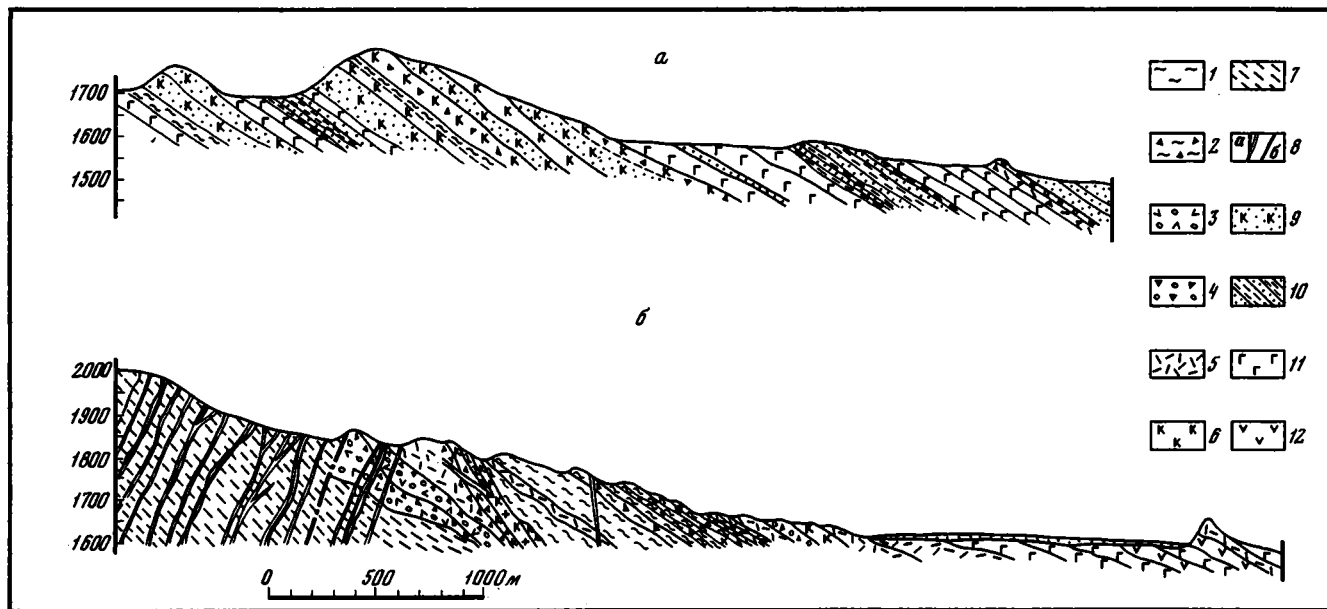


Рис. 27. Разрезы базальт-комендитовой толщи хр. Тост

а — район горы Хашату-Ула; б — район горы Тоготу-Хара-Ула
 1—6 — пермские образования: 1 — игинимбриты комендитового состава, 2 — лавобрекчии комендитов, 3 — лавобрекчии трахидацитов, 4 — лавобрекчии трахириолитов, 5 — трахириолиты, 6 — комендиты; 7 — карбоновые образования; 8 — дайки: а — комендитов, б — базальтов; 9 — комендиты ожелезненные; 10 — песчаники, гравелиты и конгломераты; 11 — базальты; 12 — андезито-базальты

5. Афировые оливиновые базальты с прослоями красноцветных туфовых песчаников и алевролитов	250
6. Пачка пересланяющихся зеленовато-серых и коричневых кремнистых алевролитов и песчаников	100
7. Крупнолестовые плагноклазовые базальтовые порфириды и оливиновые базальты	200
8. Бурые трахириолиты и их лавобрекчи	40

Выше залегают сероцветные алевролиты, песчаники и гравелиты верхней перми.

К западу от линии разреза трахириолиты, комендиты и туфогенно-осадочные породы замещаются базальтами и в 7 км от г. Тоготу-Хара-Ула вулканогенные образования представлены следующим разрезом, также залегающим на пестроцветной пачке терригенных пород.

Мощность, м

1. Темно-серые афировые миндалекаменные базальты	100
2. Бурые лавобрекчи трахириолитов	70
3. Темно-серые афировые миндалекаменные базальты с хорошо выраженными шлаковыми зонами	50
4. Черные и коричневые вулканомиктовые песчаники и алевролиты	20
5. Бурые трахириолитовые игнимбриты	20
6. Темно-серые и буровато-серые афировые и плагноклазовые порфиновые базальты. В верхних частях покровов наблюдаются хорошо выраженные зоны пористых пород и шлаков	1500

Разрез перекрыт верхнепермскими песчано-конгломератовыми толщами.

Еще далее к западу в разрезе опять появляются трахириолиты и комендиты. В районе горы Хашату-Ула они преобладают над остальными типами пород и разрез, нижняя часть которого срезана разломом, имеет следующее строение.

Мощность, м

1. Бурые флюидальные афировые трахириолиты	200
2. Синие, темно-серые и бурые комендиты, их лавобрекчи, игнимбриты и туфы	1500
3. Темно-серые базальты и андезито-базальты	300
4. Бурые флюидальные трахириолиты, в верхней части сменяющиеся их агломератами	40
5. Темно-серые афировые базальты, пересланяющиеся с красными шлаками и туфопесчаниками	более 30

Разрез с юга перекрыт современными пролювиальными отложениями.

Таким образом, строение вулканогенного комплекса в участках распространения щелочных пород характеризуется сложной фациальной структурой. Щелочные породы — комендиты и трахириолиты слагают крупные линзы, которые быстро выклиниваются по латерали и замещаются базальтовыми покровами. Эти линзы отвечают отдельным стратовулканам. Хорошо отпрепарированные корневые системы таких вулканов наблюдаются в ряде мест вулканического поля. В районе горы Хашату-Ула, у края базальт-комендитового вулканического поля среди выходов позднекарбонных риолито-дацитовых лав, туфов и игнимбритов расположена жерловина. Породы фундамента на этом участке характеризуются периклинальным залеганием и образуют брахиантиклинальную структуру, связанную с формированием жерловины. Структурная позиция жерловины определяется участком пересечения двух поясов даек — СВ—60—90° и СЗ—340°. Дайки имеют крутое падение, сложены диабазовыми порфиритами, комендитами и трахириолитами, причем дайки разного состава следуют параллельно и нередко контактируют друг с другом. Ширина дайковых поясов превышает 3 км, концентрация даек в их пределах достигает 20—25% общего объема пород.

В поперечнике жерловина имеет около 3 км, она окаймлена кольцом резко приподнятых гор, опоясывающих депрессию, выраженную в рельефе мелкосопочником. Центральная депрессия сложена породами фундамента, а также прорывающими их телами базальтовых порфиритов, флюидальных афировых и порфировых трахириолитов.

Флюидальные трахириолиты обладают плейчатой текстурой с преобладающей субвертикальной ориентировкой грубых полос, объединяющих многочисленные мелкие флюидальные полосы. Местами породы брекчированы: брекчи образуют крупные линзы, согласные с грубой полосчатостью.

Трахирiolиты прорваны афировыми, крупно- и мелкопорфировыми плагноклазовыми базальтами и диабазами, которые слагают тела изометричной формы и образуют апофизы в трахирiolитах. Базальты прорваны дайками комендитов и совместно с последними в южной части котловины пересечены телом порфировых трахирiolитов. Здесь же наблюдается небольшой шток мелкозернистых щелочных гранитов. Граниты пересекают выходы порфировых трахирiolитов и, судя по свежему облику и отсутствию в них дайковых тел, являются наиболее поздними породами жерловины.

Кольцо гор, обрамляющее центральную котловину, сложено субвертикальными телами комендитов, трахирiolитов и их лавобрекчий. В северной части жерловины, по круто наклоненному к северу контакту, тонкофлюидальные трахирiolиты прорваны темно-синими комендитами, которым свойственны субвертикальная флюидальность и совпадающая с ней плитчатая отдельность. Комендиты, слагающие серию, представлены не только массивными породами, но также лаво- и туфобрекчиями. Тела залегают субпараллельно и местами характеризуются массивными стекловатыми эндоконтактовыми зонами. Одно из тел, протягивающееся вдоль гребня горы Хашату-Ула, имеет мощность 8—12 м и характеризуется грубополосчатым строением. Мощность отдельных полос изменяется от 1 до 50 см, полосы сложены псефитовыми туфобрекчиями и лавобрекчиями, а также флюидальными и игнимбритоподобными комендитами. По простиранию наблюдаются фациальные вариации от массивных до брекчированных пород. Переходы лав в туфобрекчии указывают на высокую газонасыщенность комендитовых расплавов и обильное выделение газов не только в ходе эксплозивных извержений, сформировавших туфобрекчии вулканических толщ, но и при лавовых излияниях.

Выходы тесно соприкасающихся субвертикальных тел комендитов и их лавобрекчий прослеживаются от горы Хашату-Ула по восточному и южному краям жерловины. Западный ее край отличается иным строением. Здесь распространены отдельные меридиональные вертикальные дайки комендитов и трахирiolитов. Они разделены выходами пород фундамента и пересечены дайками базальтов.

Таким образом, наблюдается возрастная последовательность пород, слагающих жерловину (от ранних к поздним): 1) флюидальные трахирiolиты, 2) базальты штоков, 3) комендиты, 4) базальты даек, 5) трахирiolиты, 6) щелочные граниты. Эти возрастные соотношения аналогичны соотношениям, наблюдаемым в разрезе покровных образований, они позволяют считать различные тела, участвующие в строении жерловины, жерловыми пробками отдельных извержений.

Рассмотренная жерловина не единственная в хр. Тост, — по-видимому, она заполняет боковой канал на склоне крупного вулкана, лавовый конус которого занимал большую часть хребта. Останцы лавового чехла наблюдаются вокруг осевой части хребта, сложенной карбоновыми вулканитами. В ядре образованной ими антиклинальной структуры и, следовательно, в центре поля выходов базальт-комендитового комплекса расположен изометрический интрузивный массив с фазой щелочных гранитов в южной части. С востока и севера массив обрамлен мощной системой кольцевых даек габбро-диабазов, трахирiolитов, щелочных гранит-порфиров и комендитов. Подобное центрально-симметричное распределение пород комплекса, представляющих собой различные фации глубинности, позволяет заключить, что основной вулканический канал располагался в районе современного местоположения интрузивного массива.

Занимаемая вулканом площадь оценивается не менее чем в 1200 км², объем слагавших ее вулканитов составлял более 2400 км³, из них базальтов около 1400 км³, трахирiolитов и комендитов 1000 км³.

Особое место в строении вулканической ассоциации занимают дайки базальтов, комендитов и трахирiolитов. Они группируются в виде пояса, в пределах которого залегают субпараллельно, нередко непосредственно контактируют между собой и характеризуются падениями, перпендикулярными к напластованию вулканитов. В районе горы Хашату-Ула ширина дайкового пояса превышает 7 км, в основном они распространены в поле выходов карбоновых вулканитов, где составляют до 25% объема пород. Отдельные дайки наблюдаются среди пермских вулканогенных образований, но они пересекают лишь нижние горизонты разреза и неизвестны в верхней его части. К востоку от горы Хашату-Ула вулканогенные образования расчленены серией сбросов и дайковый пояс выходит в окна между выходами вулканитов. По простиранию он погружается под нижнепермские вулканиты, среди которых практически не выражен и представлен редкими дайками. Таким образом, дайковый пояс, который фиксирует корневую зону нижнепермских вулканитов и сложен теми же породами, что и вулканогенные толщи,

наиболее полно выражен на уровне подошвы нижнепермского вулканогенного комплекса и исчезает к верхним его горизонтам. Подобное строение пояса свидетельствует о многократном внедрении даек на протяжении всего времени формирования вулканитов и указывает на становление вулканогенного комплекса в обстановке постоянного растяжения с образованием мощных трещин отслаивания. Кроме того, такое строение позволяет предполагать существование более мощных дайковых зон под участками распространения нижнепермских вулканитов, на которых известны отдельные, как правило, субпараллельные дайки.

Вулканическая ассоциация хр. Номгон. В пределах хребта на карбоновых вулканогенных и интрузивных образованиях с размывом залегает серия вулканогенных пород, представленная базальтами, трахитами, трахириолитами и комендитами. Эти породы слагают ряд широтно ориентированных вулканических полей, каждое из которых ограничено с бортов сбросами (рис. 28). Протяженность полей достигает 40 км, ширина — до 4 км. Вблизи ограничивающих разломов карбоновые вулканиты значительно гидротермально изменены.

К северу от рассматриваемых вулканических полей находится крупная впадина, выполненная верхнепермскими и триасовыми песчано-конгломератовыми образованиями. В гальке конгломератов наблюдаются трахириолиты и комендиты. Поэтому, а также на основании сходства базальт-комендитового комплекса хр. Номгон с нижнепермскими вулканическими ассоциациями других районов возраст комплекса определяется как нижнепермский.

Наиболее полный разрез вулканогенных образований наблюдается в пределах южного вулканического поля. Здесь распространены (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Афировые базальты и порфиновые плагиоклазовые базальты	400—500
2. Флюидальные трахиты, трахидациты и их лавобрекчии	50—150
3. Афировые миндалекаменные базальты	150
4. Трахириолиты, комендиты, их туфы и игнимбриты	100—1500

Разрезы вулканических полей начинаются базальтами, представленными невыдержанными по простиранию, относительно маломощными (в среднем около 10—12 м) покровами. Местами покровы разделены маломощными линзами красных обожженных лапиллиевых туфов и агломератов. В современной структуре вулканических полей базальты характеризуются моноклинальным погружением к югу с углами от 0 до 20°. Наклон пород связан с общей тектонической деформацией, тогда как первичное залегание реконструируется как субгоризонтальное: базальты слагали вулканическое плато, имеющее постоянную мощность в пределах отдельных полей.

Базальты перекрыты трахитами, трахириолитами и комендитами. Формирование трахитовых вулканов предшествовало трахириолитовому вулканизму, на что определенно указывают особенности строения южного вулканического поля.

Здесь трахиты и трахидациты, а также их туфы и агломераты залегают в верхней части базальтовой толщи. Они наблюдаются в виде отдельных покровов или серий из 2—3 покровов, разделенных пачками туфов и туфобрекчий. Кроме того, они слагают крупную грибообразную экструзию, нижняя часть которой скрыта агломератовой мантией. Все эти вулканические тела расположены на одном стратиграфическом уровне и перекрыты серией покровов платобазальтов, которые по петрографическому и петрохимическому составам, а также по морфологическим характеристикам сходны с базальтами нижней части разреза.

Верхние платобазальты в южном поле перекрыты игнимбритами, а также обычными туфами трахириолитов и комендитов. Эти породы выполняют в восточной части поля кальдерную депрессию площадью 20 км², на остальной его площади лавы и игнимбриты образуют чехол мощностью около 100 м. Кальдерная депрессия с запада и юга ограничена кольцевым разломом, заполнена толщей игнимбритов мощностью до 1500 м.

Общий объем вулканитов южного вулканического поля составляет 68 км³, из них на долю базальтов приходится около 30 км³, трахитов — 5 км³, трахириолитов и комендитов — около 33 км³.

В строении вулканических полей района сомона Номгон широко развиты дайки диабазов, трахитов, трахириолитов и гранит-порфиров. Дайки ориентированы преимущественно в широтном направлении, образуют линейные скопления шириной до 1—2 км, в которых их количество достигает 10—20%. Дайковые пояса контролируют размещение экструзивных тел и шлаковых конусов, сложенных шлаково-агломератовым материалом,

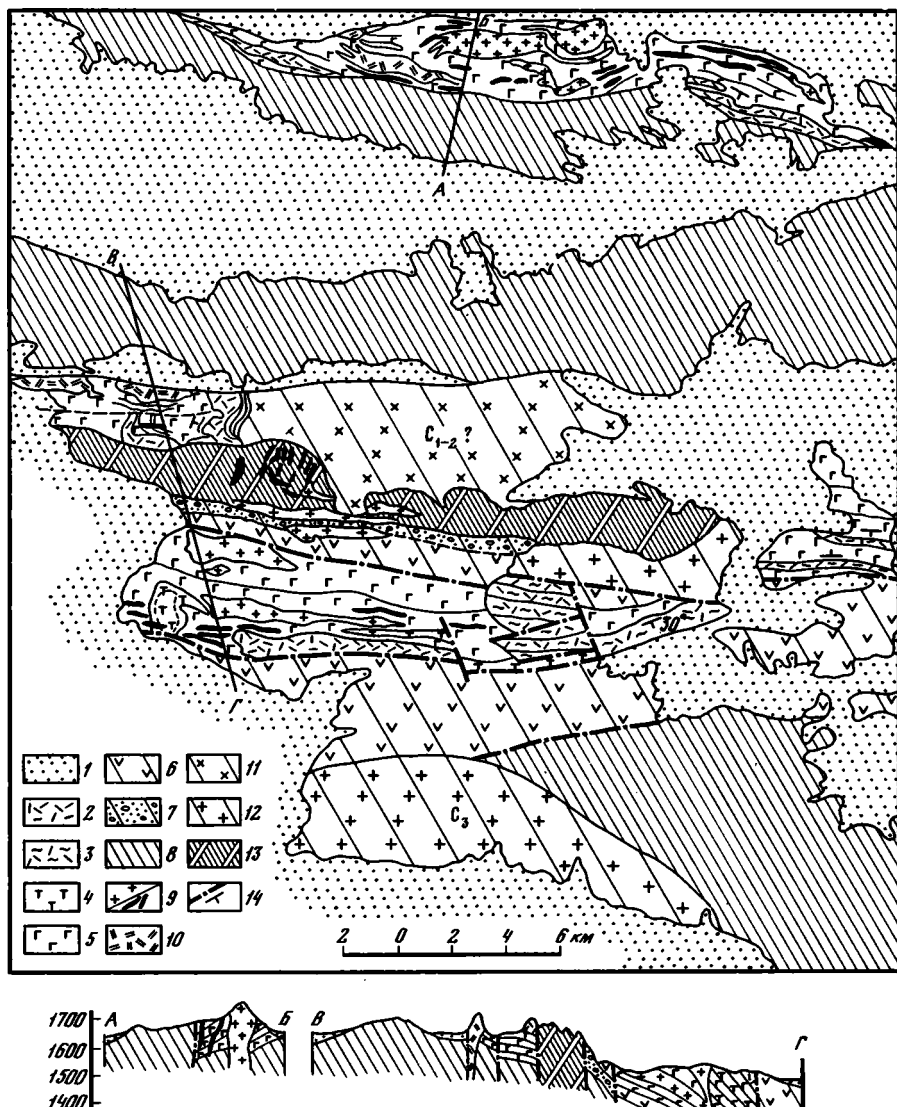


Рис. 28. Схема геологического строения верхнепалеозойских вулканогенных образований хр. Номгон

1 — рыхлые отложения; 2 — трахириолиты, комендиты и их туфы; 3 — игнимбриты трахириолитового состава; 4 — трахиты и трахидациты; 5 — базальты; 6 — вулканиты карбоновые; 7 — песчаники и конгломераты; 8 — докарбоновые образования; 9 — субшелочные гранит-порфиры (а) и дайки трахириолитов и базальтоидов (б); 10 — экструзивные трахириолиты; 11 — диориты; 12 — граниты; 13 — зона распространения даек трахириолитов, субшелочных гранитов и базальтоидов; 14 — разломы, направленные падения пластов

что также позволяет рассматривать дайки как корневую систему вулканогенных образований.

Сопоставляя пермские вулканические поля района следует отметить различия, существующие в их строении. Они отличаются мощностью, полнотой разрезов и различными фациями кислых щелочных пород. Так, в северном поле они образуют экструзии и субпластовые интрузии субшелочных гранит-порфиров, в центральном поле слагают небольшие лава-агломератовые вулканы, в южном — представлены преимущественно игнимбритами и туфами комендитов и трахириолитов. Наблюдаемые различия свидетельствуют о независимом формировании вулканических полей и, следовательно, о первичности их грабеновой структуры.

В районе сомона Хан-Богд нижнепермские вулканиты слагают обрамление крупнейшего в Монголии массива щелочных гранитов. С пачкой туфогенно-осадочных пород в основании они залегают на карбоновых вулканогенных толщах. Среди вулканитов наблюдаются прослои туффитов, в которых собрана флора, имеющая, по заключению М. В. Дуранте, нижнепермский возраст [26, 74].

Наиболее полный разрез пермских вулканитов наблюдается по юго-западному

обрамлению массива [73]. Здесь на однообразных по составу андезито-базальтовых и андезитовых порфиритах карбона залегают (снизу вверх).

Мощность, м

1. Пачка туфовых песчаников, гравелитов и конгломератов	100
2. Серия покровов андезито-базальтовых порфиритов. В нижней части серии преобладают пироксен-плагиоклазовые разновидности, верхняя часть в основном сложена крупнолестовыми плагиоклазовыми порфиритами	400
3. Коричневые, светло-коричневые и зеленые трахитовые игнимбриты, переслаивающиеся с туфами того же состава	190
4. Серия покровов миндалекаменных афировых базальтов, характеризующихся микролитовой, пилотакситовой и интерсертальной структурами основной массы	350
5. Зеленовато-серые и розовые трахириолиты и трахидациты, содержащие вкрапленники пертитового ортоклаза и в незначительном количестве плагиоклаза, окаймленного калиевым полевым шпатом	90
6. Миндалекаменные базальты с большим количеством тонких табличек основного плагиоклаза	100
7. Серия покровов бледно-зеленых, розовых, серых и коричневых трахириолитов, комендитов, их туфов и игнимбритов. Породы состоят из вкрапленников кварца, пертитового ортоклаза и кварц-ортоклазовой основной массы, содержащей мелкие зерна эгирина и микролиты щелочных амфиболов	820

Все подразделения разреза залегают согласно, однотипные породы из разных частей разреза близки по составу и различаются главным образом структурными особенностями. Таким образом, для пермских вулканитов района устанавливается контрастное строение разреза, определяемое чередованием серий вулканитов разного состава.

Как уже отмечалось, вулканогенные образования распространены в обрамлении массива щелочных гранитов, их толщи в разных участках характеризуются близким строением разреза. Это позволило сделать вывод об их принадлежности единому вулканическому полю, которое первоначально занимало также и площадь гранитного массива [73]. Первичный ареал распространения вулканитов составлял около 1800—2000 км².

Широкое распространение в разрезах спекшихся туфов, а также большая мощность вулканитов при ограниченном распространении позволяют предполагать их формирование в пределах депрессионной структуры, особенности строения которой в настоящее время установить трудно. В этой депрессии накопился большой объем вулканогенных пород, в частности пород основного состава — 1800—2000 км³, средних пород — 400 км³, кислых (комендитов и трахириолитов — 1800—2000 км³ [73].

Рассматривая особенности строения пермской вулканической ассоциации района, следует обратить внимание на связь вулканогенных образований со щелочными гранитами. Центр распространения вулканитов приходится на центральные участки гранитного массива; комендиты разреза отвечают по химическому составу щелочным гранитам. Близки эти образования и по возрасту. Так, калий-аргоновые определения абсолютного возраста гранитов и вулканитов в целом дают близкие значения, отвечающие нижней перми и согласующиеся с палеоботаническими датировками [74]. Современные контакты гранитов и вулканитов обычно тектонические и связаны с послекристаллизационным подъемом гранитов к поверхности [73]. Первоначальное залегание кровли массива отвечает глубине, на 2 км большей относительно поверхности вулканогенного комплекса. Все это позволяет рассматривать массив щелочных гранитов как периферическую камеру, материнская магма которой дала начало извержениям комендитов и трахириолитов. В связи с этим интересно отметить, что объем изверженных кислых вулканитов достаточен для образования массива, равного по площади Ханбогдинскому и имеющего мощность 2,5—3 км.

В Улугейхидском горном массиве, расположенном к северо-востоку от сомона Хан-Богд, пермские вулканиты согласно залегают на мощной толще песчаников, гравелитов и алевролитов, которые по данным К. А. Моссиондза, содержат флору нижней перми. Нижняя часть вулканогенного комплекса образована серией покровов порфирированных андезито-базальтов с крупными лейстами плагиоклазов и афировых базальтов с редкими мелкими вкрапленниками оливина и пироксена. Покровы характеризуются мощными шлаковыми корками, в которых поры обычно выполнены халцедоном, кварцем и карбонатами.

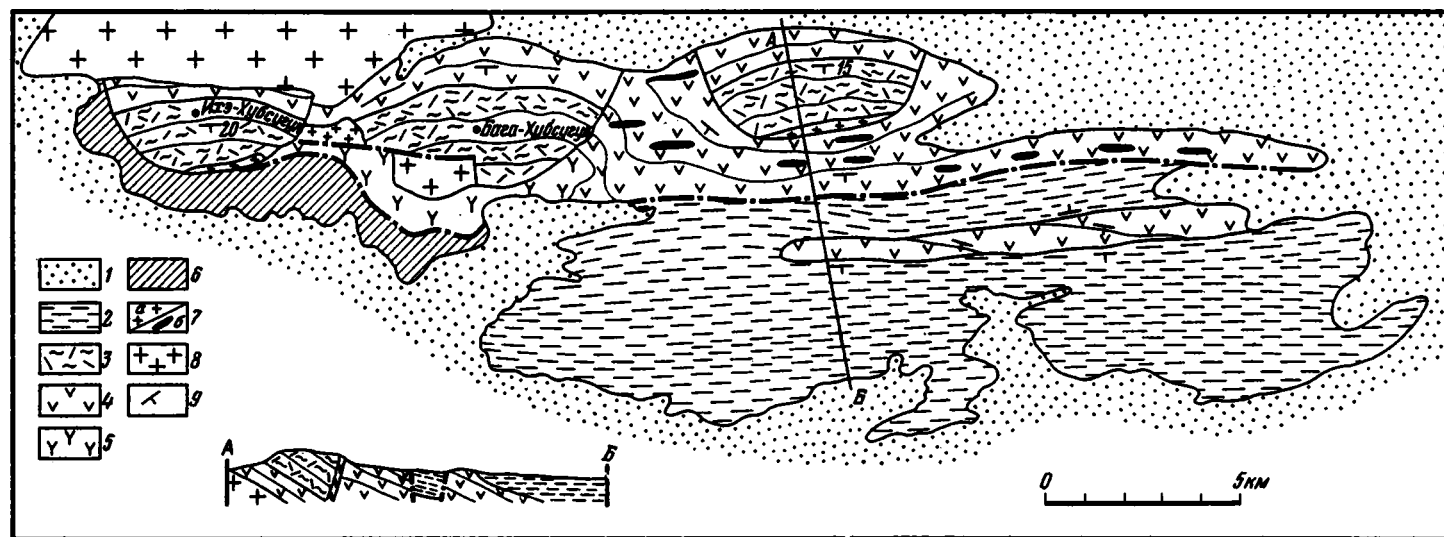


Рис. 29. Схема геологического строения района сомона Хубсугул

1 — рыхлые образования; 2 — верхнепермские песчаники и гравелиты; 3—4 — нижнепермские образования: 3 — игнимбриты трахириолитового состава, 4 — андезитобазальты; 5 — карбоновые андезиты и дациты; 6 — докарбоновые образования; 7 — дайки (а) и субвулканические тела (б); 8 — карбоновые граниты; 9 — элементы залегания

Мощность этой серии превышает 400 м. В юго-западной части горного массива базальты прорваны серией широтных комендитовых даек, с которыми они объединяются в бимодальный вулканический комплекс.

Палеозойские образования перекрыты валунными брекчиями поздней юры, среди которых наблюдаются обломки порфиров и комендитов и, кроме того, гигантские блоки щелочных гранитов до 3—4 м в поперечнике. Такие валуны могут находиться лишь в непосредственной близости от коренных выходов, которые в настоящее время, по-видимому, перекрыты чехлом мезо-кайнозойских отложений. Таким образом, улугейский вулканогенный комплекс, так же как ноёнский и ханбогдинский комплексы, характеризуется контрастной по составу серией пород и ассоциирует со щелочными гранитами.

Далее к востоку пермские вулканы известны в районе сомона Хубсугул и сомона Улан-Бадрах.

В районе сомона Хубсугул они с разрывом залегают на карбоновых магматических образованиях. Нижнюю часть комплекса слагают покровы плагиоклазовых андезитов и андезито-базальтов и оливинных базальтов. Они образуют плато мощностью до 300—400 м. Базальты плато осложнены тремя кальдерными депрессиями (рис. 29), расположенными цепью, их размеры составляют 10, 15 и 24 км². Кальдеры выполнены покровами риолитовых и трахириолитовых спекшихся туфов. Мощность кальдерных серий превышает 500—700 м. В строении верхней части разреза наиболее крупной кальдеры, связанной с горой Бага-Хубсугул, появляются туфы, туфопесчаники и мелко-галечные конгломераты, свидетельствующие, по-видимому, о неполной компенсации проседания вулканическим материалом и образовании в его пределах кальдерного озера.

Еще далее на восток пермские вулканогенные образования известны в районе гор Улан-Ул [16], где они слагают обрамление массива щелочных гранитов. Это позволяет предполагать сходство строения этой вулканической ассоциации с другими нижнепермскими вулканогенными комплексами Гоби-Тяньшаньской зоны. Однако данные о составе пород и строении разреза этого вулканического поля отсутствуют.

Вулканические ассоциации зоны разломов Главного Монгольского линейamenta

Главный Монгольский линейament является одним из важнейших глубинных разломов Монголии и отделяет каледонские структуры Центральной и Северной Монголии от герцинид Южной Монголии. В западной части страны разлом хорошо выражен в рельефе и его осевая часть совпадает с южным разломным фасом хребтов Монгольского и Гобийского Алтая. К востоку от хр. Ари-Богд разлом проходит вдоль цепи широтных мелкосопочных хребтов практически до г. Сайн-Шанд. Далее к востоку разлом перекрыт мезо-кайнозойскими отложениями и его положение недостаточно ясно.

В настоящее время в зоне Главного Монгольского линейamenta пермские вулканогенные образования прослежены от хр. Сумен-Хаирхан на западе до района Мандах-сомона на востоке в полосе протяженностью свыше 800 км. Как и в Гоби-Тяньшаньской зоне вулканические ассоциации здесь сложены в основном базальтами, трахириолитами и комендитами и тесно связаны со щелочными гранитами. В зоне Главного Монгольского линейamenta массивы щелочных гранитов известны к западу от хр. Сумен-Хаирхан вплоть до западной границы Монголии. Это позволяет предполагать, что и пермские вулканы в зоне разлома распространены более широко.

Вулканическая ассоциация хр. Сумен-Хаирхан. В этом хребте нижнепермские вулканогенные образования с несогласием залегают на средне-верхне-карбоновых вулканогенных толщах и согласно перекрыты серыми песчаниками и табачными алевролитами, содержащими, по данным В. М. Синицина [61], нижнепермскую фауну. Нижнепермские вулканы распространены на северных склонах хребта, где слагают два изолированных поля (рис. 30). В наиболее полном объеме они наблюдаются в восточной части хребта. Здесь пермские вулканы граничат по разлому с карбоновыми вулканогенными образованиями, разрез начинается покровами оливинных базальтов общей мощностью свыше 200 м. Базальты переслаиваются с перекрывающей их серией спекшихся туфов, лавобрекчий и лав трахириолитов и комендитов, для которых характерны сферолитовая, игнибритовая или гранофировая структуры кварц-калцишпатовой основной массы, а также вкрапленники кварца, ортоклаз-пертита и опациitizedированных темноцветных минералов. Трахириолиты достигают наибольшей мощности 1200 м и в западной части вулканического поля, тогда как к востоку их мощность сокращается до 600 м и они погружаются под базальтовые покровы, сходные по

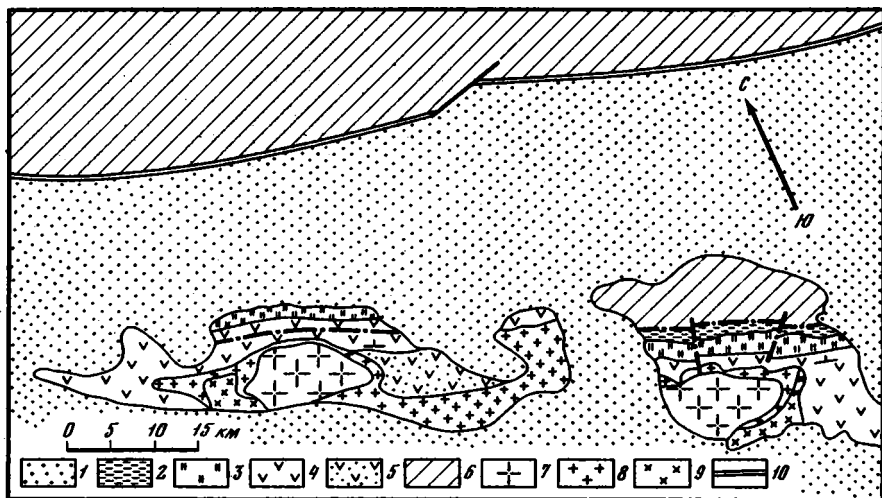


Рис. 30. Схема геологического строения хр. Сумен-Хайрхан

1 — рыхлые отложения; 2—3 — пермские образования: 2 — песчаники и алевролиты, 3 — трахириолит-базальтовая ассоциация; 4—5 — карбоновые образования: 4 — андезитовые порфиры, игнимбриды, туфы и лавы дайки, 5 — песчаники, гравелиты с прослоями андезитовых порфиритов; 6 — среднепалеозойские складчатые толщи; 7 — щелочные граниты; 8 — субщелочные граниты; 9 — габбро-диориты; 10 — шов Главного Монгольского линеймента

петрографическому составу с базальтами нижней части разреза. Подобная фациальная структура вулканогенной толщи отражает процесс близких по возрасту извержений базальтов и трахириолитов, свидетельствуя о контрастном характере развития магматизма при формировании вулканической толщи.

С пермским вулканогенным комплексом пространственно связаны два сложных интрузивных массива, образование которых проходило в последовательности: 1) габбро-диабазы, 2) монополевошпатовые субщелочные граниты, 3) щелочные граниты, 4) дайки базальтоидов и граносиенит-порфиров. Массивы расположены в ядрах антиклинальных структур, где прорывают карбоновые вулканические толщи.

Оценивая взаимоотношения массивов с пермскими вулканиками, необходимо учитывать, что эти образования наблюдаются на разных уровнях среза антиклинальных структур. Массивы обнажаются среди пород, залегающих ниже подошвы контрастной вулканогенной толщи примерно на 2 км. Крылья структуры пронизаны дайками щелочных гранитов, комендитов и диабазов, облик которых становится все более порфировидным и стекловатым по мере уменьшения глубины их формирования и близости даек к уровню подошвы трахириолитов. Среди последних дайки редки и представлены главным образом базальтоидами. Общая последовательность в развитии интрузивных и вулканогенных образований принципиально одинакова и характеризуется тремя главными этапами поступления магматических расплавов: 1) основного, 2) щелочно-гранитного; 3) основного состава. Все это приводит к выводу о родственности щелочных и основных пород различных фаций глубинности и позволяет говорить о них как о вулканоплутоническом комплексе. Интрузии в этой ассоциации, по-видимому, фиксируют промежуточные магматические камеры, из которых происходило питание нижнепермских вулканов.

К востоку от хр. Сумен-Хайрхан нижнепермские вулканогенные образования прослеживаются в южной цепи хребтов Гобийского Алтая, где выполняют узкие широтные грабены в зоне Заалтайского разлома. К юго-востоку от сомона Шине-Джинст в районе колодца Хархат-Худук разрез вулканогенных образований, изученный И. Б. Филипповой [18], начинается толщей риолитов и трахириолитов мощностью до 800 м. Выше залегает толща, состоящая преимущественно из андезито-базальтовых и андезитовых покровов, содержащих отдельные пласты и пачки кремнистых туфо-алевролитов, туфопесчаников, песчаников, гравелитов и конгломератов. Терригенные породы незакономерно распределены по разрезу и площади и фациально замещаются вулканиками. В песчаниках В. В. Дуранте и И. Б. Филиппова собрали флору, которая позволила датировать возраст отложений как нижнепермский. Мощность вулканогенно-осадочной толщи составляет около 2000 м.

В 7 км к западу от к. Хархат-Худук этот разрез надстраивается мощной (свыше 1500 м) серией трахириолитов, их туфов и игнимбритов. Породы содержат вкрапленники

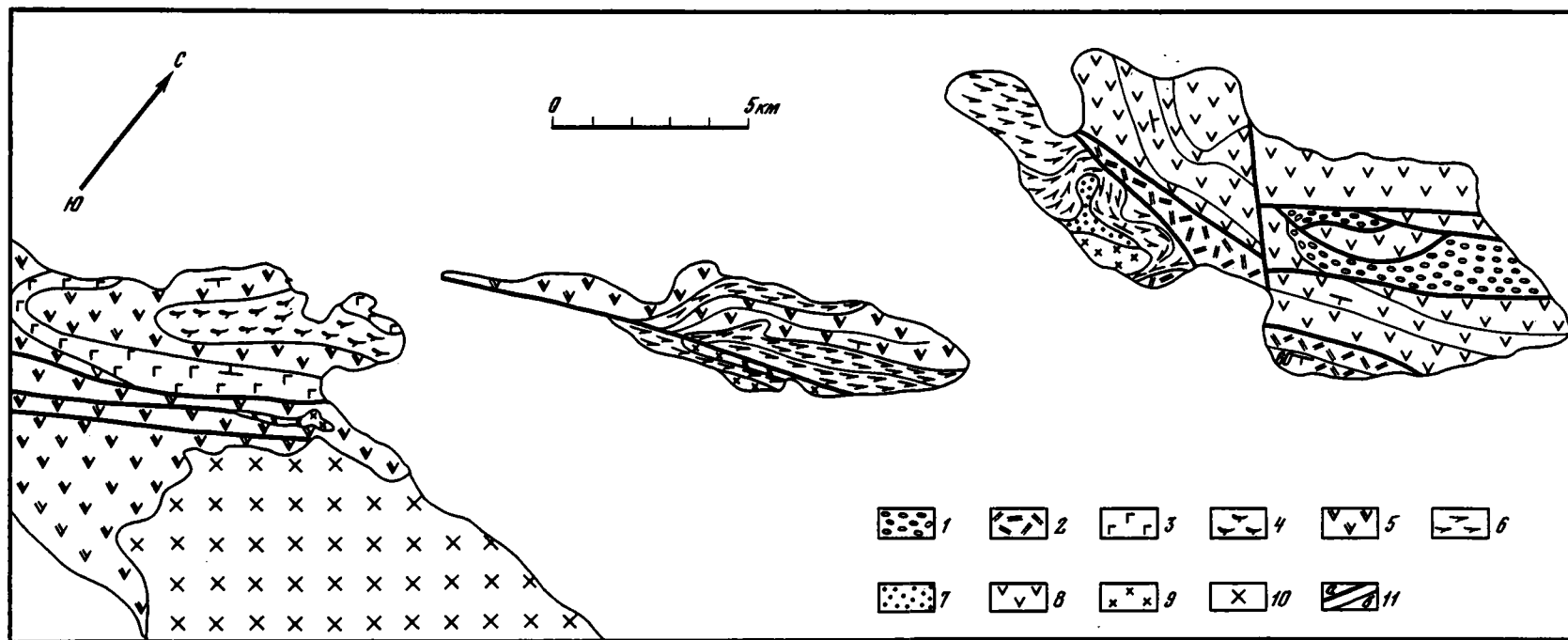


Рис. 31. Схема геологического строения гор Аргалинту

1 — нижнепермские песчаники, алевролиты и гравелиты; 2 — трахириолиты, их туфы и лавобрекчи; 3 — базальты; 4 — латиты; 5 — трахандезиты; 6 — трахидациты; 7 — конгломераты, песчаники, гравелиты; 8 — вулканические образования карбона; 9 — щелочные гранит-порфиры; 10 — гранитоиды карбона; 11 — разломы (а), геологические границы (б)

пертитового полевого шпата, кварца и редкие зерна эгирина, опацированные с краев. Трахириолиты с размывом, но структурно согласно перекрыты песчано-сланцевыми отложениями джинсетской свиты верхней перми [25].

В восточной части зоны разломов Главного Монгольского линеймента поля пермских вулканогенных образований прослеживаются от сомона Манлай до сомона Сайхан-Дулан. Вулканиды выполняют ряд грабенов шириной до 5—8 км и протяженностью до 20 км. Вулканогенные толщи в отдельных грабенах различаются особенностями строения разрезов, что указывает на их первоначальную автономность. Так, к западу от сомона Мандах, в районе гор Аргалинту, пермские вулканиды выполняют три кулисообразно расположенных грабена (рис. 31). Северный грабен сложен главным образом трахириолитами, их туфами и лавобрекчиями, центральный — базальтами и в меньшей степени трахириолитами, а южный — базальтами, трахиандезитами и латитами. Вулканогенные образования здесь залегают (с конгломератами и дресвяниками в основании) на порфиритах и гранитах карбона. В горах Аргалинту среди таких терригенных пород был обнаружен комплекс растительных отпечатков, который, по заключению М. В. Дуранте, свидетельствует о верхнекарбонном — нижнепермском возрасте вмещающих отложений [74].

В районе сомона Мандах широко распространены интрузии щелочных гранитов. В юго-западной части хр. Аргалинту щелочные гранит-порфиры расположены в ядре антиклинальной структуры, сложенной карбонными вулканидами, а также перекрывающими их песчано-конгломератовыми образованиями верхнего карбона — нижней перми. На южном крыле брахиантиклинали песчаники перекрыты туфами, туфопесчаниками и конгломератами, грубообломочными конгломератами и бомбовыми туфами с обломками трахидацитов и трахириолитов общей мощностью до 100 м. На туфогенных породах залегают белые, желтые и сиреневые трахириолиты, их туфы и лавобрекчии. Трахириолиты содержат вкрапленники кварца, пертитового ортоклаза и опацизированных темноцветных минералов. По минеральному составу и характерным пегматонидным сросткам кварца и ортоклаза трахириолиты близки к щелочным гранитам.

Можно предположить существование генетической связи между трахириолитами и гранитами и приуроченности последних к жерловине трахириолитов, так как вблизи интрузии сконцентрированы грубообломочные вулканические брекчии. В целом же для района можно говорить о вулcano-плутонической ассоциации, объединяющей щелочные граниты и нижнепермские трахириолиты.

Вулканические ассоциации других районов Южной Монголии («промежуточной полосы»)

Между Главным Монгольским линейментом и Гоби-Тяньшаньской зоной разломов пермские вулканиды были установлены в Заалтайской Гоби, где их возраст определен калий-аргоновыми датировками, а также в хр. Ихе-Шанхай.

В Заалтайской Гоби пермские вулканогенные образования распространены в хр. Эдренгийн-Нуру и в горах Арслан-Хаирхан. Они наблюдаются в осевых участках карбонных вулканических котловин и характеризуются близким составом пород и их размещением по разрезу. Возраст вулканидов, определенный калий-аргоновым методом, устанавливается в 254 и 248 млн. лет соответственно для вулканических полей хр. Эдренгийн-Нуру и гор Арслан-Хаирхан, т. е. отвечает перми.

В качестве примера рассмотрим вулканическое поле хр. Эдренгийн-Нуру. Здесь пермские вулканиды распространены на северных склонах хребта, где образуют узкую полосу среди вулканогенных образований карбона. Они моноклинально погружаются к югу и в осевой части хребта срезаются разломом. Нижнюю часть разреза пермских вулканидов составляют туфогенно-осадочные породы с маломощными прослоями туфов смешанного состава общей мощностью до 150 м. На них залегает серия покровов андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов, среди которых в подчиненном количестве наблюдаются прослои темно-серых туфов, туфопесчаников и гравелитов, а также грубообломочных бомбовых туфов с обломками порфиритов до 10 см. Мощность этой серии около 900 м. Порфириты перекрыты покровами обычных спекшихся туфов трахидацитов и трахириолито-дацитов общей мощностью до 1200 м. Отдельные покровы имеют мощность до 50 м и в нижней части сложены спекшими туфами, а сверху сменяются слабоспекшими и обычными туфами. В верхней части этой серии пород появляются трахириолито-дациты в виде грибообразных экструзий максимальной высотой

до 400 м. Венчается разрез пермских эффузивов покровами пироксен-плагноклазовых миндалекаменных андезито-базальтов, содержащих слои бомбовых туфов; мощность лав превышает 200 м.

Латеральное строение вулканогенных толщ отличается фациальной неоднородностью и сменой по простиранию пород разного состава. Анализ фациальной структуры вулканогенных образований позволил выявить, что андезито-базальты и андезиты слагали щитовые вулканы, а трахидациты и трахириолиты образовывали крупные экстрезии и выдержанные по площади и по мощности толщи спекшихся туфов, аналогичные полям распространения туфов больших объемов [58, 68]. Спекшиеся туфы извергались через трещинные каналы, приуроченные к нарушениям, ограничивающим вулканическое поле. Вулканические каналы трассируются мощными накоплениями вулканических брекчий и скоплениями широтно-ориентированных даек, а также крупными экстрезиями, венчающими каналы и расположенными на игнимбритовом плато.

Важным элементом строения поля пермских вулканогенных образований являются гипабиссальные интрузии с фазами габбро-диоритов, граносиенитов и лейкогранитов. С ними тесно связаны субвулканические интрузии, среди которых преобладают дайки риолитового, граносиенит-порфинового, андезито-базальтового и андезитового состава. В осевой части хр. Эдренгйин-Нуру от массива лейкогранитов отходит мощный рой даек. Среди выходов пермской толщи такие же дайки контролируют участки распространения вулканических брекчий и трахириолитовых экстрезий. Эти дайки, являющиеся корнями вулканических излияний и связанные с интрузивным массивом, объединяют вулканогенные образования и интрузии района в генетически единую вулcano-плутоническую ассоциацию.

Принимая во внимание локальное распространение пермских вулканитов между двумя протяженными субширотными зонами магмовыводящих разломов и достаточно большую их мощность, а также общий линейный контроль над размещением корневых зон вулканитов, вулканических построек и интрузивных тел, можно сделать вывод о формировании пермских вулканитов в грабене, вероятные размеры которого составляли 20—70 км. Грабен расположен в осевой части карбоновой вулcano-тектонической котловины, где были сосредоточены центры карбоновых вулканических извержений, и таким образом унаследованно связан с ее развитием.

В хр. И х е - Ш а н х а й пермские вулканиты залегают в осевой части хребта, где слагают крупное поле, вытянутое в широтном направлении более чем на 100 км и достигающее в ширину 20 км [73]. С бортов оно ограничено протяженными широтными разломами, по которым вулканиты погружены относительно вмещающих образований более чем на 2 км. Возраст пород установлен по флоре, собранной К. А. Моссиондзом в терригенных прослоях нижней части разреза и определенной М. В. Дуранте (устное сообщение) как нижнепермская. В западной части вулканического поля в районе угольного месторождения Табун-Тологой вулканиты перекрыты верхнепермскими терригенными породами.

Распределение вулканитов подчинено антиклинальной структуре вулканического поля. В ее ядре наблюдается крупный массив биотитовых гранитов, прорывающий андезитовые порфиры нижней части вулканогенного комплекса. Наиболее мощные разрезы вулканогенных образований наблюдаются в юго-восточной и северо-восточной частях хребта и характеризуются следующим строением (снизу вверх).

Мощность, м

1. Серия покровов темно-серых массивных андезитовых порфиритов и потоков черных оливковых базальтов, имеющих подчиненное распространение более 500
2. Красные и бурые обычные и спекшиеся туфы риолитов с прослоями туфопесчаников, а в верхних частях серии — с темно-серыми массивными, нередко флюидальными дацитами 400—600
3. Серия покровов местами миндалекаменных дацитов и андезито-дацитов, представленных афировыми, стекловатыми черными и бурыми породами с перлитовой, сферолондной и флюидальной текстурами 400
4. Серия покровов бурых флюидальных риолитов с отдельными покровами базальтов в верхней части 500

Верхние части разреза перекрыты мезо-кайнозойскими образованиями.

Выделенные в разрезе подразделения выдержаны по простиранию и согласно, местами переслаиваясь, сменяют одно другое, что, по-видимому, свидетельствует о непрерывности вулканических процессов в период формирования вулканогенного комплекса.

В строении вулканического поля широко распространены дайки и пластовые интрузивные залежи базальтоидов, гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и риолитов, согласно залегающие с вулканитами. Распределение интрузий связано с крупным поясом широтного простирания [73], который наиболее выразительно представлен в восточной части хребта, где он прослеживается вдоль нарушений южного борта вулканического поля. Здесь отмечаются серии параллельных даек, отстоящих друг от друга на метры или первые десятки метров. Размещение даек целиком связано с полем распространения вулканитов, тогда как к югу от разлома среди нижнекарбонных толщ они совершенно неизвестны.

Оценивая взаимоотношения между покровными и дайковыми образованиями, следует отметить, что в игнимбритах обычны обломки пород, идентичные породам субвулканических интрузий. Интрузивные тела пронизывают вулканогенные образования не на всю их мощность и неизвестны среди вулканитов верхних частей разреза. Все это указывает на одновозрастность разнофациальных образований и позволяет связать дайковые тела с корневыми зонами соответствующих им по составу вулканитов.

Вулканогенные образования хр. Ихе-Шанхай слагают изолированное поле и не имеют аналогов не только в ближайших окрестностях хребта, но и в других участках Южной Монголии. Наряду с данными о большой мощности вулканитов в пределах хребта и широком участии в его строении толщ игнимбритов и спекшихся туфов, а также о грабенообразной структуре вулканического поля, это позволяет сделать вывод о формировании вулканогенных образований в пределах вулканического грабена. В ходе извержений на поверхность было доставлено: порфиров — более 1000 км^3 , дацитов — 800 км^3 , риолитов — 2000 км^3 .

Основные закономерности распространения и строения пермских вулканогенных толщ (ассоциаций)

На территории Южной Монголии пермские вулканогенные образования распространены преимущественно в зонах крупнейших разломов — Гоби-Тяньшаньского и Главного Монгольского линейamenta — и прослеживаются вдоль них цепочками полей на расстоянии свыше 1300 км. Пермские вулканиты известны также и в полосе, лежащей между этими разломами, где они образуют изолированные поля, связанные с отдельными широтными разломами.

Пермские вулканогенные образования Южной Монголии формировались в диапазоне от верхов верхнего карбона до нижней перми. Обычно они с размывом залегают на вулканогенных толщах карбона или же отделены от них пачками терригенных пород. В ряде вулканических полей вулканиты согласно перекрыты песчано-конгломератовыми отложениями верхней перми.

Пермские вулканогенные образования Южной Монголии встречаются в виде ассоциаций двух типов. Наиболее широко распространены ассоциации базальтов, андезито-базальтов и комендитов, а также трахириолитов. Они свойственны вулканическим полям Главного Монгольского линейamenta и Гоби-Тяньшаньской зоны разломов, хотя и различаются в этих структурах по ряду признаков. Так, в вулканических полях Гоби-Тяньшаньской зоны разломов строение ассоциаций определяется чередованием в разрезах резко контрастных по составу пород — базальтов, андезито-базальтов и комендитов, трахириолитов и ортофиров. В зоне Главного Монгольского линейamenta разные по составу породы образуют самостоятельные толщи, их переслаивание наблюдается редко.

С вулканическими полями этого типа нередко связаны массивы щелочных гранитов. Они выведены на поверхность в центральных участках глубокоэродированных вулканов и соответствуют периферическим магматическим камерам последних. Это позволяет связать щелочные граниты и вулканиты и рассматривать их как разноглубинные фации вулcano-плутонических комплексов.

Вулканическая ассоциация другого типа представлена андезито-базальтами, андезитами, дацитами и риолитами. Породы характеризуются повышенной щелочностью, однако собственно щелочные разновидности среди них отсутствуют или имеют резко ограниченное распространение. Размещение пород по разрезам в целом отвечает гомодромной последовательности изменения составов. Такие ассоциации свойственны только промежуточной зоне и неизвестны в других местах распространения пермских вулканитов.

Вулканогенные образования обычно слагают поля, линейно вытянутые вдоль зон разломов. Ширина полей составляет от 5 до 20 км, протяженность — от 20 до

250 км. С бортов они ограничены протяженными нарушениями, вблизи которых вмещающие допермские образования раздроблены и в ряде мест подверглись гидротермальным изменениям. Разрезы вулканитов в отдельно сравниваемых вулканических полях существенно различаются по мощности и фаціальным особенностям, а также по количественным соотношениям пород различного состава. Вулканогенные образования ассоциаций нигде не выходят за ограничивающие их разломы. Более того, за пределами вулканических полей среди вмещающих образований отсутствуют гипабиссальные и субвулканические интрузии щелочных пород и габбро-диабазов, которые широко представлены в строении пермского вулканического комплекса и которые могли бы зафиксировать корневые зоны глубоко эродированных вулканов. Из этого следует, что существующая грабеновая структура вулканических полей является первичной и формировалась в процессе становления нижнепермского вулканогенного комплекса. Амплитуда погружения основания вулканических грабенов нередко превышает мощность заполняющих вулканитов, и во многих вулканических полях вулканогенные образования перекрыты верхнепермскими конгломератовыми толщами. Последнее обстоятельство показывает, что прогибания являются результатом не только вулканической деятельности, а связаны с более общим процессом структурной эволюции региона.

Нижние горизонты разрезов вулканических полей сложены сериями горизонтально залегающих трахибазальтовых покровов. Они слагают выдержанные по простиранию лавовые плато мощностью 300—500 м. Базальтовые плато увенчаны стратовулканами, кальдерными вулканами и экструзивными куполами трахитов, трахидацитов и трахириолитов.

Особый тип вулканических построек представляют базальт-комендитовые стратовулканы, сложенные чередующимися сериями базальтов и комендитов. В центральных глубокоэродированных участках вулканов размещаются массивы щелочных

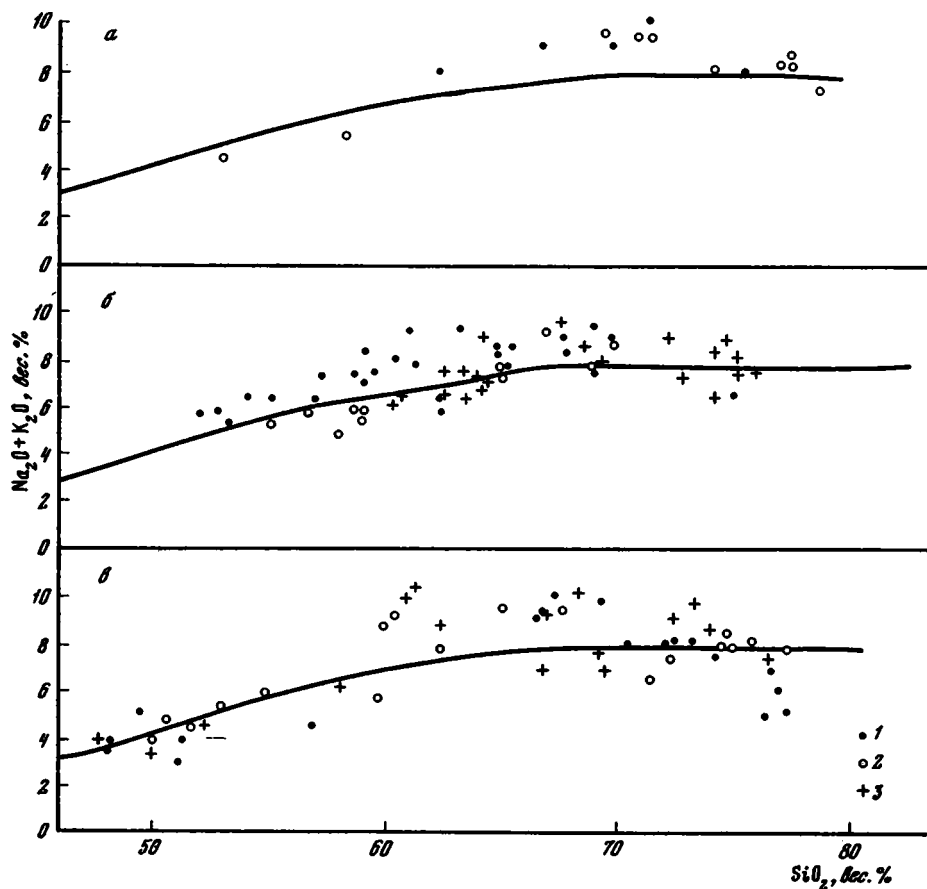


Рис. 32. Петрохимическая диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{SiO}_2$

а — вулканогенные образования зоны Главного Монгольского линеймента: 1 — Барун-Хурайская котловина, 2 — хр. Сумен-Хайрхан; б — вулканогенные образования промежуточной зоны: 1 — хр. Эдренгийн-Нуру, 2 — горы Арслан-Хайрхан, 3 — хр. Ихе-Шанхай; в — вулканогенные образования Гоби-Тяньшаньской зоны разломов: 1 — хр. Ноён-Тост, 2 — район сомона Хан-Богд, 3 — хр. Номгон

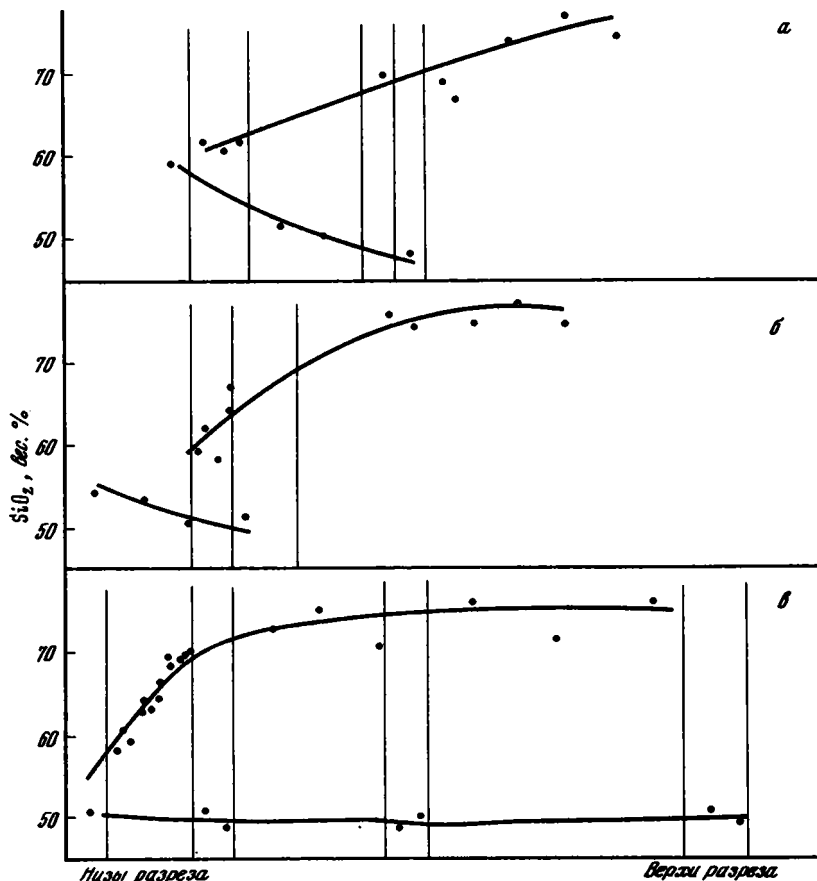


Рис. 33. Диаграмма изменения составов вулканогенных образований в разрезах вулканических ассоциаций

а — район сомона Хан-Богд; б — хр. Номгон; в — хр. Ноён-Тост

По горизонтальной оси отложены пакки вулканитов пропорционально их мощности; вертикальные линии разграничивают пакки однородных по составу вулканитов

гранитов, которые фиксируют периферические питающие камеры вулканов. На склонах вулканов наблюдаются боковые жерловины. Они сложены вертикальными субвулканическими телами базальтоидов, комендитов, трахириолитов и лавобрекчий. Порядок становления тел согласуется с размещением вулканитов в разрезах.

Важным элементом строения вулканических грабенных являются многочисленные дайки базальтоидов, комендитов, трахириолитов и щелочных гранитов. Они прослеживаются вдоль бортов грабенных и образуют линейные поясовые скопления. По петрографическому составу дайки тождественны вулканогенным породам, контролируют размещение вулканических жерловин, экструзий, кальдерных вулканов, массивов щелочных гранитов и, таким образом, фиксируют корневые зоны толщ вулканитов. Положение вулканических центров определяется участками пересечения дайковых поясов с ортогональными к ним нарушениями. В эрозионных окнах дайки наблюдаются до глубин, расположенных на 3 км ниже относительно кровли вулканического комплекса, без существенного изменения особенностей их распределения и тем самым свидетельствуют о достаточно устойчивом строении корневых зон на глубину. Ширина дайковых поясов в отдельных грабенах достигает 2—7 км, среднее содержание даек в поясах составляет до 25% общего объема пород. Следовательно, в поперечном сечении грабенных дайки занимают до 1—2 км. Это расстояние соответствует амплитуде раздвигания бортов грабенных, поэтому можно сделать вывод, что формирование дайковых поясов, а следовательно, и вулканогенных комплексов было связано с компенсацией мощных поперечных растяжений с амплитудой раздвигания до нескольких километров в отдельных грабенах.

В зонах Гоби-Тяньшаньской системы разломов и Главного Монгольского линейamenta нижнепермские вулканические грабены прослеживаются практически непрерывно на протяжении более 1300 км и, следовательно, на всем расстоянии указанные системы

Таблица 13

Химические составы пермских вулканогенных пород Южной Монголии

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	75,15	70,94	62,24	69,30	66,40	75,99	78,24	75,49	52,76
TiO ₂	0,14	0,53	0,70	0,49	0,53	0,05	0,05	0,06	1,63
Al ₂ O ₃	12,38	14,39	17,35	14,27	15,18	12,25	11,84	12,25	16,38
Fe ₂ O ₃	0,41	1,39	2,84	1,99	4,02	0,58	0,92	1,43	7,51
FeO	0,28	0,28	1,60	0,23	0,46	0,58	0,36	0,37	2,32
MnO	0,09	0,10	0,10	0,10	0,13	0,07	0,07	0,09	0,19
MgO	0,33	0,28	0,92	0,38	0,38	0,09	0,04	0,07	3,08
CaO	0,89	1,01	1,30	1,10	2,09	0,29	0,14	0,10	6,81
Na ₂ O	3,81	6,26	4,70	4,25	5,96	4,01	3,92	4,15	3,50
K ₂ O	4,34	4,24	4,64	5,45	3,35	4,52	3,62	4,41	1,23
P ₂ O ₅	0,01	0,11	0,24	0,08	0,09	—	—	0,28	0,76
CO ₂	—	—	—	—	—	0,94	0,13	0,45	—
H ₂ O	1,49	1,31	1,74	1,12	1,39	0,43	0,55	0,40	2,23

Таблица 13 (продолжение)

Окислы	21	22	23	24	25	26	27	28	29
SiO ₂	63,09	57,01	60,67	61,31	65,06	65,19	67,56	64,66	53,08
TiO ₂	0,54	0,70	0,78	0,84	0,45	0,43	0,43	0,50	0,96
Al ₂ O ₃	17,18	17,99	17,37	16,26	14,67	16,22	14,97	16,72	18,78
Fe ₂ O ₃	1,63	14,40	0,60	4,59	2,33	1,37	2,39	1,14	4,04
FeO	2,23	6,44	3,68	1,62	1,00	2,24	0,92	2,32	5,96
MnO	0,18	0,17	0,16	0,15	0,10	0,09	0,09	0,13	0,20
MgO	0,95	3,48	1,22	1,86	0,73	0,61	0,58	1,11	3,90
CaO	2,48	5,80	2,40	3,49	2,68	1,93	1,69	2,22	8,03
Na ₂ O	4,80	4,14	3,50	3,96	3,05	3,54	3,67	5,00	2,97
K ₂ O	4,41	3,15	4,64	3,92	4,79	4,84	4,80	3,32	2,12
P ₂ O ₅	0,23	0,38	0,24	0,42	0,13	0,14	0,13	0,17	0,32
CO ₂	—	—	—	0,16	1,62	—	0,94	—	—
H ₂ O	2,44	0,37	3,49	1,52	3,50	3,10	2,37	1,95	0,10

Таблица 13 (продолжение)

Окислы	41	42	43	44	45	46	47	48
SiO ₂	56,21	64,66	60,87	54,45	48,88	53,00	50,56	59,68
TiO ₂	0,87	0,64	0,69	1,61	2,28	1,84	2,41	0,94
Al ₂ O ₃	16,72	16,10	19,53	18,34	17,42	16,39	17,38	17,20
Fe ₂ O ₃	4,29	2,25	2,68	4,39	9,25	6,28	9,19	7,28
FeO	2,80	1,35	1,88	3,40	2,87	3,72	1,38	0,97
MnO	0,16	0,16	0,17	0,19	0,19	0,12	0,19	0,31
MgO	1,90	0,52	1,42	2,25	5,93	4,27	2,28	0,68
CaO	5,48	3,35	2,89	7,10	8,63	7,43	6,67	1,18
Na ₂ O	3,44	4,30	5,22	3,83	2,91	2,90	4,79	6,56
K ₂ O	2,93	4,34	3,86	1,74	1,03	2,26	2,13	2,96
P ₂ O ₅	0,42	0,17	0,30	0,54	0,57	0,37	1,44	0,34
CO ₂	—	—	—	0,61	—	—	—	0,71
H ₂ O	3,13	2,25	1,82	1,39	0,60	1,39	1,36	0,80

Таблица 13 (продолжение)

Окислы	59	60	61	62	63	64	65	66
SiO ₂	74,49	71,44	56,31	59,02	75,52	73,81	69,42	71,28
TiO ₂	0,26	0,38	1,18	0,76	0,25	0,32	0,45	0,39
Al ₂ O ₃	12,77	13,26	16,01	16,24	13,29	13,25	14,75	14,39

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
76,01	73,75	58,11	71,00	70,52	69,06	67,45	68,80	69,35	67,89	57,87
0,10	0,17	0,77	0,45	0,47	0,46	0,52	0,46	0,52	0,48	0,79
11,98	12,45	16,94	14,95	14,84	16,23	15,25	14,71	15,49	14,78	17,83
1,68	1,96	3,51	1,60	2,08	1,76	2,60	0,95	2,13	0,83	1,39
0,58	0,62	2,46	0,57	0,43	0,36	0,54	1,58	0,60	2,64	5,48
0,08	0,12	0,18	0,07	0,16	0,17	0,12	0,10	0,06	0,09	0,20
0,03	0,19	3,53	0,09	0,12	0,20	0,46	0,54	0,38	0,95	1,56
0,13	0,16	6,35	0,12	0,43	0,36	1,52	1,56	1,47	2,66	4,99
4,00	2,90	3,27	5,31	5,13	6,87	4,57	4,13	4,75	3,49	3,76
4,89	6,39	2,27	4,64	4,67	3,45	4,38	5,22	4,16	3,98	3,28
—	—	0,37	—	—	—	0,09	0,12	0,10	0,18	0,36
—	0,17	0,35	0,35	0,47	0,20	1,02	0,33	0,63	—	—
0,40	0,62	1,64	0,46	0,50	0,90	1,34	1,95	2,64	2,50	2,10

30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
56,98	74,69	63,40	52,54	59,35	58,70	59,02	54,00	54,92	51,78	62,36
1,02	0,16	0,71	0,84	0,73	0,38	0,82	1,16	0,70	0,95	0,64
17,02	12,58	15,44	18,15	17,37	17,98	17,96	18,94	17,13	18,98	15,49
5,58	0,05	1,28	4,90	2,70	3,24	1,98	3,81	2,31	6,57	1,57
1,57	0,40	2,84	4,64	2,92	1,92	3,82	4,38	5,59	4,63	2,28
0,15	0,06	0,18	0,17	0,20	0,19	0,19	0,19	0,15	0,19	0,22
3,22	0,09	2,01	3,42	1,26	1,56	1,46	3,02	5,34	3,51	1,26
5,83	2,22	4,38	9,23	4,16	4,91	6,23	7,69	7,82	7,89	4,62
3,80	4,10	3,69	3,28	4,41	3,92	3,95	2,93	3,28	3,08	3,11
2,58	2,40	2,89	2,37	3,09	3,40	4,22	3,45	2,75	2,47	2,69
0,38	0,03	0,23	0,38	0,37	0,40	0,33	0,36	0,32	0,15	0,20
0,26	—	0,21	0,21	0,42	1,37	—	—	—	—	—
2,18	1,92	2,95	1,10	1,77	1,66	0,20	0,10	0,10	—	4,06

49	50	51	52	53	54	55	56	57	58
62,24	57,63	64,93	67,65	51,55	72,22	75,75	74,70	74,72	77,09
0,71	0,94	0,48	0,51	1,80	0,37	0,17	0,14	0,16	0,18
15,63	19,43	17,04	13,07	15,23	13,76	13,32	13,74	13,65	12,07
3,17	7,25	5,29	6,96	7,61	2,04	1,25	1,39	0,73	0,76
1,44	0,71	0,29	0,36	3,80	0,20	0,18	0,35	0,36	0,29
0,12	0,28	0,19	0,09	0,17	0,06	0,06	0,09	0,07	0,08
1,61	0,37	0,43	0,14	2,90	0,07	0,06	0,10	0,10	0,07
3,26	1,30	0,17	0,13	7,78	0,95	0,19	0,26	0,24	0,10
3,91	6,90	4,18	4,72	3,04	5,15	4,54	4,00	4,41	3,24
4,04	4,30	5,79	4,99	1,19	3,24	3,96	4,42	4,48	5,01
0,21	—	—	—	0,54	—	—	—	—	—
—	0,26	—	0,50	—	0,73	0,10	—	0,31	0,26
2,01	0,43	1,32	0,60	3,40	0,70	0,25	0,28	0,32	0,35

67	68	69	70	71	72	73	74	75	76
76,10	81,61	78,85	74,78	74,82	74,50	75,28	79,97	61,10	60,51
0,21	0,21	0,16	0,22	0,24	0,22	0,26	0,16	0,83	0,88
12,97	11,08	10,44	13,94	13,37	13,50	13,35	12,68	16,94	15,10

Таблица 13 (продолжение)

Оксиды	59	60	61	62	63	64	65	66
Fe ₂ O ₃	0,83	2,63	1,64	1,63	1,17	0,60	2,34	1,79
FeO	0,72	1,32	5,33	3,68	0,80	0,43	0,21	0,50
MnO	0,04	0,12	0,14	0,13	0,04	0,03	0,05	0,08
MgO	0,09	0,18	4,91	3,53	0,38	0,52	0,41	0,86
CaO	0,20	1,36	5,38	5,07	0,37	0,78	1,42	1,10
Na ₂ O	4,70	4,65	4,49	3,22	4,29	3,39	3,06	3,98
K ₂ O	3,66	2,14	1,80	2,20	1,64	4,32	4,87	3,29
P ₂ O ₅	—	—	0,22	0,16	0,07	0,08	0,16	0,07
CO ₂	0,42	0,42	0,36	1,52	0,77	1,13	0,52	0,57
H ₂ O	0,56	0,71	2,60	2,77	1,20	0,80	1,80	1,33

Таблица 13 (окончание)

Оксиды	77	78	79	80	81	82	83	84
SiO ₂	64,96	51,95	61,52	63,61	62,04	60,35	72,36	64,66
TiO ₂	0,50	1,11	0,94	0,81	0,82	1,08	0,31	0,53
Al ₂ O ₃	16,00	16,60	16,10	15,18	15,49	15,29	12,92	15,49
Fe ₂ O ₃	0,45	1,88	2,89	4,90	3,77	6,16	1,60	2,31
FeO	3,04	6,24	3,20	1,54	2,92	1,69	0,85	2,40
MnO	0,13	0,16	0,17	0,18	0,20	0,20	0,08	0,15
MgO	1,11	5,45	2,06	1,50	1,38	2,33	0,55	1,26
CaO	2,42	9,23	5,77	2,97	3,46	5,77	1,75	4,16
Na ₂ O	2,85	2,85	2,35	5,50	5,53	2,67	4,57	3,92
K ₂ O	5,48	0,78	2,55	2,58	1,93	1,65	2,71	2,85
P ₂ O ₅	0,15	0,34	0,35	0,33	0,29	0,37	0,07	0,16
H ₂ O	1,64	2,40	2,65	1,70	1,51	2,78	1,14	1,28

Примечание. 1—5 — Восточная часть Барунхурайской котловины, Улан-Ула, 2 — трахириолит, там же, 3 — трахитовый спекшийся туф в 1 км к востоку от горы Ошхин, вулканическое поле хр. Сумей-Хайрхан; 6 — трахириолит, районы высоты 1580, из восточной части вулканического поля, 10, 11 — трахириолит, покров, там же, 12 — андезит, дайка, вулканическое поле хр. Эдренгийн-Нуру; 16 — риолито-дацит горы Ундер-Хуп-Ула, андезит, дайка, там же, 21 — трахидацит, дайка, там же; 22—31 — разрез пермской вулканической части разреза, 25—28 — спекшийся туф трахидацитов, средняя часть разреза; 29—31 — верхняя часть разреза; 32—43 — разрез толщ в 7 км к востоку от линии предыдущего разреза; 39 — средняя часть разреза; 34 — андезито-дацитовый туф, 35 — андезит, покров, 36 — разрез; 40 — спекшийся туф дацита, 41 — андезит, покров, 42 — трахидацитовый спекшийся туф снизу вверх, 44—47 — базальты и андезито-базальты нижней серии базальтовых покровов; 48—52 — трахириолиты и комендитовые агнеисы кальдеры; 61—65 — вулканическое поле района сомона Хубсугул; 66—69 — вулканический массив к востоку от 70—76 — вулканический массив горы Бага-Хубсугул; 70—74 — трахириолиты Хайрхан, образцы отобранные вверх по разрезу в порядке номеров; 77 — спекшийся трахидацитовый отрог хр. Арслан, 83 — риолиты, покров, там же; 84 — дацит, покров, там же, 85 — трахириолиты дайка, гора Арслан-Хайрхан, 89 — риолит, покров, там же, 90 — флюидальный трахидацит, покров, там же, покров, там же, 93 — спекшийся туф дацита, в 1 км к юго-западу от горы Арслан-Хайрхан, 94 — трахириолит

разломов являлись зонами крупноамплитудных раздвигов. Такая структурная обстановка сближает зоны крупнейших южномонгольских разломов с рифтогенными структурами. Особенности строения и состава вулканических ассоциаций также отвечают ассоциациям пород, свойственным континентальным рифтам. Это позволило сделать вывод о связи нижнепермских вулканических ассоциаций Южной Монголии с рифтогенезом, который охватил в позднем палеозое Центральную Азию и реализовался в Южной Монголии по системе глубинных разломов [75].

Химизм пермских вулканогенных образований Южной Монголии. Пермские вулканогенные образования представлены породами повышенной щелочности и щелочными (табл. 13, рис. 32). По кремнекислотности они охватывают широкий интервал составов от трахибазальтов до комендитов, однако среди них преобладают базальты и андезито-базальты повышенной щелочности, а также трахириолиты и комендиты, т. е. породы, резко различные по количеству кремнекислоты.

Отмечается единообразное распределение пород по разрезу различных ассоциаций. Так, нижние горизонты всегда сложены покровами трахибазальтов. Они сменяются породами среднего состава, выше которых лежат трахириолиты и комендиты, нередко чередующиеся в разрезах с базальтами.

67	68	69	70	71	72	73	74	75	76
1,46	0,28	2,00	1,33	1,46	1,71	1,52	0,66	3,58	6,30
0,22	0,22	0,52	0,50	0,43	0,10	0,21	0,35	2,54	0,99
0,07	0,03	0,04	0,06	0,07	0,13	0,06	0,04	0,02	0,10
0,24	0,25	0,30	0,32	0,31	0,30	0,25	0,21	2,54	2,59
0,43	0,37	0,36	0,40	0,36	0,60	0,35	0,54	5,54	2,77
3,61	3,32	0,74	3,73	3,18	4,12	3,77	3,55	3,15	5,86
3,79	1,01	3,86	3,93	4,12	3,90	3,76	4,03	1,23	0,85
0,05	0,03	0,02	0,07	0,03	0,06	0,03	0,03	0,22	0,30
—	0,46	—	—	—	0,36	—	0,73	—	1,51
0,95	1,14	2,68	0,76	1,37	0,30	0,69	0,61	1,80	1,62

85	86	87	88	89	90	91	92	93	94
67,75	64,12	62,70	53,82	72,17	67,27	78,43	66,59	64,38	69,38
0,54	0,96	0,84	0,93	0,38	0,74	0,25	0,59	0,72	0,57
15,29	15,35	17,51	17,35	14,32	14,67	14,07	15,66	15,35	14,44
2,41	1,35	2,06	5,81	1,67	3,05	1,05	2,25	3,46	2,39
0,54	3,52	2,80	2,54	0,60	0,57	0,92	0,54	0,57	0,81
0,10	0,14	0,12	0,15	0,08	0,10	0,06	0,08	0,12	0,06
0,48	1,18	1,52	4,53	0,38	0,36	0,35	0,47	1,24	0,38
1,52	4,30	1,13	8,57	2,05	1,25	0,72	2,15	3,96	1,45
5,40	4,00	4,30	2,95	4,13	5,90	4,00	4,17	2,10	4,17
4,17	2,40	2,93	1,25	3,63	4,70	5,38	5,20	4,72	4,97
0,18	0,23	0,26	0,27	0,08	0,18	0,02	0,14	0,29	0,15
1,07	2,07	1,80	2,22	0,29	0,60	0,70	0,90	2,21	0,86

вулканическое поле горы Ошхин-Улан-Ула: 1 — трахириолит горы Ошхин-Улан-Ула, 4 — субщелочной гранит-порфир, дайка, там же, 5 — трахидацит, покров, там же; 6—15 — 7 — флюидалный трахириолит, там же, 8 — фельзитовый трахириолит, там же, 9 — базальт, покров там же, 13—15 — трахириолит покровов в 2 км к северо-западу от горы Сумен-Хад-Ула; 16—43 — в ул-17—19 — спекшиеся туфы трахириолитов—дацитов, в 1 км к северу от горы Ундер-Хуц-Ула, 20 — андезитовая толща на меридиане горы Ундер-Хуц-Ула: 22—24 — андезиты, нижняя часть разреза: 29 — базальт, покров, 30 — андезит, покров, 31 — флюидалный риолит, экструреза: 32—33 — нижняя часть разреза: 32 — дацитовый туф, 33 — базальт, покров; 34 — андезито-дацитовый туф, 37—39 — андезито-базальты и базальты покровов; 40—43 — верхняя часть 43 — трахидандеизит, дайка; 44—46 — вулканическое поле плато хр. Номгон, породы отобраны по разрезу хиты и трахидандеизиты; 53 — базальт из верхней серии базальтовых покровов; 54—60 — трахириолитовые Улан-Багдах; 61—62 — андезиты, покровы, 62—65 — трахириолиты, покровы; 66—76 — вулканические горы Бага-Хубсугул: трахириолитовые игнимбриты, отобранные по разрезу кальдерной серии, вые игнимбриты кальдеры, 75—76 — андезиты; 77—94 — вулканическое поле гор Арслан-туф, северный склон г. Арслан, 78 — базальт, дайка, там же, 79—82 — дацитовые туфы, юго-восточные дацит, покров, 1,5 км к востоку от горы Арслан-Хайрхан, 86—87 — дацитовые туфы, там же, 88 — диабаз, 91 — стекловатый трахириолит, покров, юго-западный склон горы Арслан-Хайрхан, 92 — трахидацит лито-дацит, покров, там же.

В вулканических ассоциациях Гоби-Тяньшаньской зоны разломов подобное построение разрезов определяется двумя сериями пород, составы которых закономерно изменяются в определенной последовательности (рис. 33). Одна представлена трахибазальтами и трахиандезито-базальтами близкого химического состава, слагающими различные горизонты разреза, обладают общей повышенной щелочностью с суммарным количеством щелочей около 5% и преобладанием Na_2O над K_2O .

Другая серия пород характеризуется возрастанием кремнекислотности пород вверх по разрезу от 60 до 75% SiO_2 при содержании щелочей от 7 до 10%. На вариационных диаграммах вариационные линии обеих серий пересекаются в области составов основных пород, тем самым объединяя породы ассоциаций в единые непрерывные ряды разновидностей. Наряду с геологическими данными о структурной и возрастной сопряженности этих пород, а также их становлении через общие выводящие зоны петрохимические данные также указывают на генетическую связь основных и кислых пород ассоциаций.

Количественная оценка пермской вулканической деятельности. В табл. 14 приведены данные о площадях распространения и объемах пермских вулканитов в Южной Монголии. В Гоби-Тяньшаньской системе разломов пермские вулканические поля частично перекрыты более молодыми образованиями. Предполагая, что

Таблица 14

Распространение пермских вулканитов в вулканических полях Южной Монголии

Вулканическое поле	Площадь, км ²	Базальты и андезито-базальты, км ²	Андезито-дациты, дациты, риолито-дациты, км ²	Риолиты, трахириолиты, комендиты, км ²
Гоби-Тяньшанская зона:	12000	13800	900	300
Хр. Цаган-Богд	800	500	—	1100
Хр. Ноён-Тост	4000	6000	150—200	2000
Хр. Номгон	360	150	20	150
Сомон Хан-Богд	2000	1900	400	2000
Улугей-Хид	200	100	—	25
Сомон Хубсугул	200	100	—	50
Зона Главного Монгольского линеамента:	1200—1500	820	80	1330
Хр. Сумен-Хаврхан	500—700	140	20	700
Вулканические поля Заалтайского разлома	400—500	450	—	600
Хр. Аргалинту	300	270	60	30
Вулканические поля «проме- жуточной полосы»:	2660	1540	1470	2120
Хр. Эдренгийи-Нуру	300	290	350	—
Горы Арслан-Хаврхан	360	250	320	120
Хр. Ихе-Шанхай	2000	1000	800	2000

площадь, занятая этими породами, составляет около $\frac{1}{3}$ от наблюдаемой площади вулканических полей, получим, что общая площадь распространения вулканитов здесь была равна примерно 12 000 км², объем вулканических продуктов достигал 23 000 км³, в том числе пород основного состава — около 13 800 км³, дацитов и трахитов — 900 км³, трахириолитов и комендитов — 8300 км³.

В зоне Главного Монгольского линеамента изученные вулканические поля представляют собой не более $\frac{1}{3}$ площади зоны разломов. Поэтому для оценки вулканической деятельности по всей зоне разломов представляется возможным увеличить полученные значения площадей и объемов в три раза. В результате площадь распространения вулканитов можно оценить в 4500 км², общий уровень вулканитов — в 7000 км³ (2400 км³ — породы основного состава, 200 км³ — породы промежуточного состава и 4400 км³ — кислые вулканы).

Суммируя полученные оценки, получим, что на территории Южной Монголии пермские вулканы были распространены на площади около 19 000 км², что составляет около 10% рассматриваемой территории. Общее количество изверженных продуктов достигало 35 000 км³. На поверхность было излито около 18 000 км³ основных вулканитов и 15 000 км³ — кислых вулканитов, в основном трахириолитов и комендитов. Вулканические продукты промежуточного состава — андезито-дациты, трахиты, дациты и риолито-дациты имеют в настоящее время ограниченное распространение и составляют около 2500 км³, причем около половины этого количества сосредоточено в вулканических полях промежуточной зоны.

ЦЕНТРАЛЬНО-МОНГОЛЬСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Центрально-Монгольский вулканический пояс расположен в пределах одноименного поднятия, сложенного докембрийскими и нижнепалеозойскими комплексами пород. Это поднятие отделяет герцинскую Хангай-Хэнтэйскую систему от Южно-Монгольской. До недавнего времени пермские вулканы были известны в северо-восточной и центральной частях пояса, который назывался Восточно-Монгольским [18, 30]. Исследования С. П. Гавриловой, Д. Оролмы и В. В. Ярмолюка, проводившиеся под руководством И. В. Лучицкого, показали, что крупные поля вулканитов Юго-Западного Хангая и прилегающей части Долины Озер, датированные на геологических картах МНР [15, 16] карбоном (Буцаганская мульда) или девоном (Хантайширско-Аргалинтинский прогиб), в большинстве своем имеют пермский возраст. Пермские вулканы прослежены до района г. Гоби-Алтай, т. е. в полосе протяженностью порядка 550 км. Таким образом,

явлена западная составляющая пермского вулканического пояса, а сам пояс назван Центрально-Монгольским.

Вулканический пояс имеет форму субширотной дуги, выпуклой в южном направлении. Протяженность его в Монголии 1600—1700 км, ширина — 120—300 км. Западный фланг пояса приурочен к Баян-Булакскому поперечному разлому, представляющему собой фрагмент трансструктурной разломной зоны восток-северо-восточного направления. Севернее этого разлома Т. В. Хюппененом, И. Г. Смирновым и другими выявлены поля пермских вулканитов, субвулканических тел, вулканогенно-моцассовых толщ и интрузивов, служащих связующим звеном между западными флангами Центрально-Монгольского и Северо-Монгольского (Селенгинского) вулканических поясов. В целом оба названных пояса в виде гигантской петли, замкнутой на западе, оконтуривают Хангай-Хэнтэй-Даурскую систему сводовых поднятий, которая формировалась в перми на месте герцинских геосинклинальных прогибов и их обрамления (рис. 34, см. вкл.) Южной границей пояса служила субширотная дугообразная узкая Сухэбаторско-Баянлэгская зона кордильерных поднятий, развивавшихся в карбоне на месте миогеосинклинальных прогибов периферии Южно-Монгольских герцинид. В пределах кордильерных и сводовых поднятий позднепалеозойский магматизм имел в основном плутонический характер.

Центрально-Монгольский пермский вулканический пояс состоит из ряда крупных впадин, прогибов, мульд, грабенных и серин мелких структур, наложенных на разновозрастное складчатое основание. По особенностям распределения пермских структур, их размеров, состава и строения вулканический пояс можно подразделить на три поперечных сектора, соответствующих выделенным Л. П. Зоненшайном [30] поперечным блокам Центрально-Монгольского поднятия: северо-восточный — Керуленский, центральный — Среднегобийский, западный — Байдарикский.

Байдарикский сектор, расположенный юго-западнее Хангайского синклинория, ориентирован в запад-северо-западном направлении; длина его около 550 км, максимальная ширина 160—170 км. Среднегобийский и Керуленский секторы, разделенные Уланбаторским поперечным разломом, вместе составляют восточный сегмент пояса, расположенный южнее Хэнтэйской и Агинской герцинских синклинорийных структур. Ориентировка этого сегмента северо-восточная, протяженность на территории Монголии 1100 км, ширина изменяется от 300 км на северо-востоке до 60—80 км на юго-западе, причем наиболее узкая часть приурочена к району изменения простираения структур. Восточный сегмент пояса, в свою очередь, подразделяется на две продольные зоны — северо-западную Предхэнтэйскую зону межгорных прогибов и юго-восточную зону относительных поднятий [30]. Они разделены в Керуленском секторе пояса одноименным разломом, в Среднегобийском секторе — Эрдэни-Далайской зоной разломов. Предхэнтэйский межгорный прогиб состоит из ряда самостоятельных структур, общей чертой которых является вулканогенно-осадочный и осадочный типы пермских отложений. В юго-восточной зоне относительных поднятий преобладают вулканогенные толщи, благодаря чему именно эту зону иногда выделяют как вулканический пояс [18, 19, 25]. Автор обе продольные зоны относит к структурам Центрально-Монгольского вулканического пояса.

Данные о пермских вулканогенных толщах восточного сегмента пояса содержатся в ряде опубликованных работ [18, 19, 36, 48, 25], на основании которых ниже приведена их краткая характеристика. Более подробно рассмотрены изучавшиеся автором, местами совместно с Д. Оролмой, вулканогенные образования Байдарикского сектора.

Керуленский сектор

Керуленский сектор разделен одноименным разломом на два продольных блока — Северо- и Южно-Керуленский. Первый входит в Предхэнтэйскую зону межгорных прогибов, второй представляет собой поднятие. В обоих блоках пермские отложения слагают небольшие наложенные впадины, мульды и грабены. Размер самой крупной — Ульдзинской впадины 85×65 км (см. рис. 34). Благодаря работам В. А. Боброва, В. А. Благоурава, Л. А. Благоуравовой, В. И. Гольденберга, М. В. Дуранте, Л. П. Зоненшайна, И. П. Пугачевой, Р. А. Хасина и других наиболее хорошо изучены пермские отложения Северо-Керуленского блока. Они охарактеризованы далее в основном по М. В. Дуранте [25]. В Северо-Керуленском блоке пермские отложения расчленены на следующие свиты: 1) харачолунская осадочная (P_1), 2) ундурханская вулканогенно-осадочная с кислыми вулканитами (P_1), 3) гадзарская андезито-дацит-риолитовая (P_2), 4) ульдзинская терригенная с небольшим количеством кислых вулканитов (P_2).

Конгломерато-песчаниковые отложения харачолунской свиты развиты локально и подстраиваются вниз по разрезу сходной толщей средне-верхнекаменноугольного возраста. Более широко распространены отложения ундурханской свиты, залегающие на разновозрастном складчатом основании. Эта свита слагает Муронский грабен (см. рис. 34) и серию мульд и грабен в междуречье Керулена и Ульдзы. Мощность ее 500—600 м. В составе свиты преобладают аллювиально-озерные отложения — песчаники с подчиненным количеством тонко- и грубообломочных пород. До 30% объема свиты составляют покровы и субвулканические тела светлых риолитов и риолито-дацитов, их туфы и туфогенно-осадочные породы. Местами свита представлена флюидальными фельзит-порфирами, андезитовыми туфами и туфопесчаниками с прослоями кремнистых туфитов.

Гадзарская свита выполняет значительную часть Ульдзинской впадины, где залегает на отложениях дегвона и ундурханской свиты. В ее составе ведущую роль играют субаэральные туфы, туфолавы и лавы риолито-дацитового, риолитового и трахириолитового составов. Цвет пород серый, светло-зеленый, розовый, сиреневый; редко встречаются покровы белых риолитов. На разных уровнях разреза присутствуют покровы (мощностью до 100—120 м) андезито-базальтов, андезитов и их туфов; в основании свиты они слагают невыдержанный по мощности горизонт, достигающий в раздувах 200—300 м. Встречаются пачки трахиандезитов и трахидацитов. По данным В. А. Благоднарова и Р. А. Хасина [19], со средними и кислыми лавами ассоциируют субвулканические тела риолитов, риолито-дацитов, а также андезитовых и базальтовых порфиритов. Гадзарская свита фациально изменчива. На северо-востоке ареала ее распространения преобладают туфолавы и пепловые туфы; в юго-западном направлении увеличивается количество туфовых брекчий, растет мощность и количество прослоев туфогенно-осадочных пород. В качестве примера фациальной изменчивости гадзарской свиты М. В. Дуранте [25] приводит строение Их-Гадзарской антиклинали, расположенной на северо-восточном борту Ульдзинской впадины. На северном крыле антиклинали в составе свиты преобладают андезито-базальты (андезито-базальты составляют 70%, риолито-дациты и их туфы — 28%, осадочные породы 1,5—2%); на восточном крыле развиты игнимбриты и туфолавы риолитового и риолито-дацитового состава. Мощность гадзарской свиты 600—2000 м. Возраст ее, по мнению М. В. Дуранте [25], отвечает нижней подсвите кузнецкой свиты Кузбасса, т. е. низам верхней перми.

Ульдзинская свита представлена прибрежно-морскими терригенными отложениями, содержащими примесь туфового материала, прослои риолитов, риолито-дацитов и их туфов. Мощность свиты 2500—5000 м. Она слагает Ульдзинскую впадину, Цэнхиргольскую мульду (см. рис. 34) и ряд мелких грабен. В центре Ульдзинской впадины данная свита несогласно перекрывает гадзарские эффузивы. В низах свиты преобладают конгломераты и гравелиты, выше — песчаники, алевролиты и аргиллиты. Вверх по разрезу и в южном направлении снижается «мористость» отложений и появляются угленосные породы. Вверх по разрезу в породах увеличивается также примесь туфогенного материала кислого состава. В отдельных участках вулканогенный материал присутствует по всему разрезу ульдзинской свиты. Так, на северо-восточном борту Цэнхиргольской мульды в составе свиты увеличивается роль кислых лав, туфов и туфогенно-осадочных пород, встречающихся на всех уровнях, но особенно обильных в ее верхах.

На основании остатков фауны и флоры с грациленто-бrevифолиевым комплексом кордаитов, в верхах свиты содержащих примесь сульцивных кордаитов, М. В. Дуранте [25] датирует ульдзинскую свиту серединой и второй половиной верхней перми. Анализ мощностей и фаций, проведенный А. А. Моссаковским [48], показал, что в процессе накопления свиты грубообломочный материал поступал из области Хэнтэйского складчатого сооружения.

Таким образом, в Северо-Керуленском блоке вулканическая деятельность продолжалась в нижней и в верхней перми при ведущей роли кислого и подчиненной — андезито-базальтового и андезитового вулканизма. Она происходила на фоне терригенного осадконакопления — континентального и нижней и прибрежно-морского — в верхней перми. Только на уровне гадзарской свиты формировалась собственно вулканогенная андезит-базальт-дацит-риолитовая толща.

В Южно-Керуленском блоке пермские вулканогенные толщи изучены менее полно. На основании флористических остатков в вулканогенной толще района пос. Борун-Цогт возраст вулканитов оценивается как преимущественно нижнепермский [19, 25], хотя допускается присутствие вулканитов начала верхней перми. По данным В. А. Благоднарова и Р. А. Хасина [19], в разных вулканических полях мощность толщ варьирует от

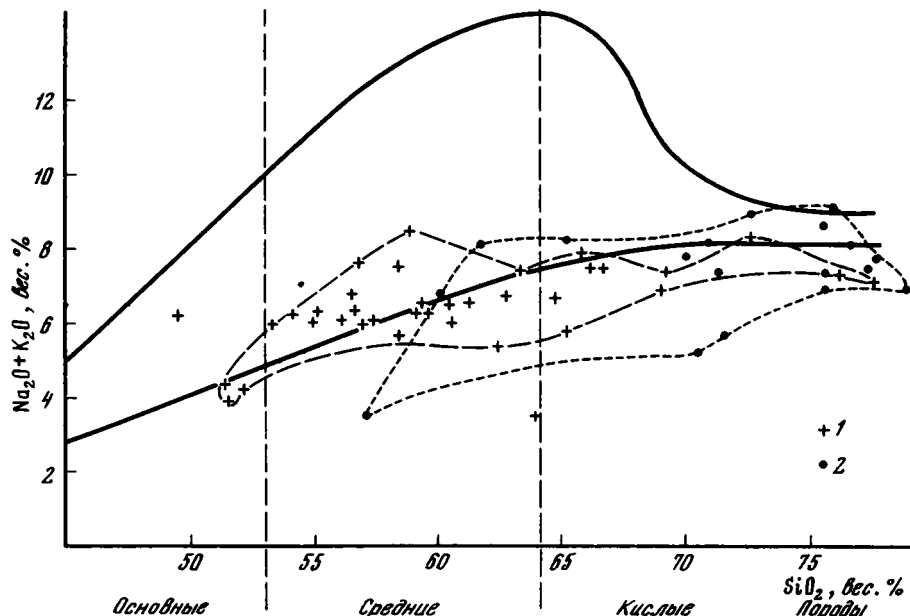


Рис. 35. Диаграмма химических составов пермских вулканитов

1 — Северо-Гобийская впадина, по данным В. В. Кебезинскас и И. В. Лучницкого [35, 36]; 2 — Керуленский сектор вулканического пояса, по данным В. А. Благоднарова и Р. А. Хасина [19]

350 м до 1000—1500 м. Состав толщ изменчив, хотя почти постоянно преобладают пирокластичекие и лавы дацитового, дацито-риолитового, риолитового и трахириолитового состава, характерны флюидальные и сферолитовые порфиры, иногда встречаются игнимбриты. Менее распространены андезиты и андезито-дациты. И. Б. Филиппова выделяет отдельные поля, сложенные трахидацитами и трахириолитами. С ними ассоциируют субвулканические тела граносиенитов.

В. А. Благоднаров и Р. А. Хасин [19] относят вулканиты Керуленского сектора к известково-щелочному ряду, отмечая присутствие пород повышенной щелочности на разных уровнях кремнекислотности. Типичны высококремнекислые сферолитовые риолиты и трахириолиты (см. рис. 35).

Приведенный обзор показывает, что в Керуленском секторе вулканического пояса в перми преобладал кислый вулканизм, затухающий в верхней перми. В направлении от области относительных поднятий (Южно-Керуленский блок) к системе Предхэнтэйских межгорных прогибов (Северо-Керуленский блок) вулканогенные толщи сменяются вулканогенно-осадочными; появляется верхнепермская моласса, сопровождаемая кислым вулканизмом; снижается щелочность пород вулканических серий и увеличивается относительное количество вулканитов средне-основного состава.

С пермским вулканизмом связано становление гранитоидов ульдзагольского комплекса, формирующихся в последовательности: ранняя фаза — габбро-диориты, тоналиты; главная фаза — биотитовые и лейкократовые граниты; поздняя фаза — граниты повышенной щелочности, граносиениты, гранит- и сиенит-порфиры [19]. Гранитоиды прорывают вулканогенные толщи до гадзарской свиты включительно и перекрыты верхне-пермскими отложениями ульдзинской свиты.

Среднегобийский сектор

Большую часть площади Среднегобийского сектора занимает Северо-Гобийская впадина, выполненная в основном верхнепалеозойскими толщами, в том числе вулканогенными. Южнее нее расположено Среднегобийское поднятие, сложенное рифейскими и раннекаледонскими комплексами пород, среди которых присутствуют небольшие изолированные поля вулканитов.

Северо-Гобийская впадина принадлежит к числу сравнительно хорошо изученных структур. Строение ее рассмотрено А. А. Моссаковским [48], осадочные толщи — М. В. Дуранте [25], а особенности вулканизма — В. В. Кебезинскас и И. В. Лучницким [36]. По их данным ниже приведена краткая характеристика вулканитов. В послед-

ние годы новые материалы по пермским вулканогенным образованиям получены К. А. Моссиондзом, Л. В. Никитиным, Ган-Очиром, по интрузивным — В. Н. Быховером.

Северо-Гобийская впадина ориентирована в восток-северо-восточном направлении; протяженность ее 300—350 км, ширина 180 км (см. рис. 34). Фундаментом служат рифейские и раннекаледонские образования с наложенными на них девонскими толщами и граптоидами.

Верхнепалеозойские толщи расчленены на три комплекса: 1) средне-верхнекаменноугольный морской молассовый, развитый на северо-востоке и в центре впадины; 2) вулканогенный, преимущественно нижнепермский, распространенный повсеместно; 3) молассовый континентальный и морской, среди которого выделяются на северном крыле впадины нижней перми, в центральной части — верхней перми.

Северо-Гобийскую впадину А. А. Моссаковский [48] подразделяет на три блоковых зоны — северную, центральную и южную. Две первые входят в Предхэнтэйскую систему прогибов, для которой характерно сочетание вулканизма с терригенным осадконакоплением, а в южной, относительно приподнятой зоне развиты преимущественно вулканогенные толщи.

Северная блоковая зона соответствует северному крылу впадины и имеет ширину 16—25 км. Ее составляют согласно залегающие андезитовая и терригенная толщи, частично замещающие друг друга по латерали [48]. Андезитовая толща по возрасту отвечает началу нижней перми, мощность ее 1500—2500 м. В ее составе преобладают лавы, лавовые брекчии и туфы андезитов и андезито-дацитов; наряду с ними присутствуют базальты и редкие прослои риолитовых туфов. В отдельных участках развиты риолитовые субвулканические тела. Вышележащая терригенная толща, мощностью 1700—2000 м, содержит флору, а местами — морскую фауну середины нижней перми.

Южная блоковая зона совпадает с южным крылом впадины; ширина ее 75—100 км, протяженность 350 км. Она сложена мощными, 2000—4500 м, вулканогенными толщами преимущественно дацитового и риолитового состава, для которых характерны туфы, туфобрекчии и игнибриты. Среди кислых вулканитов на разных уровнях разреза присутствуют андезиты.

В центральной части впадины андезиты и кислые вулканиты развиты в соизмеримых количествах; изредка встречаются покровы базальтов. Мощность толщ здесь достигает 3000 м. Вулканогенные образования, по наблюдениям А. А. Моссаковского [48], местами согласно залегают на палеонтологически охарактеризованных отложениях среднего—верхнего карбона и перекрыты мощной терригенной толщей, которая в нижней части разреза содержит грациленто-бreviолиевый комплекс кордаитов середины верхней перми [25].

Возраст вулканитов центральной и южной блоковых зон А. А. Моссаковский [48] считает нижнепермским. По мнению М. В. Дуранте [25], он может охватывать также начало верхней перми, поскольку флористически охарактеризованные аналоги гадзарской свиты составляют небольшое поле среди вендско-кембрийских толщ на северо-востоке Средне-гобийского поднятия. Изученная А. Ф. Степаненко эффузивная толща этого поля, мощностью 1525 м, состоит из дацитов, фельзитов, их туфов, горизонтов туфопесчаников, туфоалевролитов, туфогравелитов и венчающих видимую часть разреза андезитов мощностью 200 м.

В. В. Кепежинский и И. В. Лучицкий [36] подчеркивают, что общей чертой пермской вулканической ассоциации рассматриваемого района является преобладание пород андезит-риолитового ряда при спорадическом проявлении высокоглиноземистых базальтов. Породы имеют умеренную, реже — повышенную щелочность (см. рис. 35). Типичны пониженная кремнекислотность кислых вулканитов, их дацитовый и дацито-риолитовый состав.

С андезит-риолитовой серией ассоциируют многофазные интрузии мандалгобийской серии [19], которые формировались в последовательности: 1) габбро-диориты, сиенито-диориты; 2) адамеллиты и граниты с фациями граносиенитов; 3) биотитовые и лейкократовые кремнекислые граниты; 4) кремнекислые лейкограниты, слагающие жильные и мелкие малоглубинные тела. Интрузивы прорывают вулканогенные толщи и перекрыты терригенными отложениями верхней перми. Они являются возрастным аналогом ульдзгольского комплекса.

В последнее время В. Н. Быховер, К. А. Моссиондз, Л. В. Никитин и Ган-Очир на юго-западной периферии вулканического поля Северо-Гобийской впадины обнаружили и изучили вулcano-плутоническую ассоциацию повышенной щелочности; ее вулканическая

часть представлена трахибазальтами и трахиандезито-базальтами, чередующимися с трахидацитами и трахириолитами; интрузивная часть состоит из сиенитов, граносиенитов и амфиболовых гранитов. Они установили, что вулканы контрастной серии залегают на андезито-риолитовой толще нижней перми и содержат верхнепермскую флору. Вулкано-плутоническая ассоциация повышенной щелочности пространственно тяготеет к крупному структурному узлу, где наряду с сочленением структур северо-восточного и северо-западного направлений проходит меридиональный трансструктурный линеамент.

Байдарикинский сектор

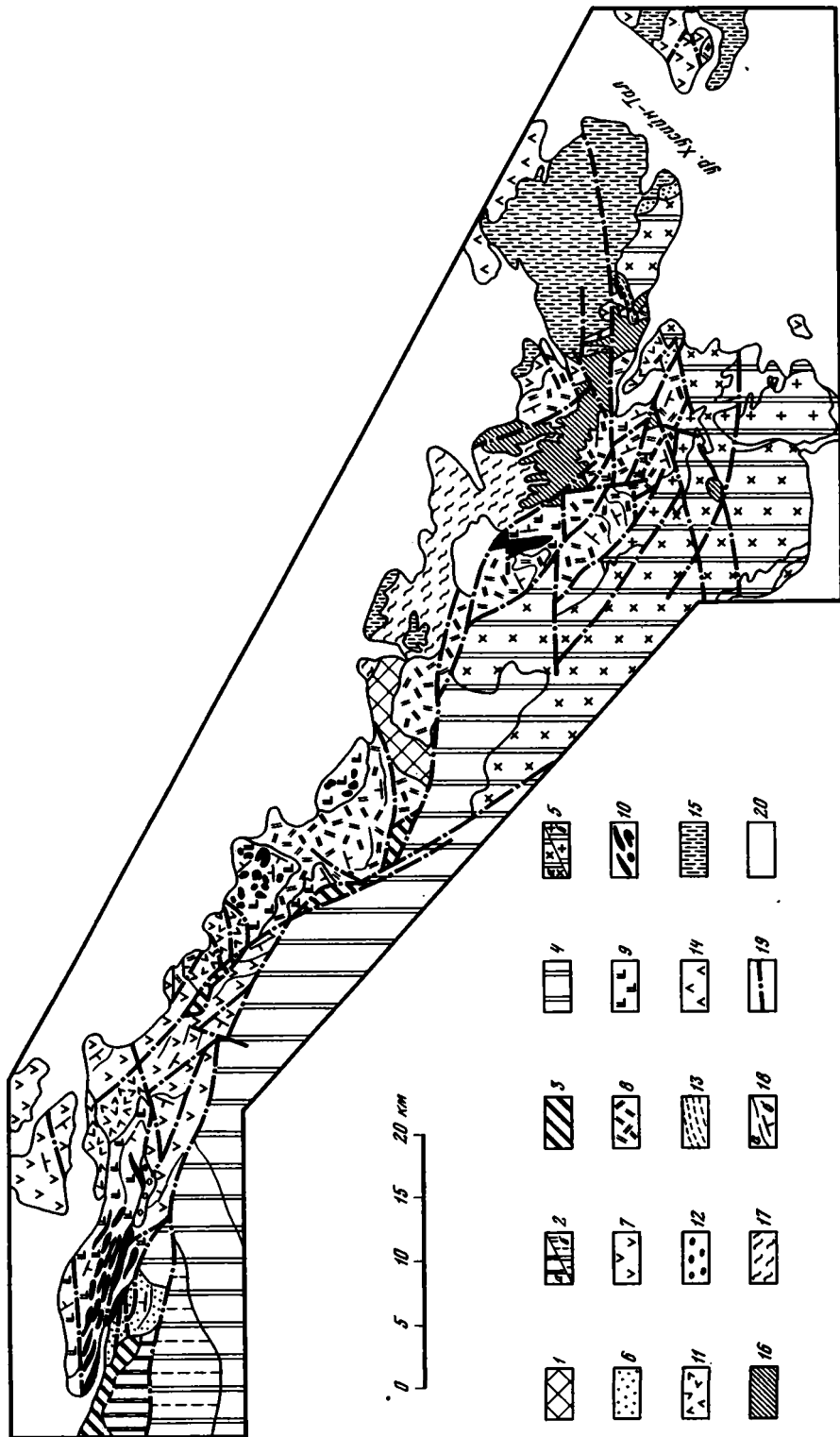
В Байдарикском секторе южной и юго-западной границей вулканического пояса служат Ихэбогдинский и Дзабханский глубинные разломы, северо-восточной границей — зона Баянхонгорских разломов (см. рис. 34). Северо-восточнее Баянхонгорских разломов небольшие поля вулкаников присутствуют в центре Хангайского синклиория и в его северном обрамлении, однако для этой структуры более характерен пермский гранитоидный магматизм.

Наиболее крупной пермской структурой Байдарикского сектора является Хантайширско-Аргалинтинский шовный прогиб, расположенный на юго-западе его. В центре находится Буцаганская мульда; на северо-востоке в зоне Баянхонгорских разломов — серия небольших прогибов и грабен, возможно, представляющих собой фрагменты ранее единой приразломной структуры. Отрицательные структуры разделены выступами докембрийского и раннекаледонского оснований и разнообразными гранитоидами (рис. 36, см. вкл.).

Хантайширско-Аргалинтинский шовный прогиб. Выделен ранее как одноименный среднепалеозойский вулканический пояс или Хантайширский наложенный прогиб. Вулканические породы этой структуры условно считались девонскими [15, 16, 18, 19, 67]. Только в хр. Хар-Аргалантын-Нуру Ю. М. Логиновым и Н. Г. Вербицкой были установлены флористически охарактеризованные угленосные отложения верхней перми. В 1974 г. на юго-востоке хр. Хантайшири-Нуру Л. П. Зоненшайн обнаружил в туфхитах флору нижней перми и высказал предположение, что значительная часть вулкаников может оказаться пермскими. Пермский возраст вулканогенных толщ системы хребтов Аргалантын-Нуру и вулканических полей, расположенных далее к юго-востоку, предполагали А. Ф. Бойшенко, А. Е. Лаврухина, Н. А. Молчанов и другие, что отражено на геологической карте данного района масштаба 1:500 000. Однако вулканогенные толщи оставались нерасчлененными и малоисследованными. В настоящее время изучение магматических образований северо-западной и центральной частей структуры (хр. Хантайшири-Нуру и западная часть гор Аргалантын-Нуру) проводится С. П. Гавриловой и Д. Оролмой, юго-восточной части — В. В. Ярмолюком.

Хантайширско-Аргалинтинский прогиб представляет собой узкую шовную структуру, которая на северо-западе контролируется Дзабханским, на юге и юго-востоке — Ихэбогдинским глубинными разломами. Протяженность его более 400 км, максимальная ширина 70 км. Прогиб состоит из четырех кулисообразно расположенных составляющих (см. рис. 36): Алтан-Хадасулинской северо-западной, Хантайширской центральной, Аргалинтинской южной и Ховдинской юго-восточной.

Алтан-Хадасулинский грабен и Хантайширский прогиб вытянуты в северо-западном направлении вдоль зоны Дзабханского разлома, по которому в этом районе граничат вендско-кембрийские складчатые структуры Озерной зоны с докембрийскими структурами Байдарикского блока. Алтан-Хадасулинский грабен имеет длину 60 км, ширину 5—6 км; на юго-востоке за пределами грабена ширина выходов пермских вулкаников составляет 30 км, а обнаженная часть Хантайширского прогиба — 160 км при ширине 15—30 км. Значительная часть обеих структур и район их сочленения перекрыты кайнозойскими отложениями. В хорошо обнаженном юго-западном крыле Хантайширского прогиба вулканогенные толщи граничат с вендско-кембрийскими по крутым разломам и разбиты на серию блоков, смещенных один относительно другого; в результате юго-западное крыло прогиба имеет форму диагонально расположенных ступеней. Северо-восточное крыло прогиба на значительном отрезке закрыто мощным чехлом рыхлых отложений Дэлгерской впадины. Поперечным выступом пород докембрия в районе горы Сэрбэн-Ула прогиб разделен на две части — северо-западную и юго-восточную.



Аргалинтинская составляющая прогиба наложена на раннекаледонское складчатое основание Озерной зоны и прослеживается в виде субширотной полосы длиной 250 км, шириной 15—20 км от района горы Эрдэни-Ула на западе до низовий р. Туин-гол на востоке. Южнее пермские вулканы слагают узкие субширотные грабены среди вендско-кембрийских толщ, приуроченные к разломам Ихэбогдинской системы, отделяющим раннекаледонскую складчатую область от герцинской. Особенностью данного района является перекрытие пермских вулканитов мезозойскими базальтами и осадочными толщами. На севере и востоке они перекрыты кайнозойским чехлом впадины Долины Озер.

Сочленение Хантайширского и Аргалинтинского прогибов, очевидно, проходило по системе разломов восток-северо-восточного направления. На юго-востоке Хантайширского прогиба вулканогенные и интрузивные породы изобилуют дайками субширотного и восток-северо-восточного направлений, синхронными вулканизму, интрузивному магматизму, и более поздними. Местами рыевые скопления даек образуют контакты типа дайка — дайка. Это направление впоследствии было унаследовано молодыми впадинами Долины Озер, образующими в данном районе коленообразный изгиб.

Юго-восточное оз. Орог-Нур В. В. Ярмолюком выявлена юго-восточная, Ховдинская составляющая рассматриваемой шовной структуры протяженностью около 100 км, кулисообразно расположенная относительно Аргалинтинской.

Позднепалеозойские толщ Хантайширско-Аргалинтинского шовного прогиба расчленены автором на следующие свиты (снизу вверх): 1) пестроцветную вулканогенно-осадочную с базальтами; 2) андезито-базальтовую нижнепермскую; 3) трахириолитовую нижнепермскую; 4) трахибазальтовую с секущими телами риолитов, трахириолитов, трахитов, комендитов, нижнепермскую (возможно, частично верхнепермскую); 5) песчано-конгломератовую угленосную с риолитами и базальтами, верхнепермскую (положение в низах разреза первой свиты принято условно, соотношения ее с остальными членами пермского разреза не наблюдались). Приведенное расчленение выдерживается в Хантайширском и в западной части Аргалинтинского прогибах, местами с некоторыми усложнениями, но видоизменяется в Алтан-Хадасулинском грабене. В его шовой части из разреза выпадает трахириолитовая свита и вся ассоциация от андезито-базальтовой до трахибазальтовой превращается в контрастную. На северо-восточном крыле этой структуры, наоборот, развита только трахириолитовая свита.

Пестроцветная вулканогенно-осадочная свита. Распространена локально на юго-западном борту Хантайширского прогиба; местами она слагает также небольшие грабены среди пород офиолитового комплекса. Наиболее полно свита представлена в северо-западной части прогиба, в районе родника Хошу-булак, где залегает на гипербазах Наранского массива и вендско-кембрийских толщах, причем контакты между ними осложнены разломами (рис. 37). Простирание слоев субширотное, падение северное, под углом 50—80°, местами запрокинутое. Разрез свиты описан В. В. Беззубцевым [18], который отнес ее к нижнему—среднему девону. Уточнение разреза позволило выделить здесь две подсвиты: нижнюю, песчано-конгломератовую, и верхнюю, пестроцветную, вулканогенно-осадочную.

Разрез нижней подсвиты приведен по В. В. Беззубцеву [18]. В ее составе снизу вверх сменяются:

Мощность, м

1. Конгломераты валунные и крупногалечные; обломочный материал конгломератов состоит из зеленокаменных вулканитов венда—кембрия, известняков, габброидов и гранитоидов повышенной основности кембрийского облика; встречаются обломки гипербазитов	400
2. Песчаники розовато-серые	300
3. Алевролиты красноцветные с прослоями туфогенных песчаников	300
4. Песчаники туфогенные буровато-серые	200

Рис. 37. Схема строения пермских образований, развитых на северо-восточных склонах и юго-западном фланге хр. Хантайшири-Нуру. Сост. С. П. Гаврилова

1 — выступ докембрийского основания; 2—5 — раннекаледонские комплексы пород: 2 — офиолитовая ассоциация; а — гипербазиты Наранского массива, б — габброиды, базальты, кремнисто-терригенные породы, 3 — серпентинитовые сланцы и листвиниты, 4 — вулканогенные и осадочные толщ, 5 — интрузивные породы: а — диориты, тоналиты, б — плагиограниты; 6—11 — преимущественно пермские толщ Хантайширского прогиба: 6 — пестроцветная вулканогенно-осадочная, 7 — андезито-базальтовая, 8 — трахириолитовая, 9 — трахибазальтовая, 10 — интрузивных кислых пород повышенной щелочности в трахибазальтовой свите, 11 — вулканиты нерасчлененные; 12 — песчано-конгломератовая; 13—14 — толщ не установленного возраста: 13 — молассовая, 14 — базальт-риолитовая; 15—17 — пермские интрузивные породы: 15 — двуполовошпатовые кварцевые снейты, граноснейты, граниты; 16 — однополовошпатовые кварцевые снейты, граноснейты, граниты, щелочные граниты; 17 — зона мигматитов, фельдшпатизированных пермских вулканитов, габброидов; 18 — прочие обозначения: а — фрагменты простирания толщ, б — элементы залегания; 19 — разломы; 20 — мезозойские и кайнозойские отложения

Мощность разреза составляет 1200 м.

В верхней вулканогенно-осадочной подсвете снизу вверх наблюдаются:

Мощность, м

1. Базальты щелочные афировые со скорлуповато-шаровой отдельностью	5
2. Светло-фиолетовые мелкогалечные конгломераты и гравелиты, сменяющиеся выше зеленовато-серыми известковистыми алевролитами и песчаниками	6
3. Базальты щелочные	8
4. Песчаники карбонатные	2
5. Базальты щелочные	1
6. Фиолетовые туфогенные песчаники и алевролиты	0,3
7. Туфы базальтов, сцементированные известковистым материалом и содержащие линзочки известняков	5
8. Фиолетовые туфопесчаники	0,2
9. Базальты афировые	3
Закрытый участок	20
10. Фиолетовые туффиты	0,3
11. Базальты афировые	5
Закрытый участок	10
12. Три покрова щелочных базальтов	25
13. Крупнообломочные, до 15 см, конглобрекнии; в составе обломков преобладают афировые и миндалекаменные базальты и бордовые порфириты с мелкими вкрапленниками плагиоклаза, в основании пачки последние образуют крупные глыбовые скопления; встречаются обломки серпентинитов, цемент мелкообломочный, местами карбонатный; породы пересечены дайкой риолитов	150
14. Базальтовые туфы комковатые и мелкообломочные	20
15. Зеленовато-серые карбонатные алевролиты с линзами известняков и прослоями фиолетовых песчаников	15
16. Конгломераты крупно- и мелкообломочные, гравелиты, песчаники, в верхах пачки содержащие туфобрекнии базальтов	41
17. Серо-фиолетовые песчаники, гравелиты, мелкогалечные конгломераты; в гальке много кварца	видимая 10
18. Базальтовые туфы, сцементированные известковым материалом	3
19. На задернованной поверхности высыпки гравелитов и конгломератов	7
20. Туфы базальтов	0,5
21. Известняки серые и темно-серые	1
22. Базальты афировые	1
23. Бордовые брекнии, конгломераты, гравелиты	1,5
24. Покров щелочных базальтов	20
25. Гравелиты и мелкогалечные конгломераты	1
26. Афировые базальты, в верхней части покрова миндалекаменные	10

Далее расположено мощное секущее тело трахириолитов, прорванных, в свою очередь, риолитами.

Не приводя послойный разрез более высоких горизонтов, поскольку он близок описанному, отметим общие характерные особенности вулканогенно-осадочной подсветы. В изученном разрезе, мощностью 720 м, около половины его составляют вулканогенные породы, в том числе лавы — пятую часть. Базальты образуют маломощные (1—10 м) покровы, разделенные осадочными и туфогенно-осадочными горизонтами, реже — серию согласно залегающих покровов, между которыми также встречаются тонкие (5—15 см) примазки туффитов и известняков. По химическому составу базальты нижних горизонтов отвечают щелочным известнякам, более высоких — оливиновым базальтам и трахибазальтам. В последних присутствуют вкрапленники плагиоклаза размером до 2—3 см. Около четверти разреза сложено пирокластическими образованиями и продуктами их переотложения. Типичны туфы, сцементированные известняковым материалом, и маломощные прослои известняков, содержащих обломки базальтов. Они чередуются с более мощными сероцветными и красноцветными песчано-конгломератовыми горизонтами. Наблюдаются фациальные переходы известняков в голубовато-серые и фиолетовые известковистые песчаники.

Фрагмент вулканогенно-осадочной подсветы сохранился на юго-восточном фланге

хр. Хантайшири-Нуру в юго-западном борту прогиба, где породы залегают на кембрийских тоналитах и содержат их обломки.

Возраст свиты не установлен. Она отнесена нами к позднепалеозойским образованиям условно, поскольку по своему местонахождению и составу маркирует положение юго-западного борта Хантайширского прогиба при его заложении. Закономерное изменение размерности и состава обломков вверх по разрезу указывает, что источником сноса грубообломочного материала на юго-западном борту прогиба служили главным образом породы раннекаледонских комплексов Озерной зоны. Вулканическая деятельность происходила на фоне частой смены континентального осадконакопления мелководным. Она началась с излияния щелочных базальтов, которые сменились оливниновыми базальтами и плагиоклазовыми трахибазальтами. Тем самым наметился переход к следующей стадии вулканизма, приведшей к накоплению мощной континентальной андезитобазальтовой серии.

Андезито-базальтовая свита широко распространена в Хантайширско-Аргалинтинском прогибе, слагает большую часть Буцаганской мульды и вулканических полей зоны Баянхонгорских разломов. На западе ареал ее развития не ограничивался современными контурами выходов. В хр. Хантайшири-Нуру среди вендско-кембрийских толщ, гранитоидов, реже — гипербазитов встречаются крутопадающие дайки крупнолейстовых порфиритов, аналогичных породам свиты и представляющих собой подводящие каналы несохранившихся покровов. Аналогами свиты могут оказаться и крупнолейстовые порфириты, встреченные В. И. Тихоновым (устное сообщение) на юго-востоке Монгольского Алтая в зоне Цаганшибетинского разлома восточнее сомона Тонхил. Однако местами данная свита выпадает из разреза. Так, например, в Хантайширском прогибе северо-западное и юго-восточное поля ее распространения разделены поперечным поднятием докембрийских толщ, частично перекрытым породами более молодой трахириолитовой свиты.

Андезито-базальтовая свита на западном фланге Аргалинтинского прогиба без видимого несогласия залегает на пестроцветной карбонатно-терригенной толще, содержащей флористические остатки девона или девона — нижнего карбона. В хр. Хар-Аргаланты-Нуру на юго-западных склонах горы Аргалантын-Шовх в низах видимой части разреза автором собраны флористические остатки, среди которых *M. В. Дуранте* определены *Cordaitea* sp. и *Rufioria* sp. с узкими дорсальными желобками нижнепермского облика.

Состав свиты изменяется в разных участках ее распространения.

На северо-западе Хантайширского прогиба, где андезито-базальтовая свита слагает оба его крыла, площади ее выходов разбиты разломами на отдельные блоки. Преобладающие падения пород указывают на общее синклиналиное строение данного района, причем осевая часть синклинали сложена трахибазальтовой свитой (см. рис. 37). Залегание пород обычно пологое с падением слоев 10—30°, в узких тектонических блоках оно становится более крутым — 50—70°. В качестве примера приведем строение свиты в районе р. Джаргаланту-Гол и родника Цэртэин-Булак. В первом районе, юго-западнее крупного разлома с серпентинитовыми клиньями обнажаются конгломераты мощностью 0,2—0,3 км, выше которых залегают плагиоклаз-пироксеновые и пироксеновые порфириты с единичными пластами риолитов; мощность пачки около 0,4 км. Северо-западнее, в районе родника Цэртэин-Булак, сходные крупнопорфировые пироксеновые порфириты слагают блок шириной 1—1,2 км. В его пределах преобладают темные зеленовато-серые лавы, по периферии покровов приобретающие красновато-фиолетовый цвет и комковатобрекчиевидное строение. Они чередуются с туфовыми брекчиями крупнопорфировых пироксеновых порфиритов и редкими прослоями плагиоклазовых порфиритов. Присутствуют небольшие субвулканические тела габбро-диабазов и микродиоритов, пересеченные жилевидными телами светло-серых лейкократовых кварцево-плагиоклазовых порфиров мощностью 2—10 м. В бассейне р. Джаргаланту-Гол выше пироксеновых порфиров залегают светло-зеленые алевролиты, песчаники и конгломераты, чередующиеся с плагиоклазовыми порфиритами; мощность вулканогенно-осадочной пачки около 0,2 км. Выше следует толща, для которой характерны покровы трахитоидных порфиритов, содержащих от 10—15 до 40—50% вкрапленников плагиоклаза длиной от 5—6 мм до 1—2 см. Цвет пород зеленовато-серый и фиолетово-серый. Они чередуются с брекчиевидными лавами и туфобрекчиями того же состава. Количество пирокластического материала в одних участках невелико, в других развито в равных соотношениях с покровами лав. Встречаются прослои темно- и светло-зеленых кремнистых туфитов и туфопесчаников. Среди плагиоклазовых порфиритов на разных уровнях разреза, но всегда в пол-

чиненном количестве присутствуют субвулканические секущие, овальные, жилovidные, пластовые тела и, возможно, покровы трахириолитов и трахидацитов, реже — линзовидные прослои туфобрекчий того же состава. Мощность толщи плагиоклазовых порфириров в данном блоке составляет 1,2 км, а общая видимая мощность свиты здесь превышает 2 км.

Плагиоклазовые порфириры отвечают высокоглиноземистым андезито-базальтам и трахиандезито-базальтам, а субвулканические тела в них — трахидацитам и трахириолитам. В целом ассоциация имеет контрастный состав при резко подчиненной количественной роли кислых пород.

Разрезы андезито-базальтовой свиты северо-восточного борта Хантайширского прогиба на юго-востоке его существенно отличаются друг от друга на весьма небольшом расстоянии. Так, в районе ур. Хусийн-Тал в составе свиты обособливаются две толщи: нижняя, собственно андезито-базальтовая, и верхняя, контрастная.

Андезито-базальтовая однородна по составу. Около трети ее представлено серыми и фиолетово-серыми пироксен-плагиоклазовыми и плагиоклазовыми базальтами и андезито-базальтами, содержащими до 30—40% вкрапленников плагиоклаза размером 1—5 мм до 8—10 мм. Они слагают центральные части лавовых покровов. Распространены в различной мере глыбовые андезито-базальты (представляющие собой верхние части покровов) и нагромождения пирокластиков. Характерны фиолетовые и бордовые пористые и комковатые базальты и андезито-базальты, а также их туфобрекчий с обломками размером до 0,7 м. В небольшом количестве встречаются брекчий, состоящие из гальки, обломков и туфового цемента андезито-базальтового состава.

В толще контрастного состава снизу вверх наблюдаются:

Мощность, м

1. Трахибазальты и трахиандезито-базальты фиолетово-серые с редкими вкрапленниками плагиоклазавидимая 200
2. Субвулканическое тело бордовых полевошпатовых трахидацитов, флюидально-полосчатая текстура которых подчеркивает куполовидную форму тела 100—150
3. Валунные и среднегалечные конгломераты, залегающие на верхней поверхности экструзивного тела, их обломочный материал размером 1—1,5 см состоит из подстилающих трахириолитов 30
4. Серия покровов трахибазальтов плотных серо-фиолетовых с ориентированными вкрапленниками плагиоклаза 170
5. Покров базальтов, перекрытый лавами, сходными с пачкой 4 30

Видимая мощность толщи 550—580 м. Выше согласно залегает трахириолитовая свита.

В 30 км северо-западнее под породами трахириолитовой свиты залегают высокоглиноземистые базальты, содержащие 10—50% вкрапленников плагиоклаза, и их пирокластическая. В верхней части разреза среди них присутствуют прослои и линзы риолитовых туфогравелитов и конглобрекчий. На юго-западном крыле Хантайширского прогиба в том же районе (гора Томур-Хайрхан-Ула) андезито-базальтовая свита залегает на конгломератах молассондной толщи неуставленного возраста и в нижней части представлена (снизу вверх):

Мощность, м

1. Базальты плагиоклазовые трахитоидные 100
2. Дацитовые брекчий, туфоконгломераты, аггломератовые лава, покровы плотных дацитов и тонкие прослои туффитов, чередующиеся между собой 220
3. Покров андезито-дацитов 15
4. Туфогенно-осадочная пачка, состоящая из туфопесчаников и туфоалевролитов, содержащих линзы туфобрекчий 15
5. Покров андезито-дацитоввидимая 20

В данном районе в составе свиты существенную роль играют андезито-дациты и дациты.

Дальнейшее раскисление состава пород отмечается на южном крыле Аргалинтинского прогиба. На юго-западных склонах хр. Хар-Аргалантын-Нуру в составе свиты принимают участие следующие группы пород: базальты, андезиты и их пирокластические образования, в том числе грубообломочные; андезито-дациты и дациты, слагающие секущие и согласные тела, а также покровные и пирокластические фации; реже встречаются

плагноклазовые и кварц-плагноклазовые риолиты, туфобрекчии, туфы; осадочные породы от конгломератов до алевролитов табачно-зеленого, серого и темно-серого цвета. Местами породы сравнительно сложно дислоцированы. На южных склонах того же хребта появляются высококремнекислые риолиты.

В целом в продольном сечении Хантайширско-Аргалинтинского шовного прогиба происходит заметное изменение состава андезито-базальтовой свиты. На северо-западе, в Алтан-Хадасулинском грабене, она имеет контрастный состав благодаря чередованию базальтов и андезито-базальтов с экструзивными телами риолитов, в том числе высококремнекислых, и продуктами их размыва.

На северо-западе Хантайширского прогиба ведущую роль играют базальты и андезито-базальты и незначительную — кислые породы умеренной и повышенной щелочности. На юго-западе того же прогиба свита представлена в одних участках базальтами, в других — базальты и андезито-базальты в верхах разреза сменяются породами контррастного состава, в третьих — в нижней части разреза появляются андезито-дациты и дациты. Наконец, в западной части Аргалинтинского прогиба свита приобретает пестрый состав с участием базальтов, андезитов, дацитов и небольшого количества риолитов.

Трахиреолитовая свита. Залегают на породах андезито-базальтовой свиты, а местами непосредственно на породах основания. Упомянутый выше выступ докембрийских пород в хр. Хантайшири-Нуру пронизан многочисленными дайками трахиреолитов с аз. 50—60° и 290°, которые, сливаясь, образуют поле кислых вулканитов горы Сэрбэн-Ула. Здесь же встречаются редкие жилы плагноклазовых порфиритов. Среди кембрийских гранитоидов на юго-западном склоне хр. Хантайшири-Нуру встречаются роевые скопления даек полевошпатовых трахиреолитов, аналогичных породам свиты, представляющих собой, очевидно, зоны подводящих каналов.

Пример строения нижней части свиты можно видеть в районе ур. Хусийн-Тал, где на андезито-дацитах пачки 5 приведенного выше разреза согласно и выше по разрезу залегают:

	Мощность, м
1. Серые кремнистые туффы	2
2. Сферолондные риолиты	0,5
3. Покров флюидальных и массивных трахиреолитов	40
4. Трахиреолитовые туфобрекчии с линзами песчаников и гравелитов	15
5. Трахиреолиты с вкрапленниками кали-натрового полевого шпата	10
6. Игнимбриты	12
7. Голубовато-серые туфогравелиты и туфопесчаники	1,5
8. Туфобрекчии кислого состава	3
9. Игнимбриты	8
10. Песчаники и алевролиты	1
11. Конглобрекчии кислого состава	5
12. Крупнолейстовый плагноклазовый порфирит	30
13. Туфы кислого состава	10
14. Далее продолжается переслаивание маломощных осадочных прослоев с трахиреолитами (трахидацитами) и их туфобрекчиями	видимая 250

В 30 км северо-западнее свита начинается мощной пачкой трахитов и трахидацитов. Здесь на неровной поверхности пласта базальтовых конглобрекчий, перекрывающего базальты, круто (50—75°) залегают снизу вверх:

	Мощность, м
1. Линзовидный пласт, состоящий из несортированной разнообломочной конглобрекчии с галькой граносиенитов, базальтов и обломками трахитов (2,5 м) переходящей выше в крупнообломочную туфобрекчию серо-фиолетовых трахитов (3 м)	5,5
2. Трахиты и трахидациты, залегающие на породах предыдущего слоя или на базальтовых конглобрекчиях; они чередуются с туфовыми брекчиями того же состава	450
3. Лавовые и туфобрекчии трахиреолитов, содержащих в обломках лавы с вкрапленниками кварца, плагноклаза и калишпата; среди них встречаются конглобрекчии того же состава, а также линзы, прослои и обломки разных размеров пород средне-основного состава с вкрапленниками плагноклаза или афировые	видимая 1400

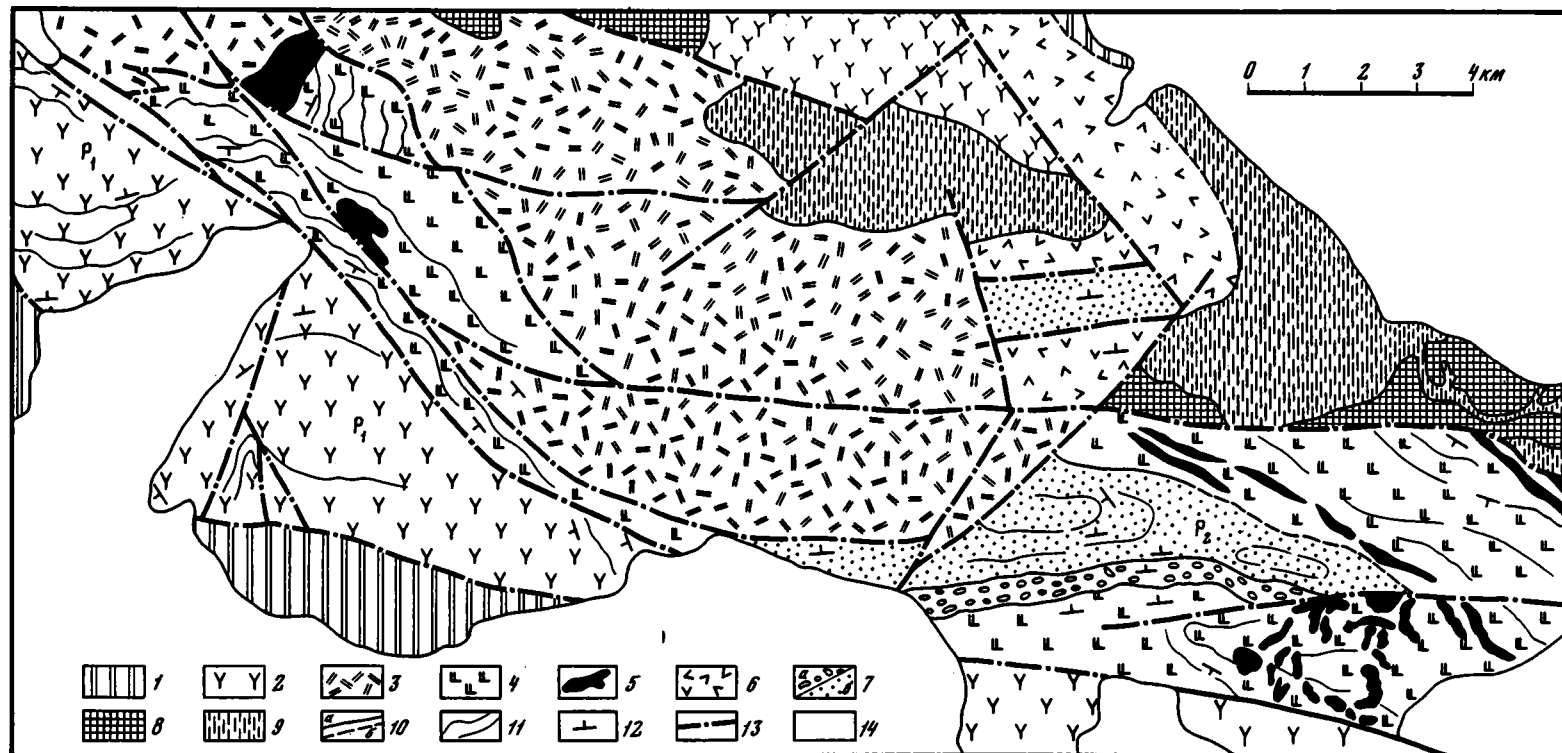


Рис. 38. Схема строения гор Хар-Аргалантын-Нуру. Сост. С. П. Гаврилова с использованием материалов И. А. Турчинова и других

1 — вендско-кембрийские толщи; 2—6 — нижнепермские вулканогенные образования: 2 — андезито-базальтовая свита: базальты, андезито-базальты, андезиты, дациты, риолиты, алевриты, песчаники, конгломераты, 3 — трахириниолитовая свита, 4 — трахибазальтовая свита, 5 — тела кислых вулканитов повышенной щелочности, 6 — нерасчлененные вулканиты; 7 — верхнепермские отложения: а — конгломераты, б — песчаники; 8 — габброиды неустановленного возраста; 9 — пермские кварцевые сиениты, граносиениты; 10 — контакты: а — прослеженные, б — не прослеженные; 11 — фрагменты простираения толщ; 12 — элементы залегания; 13 — разломы; 14 — кайнозойские отложения

Кварцево-полевошпатовые порфиры, аналогичные пачке 3, со структурой лавовой автобрекчии и с фациями граносиенит-порфиров слагают экструзивные тела размером до 2×3 м, прорывающие породы андезито-базальтовой свиты и связанные постепенными переходами с лавобрекчиями и туфобрекчиями, нередко в поле трудно различимыми между собой.

Два приведенных фрагмента строения свиты характерны для нее в целом. В одних участках свита имеет отчетливо слоистое строение — покровы кислых вулканитов чередуются с туфовыми и осадочными прослоями; в других — состоит из покровов игнибри-тов; в третьих — преобладают туфо- и лавобрекчии, сочетающиеся с экструзивными телами. В небольшом количестве встречаются плагиоклазовые порфириты и их пирокла-стика; по предварительным наблюдениям, относительная роль их в составе свиты увеличивается на северо-западе Хантайширского прогиба. Характерны также прослои, пачки, линзы конгломератов, гравелитов и песчаников.

Трахиреолитовая свита слагает блоки, смещенные один относительно другого. Судя по мощности ее фрагментов в отдельных блоках, мощность свиты превышает 2 км.

Химический состав пород и связанных с ними экструзивных тел соответствует риолитам, трахириолитам, трахидацитам, реже — трахитам и комендитам. Преобладают амфибол-биотитовые и биотитовые разности вулканитов, наряду с ними присутствуют рибекитовые комендиты.

Трахибазальтовая свита развита в осевой части Хантайширско-Аргалинтинского шовного прогиба, где слагает синклинальные складки (см. рис. 37), их фрагменты и грабены (рис. 38). Углы падения слоев изменяются от пологих — $5-10^\circ$ до крутых — $50-70^\circ$, однако чаще всего они составляют $25-40^\circ$.

Соотношения трахириолитовой свиты с трахибазальтовой видны в долине левого потока р. Улан-Хамарин-Гол (юго-восток хр. Хантайшири-Нуру) и южнее р. Бидерин-Гол (северо-запад Хантайширского прогиба). В бассейне р. Улан-Хамарин-Гол на пачке кварцевых порфиров, их туфобрекчий и туфопесчаников залегает грубослоистая пачка мощностью 35—45 м, состоящая из крупнообломочных (до 10—15 см) и мелкообломочных конглобрекчий кислых вулканитов, гравелитов и песчаников. Выше она постепенно сменяется тонкослоистой пачкой, мощностью до 20—25 м, в которой чередуются туфо-гравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, кремнистые туффиты (туфогенный материал кислого состава) и углистые алевролиты, содержащие остатки флоры. Из сборов автора и О. Томуртоого, М. В. Дуранте определены *Cordaites* sp., *Ruffloria* cf. *meyenii* Gluch., *Ruffloria* aff. *theodorii* (Tschirk. et Lal.) S. Meyen, свидетельствующие о нижнепермском возрасте пород. На тонкослоистой пачке, частично срезая ее, залегает покров базальтов, надстраивающийся выше сходными базальтами трахибазальтовой свиты. Тот же покров южнее перекрывает грубослоистую обломочную пачку. Выше по разрезу трахибазальтовой свиты в прослоях туффитов мощность 0,5—1,5 м Л. П. Зоненшайн собрал остатки флоры, по заключению М. В. Дуранте, нижнепермского облика.

В бассейне р. Бидерин-Гол трахириолитовая свита также венчается пачкой туфопесчаников и туфоалевролитов, которые прорваны и перекрыты базальтами.

Кроме того, на северном склоне седловины, расположенной между хребтами Хар-Аргалантын-Нуру и Дунд-Аргалант, В. В. Ярмолюк наблюдал в основании разреза трахибазальтовой свиты конгломераты с галькой и валунами красных граносиенитов и биотит-амфиболовых гранитов, представляющих собой продукт разрушения расположенного здесь же массива. Подобные гранитоиды восточнее прорывают вулканогенную толщу смешанного состава, являющуюся фациальным аналогом андезито-базальтовой свиты, а на юго-востоке хр. Хантайшири-Нуру они имеют интрузивные контакты с породами андезито-базальтовой и трахириолитовой свит. Изложенное указывает на существование перерыва между временем формирования трахириолитовой и трахибазальтовой свит.

Для трахибазальтовой свиты типичен однообразный состав, повторяющийся в отдельных районах. Ее слагают базальтовые покровы мощностью 3—10 м, центральные части которых состоят из черных и буровато-черных оливиновых базальтов долеритовой структуры. В приповерхностных участках покровов базальты дезинтегрированы, в обнажении часто рыхлые, сыпучие, имеют фиолетовые оттенки и содержат миндалины, выполненные хлоритом и халцедоном. По химическому составу они отвечают оливиновым базальтам и трахибазальтам. Редко встречаются базальты с вкрапленниками плагиоклаза. Среди базальтов в небольшом количестве присутствуют прослои песчаников и туффитов. На южных склонах хр. Хар-Аргалантын-Нуру прослеживаются редкие прослои конгломератов мощностью 5—8 м, с галькой тех же базальтов и кислых вулка-

нитов. В верхней части разреза в этом районе наблюдался пласт базальтовых туфов, сменяющийся выше мелкогалечными конгломератами, гравелитами и песчаниками. Мощность свиты оценить трудно из-за фрагментарности ее выходов. Видимая мощность ее в хр. Хар-Аргалантын-Нуру составляет 2,1—2,5 км; на юго-востоке хр. Хантайшири-Нуру — 1,5 км, на северо-западе его — 2,5 км.

В полях развития трахибазальтовой свиты в различном количестве присутствуют секущие субвулканические тела кислых вулканитов (см. рис. 37, 38). Их форма, размеры и степень концентрации разнообразны. В разломных зонах, например на северо-западе Хантайширского прогиба, ими сложены крутопадающие дайки, образующие дайковый пояс шириной 3 км. Протяженность даек 3—4 км, мощность 3—15 м, наиболее крупных — 100—200 м. Контакты их падают под углом от 50—80 до 90°. По восстанию и простираннию дайки выклиниваются, ветвятся, реже соединяются между собой тонкими проводниками. Другая форма тела — крутопадающие и вертикальные штоки и линзы размером до 1×1,5 км и 1,3×4 км. Встречаются тела сложной формы, в которых сочетаются секущие и согласные контакты, а также последние жилы. Субвулканические тела сложены риолитами, трахириолитами, реже — комендитами и трахитами серо-фиолетового, красновато-фиолетового и бордового цвета. Текстуры пород флюидально-полосчатые, игнимбритовидные, брекчиевидные реже — массивные. Во вмещающих часто присутствует кали-натриевый полевой шпат; цветные минералы — биотит, субщелочной амфибол, образующий иногда также тонкий спутанно-волоконистый агрегат в ткани пород. Структуры пород микрозернистые. В эндоконтактах наблюдаются зоны закалки, где породы приобретают голубовато-зеленую окраску либо появляется ориентированное расположение вмещающего полевого шпата.

Песчано-конгломератовая свита слагает несколько изолированных полей в Аргалинтинском прогибе, представляющих собой пологие синклинали, их фрагменты или грабены. Контакт ее с трахибазальтовой свитой прекрасно обнажен на юго-западных склонах гор Хар-Аргалантын-Нуру. На верхнем покрове трахибазальтов без видимого несогласия залегают базальные горизонты песчано-конгломератовой свиты, представленные валунными и среднеобломочными конгломератами с хорошо окатанной галькой, в составе которой преобладают различные вулканиты, присутствуют кремнистые сланцы; выше по разрезу появляется галька белых лейкократовых и аляскитовых гранитов. Выше конгломераты сменяются гравелитами и песчаниками табачного и желтого цвета, среди которых встречаются линзы и прослои углистых алевролитов и углей. Породы данной свиты образуют в этом районе пологую синклинальную складку (см. рис. 38), падение пород на ее южном крыле 50°, к центру синклинали оно выполаживается до горизонтального.

В. Ф. Шувалов разделяет песчано-конгломератовую свиту на две толщи: нижнюю конгломератовую, мощностью 250—300 м, и верхнюю песчаниковую с прослоями алевролитов, углей и мелкогалечных конгломератов, мощность ее 750—850 м. Он отмечает отсутствие среди осадочных пород пластов базальтов, андезито-базальтов, кислых эффузивов и их туфов. По данным Ю. И. Логинова и Н. Г. Вербицкой, породы содержат комплекс флористических остатков верхней перми. Не исключено, что к этой свите относятся угленосные отложения, обнаруженные П. Хозбаяром южнее сомона Бэгэр (западнее Аргалинтинского прогиба). Они содержат комплекс флоры верхов нижней — низов верхней перми [25]. В хр. Хантайшири-Нуру грубообломочная, возможно верхнепермская, моласса с галькой подстилающих вулканитов, в том числе трахибазальтовой свиты, встречается в редких узких грабенах. Песчано-конгломератовая угленосная толща с покровами оливиновых базальтов не установленного возраста (P_2 или MZ) развита в Алтан-Хадасулинском грабене и далее к северо-западу в предгорьях хр. Хасагту, где перекрывает щелочные граниты.

А. Ф. Бойшенко с сотрудниками отнес к верхней перми иную грубообломочную толщу, выделенную ими на северном склоне хр. Дунд-Аргалант. Для нее характерны несортированные обломки и глыбы размером до 1—3 м кислых вулканитов, пироксен-плагиоклазовых и плагиоклазовых порфиритов, красных граносенитов и гранитов, аналогичных породам, слагающим расположенный рядом интрузив. Цементом обломочного материала служат зеленовато-серые брекчиевые песчаники, реже — вулканиты, по предварительным данным трахиандезитового и трахитового состава. Типичны также круто- и пологопадающие дайки такого же состава.

В целом в пределах шовного прогиба выделяются три базальтоидные серии: щелочных оливиновых базальтов — ранняя локальная; высокоглиноземистых базальтов и андезито-базальтов — ареальная; оливиновых трахибазальтов — поздняя локальная. Ран-

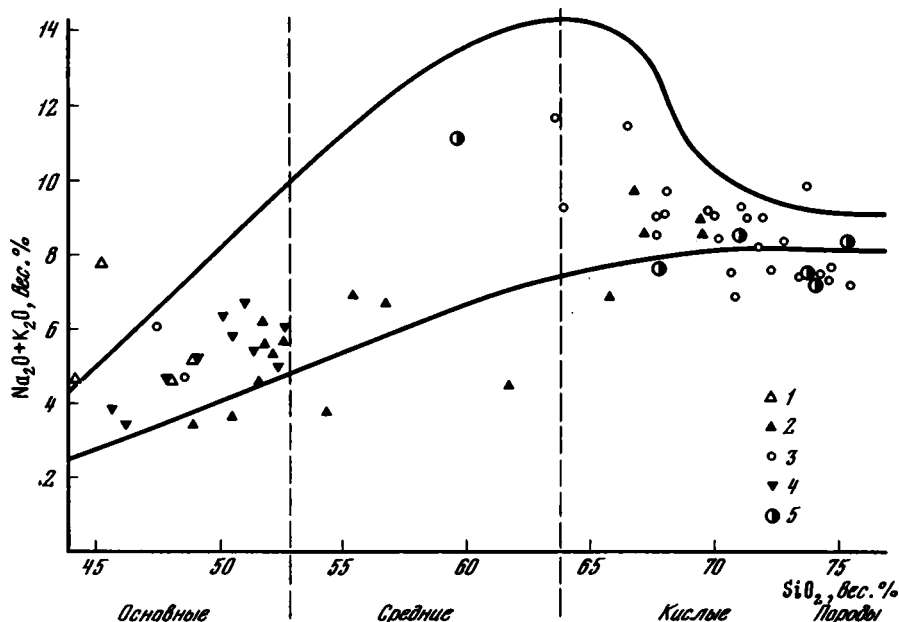


Рис. 39. Диаграмма химических составов пермских вулканитов Хантайширско-Аргалинтинского прогиба

С в и т ы: 1 — пестроцветная вулканогенно-осадочная; 2 — андезито-базальтовая; 3 — трахириолитовая; 4 — трахи-базальтовая; 5 — поздние экструзивные тела кислого состава

ние базальты отличаются основным составом (рис. 39), высокими содержаниями $\text{TiO}_2 = 2,28\text{—}2,90\%$, $\text{MgO} = 4,51\text{—}8,02\%$, низкими — глинозема (рис. 40), повышенной общей, и в том числе калиевой, щелочностью ($1,56\text{—}1,88\%$ K_2O). Небольшие объемы, трещинный тип излияний и указанные черты химизма позволяют предполагать наиболее глубокие уровни выплавления ранних базальтов — порядка 50—60 км, по Д. Грину, для такого типа магм. Андезито-базальтовая серия характеризуется высокой глиноземистостью, высокими содержаниями кальция, низкими — магния, сочетанием пород умеренной и повышенной щелочности, дифференцированностью ($\text{SiO}_2 = 48,54\text{—}55,66\%$ в отдельных участках до $61,68\text{—}65,72\%$). Оливиновые трахибазальты обладают умеренными содержаниями глинозема, титана, заметным преобладанием среди щелочноземельных элементов кальция. По геологическим и петрохимическим признакам они занимают промежуточное положение между двумя рассмотренными выше сериями, отличаясь самыми высокими содержаниями натрия. Для оливиновых трахибазальтов можно предполагать более глубокие относительно высокоглиноземистой серии уровни магмообразования — порядка 30—40 км согласно петрогенетической схеме Д. Грина.

Проявления кислого вулканизма фиксируются на трех возрастных уровнях: синхронные андезито-базальтовой серии, следующие за ней, завершающие трахибазальтовый вулканизм. В составе андезито-базальтовой свиты присутствуют две группы кислых вулканитов: дацитовые и риодацитовые дифференциаты андезито-базальтовой серии; трахидациты и трахириолиты, сходные с породами трахириолитовой свиты. Кислые вулканиты последней и поздних экструзивов характеризуются высокими содержаниями $\text{K}_2\text{O} = 4,10\text{—}5,70\%$ в породах различной кислотности, низкими содержаниями кальция, магния, алюминия, низкими значениями Na/K ; коэффициент агпаитности в первых составляет $0,88\text{—}1,1$, во вторых — $0,75\text{—}0,93$.

Подводя итог приведенным данным по Хантайширско-Аргалинтинскому шовному прогибу, следует подчеркнуть, что в пермское время в нем сформировались вулканогенно-осадочные и вулканогенные комплексы пород, общей мощностью порядка 9—10 км при мощности вулканогенной части разреза, достигающей 7—8 км. В позднем палеозое рассматриваемая структура прошла все этапы развития — заложения, активной вулканической деятельности и отмирания. Заложение прогиба в позднем карбоне или в начале перми сопровождалось локальными трещинными излияниями щелочных базальтов, происходившими на фоне неоднократной смены наземных условий мелководными. Последовавшая затем мощная вспышка вулканизма охватила весь западный сектор Центрально-Монгольского вулканического пояса. В результате образовалась фациально

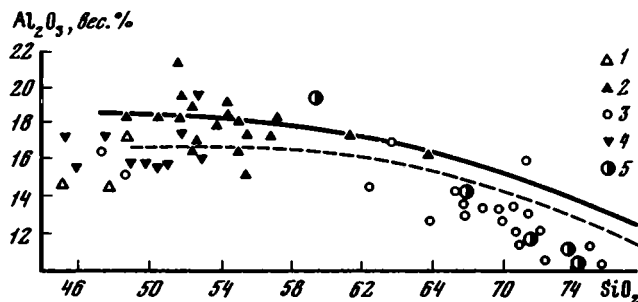


Рис. 40. Диаграмма глиноземистости пермских вулканических пород Хантайширско-Аргалинтинского прогиба

I — граница низко- и высокоглиноземистых ассоциаций; II — средние составы пород известково-щелочного типа Охотско-Чукотского вулканического пояса (по И. Н. Котляру и др.). Условные обозначения см. на рис. 39

изменчивая андезито-базальтовая высокоглиноземистая серия пород, в которой в разных количествах присутствуют кислые вулканы, причем к концу формирования серии — нередко повышенной щелочности. Появление их было предвестником интенсивного кислого вулканизма повышенной щелочности, во время которого становление пород средне-основного состава продолжалось, но в резко подчиненном количестве. Кислый вулканизм проявлялся и на бортах, и в осевой части Хантайширско-Аргалинтинского прогиба. Местами он начинался излияниями трахитов и трахидацитов, сменявшихся затем более кислыми вулканидами, в том числе комендитами. Вулканидам комагматична плутоническая серия, формирующаяся в последовательности: 1) сиенито-диориты и мезократовые монцитониты; 2) двуполевошпатовые монцитониты, кварцевые сиениты, граносиениты, граниты; 3) двуполевошпатовые субщелочные и щелочные лейкограниты. Затем в результате трещинных излияний, сконцентрированных в осевой части шовной структуры, образовалась мощная однородная толща, состоящая из оливиновых базальтов и трахибазальтов, с приуроченными к ним субвулканическими телами и дайками трахитов, трахириолитов, риолитов, комендитов. Их комагматами являются интрузивы, состоящие из следующих фаз внедрения: 1) габброиды повышенной щелочности; 2) однополевошпатовые сиениты, граносиениты, граниты; 3) однополевошпатовые щелочные граниты, аляскиты и параллельно с ними биотитовые адамеллиты; 4) щелочные микроклин-альбитовые пегматиты и граниты; 5) многочисленные дайки пород основного и кислого состава повышенной щелочности. Особенно следует подчеркнуть присутствие среди интрузивных образований щелочных гранитов, которые размещены в пределах и за контурами Хантайширско-Аргалинтинского прогиба.

Завершающий этап развития структуры маркируется накоплением в верхней перми угленосной молассы с незначительным проявлением вулканических контрастного состава. К сожалению, взаимоотношение интрузивных пород с осадочной толщей верхней перми наблюдать не удалось.

По составу и строению пермских отложений Хантайширско-Аргалинтинский шовный прогиб сходен с Орхон-Селенгинским (табл. 15). Главное отличие заключается в возрастном интервале формирования вулканических (и плутонических) ассоциаций пород.

Буцаганская мульда. Буцаганской мульдой принято называть поля вулканических и подстилающих их каменноугольных терригенных отложений, наложенных на докембрийское основание и расположенных между сомоном Хурэ-Марал на западе и зоной Баянхонгорских разломов на востоке [16, 18]. В данной работе название «Буцаганская мульда» оставлено для части структуры, находящейся между сомоном Хурэ-Марал и горой Богдо-Ула; северо-восточная часть, прилежащая к Баянхонгорским разломам и отделенная от главного поля вулканических выступами докембрийского основания, названа Чандаманским прогибом (рис. 41, см. вкл.). Она несколько отличается составом вулканогенных толщ и более значительно — составом интрузивных образований. Возможно, Чандаманский прогиб является фрагментом пермской наложенной структуры, приуроченной к зоне Баянхонгорских разломов. В указанных границах размер Буцаганской мульды составляет 60×45 км, Чандаманского прогиба — 55×20 км. Форма мульды угловатая благодаря многочисленным разломам, осложняющим ее строение. Меридиональными разломами она разделена на два ступенеобразных блока — северо-западный, Хурэ-Маральский, размером 30×25 км и юго-восточный, Буцаганский, размером 30×45 км.

Таблица 15

Сопоставление пермских толщ Хантайширско-Аргалинтинского и Орхон-Селенгинского прогибов

Хантайширско-Аргалинтинский прогиб, по С. П. Гавриловой	Орхон-Селенгинский прогиб, по А. А. Моссаковскому и О. Томуртогову [49]
Угледосная песчано-конгломератовая с базальтами и риолитами, P_2	—
Трахибазальтовая, с субвулканическими телами трахитов, комендитов, трахириолитов, P_1	Базальт-трахибазальтовая, P_2
	Осадочно-вулканогенная, P_{1-2}
Трахириолитовая, P_1	Трахириолитовая, P_1
Андезито-базальтовая, P_1	Трахибазальт-трахиандезитовая, P_1
Пестроцветная вулканогенно-осадочная с базальтами	

Возраст вулканитов условно считался средне-верхнекаменноугольным, поскольку работами Ю. М. Логинова, Н. Н. Хераскова и других выяснено, что они залегают на фаунистически охарактеризованных терригенных отложениях нижнего карбона [18]. Нами установлено, что терригенные толщи, подстилающие вулканиты, являются разновозрастными. Так, восточнее сомона Хурэ-Марал в кремнистых алевролитах песчано-конгломератовой толщи, считавшейся нижнекаменноугольной, автором и Д. Оролмой собраны флористические остатки, среди которых М. В. Дуранте определены *Angaropteridium* sp., *Cardioneura*, *Cordaite* sp., *Cordaite* cf. *singularis* (Neub.) S. Meyen, позволяющие датировать возраст пород $C_{2-3} - P_1$. Нижнекаменноугольный и пермский возраст имеют песчано-алевритовые толщи, подстилающие вулканиты на северо-востоке Чандаманского прогиба. В свою очередь, в вулканогенной толще присутствуют остатки пермской флоры. Таким образом, возраст вулканогенных образований Буцаганской мульды и Чандаманского прогиба можно уверенно считать пермским, хотя требуется его дальнейшее уточнение.

Вулканогенные образования Буцаганской мульды расчленены автором на три свиты (снизу вверх): дацитовую, андезито-базальтовую и трахиандезит-трахириолитовую.

Дацитовая свита залегает северо-западное и северо-восточное крылья Буцаганской мульды. На северо-западе она залегает на песчано-конгломератовой толще позднего карбона — нижней перми и занимает западную половину Хурэ-Маральского блока. Залегание пород пологое — от 5 до 20°. Базальные горизонты свиты состоят из грубо-крупно- и мелкообломочных туфов и туфобрекчий и конглобрекчий дацитов и риолитов, в которых обломки лав достигают 3—4 м; форма обломков угловатая, линзовидная, реже встречаются бомбы закрученной формы. Выше размер обломков уменьшается. Среди пирокластических пород встречаются покровы флюидалных лав того же состава, лавовых брекчий, а местами кольцеобразные вулканические постройки; их центральные части сложены флюидалными лавобрекчиями, оконтуренными туфобрекчиями. В подчиненном количестве присутствуют пачки и прослои туфогенных песчаников, алевролитов, мелкообломочных туфов и единичные выклинивающиеся пласты вулканитов средне-основного состава. Породы пересечены штоковидными жилами и дайками кислых вулканитов и более редкими дайками андезито-базальтов, причем последние пересекают дайки кислого состава и секутся ими. Выше по разрезу развиты покровы трахидацитов и гнигмбритов, чередующиеся с туфами и туфовыми брекчиями. В центре Хурэ-Маральского блока переслаиваются покровы дацитов и риолитов и их лавовых брекчий, алевритовые и псаммитовые кислые туфы петельчатой и флюидално-полосчатой текстуры, туффиты, песчаники. Судя по результатам химических анализов, в составе дацитовой свиты этого района преобладают трахидациты, менее распространены дациты и риолиты.

На северо-востоке Буцаганской мульды кислые вулканиты с подчиненным количеством пироксен-плагноклазовых и плагноклазовых порфиритов слагают гору Богдо-Ула, где образуют сложную вулканическую постройку размером 6×10 км. Гора Богдо-Ула,

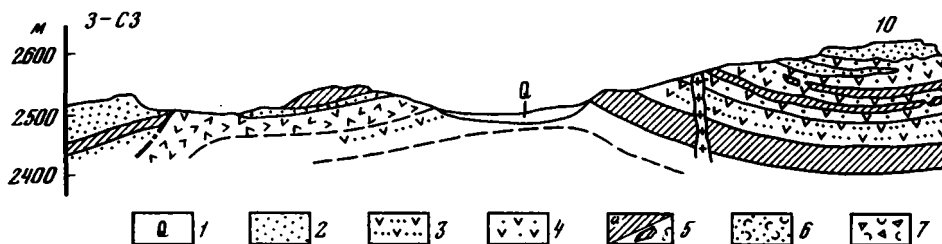


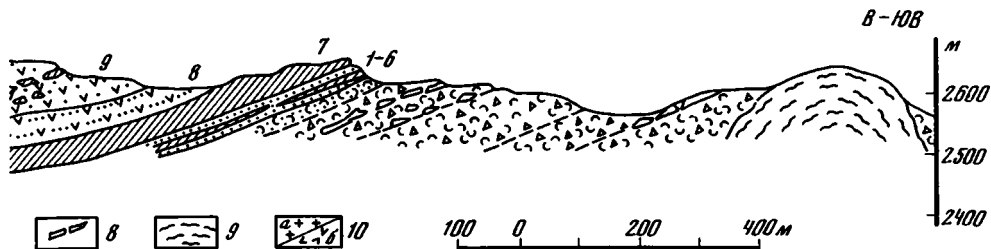
Рис. 42. Разрез через зону контакта дацитов и андезито-базальтовой свиты на северном склоне горы Богдо-Ула. Составила С. П. Гаврилова

1 — делювиальные отложения; 2—5 — андезито-базальтовая свита: 2 — осадочные и туфогенно-осадочные породы, 3 — туфы андезито-базальтов и туфогенно-осадочные породы, 4 — туфы и туфовые брекчи андезито-базальтов, 5 — андезито-базальтовые лавы: а — покровы, б — дезинтегрированные глыбовые лавы; 6—9 — дацитовая свита: 6 — туфы кислых вулканитов, туфогравелиты, туфопесчанники, 7 — туфовые брекчи, реже конглобрекчи кислого и смешанного состава, 8 — глыбовые лавы дацитов и риолитов, 9 — экструзивные флюидальные плагиоклазовые порфиры; 10 — субвулканические тела: а — плагиоклазовых порфиров, б — флюидальных трахиандезито-дацитов

высотой 3012 м, в поперечном сечении имеет вид пологого свода с крутыми склонами. На востоке дацитовая свита начинается в приводораздельной части горы; ниже по склону вскрыты ее подводящие каналы. Фундаментом служат докембрийские кристаллические сланцы, мигматиты, гнейсы, габброиды, гранитонды, а также более молодые крупнопорфировидные адалеллиты и мелкозернистые лейкограниты. В восточных предгорьях кристаллические породы пронизаны дайками субвулканических пород среднего и кислого состава с преобладающим простиранием СВ 20°, мощностью 0,5—4 м, вертикальными и крутопадающими на запад. Западнее количество даек увеличивается до 50%, местами — до 70—80% общего объема пород. Они образуют роевые скопления, для которых характерны параллельные тела нередко с контактом типа дайка—дайка как кислых пород между собой, так и с порфиритами. По восстанию некоторые вертикальные дайки переходят в пологие. Далее к западу сочетание кристаллических пород основания с вулканитами разного состава имеет вид эруптивной брекчи — от гигантской до мелкообломочной. Эруптивная брекчия, в свою очередь, пересечена дайками порфиров и порфиритов.

В основании дацитовая свита встречаются экзотические глыбы (размером 2—4 м) крупнопорфировидных адалеллитов, претерпевших частичное расплавление. Девитрифицированное темносерое стекло в них составляет 10—15%. Оно окружает в виде каймы, шириной до 1 мм, кварцевые зерна, выполняет интерстиции между частично разрушенными табличками полевых шпатов, содержит обломки и реликты этих минералов. Отмеченные стекла могут быть импактного происхождения, поскольку ни в зоне эруптивной брекчи, ни в обломках кристаллических пород, присутствующих в вышележащей вулканогенной толще, явления расплавления не наблюдались.

Базальные слои дацтовой свиты представлены полого залегающими брекчиевидными лавами черно-фиолетовых пироксен-плагиоклазовых порфиров (5 м) с линзами туфобрекчий дацитов мощностью до 2 м. Выше расположены туфо- и лавобрекчи, слагающие остальную часть горы Богдо-Ула. Они образуют сложные нагромождения и неясно стратифицированные пачки. Преобладают брекчи кислых вулканитов и смешанного с порфиритами состава; реже встречаются брекчи порфиров и высококремнекислых риолитов. Размер обломков меняется в широких пределах: преобладают крупно-среднеобломочные (1—15 см), характерны гигантские (4—7 м) и несортированные разноразмерные брекчи. Среди обломков и глыб присутствуют дациты и риолиты плагиоклазовые, кварцево-плагиоклазовые, афировые, массивные и флюидално-полосчатые; игнимбриты; плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые порфиры; мелкие обломки кристаллических пород фундамента; иногда — глыбы и обломки кремнистых туфитов. Цемент туфобрекчий светло-зеленый и зеленовато-серый кислого состава с табличками плагиоклаза и местами зернами кварца, в различной степени дезинтегрированный — плотный, брекчиевидный, разрыхленный. Обломочный материал ориентирован параллельно напластованию или круто наклонен по отношению к нему. Помимо перечисленных пород, в небольшом количестве присутствуют конглобрекчи, гравелиты, туфопесчанники и туфиты зеленовато-серые и фиолетовые. Последние часто образуют беспорядочно ориентированные примазки. В пачках осадочных пород заметны фациальные переходы мелко- и грубообломочных разностей. В мелкообломочных туфогенно-осадочных прослоях бывают заключены единичные плоские глыбы дацитов.



В качестве примера приведем небольшой фрагмент строения разреза верхней части свиты в северных предгорьях горы Богдо-Ула (рис. 42). Здесь распространены (снизу вверх):

Мощность, м

1. Туфовые брекчии кислого состава с единичными обломками порфириров, количество цемента (дацитовых туфов) в них изменчиво, но в среднем составляет 50—60%; вверх по разрезу увеличивается доля окатанных обломков. Среди туфовых брекчий четко выражен в рельефе изометричный купол размером 0,3×0,4 км, сложенный слабо флюидальными плагиоклазовыми порфирами, сходными по составу с обломками в туфобрекчиях. От купола по радиусам расходятся грядки, бронированные склоны которых сложены глыбовыми лавами. По простираанию они переходят в туфобрекчии, а также перекрываются и подстилаются ими. Не исключено, что здесь сохранился реликт экструзивного купола, служившего источником лавового и аггломератового материала. Видимая мощность туфобрекчий 150
2. Туфобрекчия смешанного состава, с дацитовым цементом; преобладают обломки и глыбы (2—3 м) плагиоклазовых дацитов 35
3. Глыбы флюидално-полосчатых риолитов уплощенной формы, размером 1×7 м, сцементированные туфобрекчиями смешанного состава 10
4. Туфобрекчия с обломками и глыбами дацитов 12
5. Туфобрекчия мелкообломочная, сменяющаяся туфогравелитами и туфопесчаниками 20

Выше залегают базальные горизонты андезито-базальной свиты.

Кроме лавово-пирокластических образований, на горе Богдо-Ула широко развиты экструзивные тела и дайки. Присутствует несколько поколений порфировых и афировых пород дацитового и риолитового состава брекчиевидной, массивной и флюидално-полосчатой текстуры; реже встречаются дайки калишпатовых порфиров, а также удается выделить образования, принадлежащие дацитовой свите, и подводящие каналы покровов андезито-базальтовой свиты. Наиболее поздними являются дайки бурых гранитов и граносиенит-порфиоров — приповерхностная фация интрузивных массивов Буцаганской мульды.

В целом для дацитовой свиты двух рассмотренных районов типично резкое преобладание пирокластического материала над лавами, (последние присутствуют чаще всего в виде глыбовых лав либо экструзивных тел), т. е. извержения имели взрывной характер, при котором вместе с вулканическим материалом выносились обломки кристаллического фундамента. Есть признаки синхронных выбросов кислого и андезито-базальтового состава, а также чередования извержений магмы дацитового и риолитового состава. Судя по предварительным данным, восточный район (гора Богдо-Ула) отличается от западного (район сомона Хурэ-Марал) несколько сниженной щелочностью кислых лав и увеличением доли пород средне-основного состава.

Андезито-базальтовая свита слагает большую часть площади Буцаганской мульды и Чандаманского прогиба. Она состоит из базальтов, андезито-базальтов и андезитов с вкрапленниками пироксена и плагиоклаза или только плагиоклаза и акоплений пирокластиков того же состава. Они перемежаются с вулканогенно-осадочными и осадочными породами, тонко- и грубообломочными. На разных уровнях разреза присутствуют покровы брекчиевидных и массивных дацитов, а на северо-западе мульды также трахириолитов и трахидацитов. Характерно сочетание пород умеренной и повышенной щелочности (рис. 43). Мы не приводим здесь подробного описания свиты, так как она в общих чертах сходна с андезито-базальтовой свитой Хантайширско-Аргалинтинского прогиба; остановимся на характеристике нижней части ее разреза на примере

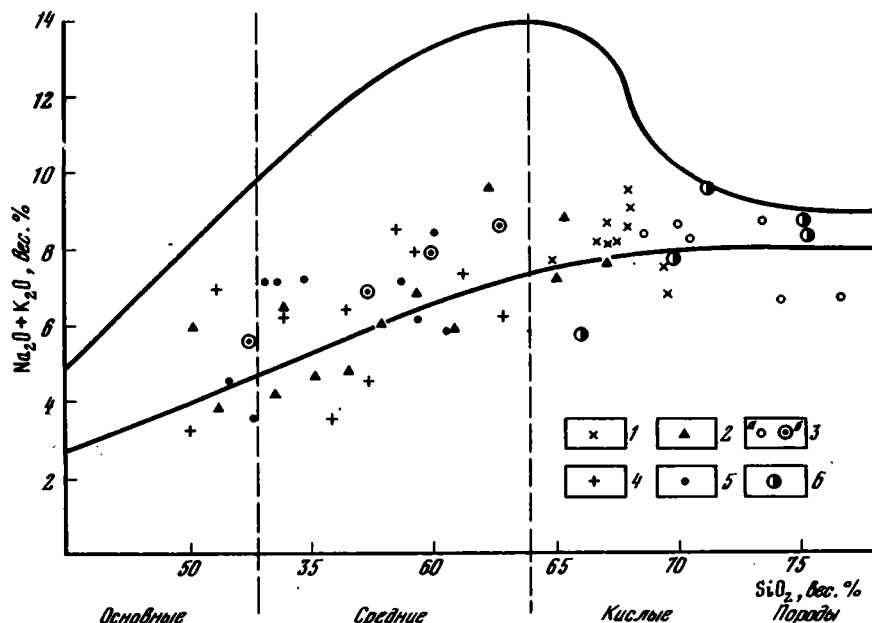


Рис. 43. Диаграмма химических составов пермских вулканитов

Состав пород Буцаганской мульды. 1—3 — свиты: 1 — дацитовая, 2 — андезито-базальтовая, 3 — трахиандезит-трахириолитовая; 4 — кислые вулканиты, 6 — трахибазальты и трахиандезиты; состав пород Чандаманского прогиба: 4 — толща смешанного состава; 5 — андезито-базальтовая свита; 6 — поздние экструзивы

северных предгорий горы Богдо-Ула. В этом районе на туфогравелитах и туфопесчаниках, венчающих разрез дацитовый свиты (пачка 5 приведенного выше разреза), без видимого несогласия и далее следуют снизу вверх:

Мощность, м

1. Песчаники кремнистые (2 м), тонкослоистые серые кремнистые алевролиты и табачно-зеленые песчаники (0,4 м) 2,4
2. Плагинкловые андезито-базальты 0,5
3. Осадочные тонкослоистые породы, по простиранию выклиниваются 0,3
4. Туфы андезито-базальтов мелкообломочные, зеленовато-серые 2,5
5. Покров афировых андезито-базальтов с редкими вкрапленниками плагинклаза 3
6. Туфогенно-осадочная пачка, в которой чередуются голубовато-зеленые туфопесчаники, табачно-зеленые песчаники, тонкослоистые кремнистые алевролиты и песчаники 4
7. Несколько покровов пироксен-плагинкловых андезито-базальтов, внизу разделенных линзовидными прослоями зеленовато-серых псаммитовых туфов (0,2—0,4 м); мощность нижних покровов 0,5—1,5 м, более высоких — 7—10 м; в центре покровов породы серые массивные, с вкрапленниками пироксена и плагинклаза размером 3—5 мм, по периферии — афировые и миндалекаменные 40
8. Туфогенно-осадочная слоистая пачка с прослоями мелкообломочных (менее 1 см) туфобрекчий андезито-базальтов с редкими обломками кислых вулканитов, литокристаллокластических туфов андезито-базальтов; туфогенно-осадочных брекчий смешанного состава; туфогравелитов и туфопесчаников голубовато-зеленых с прослоями алевролитов 40—60
9. Туфы и туфобрекчий андезито-базальтового и смешанного состава с линзами туфогравелитов и туфопесчаников; в средней части пачки прослеживаются два покрова андезито-базальтов мощностью 5 и 10—15 м, тупо выклинивающиеся на разных уровнях; по простиранию они замещаются туфами, содержащими отдельные глыбы тех же порфиритов, размером до 2—3 м, но менее раскристаллизованными и окрашенными в фиолетовые и бордовые тона; в верхней части пачки породы осветлены 80—100
10. На неровной поверхности туфобрекчий залегает слоистая туфогенно-осадочная пачка, в которой переслаиваются и фацально замещают друг друга

туфоалевролиты, туфопесчаники, туфогравелиты и туфобрекчии с обломками андезито-базальтов; эта пачка расположена в ядре пологой синклинали видимая 10—15

Общая мощность приведенного разреза 220—230 м; покровы андезито-базальтов составляют здесь 20%, остальную часть — туфогенно-осадочные и туфогенные породы. От подстилающей дацитовой свиты базальные горизонты андезито-базальтовой свиты отличаются присутствием андезитовых покровов и стратифицированных туфогенно-осадочных пород с обломочным и цементирующим материалом средне-основного состава и подчиненным количеством обломков кислых вулканитов.

Трахиандезит-трахириолитовая свита без видимого несогласия залегает на андезито-базальтах одноименной свиты в центре Буцаганского блока. Ее базальные горизонты состоят из песчаников, гравелитов и мелкообломочных конглобрекций кислого состава мощностью 1,5—2 м. Выше они сменяются псаммитовыми туфами риолитов, а затем наблюдается чередование риолитовых туфов, туфобрекчии и лав брекчиевидной и флюидалной текстуры. Характерны флюидално-полосчатые и брекчиевидные трахириолиты, которые нередко имеют признаки экструзивного внедрения, причем склоны экструзий маркируются продуктами их разрушения. Кислые вулканиты перекрыты покровами плагиоклазовых трахиандезитов и трахибазальтов мощностью 90—100 м. Восточная часть выходов свиты представлена конглобрекциями, туфо- и лавобрекциями риолитов, прорванных штоками и дайками порфириров, а местами перекрытых ими. Поле трахиандезит-трахириолитовой свиты с севера и запада окаймлено экструзивными телами риолитов и трахириолитов флюидално-полосчатых, сферолитных и брекчиевидных, прорывающими породы андезито-базальтовой свиты, а с юга — многочисленными дайками кислых пород. В прослое туфопесчаников обнаружены обрывки *Cordailes* sp. и *Ruffloria* sp., по заключению М. В. Дуранте, пермского облика.

Чандаманский прогиб сложен в основном породами андезито-базальтовой свиты, прорванной телами риолитов и трахириолитов. На северо-восточном крыле прогиба развита вулканогенно-осадочная толща, содержащая пеструю гамму вулканитов умеренной и повышенной щелочности — оливиновые базальты, базальты, андезито-базальты, андезиты, дациты, и экструзивную фацию лейкократовых риолитов. Хотя наблюдается четкое перекрытие верхних горизонтов этой толщи породами, характерными для андезито-базальтовой свиты, положение ее в разрезе остается не совсем ясным. Не исключено, что она частично является фациальным аналогом андезито-базальтовой свиты.

Юго-восточнее Чандаманского прогиба, в зоне Баянхонгорских разломов, известны песчано-конгломератовые угленосные отложения с липаритами, андезитами и с комплексом флористических остатков верхов нижней — начала верхней перми [18, 25].

С вулканическими сериями Буцаганской мульды и Чандаманского прогиба ассоциируют различные интрузивные образования. В первом случае — это двуполевошпатовые граносиениты и граниты, во втором — многофазная серия, сформированная в последовательности: диориты двух поколений — гранодиориты и монцогранодиориты — биотитовые адалеллиты, граниты — аляскиты, лейкограниты — гранит-порфиры.

Сопоставляя пермские вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи различных структур Байдарикского сектора Центрально-Монгольского вулканического пояса (табл. 16), можно отметить следующее. В разных структурах развиты нижнепермские вулканогенные образования умеренной и повышенной щелочности, несколько снижающейся в поперечном сечении пояса в направлении от Хантайширско-Аргалинтинского шовного прогиба к зоне Баянхонгорских разломов, а также верхнепермская угленосная моласса с подчиненными вулканитами, в том числе контрастного состава. Трахибазальтовый вулканизм второй половины нижней перми, ассоциирующий с кислым, сосредоточен только в шовном прогибе. Намечается определенная синхронизация событий, пока недостаточно подтвержденная органическими остатками. Проходящим для всех структур является андезито-базальтовый вулканизм. Его сменил кислый вулканизм различного масштаба и форм проявления, который, в свою очередь завершился становлением комагматичных гранитоидов. Щелочность последних заметно падает в направлении от Хантайширско-Аргалинтинского прогиба к Чандаманскому. Более молодая вулкано-плутоническая ассоциация, включающая вулканиты контрастного состава и сиенит-щелочногранитовые интрузивы, как отмечалось, специфична для шовного прогиба.

Заметно тяготение кислых вулканитов и ассоциаций смешанного состава к относительно поднятым стабильным блокам, основного и контрастного вулканизма — к зонам

Таблица 16

Сопоставление пермских вулканогенных образований и осадочно-вулканогенных толщ Байдаринского сектора Центрально-Монгольского вулканического пояса

Зона Байанхонгорских разломов, Чандаманский прогиб	Буцаганская мульда	Хантайширско-Аргалзинтинский шовный прогиб
Песчано-конгломератовая угленосная с андезитами и риолитами, P_{1-2}		Песчано-конгломератовая угленосная с базальтами и риолитами, P_{1-2} , P_2
		Дайковые пояса, экструзии трахитов, комендитов, трахириолитов, риолитов
		Трахибазальтовая, P_1
Экструзии риолитов, трахириолитов	Трахиандезит-трахириолитовая, P	Трахириолитовая, P_1
Андезито-базальтовая	Андезито-базальтовая	Андезито-базальтовая, P_1
Базальт-андезит-дацитовая, P	Дацитовая	Пестроцветная вулканогенно-осадочная с базальтами

глубинных разломов. В этих структурах различен начальный вулканизм — дацитовый и трахидацитовый на поднятиях, щелочнобазальтовый — в шовном прогибе. Отличаются также однотипные вулканические серии. Так, высокоглиноземистая андезито-базальтовая серия в шовном прогибе представлена в основном базальтами и андезито-базальтами, а в Буцаганской мульде — дифференцированным базальт-андезито-базальт-андезит-дацитовым рядом, причем породы шовного прогиба характеризуются более высоким содержанием Ti, K, повышенной общей щелочностью и величиной апатитности.

Из сопоставления сходных серий (см. рис. 39, 43) следует, что от относительно стабильных структур (Буцаганская мульда) к мобильной шовой структуре снижается степень дифференцированности каждой серии с параллельным усилением их контрастности, несколько повышается щелочность пород и растет содержание в них Ti, Nb, Zr. Наряду с этим происходит увеличение контрастности состава вулканических серий в возрастном ряду каждой структуры.

Особенности пермского вулканизма Центрально-Монгольского вулканического пояса

Пермские структуры Центрально-Монгольского вулканического пояса были наложены на древнее складчатое основание, однако некоторые из них наследовали карбоновые наложенные прогибы, выполненные в основном терригенными толщами, либо перекрывали ареалы девонского вулканизма. Активная вулканическая деятельность в рассматриваемом поясе продолжалась в течение нижнепермской, а местами и в начале верхнепермской эпохи. В верхней перми сформировалась наземная либо морская моласса, сопровождаемая небольшими проявлениями вулканизма.

Для пояса в целом характерны вулканические серии, в которых сочетаются породы умеренной и повышенной щелочности, хотя состав их изменчив в различных структурах (рис. 44). В шовных зонах западной части пояса и в крупном структурном узле, где сменяется направление его простираения, такие серии надстраиваются выше толщами пород повышенной щелочности: в первом районе — ниже-пермского, во втором — верхнепермского возраста. Андезитовая, андезит-дацит-риолитовая, андезит-дацит-риолитовая и дацит-риолитовая серии умеренной щелочности наиболее распространены в восточном сегменте пояса. В подчиненном количестве среди них присутствуют породы повышенной щелочности. С вулканиитами этих серий связано становление многофазных гранитоидных интрузивов с ранними габброидами и поздними лейкогранитами, реже —

Хангайское свободное поднятие		Центрально-Монгольский вулканический пояс					
Хангайский синклиниорий		Байдарикский сектор		Среднегобийский сектор		Керуленский сектор	
Северное обрамление	Центральная часть	Буцаганская мульда, зона баянхонгорских разломов	Хайтанширско-Аргалинтинский прогиб	Нижний борт Северо-Гобийский впадины	Зона Предзаятеевских прогибов		Поднятие
Р ₂	Песчано-кварцевитовая толща	Терригенная с кислыми и средними эффузивами	Песчано-кварцевитовая залежная с базальтами и риолитами	Трахибазальт-трахириолитовая	Терригенная	Терригенная с кислыми вулканиками	
	Тулугенная андезитовая толща						
	Конгломерат-риолитовая				Песчано-алевритовые отложения с единичными пластами риолитов	Андезит-дацит-риолитовая	Риолит-трахириолитовая и андезит-риолитовая
Р ₁		Трахиандезит-трахириолитовая	Трахибазальтовая с трахириолитами	Дацит-риолитовая с андезитами	Андезитовая	Вулканогенно-осадочная с дацитами, риолитами	
		Трахирриолитовая					
		Андезит-базальтовая					
		Андезит-риолитовая	Дацитовая				
		Терригенная	Вулканогенно-осадочная с базальтами		Андезитовая		

Рис. 44. Использованы материалы: по Керуленскому сектору — В. А. Благоврадова, Р. А. Хасина [18, 19], Л. П. Зоненшайна [30], М. В. Дуранте [25]; по Среднегобийскому сектору — В. В. Кеппежинская, И. В. Лучицкого [36], А. А. Моссаковского [48], В. Н. Быкова, К. А. Моссиондза, Л. В. Никитина, Ган-Очира; по Байдарикскому сектору — С. П. Гавриловой, Ю. М. Логинова, Н. Г. Вербицкой, А. А. Храпова [18]; по центральной части Хангайского синклиниория — М. В. Дуранте [25], И. Б. Филипповой [18], по его северному обрамлению — С. П. Гавриловой, Д. Оролмы

граносиенитами, причем гранитоиды главных фаз часто имеют монцитонитовый уклон химизма.

Вторая группа вулканических серий состоит из сочетания пород умеренной и повышенной щелочности: риолито-трахириолитовая (поднятия северо-восточной части вулканического пояса); андезит-базальтовая Байдарикского сектора пояса; трахидацитовая и трахиандезит-трахириолитовая Буцаганской мульды; трахириолитовая, включающая риолиты, трахириолиты, трахидациты, комендиты и небольшое количество базальтов (Хантайширско-Аргалинтинский прогиб). Эти серии занимают различное положение в истории вулканизма отдельных структур. В западном секторе вулканического пояса с ними ассоциируют интрузивы двуполевошпатовых кварцевых сиенитов, граносиенитов и гранитов.

Третью группу составляют ранние базальтовые и поздние контрастные серии повышенной щелочности, в последних мощные толщи трахибазальтов сочетаются с трахитами, трахириолитами, риолитами и комендитами, представленными экструзивными, реже покровными фациями. Им комагматичны субщелочные и щелочные одноплевошпатовые сиениты, граносиениты, граниты с дифференциатами микроклин-альбитовых щелочных гранитов. Данная ассоциация формируется на поздних стадиях развития вулканизма и характерна для осевой части Хантайширско-Аргалинтинского шовного прогиба и юго-западной части Северо-Гобийской впадины, хотя интрузивные породы выходят далеко за пределы этих структур.

При сопоставлении вулканических серий и вулкано-плутонических ассоциаций различных частей вулканического пояса обнаруживаются существенные латеральные вариации (см. рис. 44). Так, в Керуленском секторе в течение нижнепермской и начала верхнепермской эпох сформировалась андезит-риолитовая серия с ведущей ролью пород кислого состава, завершившаяся становлением гранитоидов умеренной и несколько повышенной щелочности; в Среднегобийском секторе близкому возрастному интервалу соответствуют две вулкано-плутонические ассоциации: нижнепермская андезит-дацито-риолитовая с комагматичными гранитоидами и верхнепермская контрастная повышенной щелочности с комагматичными сиенит-граносиенитовыми интрузивами; в Хантайширско-Аргалинтинском прогибе Байдарикского сектора примерно за то же время последовательно образовались: щелочнобазальтовая—андезит-базальтовая серия, включающая различное количество кислых вулканитов; трахириолитовая серия с комагматичными двуполевошпатовыми кварцевыми сиенитами, граносиенитами,

гранитами; контрастная серия повышенной щелочности с сопутствующими субщелочными и щелочными сиенитами и гранитами; начал формироваться молассовый угленосный комплекс.

С латеральной изменчивостью связана продольная и поперечная зональность вулканического пояса. Продольная зональность выражена в том, что в направлении с юга на запад с составе вулканогенных толщ последовательно увеличивается доля пород средне-основного состава. Наряду с этим возрастает количественная роль пород повышенной щелочности (см. рис. 44). Продольная зональность усложнена поперечной. Так, в восточном сегменте пояса на поднятиях его юго-восточной половины преобладают кислые вулканы, а в отрицательных структурах зон Предхэнтэйских прогибов появляются базальты и увеличивается количество андезитов, причем тем значительнее, чем крупнее отрицательная структура и существеннее роль разломов в ее строении.

Изменчивость состава вулкаников в значительной мере коррелируется с особенностями пермских структур вулканического пояса. В наиболее крупном ($550\text{—}600\text{ км} \times 260\text{—}300\text{ км}$), северо-восточном Керуленском, секторе пояса вулканические поля небольшие, до $85 \times 65\text{ км}$, распыленные, хотя и отмечается концентрация их в поперечном северо-западном блоке (см. рис. 34). Вулканогенные толщи имеют здесь сравнительно небольшую мощность ($1500\text{—}2200\text{ м}$) и кислый состав — существенно риолитовый на поднятиях и андезит-дацит-риолитовый в прогибах (см. рис. 44). Очевидно этот участок вулканического пояса в первой половине перми в целом представлял собой относительно поднятие. В более узком, центральном Среднегобийском, секторе значительная часть его площади занята крупной, $300 \times 180\text{ км}$, Северо-Гобийской впадины. На ее поднятом южном крыле развиты дацит-риолитовая толща (мощностью $2000\text{—}4500\text{ м}$) и вулканические аппараты центрального типа. В направлении к более погруженным центральной и северной частям впадины, где расположены крупные зоны разломов, она сменяется андезит-дацит-риолитовыми, а затем андезитовыми образованиями (мощностью до 2500 м) в которых сочетаются вулканические аппараты центрального и трещинного типов. Состав эффузивов Северо-Гобийской впадины в целом более основной по сравнению с породами Керуленского сектора: в первой — андезито-базальт-дацит-риолитовый, во второй — андезит-риолит-трахириолитовый (см. рис. 35). Это различие усугубится, если учесть присутствие на юго-западе Северо-Гобийской впадины пород контрастной серии, существенную часть которой слагают трахибазальты и трахиандезито-базальты.

В самом узком ($80\text{—}170\text{ м}$), западном Байдарикском, секторе вулканического пояса развиты как небольшие мульды и грабены размером $60 \times 20\text{—}45\text{ км}$, так и крупные прогибы, контролируемые глубинными разломами. В Хантайширско-Аргалинтинском шовном прогибе, размером $420 \times 30\text{—}70\text{ км}$, мощность одних только вулканогенных пермских толщ не менее $7\text{—}8\text{ км}$. По размерам, строению и составу вулканогенного выполнения он имеет черты сходства с Орхон-Селенгинским прогибом Северо-Монгольского вулканического пояса (см. табл. 15). Мощность вулканогенных толщ в структурах, расположенных между глубинными разломами — $1,7\text{—}3,5\text{ км}$, сопоставима с мощностью вулканогенных толщ Керуленского и Среднегобийского секторов. В Байдарикском секторе количество вулкаников кислого состава уменьшается до $30\text{—}40\%$, а в зоне — Байанхонгорских разломов — до $10\text{—}15\%$. Среди пород средне-основного состава в шовных зонах преобладают базальты, андезито-базальты, оливковые базальты и трахибазальты, в мульдах — андезито-базальты и андезиты (см. рис. 39, 43). Для шовного прогиба характерны кислые магматические образования повышенной щелочности и щелочно-кремнекислые в вулканической, субвулканической и интрузивной фациях. В целом ассоциации пермских пород Байдарикского блока более основные и более щелочные по сравнению с породами остальной части Центрально-Монгольского вулканического пояса. Рассмотренная продольная изменчивость состава вулкаников свидетельствует о том, что в пределах вулканического пояса с востока на запад увеличивается локализованность и глубинность магмоконтролирующих структур.

Возрастной ряд пермских вулканогенных образований наиболее сложен в Хантайширско-Аргалинтинском прогибе (см. табл. 16; см. рис. 44). Здесь выделяется несколько крупных этапов вулканизма, состоящих из стадий и ритмов более высоких порядков. В течение первого этапа последовательно сменялись: 1) локальные трещинные излияния щелочных базальтов и трахибазальтов; 2) ареальная высокоглиноземистая андезито-базальтовая серия, в которой около 80% составляют базальты, андезито-базальты и их аналоги повышенной щелочности, а в верхних частях серии присутствуют субвулканические тела и покровы трахидацитов и трахириолитов; 3) трахидацит-

трахириолит-риолитовый вулканизм, для которого характерен низкоглиноземистый состав кислых вулканитов и присутствующих среди них базальтов, а также наличие комендитов; он завершился сиенит-граносиенит-гранитовым магматизмом. На следующем этапе в результате трещинных излияний образовались мощные однородные толщи низкоглиноземистых оливиновых базальтов и трахибазальтов, за которыми последовали субвулканические тела и дайки низкоглиноземистых кислых вулканитов повышенной щелочности (риолитов, трахириолитов, трахитов, комендитов), сходных с вулканитами предыдущего этапа, а затем субщелочные и щелочные сиениты и граниты. На заключительном, верхне-пермском, этапе отдельные вспышки вулканизма происходили во время накопления континентальной молассы; они фиксировались редкими покровами оливиновых базальтов, риолитов и пластами туфов. Вулканические породы Хантайширско-Аргалинтинского прогиба имеют редкометальную геохимическую специализацию: от ранних щелочных базальтов до поздних трахириолитов в превышающих кларковые содержания количествах присутствуют Zr (в 2—7 раз), Nb (в 1,5—4 раза), Sn (в 2—6 раз), Pb (в 2—5 раз), иногда также Be, Th, Ta, Mo. Трещинный характер излияния базальтов начала первого и второго этапов, их слабая дифференцированность и повышенная щелочность (до появления нормативного нефелина) являются признаками глубокого проникновения расколов в толщу земной коры и подъема по ним глубинных базальтовых расплавов.

В Байдарикском секторе четко выражена поперечная изменчивость вулканических и плутонических ассоциаций пород от Хантайширско-Аргалинтинского шовного прогиба к Хангайскому поднятию, формирующемуся в перми. При сравнении даже однотипных андезито-базальтовых серий трех структур, расположенных в этом пересечении, — Хантайширско-Аргалинтинского прогиба, Буцаганской мульды, Чандаманского прогиба — видно, что на диаграмме поле составов пород Хантайширско-Аргалинтинского прогиба несколько смещено в более щелочную область. Более ярко поперечная изменчивость выражена при сравнении вулканоплутонических ассоциаций в целом. Для шовного прогиба характерны редкометально специализированные ассоциации повышенной щелочности (до щелочных гранитов и сиенитов), контрастный состав вулканитов, их значительные мощности, пониженная кремнекислотность пород и резкое преобладание вулканогенных пород над интрузивными. В Буцаганской мульде, сложенной риолит-трахидацитовыми и андезито-базальтовыми вулканитами, развиты небольшие массивы гранит-граносиенитового состава. Далее к северо-востоку (Чандаманский прогиб) с андезито-базальтовой серией, содержащей дациты и поздние риолит-трахириолитовые экструзивы, ассоциируют крупные межформационные многофазные интрузивы, сложенные в основном монцогранодиоритами, адамеллитами и гранитами с поздней фазой аляскитов и лейкогранитов, сопровождаемых иногда явлениями грейзенизации. В рассмотренном пересечении наряду со снижением щелочности вулканоплутонических ассоциаций меняется количественное соотношение в них вулканических и плутонических образований в сторону относительного увеличения объема интрузивной части, которая становится все более кремнекислой. Расположенный далее к северо-востоку Хангайский синклиниорий с его обрамлением был областью развития пермского гранитоидного магматизма — гранодиорит-адамеллит-гранит-лейкогранитового. В очень небольшом масштабе в нижнепермскую эпоху здесь развивался андезит-риолитовый вулканизм, а в верхнепермское время была сформирована антидромная риолит-андезито-базальтовая серия с высококремнекислыми риолитами.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что состав, строение и петрогеохимические особенности пермских вулканогенных и интрузивных серий определяются типом орогенных структур. Редкометально специализированные сложные серии шовного прогиба обладают чертами, характерными для локализованных структур глубокого заложения, формировавшихся в условиях неоднократно возникавшего растяжения. В отличие от них гранитоидный и подчиненный ему вулканический магматизм умеренной щелочности тяготеет к развивавшемуся в перми сводовому поднятию с разуплотненным глубинным строением [63].

Расстояние между осевыми частями этих структур всего 240—250 км. Это свидетельствует о наличии в пермское время термальной антиклинали под Хангайским сводовым поднятием и крутом погружении ее крыла в направлении к шовному прогибу, что определяет и соответствующие уровни магмообразования.

Хангайское сводовое поднятие формировалось в позднем палеозое на месте одноименного герцинского геосинклинального прогиба, сложенного терригенными сериями девона и карбона, а также структур его рамы. В нижней и в начале верхней перми, судя по реставрации В. А. Амантова [47], оно имело форму полукольца — его относительно опущенная центральная часть окаймлялась дугообразной системой поднятий, обращенной выпуклой стороной на северо-запад. В позднeperмское время вся эта территория являлась сводовым поднятием. Пермский магматизм проявился здесь в плутонической форме с образованием гранодиорит-гранитовых плутонов хангайского комплекса и более молодых гранит-лейкогранитовых массивов шараускольского комплекса. Хангайское сводовое поднятие обладает глубоким региональным минимумом силы тяжести [63] и с перми до настоящего времени сохраняет положительную тенденцию.

Пермские вулканогенные образования в пределах Хангайского поднятия развиты весьма ограниченно. Известны две небольшие наложенные структуры, выполненные вулканогенно-молассовыми толщами перми. — Тамиргольская мульда в его центральной части и Тарятская — на севере.

Тамиргольская мульда расположена в верховьях рек Хойт-Тамир-Гол и Урида-Тамир-Гол, современные размеры ее 25×40 км. В бассейне р. Урида-Тамир-Гол строение этой структуры детально изучено Н. С. Зайцевым, А. А. Моссаковским, А. С. Перфильевым, О. Томуртоого, Б. Лхасуеном [29, 49]. По их данным, мульду составляют нижнепермская андезит-риолитовая толща, мощностью 200 м, и ниже-верхнепермские конгломерато-песчано-алевролитовые отложения мощностью 1800 м.

Андезит-риолитовая толща с угловым несогласием и базальными конгломератами залегает на дислоцированных терригенных отложениях карбона. В гальке базальных конгломератов отмечены песчаники, кварц и лейкократовые граниты. Нижняя часть толщи (110—120 м) состоит из светло-серых фельзитовидных риолитов, содержащих линзовидные пачки лавовых брекчий и туфов того же состава мощностью до 5 м. Верхняя часть толщи, мощностью 40—80 м, представлена в основном андезитовыми туфами, туфобрекчиями и туфоконгломератами, в которых содержатся обломки риолитов; встречаются покровы афировых и мелколейстовых андезитов.

Залегающие выше согласно, но с размывом терригенные отложения расчленены на три толщи — нижняя имеет ниже-верхнепермский, остальные — верхнепермский возраст. В нижней толще, мощностью 900 м, выше горизонтов с флорой нижней перми и под слоями, содержащими флору верхней перми, в 100 м выше подошвы толщи отмечен пласт риолитовых лавовых брекчий мощностью 10—15 м.

Таким образом, в пределах Тамиргольской мульды андезит-риолитовый вулканизм в небольших масштабах происходил в нижней перми и закончился где-то на границе нижней и верхней перми.

Тарятская мульда расположена в западной части среднепалеозойского Тарятского прогиба, в 5—7 км южнее и юго-восточнее сомона Тариат. Наличие пермских осадочно-вулканогенных пород в этом районе впервые установлено авторами. Ранее эти образования считались нижнедевонскими (см. выше). В современной структуре в районе гор Оцон-Ула и Уха-Ула сохранилось северное крыло мульды протяженностью 14 км, шириной 3—10 км (см. рис. 13). Оно имеет слабо выраженную дугообразную форму благодаря изменению простирания от северо-восточного до субширотного с углами падения слоев $25-40^\circ$ на юго-восток и юг; местами наблюдаются небольшие флексурообразные перегибы и осложняющие мелкие складки. Пермские отложения отделены от нижнедевонских толщ Тарятского прогиба разломами северо-восточного, широтного и меридионального направлений; на юго-западе они граничат с девонскими вулканитами и кембрийскими гранитоидами по северо-западному разлому, а на значительной территории перекрыты кайнозойскими базальтами.

Фрагменты восточного крыла Тарятской мульды сохранились на левобережье р. Шабарин-Гол, в ее верховьях (первый левый приток р. Чулутун-Гол перед выходом ее в долину р. Сумеин-Гол). Осадочно-вулканогенная толща в этом районе имеет преимущественно северо-восточное простирание и падение слоев на северо-запад к центру мульды. Пермские отложения залегают на зеленых сланцах и мраморизованных известняках, развиты запад-северо-западными сдвигами на серии блоков и сильно изменены вторичными процессами — преобладает обеление пород при сохранении их текстурно-структурного облика. В целом протяженность мульды составляет 26 км.

В строении мульды принимают участие две свиты — нижняя оцонулинская осадочно-вулканогенная и верхняя песчано-конгломератовая.

Оцонулинская свита слагает юго-западные и восточные склоны гор. Оцон-Ула и Уха-Ула. Основание свиты не обнажено; контакт ее с нижнедевонскими вулканами в районе горы Оцон-Ула проходит по разлому, падающему на северо-запад. Свита подразделена на две толщи: нижнюю — песчано-конгломерато-риолитовую — и верхнюю — преимущественно туфогенную с вулканитами смешанного состава. Разрез свиты достаточно полно представлен на левом берегу р. Нарийн-Гичгэний-Гол (см. рис. 13; рис. 45, I, II). На восточном склоне горы с отметкой 2308,0 м снизу вверх следуют:

Мощность, м

Нижняя толща

1. Тонкослоистые (от 1 до 10 см) черные и светло-серые кремнистые туф-фиты, чередующиеся с серо-зелеными песчаниками мелко- и среднезернистыми; в породах этой пачки вблизи конуса четвертичного вулкана Д. Оролмой собраны растительные остатки, среди которых М. В. Дуранте определены *Cordaites cf. gracilentus* (Gorel.) S. Meyen, *Cordaites cf. singularus* (Neub.) S. Meyen, *Cordaites* sp. верхнепермского облика видимая 50—60
 2. Конгломераты мелко- и крупногалечные, хорошо окатанная галька гранитов гнейсовидных, биотитовых и лейкократовых, кремнистых туффитов и риолитов сцементирована зеленовато-серыми крупнозернистыми песчаниками и гравелитами; последние образуют также отдельные прослои, мощностью 2—3 м, и содержат растительные остатки плохой сохранности из группы *Cordaites* 40—50
 3. Голубовато-серые флюидалльные риолиты с редкими вкрапленниками кислого плагиоклаза и слабо перекристаллизованной стекловатой тканью 15—20
 4. Конгломераты средне- и крупногалечные, сходные с пачкой 2, однако в гальках в большом количестве присутствуют риолиты; среди них пласт невыдержанной мощности, 1—3 м, светлых риолитовых литокластических туфов 55—60
 5. Светло-серые и желтовато-серые плагиоклазовые порфириты фельзитовой и микросферолитовой структуры с прослоями и линзами риолитовых туфов с редкими пластинами риолитово-дацитов и горизонтными конгломератами 160—180
 6. Конгломераты, сходные с пачкой 2 и 4; среди них прослеживаются единичные линзовидные пласты риолитов, мощностью 2—3 м видимая 5—60
- Продолжение разреза наблюдается далее к юго-западу южнее высоты с отметкой 2308,0 где с кислыми вулканитами нижнего девона по разлому граничат:
7. Конгломераты от среднегалечных до валунных; среди галек встречаются лейкократовые граниты, гранит-порфиры, риолитовые лавы и пирокластическая; вверх по разрезу размер гальки уменьшается, появляются прослои песчаников, алевролитов и туфогенно-кремнистых пород; в высыпках углисто-глинистых алевролитов К. Л. Волочкович собрал растительные остатки, среди которых М. В. Дуранте определены *Cordaites ex. gr. gracilentus* (Gorel.), *Cordaites* sp., характерные для верхней перми видимая 60
 8. Риолитовые туфы, туфобрекчии и риолиты, чередующиеся между собой; выше — светло-серые и розовые риолиты, в верхах пачки флюидалльные 40

Верхняя песчано-конгломератовая толща:

9. Средне- и крупногалечные конгломераты, состоящие в основном из хорошо окатанной гальки кислых вулканогенных и терригенно-кремнистых пород, отмечается редкая кварцевая галька 15
10. Зеленовато-серые туфогенно-кремнистые породы, чередующиеся с туфогенными грубозернистыми песчаниками; в основании пачки — горизонт окремененных известняков, в средней части — выклинивающийся покров андезитобазальтов мощностью 1 м 30
11. Черные углистые алевролиты, переслаивающиеся с серыми мелкозернистыми песчаниками; среди них встречаются обрывки растительных остатков из группы *Cordaites*; в районе составления разреза данная пачка образует линзовидный раздув мощностью до 120 м, юго-западнее мощность ее уменьшается до 20—15 м 20—120
12. Зеленовато-серые риолитовые туфы с прослоями туфогенно-кремнистых пород 80
13. Крупногалечные туфоконгломераты, состоящие почти исключительно из обломков риолитов, среди них — прослои и линзы туфогенно-кремнистых пород 50

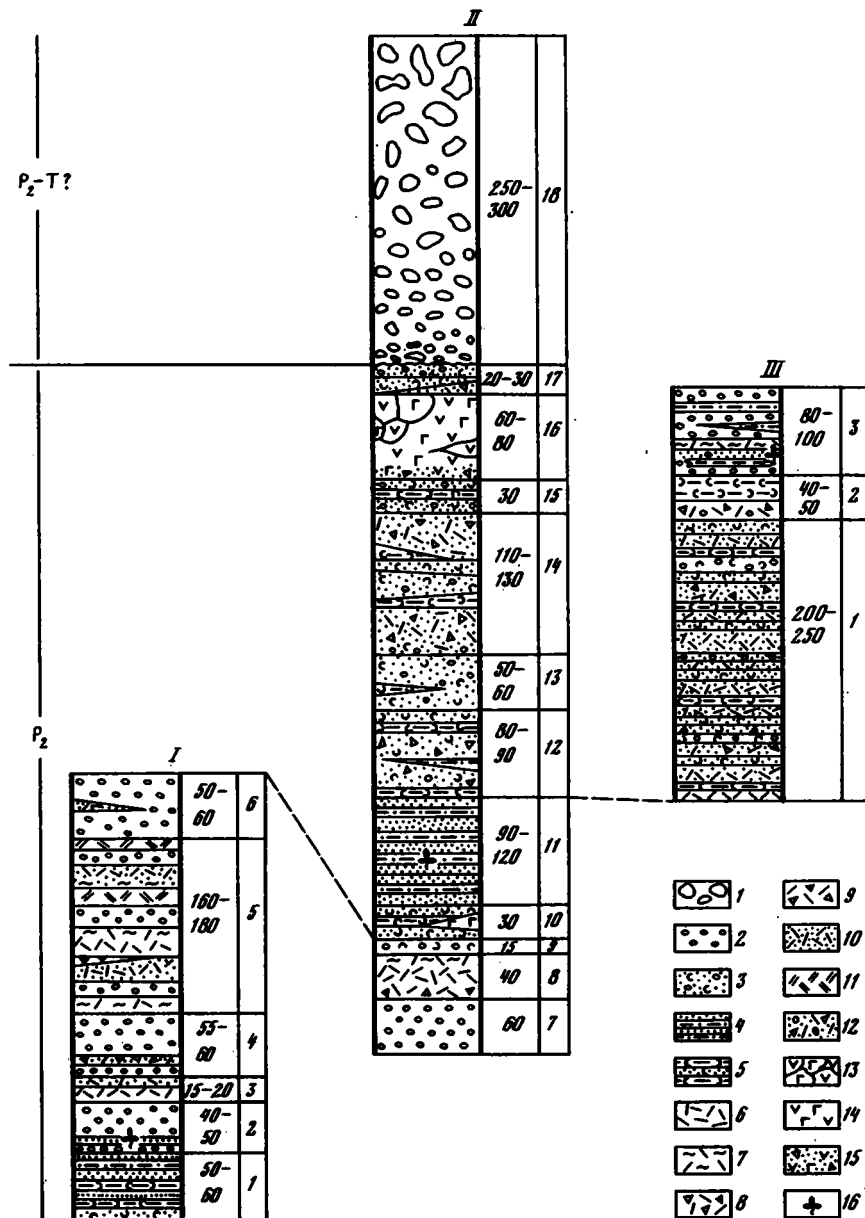


Рис. 45. Разрезы пермских образований района сомона Тариат. Составила Д. Оролмаа

I — восточный склон горы Оцон-Ула и высоты с отм. 2308, 8; II — юго-восточный склон горы Оцон-Ула, к югу от высоты с отм. 2308; III — в 2 км к востоку от горы Уха-Ула.

I — валуново-галечные конгломераты (P_2-T_1); 2—15 — отложения оцоулинской свиты верхней перми: 2 — средне- и крупногалечные конгломераты, 3 — туфоконгломераты, 4 — песчаники и алевролиты, 5 — кремнистые туфиты и туфопесчаники, 6 — риолиты, 7 — кислые лавы с флюидальной текстурой, 8 — лавобрекчии кислых вулканитов, 9 — туфы и туфобрекчии кислых вулканитов, 10 — литокристаллокластические туфы кислого состава, 11 — лавы и туфы риолито-дацитов, 12 — конглобрекчии кислого состава, 13 — вулканические бомбы андезито-базальтового состава, 14 — андезито-базальты, 15 — туфы и туфобрекчии андезито-базальтов, 16 — места находок растительных остатков

Мощность, м

14. Туфы и туфобрекчии грубообломочные, состоящие из обломков риолитов с подчиненным количеством обломков андезито-базальтов; цемент имеет кислый состав, характерны таблички кислого плагиоклаза; встречаются линзовидные прослои (до 8 м) мелкогалечных туфоконгломератов и туфогенно-кремнистых пород 130
15. Туфоконгломераты мелко- и среднегалечные, состоящие из окатанных обломков кислых вулканитов 30
16. Андезито-базальты и их лавовые брекчии фиолетовые и зеленоватосерые, в верхах — туфобрекчии с вулканическими бомбами 60—80
17. Табачно-зеленые туфогенные песчаники и гравелиты 30

На песчаниках, местами на андезито-базальтах залегают базальные горизонты верхней песчано-конгломератовой свиты (см. рис. 45, пачка 18). Внизу они представлены средне- и крупногалечными конгломератами, выше — валунами конгломератами, в которых размер валунов достигает 1—1,5 м. Валунно-галечный материал состоит из разнообразных гранитоидов (характерны лейкократовые граниты), кислых вулканитов, в меньшей степени распространены вулканиты средне-основного состава и осадочные породы.

Видимая мощность оцонулинской свиты в приведенном разрезе достигает 1100 м, в том числе нижней толщи — 530 м, верхней — 570 м. В нижней толще кислые вулканиты составляют 42%, осадочные породы — 58%; в верхней толще кислые вулканиты — 40%, андезито-базальты — 15%, осадочные породы — 45%. Для нижней толщи типичен аллохтонный грубообломочный материал ее осадочной части и постепенная смена его вверх по разрезу автохтонным материалом. Для верхней толщи типично присутствие наряду с кислыми вулканитами андезито-базальтов и базальтов (верховья р. Шабаринин-Гол), автохтонного грубообломочного материала осадочных пород, поступавшего при разрушении вулканических построек, а также значительная роль пирокластики в составе вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Туфогравелиты, туфопесчаники, туффиты обладают специфическими голубоватыми, зеленоватыми и светло-серыми окрасками. Условия накопления вышележащей песчано-конгломератовой толщи снова знаменуются существенным привносом грубообломочного аллохтонного материала.

В 2 км восточнее горы Уха-Ула наблюдается фрагмент разреза верхней толщи оцонулинской свиты (см. рис. 45, III), состоящий преимущественно из литокластических туфов, туфопесчаников, кремнистых туффитов, туфовых брекчий и конглобрекчий кислых вулканитов. В его верхней части развиты крупногалечные конгломераты с горизонтами риолитовых лав, игнимбритоподобных туфов, прослоями песчаников и углистых алевроитов с растительными остатками, среди которых М. В. Дурантэ определены *Cordaitea cf. gracilentus* (Gorel.) S. Meyen, *Ruffordia ex rg. brevifolia* (Gorel.) S. Meyen, характерные для верхней перми. Данный и приведенный выше комплекс флористических остатков датирует отложения оцонулинской свиты низами и серединой верхней перми.

Стратифицированные отложения обеих толщ оцонулинской свиты содержат штокообразные субвулканические тела и дайки риолитов, андезитов и диорит-порфиров. Гора Уха-Ула, например, представляет собой шток светло-желтых и светло-серых риолитов, содержащих редкие вкрапленники кислого плагиоклаза и кварца размером 1—3 мм.

Риолиты лавовых покровов и субвулканических тел имеют простой минеральный состав. Во вкрапленниках — кварц, олигоклаз, редко — андезин; они слагают также раскристаллизованные участки ткани пород, для которых характерны микрофельзитовая, микропятикитовая, криптокристаллическая, местами сферолитовая структуры. Литокристаллокластические туфы и туфобрекчий риолитов (в основном), нередко содержат обломки слабо раскристаллизованного вулканического стекла.

Андезито-базальты — это афировые или мелколейстовые породы с мелкими (до 1 мм), редкими (5—8%) вкрапленниками андезин-лабрадора. В основной массе пилотакситовой и андезитовой структуры наряду с микролитами плагиоклаза присутствуют моноклинный пироксен (3—4%) и многочисленные мелкие зерна рудных минералов. Обломки в их лавовых брекчиях имеют тот же состав. Содержание последних местами достигает 20—30%, обуславливая сидеронитовую структуру. В субвулканических телах породы лучше раскристаллизованы и имеют офитовую структуру. Количество моноклинного пироксена в них достигает 20—30%, состав зонального плагиоклаза вкрапленников изменяется от битовнита до андезина.

Х и м з м. Приведенные геологические наблюдения и данные о химическом составе вулканитов (табл. 17) позволяют отметить их характерные особенности. Вулканизм в изученном районе имеет антидромную направленность — от риолитов к андезито-базальтам и базальтам, причем в верхней толще дискретность состава пород настолько велика, что их можно отнести к контрастной серии. Риолиты принадлежат щелочному типу, обладают варьующим, но сравнительно высоким содержанием кальция и низким — магния; соотношение щелочей в них колеблется от преобладания калия до ведущей роли натрия.

Базальты и андезито-базальты являются высокоглиноземистыми породами с низким содержанием титана, магния, суммарного железа $Fe + 0,9 Fe_2O_3 = 6,88—9,55$ вес. %); величина отношения суммарного железа к магнию почти не меняется с изменением содержания в породах кремнезема (2,3 при $SiO_2 = 48,12$ и $52,94$ вес. %); $Na_2O/K_2O = 1,6—4,2$.

Таблица 17

Химический состав пермских вулканитов оцонулинской свиты (в вес.%)

Окислы	Риолиты			Базальты, андезит-базальты			
	Нижняя толща			Верхняя толща			
	3127	5900	3122	5543	3129	5140	5910
SiO ₂	71,88	73,06	74,94	48,12	52,94	53,18	53,38
TiO ₂	0,56	0,26	0,06	1,60	0,90	0,90	0,95
Al ₂ O ₃	14,91	13,02	12,44	16,76	17,96	17,74	17,55
Fe ₂ O ₃	0,79	1,78	0,24	7,35	1,27	1,59	2,00
FeO	0,86	3,11	1,36	2,94	5,74	7,18	5,15
MnO	0,04	0,05	0,09	0,09	0,11	0,16	0,11
MgO	0,32	0,79	0,32	4,16	3,04	5,28	3,04
CaO	1,33	0,92	2,44	6,21	7,10	8,65	6,71
Na ₂ O	3,44	1,87	4,08	3,61	4,04	3,56	2,85
K ₂ O	4,65	1,67	2,85	1,91	0,96	0,98	1,75
P ₂ O ₅	0,10	0,08	0,02	0,26	0,16	0,23	0,20
H ₂ O	0,27	Н. о.	0,18	0,29	0,33	0,27	Н. о.
SO ₃	0,02	0,04	Сл.	Сл.	0,09	Сл.	0,02
CO ₂	1,65	0,05	1,41	4,12	3,57	Сл.	2,95
П. п. п.	1,90	3,18	—	2,98	1,91	—	1,43
Сумма	100,78	99,88	100,43	99,92	100,12	99,72	100,09
Cl	Н. о.	0,23	Н. о.	Н. о.	Н. о.	Н. о.	0,15

Примечание. Проба 5543 — верховья р. Шабарин-Гол, остальные — восточные и юго-восточные склоны горы Оцон-Ула; проба 5910 — субвулканическое тело в нижней толще.

По всем этим признакам и по количеству щелочей андезит-базальты принадлежат известково-щелочной серии; только базальты, судя по единичному анализу, обладают повышенной щелочностью. Интересно, что риолиты и породы среднего-основного состава имеют некоторые сходные черты химизма — несколько повышенные глиноземистость, известковистость и низкое содержание магния.

Итак, в пермское время в пределах Хангайского сводового поднятия формировались две разновозрастные, но, по-видимому, сходные вулканические серии: одна — в нижней перми, другая — в верхней перми. Для обеих типичны смена во времени раннего риолитового вулканизма более поздним андезитовым либо андезит-базальтовым и базальтовым, обилие пирокластики, сравнительно небольшие объемы накопления продуктов вулканизма, особенно для нижнепермской, а также ассоциация с грубообломочными моласовыми образованиями.

СЕВЕРО-МОНГОЛЬСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Верхнепалеозойский континентальный вулканизм проявлен крайне неравномерно в пределах раннекаледонских складчатых систем Северной Монголии. Наибольшее развитие он получил в унаследованных заложившихся в карбоне структурах, меньшее — в связи с формированием системы впадин и прогибов, наложенных на древний консолидированный фундамент. Ряд мелких пермских вулканических полей прослеживается в частности, от района г. Улангом (на западе) вдоль системы Хангайских разломов до бассейна р. Селенга, где пермские отложения слагают Орхон-Селенгинский прогиб. Затем они уходят в юго-восточное Забайкалье, где в настоящее время в вулканогенно-терригенных отложениях, относимых ранее к мезозою (T₃—J₁), обнаружена верхнекарбоневая и пермская флора [20].

Заложение и развитие сложной системы наложенных структур верхнего палеозоя и мезозоя со свойственной им длительной и интенсивной вулканической активностью, сопровождает развитие Монголо-Охотского подвижного пояса. Все эти структуры, с типичными для них вулканитами объединяются А. Я. Салтыковским [59] в весьма протяженный (до 2000 км) Селенгино-Витимский континентальный вулканический пояс, который удобнее называть Северо-Монгольским вулканическим поясом. Наиболее крупным фрагментом этого пояса является Орхон-Селенгинский прогиб. В его пределах господствуют позднепалеозойские (пермские) вулканогенные и интрузивные образования. Они занимают большую часть его территории, а также выходят за пределы прогиба

на обрамляющие поднятия, где выполняют более мелкие вулканотехнические депрессии и грабены, с которыми в пространстве тесно сопряжены субвулканические и гипабиссальные интрузивные массивы.

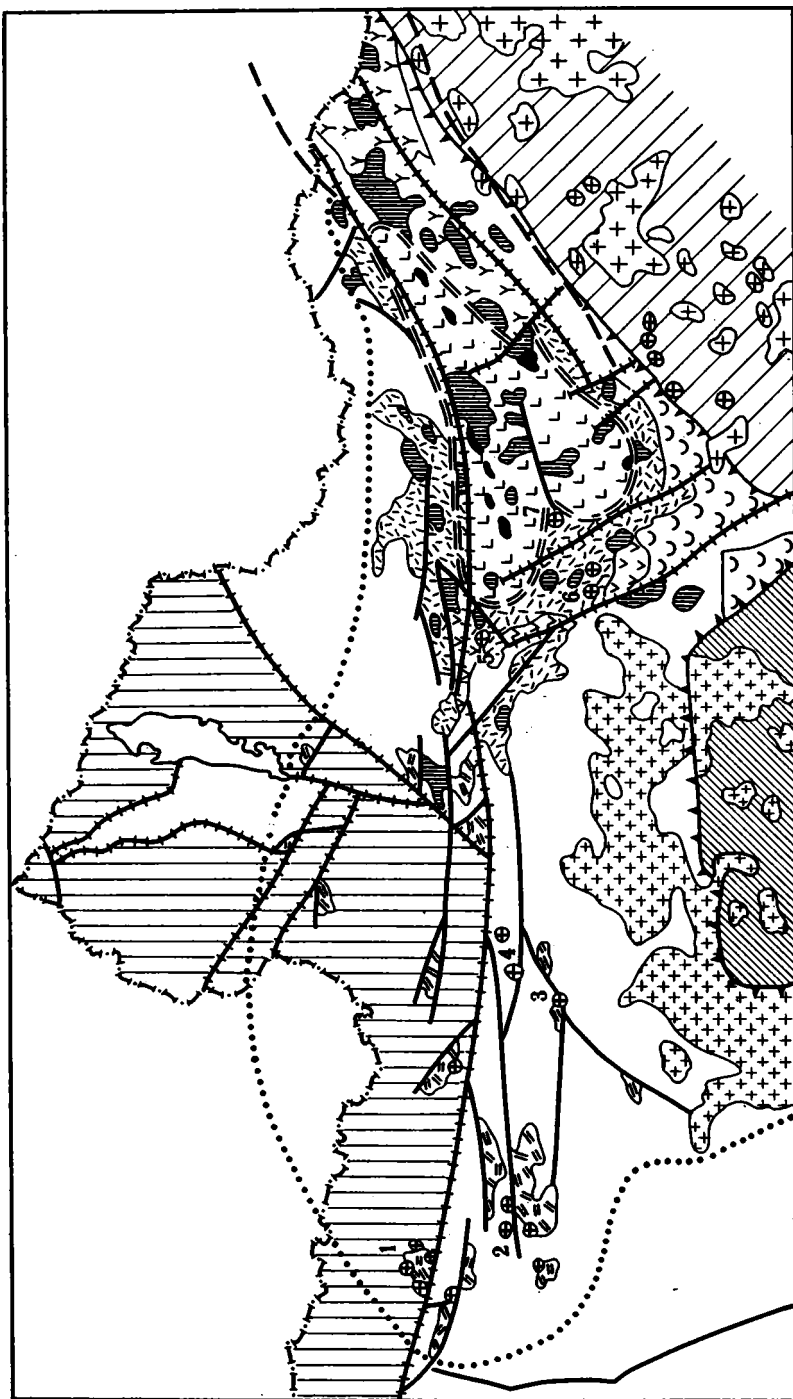
Описание западной и центральной частей Орхон-Селенгинского прогиба сделано А. Т. Матреничким, описание северо-восточной части прогиба — А. Я. Салтыковским и Д. Орломой.

Западная и центральная части Орхон-Селенгинского прогиба

Наиболее полный геологический разрез мощной толщи пермских вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований известен в западной части Орхон-Селенгинского прогиба, где ее строение изучалось А. А. Моссаковским, О. Томуртоого [48, 49], В. В. Кежежинским и И. В. Лучицким [35, 36]. В пределах прогиба эта толща была выделена под названием «хануйской серии» [48, 49] и разделена на четыре свиты (снизу вверх): свита основных и средних эффузивов, свита кислых эффузивов, вулканогенно-осадочная свита, свита основных эффузивов. Однако исследованиями не были затронуты субвулканические и интрузивные образования, связанные с формированием эффузивов. Дальнейшие исследования позволили восполнить этот пробел и существенно уточнить строение, состав и распространение различных эффузивных и интрузивных образований Северной Монголии [46, 76, 77]. В результате планомерных геологических исследований, проводимых в Северной Монголии в последние годы, ареал распространения верхнепалеозойских вулканогенных пород расширился; выявлены новые участки их распространения в системе широтных Хангайских разломов, особенно на западном и северном обрамлении прогиба вплоть до восточной части древнего Ханхухейского поднятия.

Свита основных и средних эффузивов. Наиболее ранняя (C_3-P_1) вулканическая деятельность в верхнем палеозое в пределах Северной Монголии была сосредоточена на периферии Хангайского верхнепалеозойского сводового поднятия (рис. 46). Здесь, в междуречье рек Орхон и Селенга, происходило излияние трахибазальт-трахиандезитовых лав (иногда с трахитами), которое сопровождалось выбросами пирокластического материала. Вулканические постройки щитового типа отчетливо выражены в бассейне р. Хануй-Гол (район оз. Шарга-Нур), на правом берегу р. Орхон (район сомона Абзог), а также на левобережье р. Селенга (район сомона Их-Уул). Они входят в состав свиты основных и средних эффузивов, занимающей самое низкое положение в стратиграфическом разрезе пермской толщи. Свита залегает резко несогласно на рифейско-кембрийских сланцах, известняках, гнейсах, нижнепалеозойских гранитоидах и, на что раньше не обращалось внимания, — на девонских лейкократовых гранитах. В основании свиты развиты мощные (200—400 м) туфо- и лавоконгломераты, содержащие дресву, обломки, окатанные валуны и глыбы подстилающих отложений. Свита обнаружена преимущественно в краевых частях прогиба и на поднятиях фундамента. Выходы ее на поднятиях ранее принимались некоторыми геологами (Б. Гурлхаажав, С. Цэвэннамжил, В. А. Новиков, А. М. Новикова и др.) за низы триасовой хусутайской свиты на основании присутствия в породах гальки гранитов, которую они относили к гранит-граносиенитам верхнепермского «селенгинского комплекса». В итоге выполненных позднее исследований [46, 76, 77] было установлено широкое распространение среди пород фундамента девонских лейкократовых гранитов (рис. 47), которые в результате процессов метасоматической калишпатизации и окварцевания приобрели порфиробластовое сложение, вследствие чего нередко отождествлялись с позднепермскими гранитами и граносиенитами. Господствующую роль в свите основных и средних эффузивов играют лавовые покровы трахиандезитов — трахиандезито-базальтов афировых до крупнопорфировых, с раскристаллизованной основной массой. Ограниченно распространены их туфобрекчии, а также лито- и кристаллокластические туфы. Базальты и трахибазальты, а также их агломератовые туфы и туфобрекчии сосредоточены в основании свиты. Исследованиями автора установлено присутствие наряду с обычными трахиандезитами лавовых покровов трахитов с вкрапленниками розового калиево-натриевого полевого шпата и олигоклаза и крупнопорфировых трахиандезитов. Покровы, сложенные трахитами, обнаружены нами на левобережье р. Могоин-Гол. Общая мощность свиты достигает 1000 м.

Наиболее часто встречающиеся текстуры пород: массивные, миндалекаменные, флюидалные и брекчиевидные, порфировые, мелко- и крупнолестовые. Вкрапленники представлены большей частью основным андезином, ортоклазом, меньше — темными минералами: диопсидом, роговой обманкой, оливином и реже — биотитом. В трахибазальтовых лавах во вкрапленниках содержится лабрадор, в трахитах — оли-



- | | | | | | | | | | | |
|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 |
| | | | | | | | | | | |
| 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 | 19 | 20 | 21 | 22 |
| | | | | | | | | | | |

гоклаз или натриевый ортоклаз. Основная масса пород сложена преимущественно плагиоклазом и ортоклазом с варьирующим количеством диопсида, роговой обманки, оливинна, стекла и рудного минерала. В трахитовых породах появляется кварц (первые проценты). Темноцветные минералы замещаются (часто нацело) хлоритом и эпидотом. Оливин практически замещен илдингситом. Плагиоклаз серицитизирован и сосюритизирован. Стекло замещается смесью хлорита, эпидота, иногда кальцита. В пределах эффузивной толщи субвулканические образования встречаются редко и представлены межпластовыми телами крупнодействующих андезитов. Рвущих собственно интрузивных образований, связанных с данной свитой, к настоящему времени не выявлено, поэтому данные образования относятся к вулканогенной трахибазальт-трахиандезитовой ассоциации с трахитами [76].

Свита кислых эффузивов. Нижнепермский щелочно-кремнекислый вулканизм отличается более широким ареалом распространения (см. рис. 46). Он проявился в Орхон-Селенгинском прогибе, захватил зону Хангайских глубинных разломов и оперяющих их тектонических нарушений, наложился на древние Ханухэйское, Дэлгэр-Мурэнское, Тэсингольское и Сонгинское поднятия и проник в Идэрскую, Джидинскую и Тарято-Селенгинскую зоны ранних каледонид.

Наиболее интенсивные проявления трахит-трахириолитового вулканизма были сосредоточены в западной части Орхон-Селенгинского прогиба, где накапливались мощные эффузивные толщи, иногда в тесной ассоциации с небольшими телами щелочных гранитов и граносиенитов. За пределами Орхон-Селенгинского прогиба, на обрамляющих его древних поднятиях, нижнепермский магматизм был связан с формированием многочисленных мелких приразломных структур, для которых типично тесное сочетание во времени риолит-трахириолитовой ассоциации пород с субвулканическими гранит-порфирами, сиенит-порфирами, комендитами и гипабиссальными интрузиями щелочных сиенитов и гранитов. Свита нижнепермских кислых эффузивов согласно залегает на рассмотренных выше средних и основных эффузивах. Однако местами в ее основании прослеживается маломощный горизонт (до 2 м) туфоконгломератов и лавобрекчий, содержащих многочисленные обломки и гальку подстилающих андезитов, а также более древних нижнепалеозойских диоритов и розовых девонских гранитов (вершина хр. Харимтуин-Нуру, долина р. Хануйн-Гол) [46]. Это позволяет предполагать наличие некоторого перерыва между проявлениями раннего трахиандезито-базальтового и более позднего трахириолитового вулканизма.

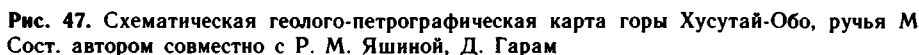
Свита представлена преимущественно риолитами и трахириолитами с подчиненными им трахитами, андезито-дацитами и трахитовыми андезито-дацитами. Более основные разновидности пород приурочены к низам свиты, где они образуют отдельные пачки мощностью от 10 до 150 м. Характерно присутствие большого количества пирокластических пород и наличие мощных (до 500 м) пачек риолитовых и трахириолитовых игнимбритов, тяготеющих к верхним частям разреза, что свидетельствует о большой взрывной активности вулканизма, запечатленного в породах свиты. Местами в ней встречаются редкие маломощные пачки гравелитов, песчаников, алевропесчаников и туфо-алевролитов с остатками флоры, указывающей на раннепермский возраст пород (сборы О. Томуртоого, определения М. В. Дуранте), который подтверждается К—Аг геохронологическими данными (288 ± 9 — 266 ± 10 млн. лет).

Мощность свиты колеблется на различных участках от 500 до 3000 м.

Дополнительно выделенные в разрезе хусутайская свита, хусутайский субвулканический комплекс и хоуланульский интрузивный комплекс, отличающиеся повышенной щелочностью и включающие массивы щелочных гранитов, приуроченных к свите

Рис. 46. Ареалы распространения верхнепалеозойского вулканизма в ранних каледонидах Северной Монголии. Сост. автором совместно с Р. М. Яшиной.

1—3 — границы ареалов: 1 — нижнепермский Хангайско-Селенгинский, 2 — верхнепермский Орхон-Селенгинский, 3 — позднепермский Орхон-Ерогольский; 4—5 — древние складчатые структуры: 4 — дорифейские, 5 — поздне-рифейско-кембрийские; 6—10 — новообразованные континентальные структуры: 6 — Хангайское сводовое поднятие, 7 — грабени, мульды, впадины, 8 — пермский Орхон-Селенгинский прогиб, 9 — позднепермская Орхон-Ерогольская область, 10 — позднепалеозойско-мезозойское Хэнтэйское сводовое поднятие; 11—14 — пермские вулканические породы: 11 — трахибазальт-трахиандезиты (P_1^1), 12 — трахиты, трахириолиты, комендиты (P_1^2), 13 — субщелочные базальты и андезито-базальты (P_2^1), 14 — андезиты, риолиты с подчиненными базальтами; 15—19 — верхнепалеозойские интрузивные породы: 15 — гранитоиды (C_2 — P_1 ; P_1 — P_2), 16 — щелочные граниты и граносиениты (P_2^1), 17 — субщелочные габбро и сиениты (P_2^2), 18 — кварцевые сиениты, граносиениты и лейкократовые граниты P_2 —Т с гибридными диоритами, граиодиоритами, 19 — мезозойские гранитоиды Хэнтэйского сводового поднятия; 20 — мезозойские вулканогенно-осадочные отложения Орхонской впадины; 21 — разломы: а — глубинные, б — прочие; 22 — границы внутренних частей сводовых поднятий; массивы щелочных гранитоидов (цифры на карте): 1 — Таслингольская группа; 2 — Нумургинская; 3 — Тсонцэнгельская; 4 — Боллайская; 5 — Ихзульская; 6 — Хануйгольская; 7 — Унтийгольская



кислых эффузивов (Б. Гурлхаажав и др.), представляются неоправданными, так как не подтверждаются нашими исследованиями.

Наиболее обстоятельно свита нижнепермских кислых вулканитов описана в публикациях В. В. Кепежинская и И. В. Луцицкого [35, 36] в районе горы Хусутай-Обо. По их данным, характерной чертой трахириолитовой и риолитовой групп пород является их лейкократовый облик и отсутствие темноцветных минералов, за исключением фенокристов биотита. Минеральный состав пород представлен варьирующими сочетаниями калиевого полевого шпата, кварца и плагиоклаза. Порфиновые вкрапленники пород сложены ортоклазом, олигоклазом, а в риолитах — также кварцем. Основная масса пород состоит из кварц-полевошпатового фельзитового материала. Встречены сферолитовые, микрофельзитовые и микропиклитовые структуры. Часто в лавах наблюдаются обломки кристаллов и стекла.

Риолитовые и трахириолитовые игнимбриты состоят из тех же минеральных компонентов, что и кислые лавы. В игнимбритах отчетливо видны фьямме. Обломочная часть в игнимбритах представлена обломками кристаллов и различных лав, встречающихся в разрезе свиты.

Позднее было установлено, что характерной чертой свиты является присутствие лав щелочных риолитов и реже комендитов, а также присутствие обломков щелочного амфибола в игнимбритах; в отдельных случаях игнимбиты имеют трахитовый состав и содержат проценты тонких иголок щелочного амфибола.

Другой, не менее существенной особенностью свиты является широкое распространение субвулканических дайкоподобных тел трахириолитов и кварцевых сиенит-порфиров. Они отличаются от сходных по составу эффузивов более крупнозернистой порфировой структурой, при которой вкрапленники розового полевого шпата составляют не менее 30% породы, а ее основная масса нацело раскристаллизована и обладает фельзитовой, аллотриоморфнозернистой или бостонитоподобной структурой. Субвулканические породы иногда образуют системы субпараллельных даек мощностью от 0,2 до десятка метров.

С риолитами и трахириолитами тесно связаны и подчинены общему структурному плану щелочные граниты, граносиениты и сиениты. В зоне субширотных Хангайских разломов и сопряженных с ними опережающих тектонических нарушений известно более десятка интрузивных массивов щелочных гранитов и сиенитов, пространственно сопоставляющихся сходным по составу пермским вулканитам. Эти массивы, площадью от 0,2

до 55 км², прослеживаются в виде прерывистой цепочки от Восточных отрогов хребта Хан-Хухэй (Тэсийнгольская группа) в бассейн р. Идер (Тасонцэнгэльская группа) и далее в западную часть Орхон-Селенгинского прогиба (Хануйская группа) до руч. Унтыйн-Гол. Таким образом, сейчас можно говорить о размещении на территории Северной Монголии верхнепалеозойского пояса щелочных сиенитов и гранитов. Особенностью этого пояса является его тесная взаимосвязь, как пространственная, так и временная, с риолит-трахириолит-трахитовым континентальным вулканизмом. Абсолютный возраст интрузивных пород колеблется в интервале $262 \pm 9 - 234 \pm 25$ млн. лет.

Одним из наиболее крупных тел щелочных кислых пород является шток в районе горы Хо-Улан-Ула (левый борт долины Хануй-Гол). Здесь нижнепермские вулканы (трахириолиты, игнимбриты и трахиты) прорваны гипабиссальной интрузией щелочных граносиенитов (с эгирином и щелочным амфиболом). При их изучении нами были выявлены все переходные разности от щелочных риолитов через щелочные гранит-порфиры к мелко- и среднезернистым щелочным гранитам. Таким образом, толще нижнепермских кислых эффузивов соответствуют как согласные, так и рвущие субвулканические тела гранит-порфиров и щелочных гранит-порфиров и небольшие изометричные штоки щелочных гранитов [77]. Это позволило выделить в составе кислой свиты вулкано-плутоническую ассоциацию пород повышенной щелочности. Ассоциация широко распространена на западе Северо-Монгольского вулканического пояса, в частности в пределах небольших наложенных мульд, в районе сомона Нумургэ, где развиты риолиты, трахириолиты, трахиты, комендиты, а также сходные с ними по составу субвулканические образования. Породы Нумургинского массива были выделены в качестве единой ассоциации состава: риолит—трахириолит—комендит—сиенит-порфир—щелочной гранит [77].

В Орхон-Селенгинском прогибе комендиты чрезвычайно редки, но здесь более широко распространены трахириолиты, сиенит-порфиры, а также щелочные граниты и граносиениты, поэтому удобнее называть свиту кислых эффузивов с сопровождающими ее субвулканическими и интрузивными образованиями трахириолит-щелочногранитной вулкано-плутонической ассоциацией.

В заключение необходимо отметить, что нижнепермский кислый вулканизм, благодаря неоднородности строения фундамента и его блоковой структуре, отличался характером извержений в различных блоках и различным развитием интрузивных образований: в пределах одних блоков происходило преимущественное излияние кислых лав, сопровождающееся внедрением субвулканических гипабиссальных интрузивных тел, в других — наблюдается преимущественно эксплозионный характер извержений с образованием мощных туфогенных толщ и резким сокращением количества субвулканических и интрузивных тел.

Вулканогенно-осадочная свита. Свита господствует в центральных частях Орхон-Селенгинского прогиба, где достигает мощности 5000 м, и отсутствует за его пределами. Ее составляют различные вулканогенно-обломочные породы, среди которых 44% составляют туфопесчаники, 33% — кремнистые туфоалевролиты, 23% — туфы. Возраст свиты определяется многочисленными находками растительных остатков верхов нижней — низов верхней перми (сборы А. А. Моссаковского, О. Томуртоого, определения С. В. Мейена и М. В. Дуранте).

Свита хорошо стратифицирована и имеет вид тонкослоистой толщи, состоящей из незакономерно чередующихся базальтовых пепловых туфов, того же состава тонкозернистых кристаллоластических туфов, туфопесчаников и туфовых алевролитов, переслаивающихся с покровами пироксен-плагиоклазовых базальтов и трахибазальтов, количество которых увеличивается в краевых (приразломных) частях прогиба и уменьшается ближе к его центру. Роль покровов возрастает к верхам разреза свиты, вследствие этого вулканогенно-осадочная толща постепенно сменяется основными эффузивами. На правобережье р. Селенга свите подчинены силлы габбро-долеритов и долеритов различной протяженности и мощности.

Свита основных эффузивов. Область распространения верхнепермских трахибазальт-трахиандезитов значительно меньше ареала нижнепермского щелочно-кремнекислого вулканизма и охватывает главным образом внутреннюю, наиболее прогнутую часть Орхон-Селенгинского прогиба. Свита достигает мощности 4000 м; ее породы сосредоточены преимущественно на междуречье Селенги и Орхона, где они сопровождаются многочисленными силлоподобными интрузиями долеритов. Подчиненную роль играют секущие интрузии долеритов и штоки мелкозернистых габбро. Среди верхнепермских вулканитов местами встречаются небольшие интрузии габбро-сиенитов.

За пределами внутренней части Орхон-Селенгинского прогиба базальт-трахибазаль-

товый вулканизм и габбро-сиенитовый магматизм практически не проявлены. Только на восточной окраине хр. Хан-Хухей в небольших грабенах (Убур-Улинском) и мульдах (Баянгольской), расположенных в зоне глубинного Хантагайского разлома, Д. Тогтох, З. Ганоух и А. Батархуяк обнаружили верхнепермские трахибазальты в сопровождении субщелочных габброндных интрузий. Верхнепермский возраст свиты устанавливается по согласию ее залеганию на вулканогенно-осадочной свите, содержащей флору, и перекрыванию ее молассами абзогской свиты с флорой T_2 — T_3 , что подтверждается фактом прорывания свиты габбро-сиенитами с радиометрически установленным возрастом $268 \pm 8 - 242 \pm 2$ млн. лет [46].

В свите преобладают базальты и трахибазальты, содержащие прослои туффов, туфо-алевролитов того же состава. Реже встречаются трахиандезиты, андезиты, андезит-базальты и их туфы. Из всего разреза свиты в центральной части прогиба около 70% приходится на породы базальтового состава, 10% — андезит-базальтового и 20% — андезитового и андезит-дацитового состава. Вулканогенно-осадочные породы присутствуют в резко подчиненном количестве.

Подчиненные свите согласные тела долеритов различной мощности по минеральному составу близки вмещающим базальтам, но отличаются от них большей кристалличностью, обычно также офитовой структурой и повышенным содержанием титаномагнетита (до 15%). Эти породы, как правило, хлоритизированы, серицитизированы и эпидотизированы, реже карбонатизированы, оливин в них нацело замещен иллингситом. В центральных частях крупных силлов местами наблюдаются пироксеновые габбро-долериты. В редких случаях можно видеть незначительное несогласие между слоистостями базальтовых отложений и пластобразными интрузиями, так же редки небольшие штоки этих интрузий, представляющих, по-видимому, корневые части этих тел.

В целом данные, характеризующие особенности строения и взаимоотношения пород, слагающих свиту основных пород, позволяют выделить всю группу рассмотренных вулканогенных и интрузивных пород в качестве верхнепермской трахибазальт-долеритовой вулcano-плутонической ассоциации.

Во второй половине верхнепермской эпохи значительно расширились границы области распространения наземных вулканитов. Эти породы наблюдаются соответственно не только в центральной части Орхон-Селенгинского прогиба, но также и на территории пограничных рифейско-кембрийских поднятий Северо-Восточной Монголии.

По данным А. Я. Салтыковского и Д. Оролмы [59], в междуречье Орхона—Еро-Гола—Чикоя широко развиты позднепермские пирокластические образования кислого состава, чередующиеся с риолитами, дацитами, андезитами и прослоями осадочно-вулканогенных пород, представленных туфопесчаниками, алевролитами, местами туф-фитами и туфоконгломератами. В верхних горизонтах пирокластических пород появляются покровы андезит-базальтов и базальтов. Состав и строение эффузивных толщ значительно варьируют как по простиранию, так и по вертикали. Однако сохраняется неизменным присутствие в разрезах дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой серии пород, имеющей нормальный щелочноземельный или слабо выраженный субщелочной уклон химизма. Среди эффузивных пород широко распространены сходные с ними по составу субвулканические межпластовые тела и секущие дайки риолитов, ортофиоров, гранит-порфиоров, кварцевых сиенит-порфиоров, диорит-порфириров, габбро-диабазов и долеритов. Как предполагают А. А. Моссаковский, О. Томуртогов и А. Я. Салтыковский, позднепермская вулканическая область междуречья Орхона — Еро-Гола и Чикоя характеризуется неглубоким залеганием раннекаледонского складчатого фундамента (до 3 км) по сравнению с внутренней частью Орхон-Селенгинского прогиба (до 10 км), где наблюдается наиболее мощный и полный стратиграфический разрез пермских вулканогенных и вулканогенно-осадочных отложений.

Развитие пермского вулканизма завершается формированием многочисленных гипс-абиссальных трещинных интрузий субщелочного кварц-сиенит-граносиенит-гранитного состава. Область их распространения перекрывает ареалы верхнепермского и позднепермского вулканизма, заходя на территорию смежных с ними древних поднятий. Размещение массивов контролируется поствулканическими нарушениями и разломами, занимающими секущее положение по отношению к общему простиранию прогиба.

Петрохимические данные, характеризующие эффузивные образования и связанные с ними субвулканические и интрузивные породы верхнего палеозоя Северной Монголии, позволяют выявить некоторые типичные черты различных вулканических и вулcano-плутонических серий. Так, породы раннепермской серии трахибазальтов-трахиандезитов, как видно, на рис. 48, характеризуются содержанием SiO_2 от 49 до 60% и

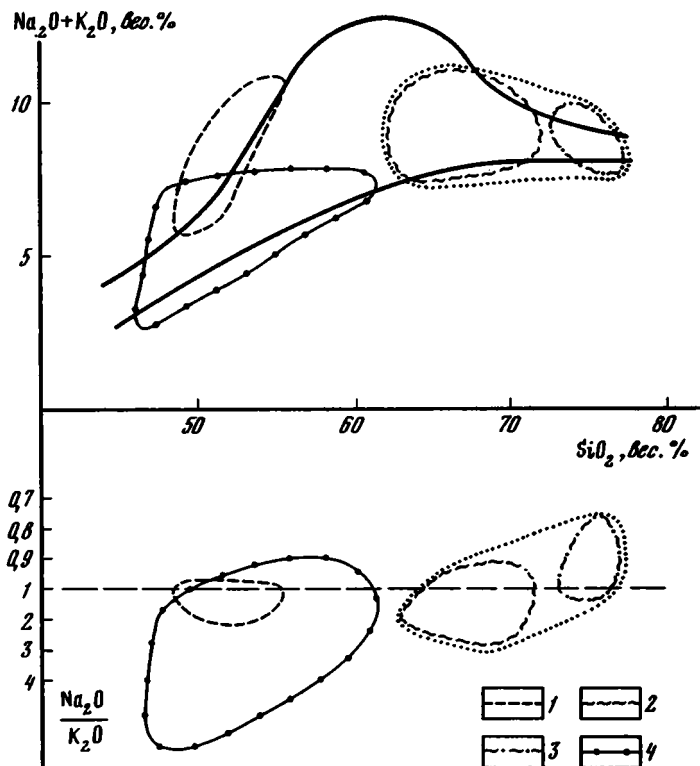


Рис. 48. Петрохимическая диаграмма вулканических и вулкано-плутонических ассоциаций Орхон-Селенгинского прогиба

Поля химических составов пород: 1 — раннепермской трахиандезит-трахибазальтовой ассоциации; 2—3 — и нижнепермской трахириолит-щелочногранитной ассоциации; 2 — Орхон-Селенгинский прогиб, 3 — район сомона Нумургэ; 4 — верхнепермской трахибазальт-долеритовой ассоциации

высокой общей щелочностью ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6,04 - 10,75\%$) при преимущественном преобладании натрия над калием ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2,2 - 0,96$). Содержание окисей железа в них больше, чем окиси магния, характерны низкие значения содержания окиси кальция. Фигуративные точки трахибазальтов — трахиандезитов тяготеют к линии, разделяющей поля субщелочных и собственно щелочных (фельдшпатонидных) пород, а иногда заходят в пределы щелочного поля. Отношение K/Na колеблется от 0,40 до 0,65, а щелочной модуль $\left(\frac{\text{Na} + \text{K}}{\text{Al}}\right)$ изменяется от 0,47 (андезито-базальты) до 0,84 (андезитовые трахиты). Такое значение модуля (0,84) типично для щелочных разновидностей пород. Серия пород слабо дифференцирована, в ней преобладают базальты и андезиты при подчиненной роли субщелочных трахитов.

Наоборот, серия трахит — трахириолит — комендит — сиенит — порфир — щелочной гранит отличается высокой дифференцированностью. Фигуративные точки пород на диаграмме группируются близ линии, разделяющей поля субщелочных и щелочных кремнекислых пород, содержащих натриевые темноцветные минералы (арфведсонит, эгирин и другие). Для серии в целом характерен общий высокий уровень содержания щелочей (8,2—12,6%) при отношении Na_2O к K_2O от 3,0 до 0,85 и при существенном колебании кремнекислоты (63—76%), глинозема (11,2—18%) и ничтожном содержании кальция, магния и закисного железа.

Как видно на рис. 48 состав эффузивных пород варьирует от среднекислых субщелочных трахитов до ультракислых трахириолитов и высокощелочных комендитов. Примерно ту же специфику химизма имеют субвулканические образования, представленные сиенит-порфирами, гранит-порфирами и дайками комендитов. Для гипабиссальных интрузий устанавливается последовательная дифференциация от субщелочных сиенитов к кварцевым сиенитам и щелочным гранитам. В этом направлении в породах возрастает значение кремнекислоты, снижается роль глинозема, но увеличивается содержание натрия и окисного железа, входящих в состав эгирина или щелочных амфиболов. В породах рассматриваемой серии наблюдается значительное изменение величины отношения K/Na — от 2,0 (калиевые трахириолиты) до 0,30 (натриевые эгириновые трахиты и

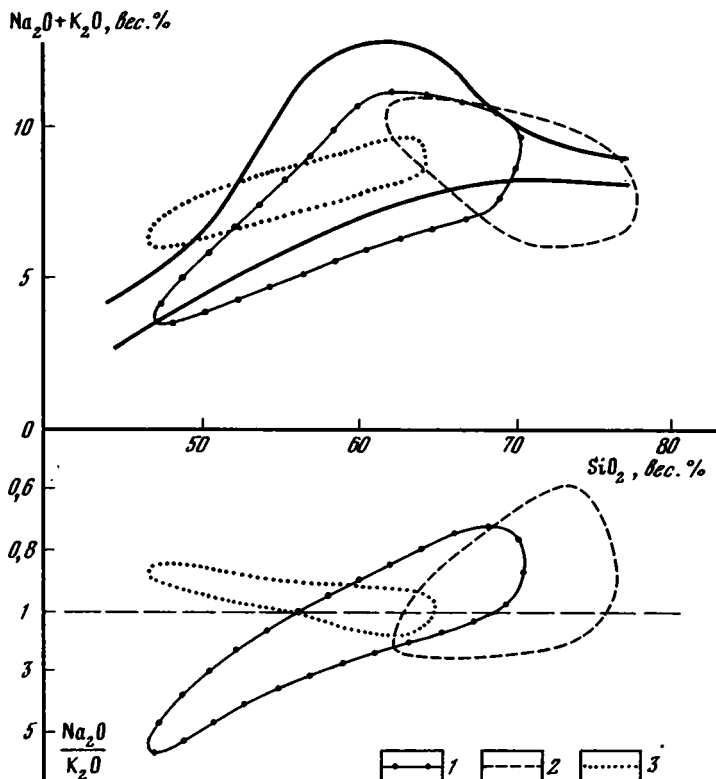


Рис. 49. Петрохимическая диаграмма интрузивных ассоциаций Орхон-Селенгинского прогиба

Поля химических составов пород: 1 — габбро-сиенитовой ассоциации; 2 — гранит-граносиенитовой ассоциации; 3 — гибридных образований гранит-граносиенитовой ассоциации

щелочные граниты). Соответственно снижается степень насыщения пород глиноземом и возрастает щелочной модуль $\left(\frac{Na+K}{Al}\right)$ от 0,33 до 0,76. Для интрузивных щелочных гранитов и кварцевых сиенитов характерна пересыщенность щелочами, особенно натрием ($K/Na=0,3-0,6$; $\frac{Na+K}{Al}=1,17-1,18$).

В серии субщелочных базальтов — андезито-базальтов — долеритов — габброндов и сиенитов вулканические члены представлены преимущественно базальтами и долеритами, состав которых варьирует по кремнекислотности (48—55%) и щелочности (от 3,66 до 7,2), вследствие чего фигуративные их точки распределяются между линиями, ограничивающими поля нормальных и субщелочных магматических пород. Базальты, помимо этого характеризуются повышенной глиноземистостью ($Al_2O_3=16-19,57\%$), общей железистостью и натриевой щелочностью. По щелочности они приближаются к платформенным оливиновым базальтам. Отношение K/Na варьирует от 0,19 до 0,41 и только в отдельных разновидностях пород (калиевые ортоклазовые базальты) достигает 1,29 при колебании щелочного модуля в пределах 0,39—0,56. Среди базальтов присутствуют трахиандезиты, изредка встречаются пласты трахитов, обнаруженные в разрезе верхнепермской вулканогенной толщи бассейна р. Нарин-Тулбури-Гол.

Плутонические члены серии обнаруживают более высокую степень дифференциации и представлены закономерным рядом субщелочных пород: гортонолит-авгитовое габбро → андезиновое лейкогаббро → сиенит-диорит → сиенит (рис. 49). От ранних интрузивных образований к поздним происходит увеличение содержания кремнекислоты (от 47,36 до 60,3%) и щелочей (от 3,61 до 9,50), уменьшается количество кальция, магния, но возрастает общая железистость пород и слабо варьирует глинозем (15,5—18%). Отношение K/Na колеблется от 0,19 до 0,42, что свидетельствует о натриевой специфике химизма габбро-сиенитовой ассоциации пород.

Серия нормальных и субщелочных пород достаточно хорошо дифференцирована, ее эффузивные члены представлены породами базальт-андезит-дацит-риолитового состава;

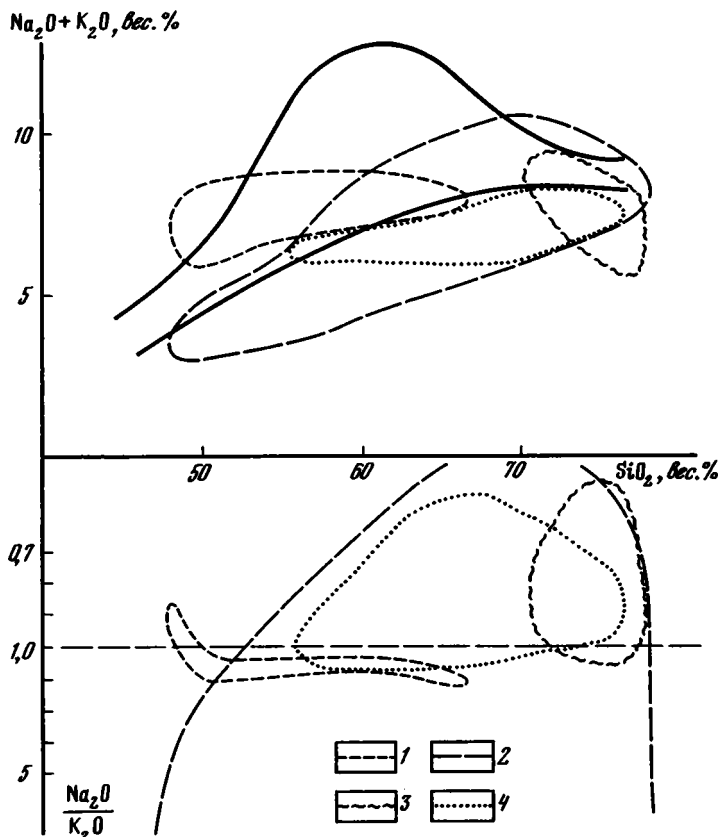


Рис. 50. Классификационная диаграмма верхнепалеозойских интрузивных пород Хангайского нагорья и эффузивных пород северо-восточной части Орхон-Селенгинского прогиба

Поля химических составов пород: 1 — эффузивы ручья Могойн-Булак; 2 — эффузивы северо-восточной части прогиба; 3 — интрузивы Шарауского комплекса; 4 — интрузивы Хангайского комплекса

субвулканические — габбро-диабазы, диорит-порфирами, ортофирами, гранит-порфирами и кварцевыми сиенит-порфирами; интрузивные — гранитами, граносиенитами, кварцевыми сиенитами, гранодиоритами и реже — габброидами. На петрохимической диаграмме (рис. 50) выявилось, что эффузивные и субвулканические породы серии сосредоточены близ линии, разделяющей нормальные и субщелочные магматические образования. При этом для серии в целом характерен широкий диапазон вариаций кремнекислотности (47,8—77,9%), глиноземистости (11,3—21,6%) и щелочности (2,9—9,5%) при величине калиево-натриевого отношения от 0,1 до 2,0. Большинство фигуративных точек базальтов и андезито-базальтов расположено в поле нормальных пород. Для них типична натриевая специфика химизма ($K/Na=0,1-0,4$). Субщелочные разновидности этих пород отличаются только на 0,5—1,0% по суммарному содержанию щелочей. Фигуративные точки кремнекислых пород занимают более широкую область на петрохимической диаграмме (см. рис. 50), так как их общая щелочность варьирует от 5 до 9,2%, причем в нормальных дацитах и особенно в риолитах, ортофирах и кварцевых порфирах натрия явно преобладает над калием ($K/Na=0,3-0,4$).

Таким образом, в западной и центральной частях Северо-Монгольского вулканического пояса в пермское время происходил интенсивный континентальный вулканизм, продукты которого составляют четыре свиты. Первая из них — свита основных и средних эффузивов — характеризуется субщелочным характером дифференциации и относится к вулканогенной трахибазальт-трахиандезитовой ассоциации. Вторая свита — кислых эффузивов — рассматривается в рамках трахириолит-щелочногранитной вулканоплутонической ассоциации. Третья свита — вулканогенно-осадочная относится к трахибазальтовой ассоциации и, наконец, свита основных эффузивов может быть отнесена к трахибазальт-долеритовой ассоциации. Каждой из этих свит соответствует серия субвулканических тел различного состава, которые генетически связаны с вулканогенными породами той или иной свиты.

Северо-восточная часть Орхон-Селенгинского прогиба

Исследованиями, проведенными в последние годы А. Я. Салтыковским и Д. Оролмой на междуречьях рек Орхон, Еро-Гол и Чикой, показано, что в северо-восточной части Орхон-Селенгинского прогиба широко распространены вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования верхнепермского и верхнепермско-нижнемезозойского возраста, которые документированы разнообразной флорой [53, 59].

Верхняя пермь. Верхнепермская серия представлена мощной стратифицированной толщей и заключенными в ней многочисленными субвулканическими телами. Эта толща подразделяется на две части: нижнюю и верхнюю.

Вулканыты нижней части толщи сосредоточены преимущественно на юге района и в окрестностях г. Дархан. Они представлены чередованием покровов базальтов и андезитов, реже — риолитов, содержащих прослои осадочно-вулканогенных пород с комплексом растительных остатков, относящихся к низам верхней перми. Мощность толщи около 800 м.

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, залегающие выше по разрезу, распространены существенно шире. Сложенная ими часть разреза расчленяется на три самостоятельные свиты, отличающиеся по фациальному и петрографическому составу пород: нижнюю, среднюю и верхнюю.

Нижняя свита состоит из андезитов, андезито-базальтов и их лавобрекчий, чередующихся с маломощными прослоями вулканогенно-осадочных и осадочных пород. Свита имеет ограниченное распространение и развита преимущественно в южных частях рассматриваемого района (горы Жарлаган и Долон-Дабхуг). Мощность ее около 800 м.

Вулканогенные образования **средней свиты** занимают значительную площадь в пределах района. Они представлены главным образом туфами риолитов, реже — риолито-дацитов с обломками разных размеров.

Подчиненную роль играют лавы и игнибриты риолитового состава; вулканыты дацитового и андезитового состава составляют не более 5% от общего объема свиты. Часто чередуются с указанными выше вулканогенными образованиями прослои осадочных и вулканогенно-осадочных пород, представленные туфогравелитами, туфопесчаниками, туффитами, конгломератами и песчаниками. В последних часто встречаются фрагменты ископаемых растений, характерные для верхов поздней перми. Мощность свиты составляет примерно 3000 м.

Верхняя свита развита лишь на северо-востоке района, в бассейне рек Хацур и Хадза. Здесь ее представляют лавы трахиандезитового и трахидацитового состава. Реже встречаются отдельные маломощные покровы трахибазальтов и андезито-базальтов. Для свиты не характерны пирокластические образования и вулканыты кислого состава. Мощность свиты достигает 1300 м.

Т а б л и ц а 18

Средние химические составы верхнепермской вулканогенной серии, вес. %

Окислы	Покровные фации					
	Базальты (4)	Андезито- базальты (7)	Андезиты (3)	Трахи- андезиты (2)	Трахианде- зито-дациты (3)	Трахидациты (7)
SiO ₂	50,25	53,85	59,27	61,08	63,39	66,61
TiO ₂	1,18	1,04	1,09	0,70	0,63	0,61
Al ₂ O ₃	18,42	17,38	16,31	17,75	15,87	15,80
Fe ₂ O ₃	5,23	3,80	3,96	0,54	2,24	2,05
FeO	4,25	5,23	5,02	4,65	2,68	1,56
MnO	0,17	0,16	0,22	0,14	0,13	0,11
MgO	4,32	3,79	2,01	1,72	1,49	0,78
CaO	8,23	7,78	4,92	3,46	3,37	2,59
K ₂ O	0,54	1,00	1,07	4,15	2,65	2,87
Na ₂ O	3,66	3,57	4,77	3,16	5,16	5,17
P ₂ O ₅	0,44	0,31	0,36	0,29	0,28	0,18
П. п. п.	3,29	1,96	1,15	2,92	1,89	1,02
Сумма	99,98	99,87	100,15	99,86	99,78	99,35
Na ₂ O+K ₂ O	4,20	4,57	5,84	7,31	7,34	8,04

П р и м е ч а н и е. В скобках указано количество анализов.

Субвулканические образования, представленные дайками, штокообразными и экструзивными телами различного состава распространены широко и приурочены главным образом к полям кислых вулканитов и вулканогенно-осадочных пород, слагающих нижнюю и среднюю свиты верхнепермской стратифицированной толщи. Здесь часто встречаются небольшие по размеру дайки и штоки базальтов, диабазов, а также ортофиоров, трахидацитов, в более редких случаях — согласные тела риолитов. Кроме того, в районе повсеместно развиты дайки и малые тела гранит-порфиров, сиенит-порфиров, диабазовых порфиритов и т. п., составляющие комплекс субвулканических пород, которые формировались на заключительных стадиях магматизма в раннем мезозое.

По петрографическим особенностям верхнепермские вулканиты образуют серию, состоящую из 4 групп пород: базальтов, андезитов, дацитов и риолитов.

Базальтовая группа представлена породами покровной и рвущей фаций. Покровы базальтов встречаются преимущественно в низах стратифицированной толщи. Рвущие фации сложены дайками и мелкими изометричными штокообразными телами; в одном месте они образуют базальтовый нект, а также штоки и силлы крупнолейстовых андезито-базальтов и диабазовых порфиритов. Породы этой группы отличаются определенным разнообразием, которое проявляется главным образом в их структурно-текстурных особенностях. Минеральный парагенезис характеризуется сочетанием основного плагиоклаза (лабрадора, лабрадор-андезина) и моноклинного пироксена (диопсида, диопсид-авгита). Структуры базальтовых лав варьируют от афировых до порфировых. Основная масса в эффузивах обладает значительным разнообразием микроструктуры — от витрофировой (стекловатой) до полнокристаллической.

Химизм пород (табл. 18) определяется главным образом вариациями содержания кремнезема, которые обуславливают появление ряда пород — от базальтов до андезито-базальтов. К базальтам относится большинство субвулканических образований, а андезито-базальты слагают преимущественно покровные фации. Характерной чертой их химизма (особенно в рвущих фациях) является резко повышенное содержание глинозема (до 18—21%) при сумме щелочей около 3—4%. Согласно Макдональду и Кацуре базальты с такими содержаниями главных окислов относятся к группе высокоглиноземистых. По содержанию четырех главных окислов (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$), являющихся индикаторами разделения типов первичных магм, они расположены в области высокоглиноземистого базальта, характеристика которого приведена в работах разных авторов [54].

Петрохимические особенности пород хорошо видны на диаграмме (рис. 51), построенной по методу А. Н. Заварицкого [27], где эти породы имеют характеристику «b», колеблющуюся в интервале от 17,5—23,5, а фигуративные точки их составов располагаются вблизи «кварцевого базальта» Дэли. Одновременно с увеличением «b» характеристика известковистости «с» увеличивается. Последнее отражено смещением фигуратив-

Покровные фации		Субвулканические фации					
Риолиты (12)	Игнимбриты и витрофировые туфы (3)	Базальты и диабазы (4)	Габбро-диабазы (3)	Трахиандезиты (2)	Трахиандезито-дациты (3)	Ортофиры (6)	Трахиреолиты (5)
72,56	70,23	49,17	54,09	58,27	61,87	66,00	74,36
0,42	0,33	0,81	1,09	1,02	0,79	0,72	0,18
13,38	14,45	18,66	18,68	16,65	16,53	15,33	13,12
1,28	0,87	4,73	3,98	2,55	2,11	2,46	1,08
2,35	2,35	5,47	4,42	5,22	4,42	2,25	1,74
0,09	0,11	0,18	0,13	0,18	0,14	0,13	0,02
0,48	0,51	4,26	2,74	1,50	1,41	1,14	0,37
1,00	1,11	0,28	7,50	4,91	3,74	1,74	0,37
2,68	5,94	0,77	1,15	2,32	2,36	2,88	3,93
4,92	3,51	3,32	3,88	4,86	5,07	5,40	4,54
0,07	0,04	0,24	0,33	0,44	0,27	0,14	0,04
0,52	0,71	1,75	1,39	1,33	1,24	1,48	0,58
99,75	100,16	99,90	99,38	99,41	99,95	99,66	100,34
7,60	9,45	4,09	5,03	7,18	7,52	8,28	8,47

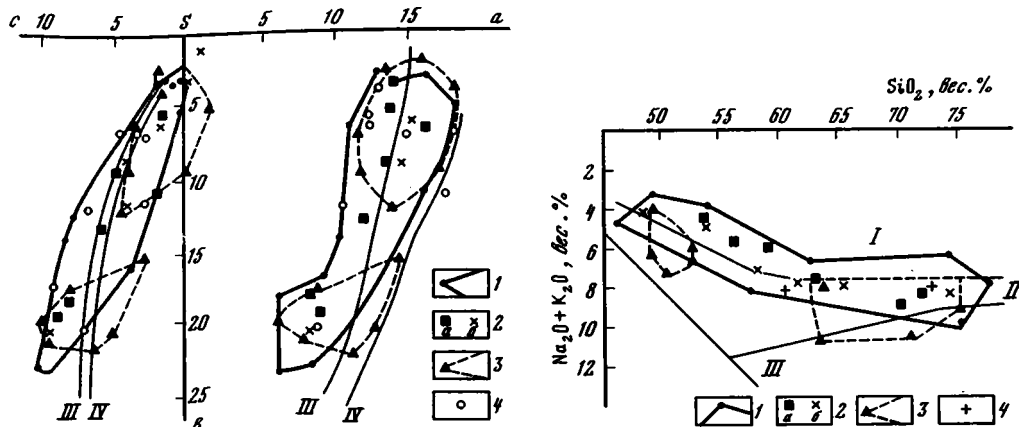


Рис. 51. Петрохимическая диаграмма пород верхнепермской вулканогенной серии, по А. Н. Заварицкому

1 — фигуративные точки и контур поля распространения вулканогенных пород исследованного района; 2 — средние составы вулканитов: а — покровы, б — субвулканические породы; 3 — фигуративные точки и контур поля распространения верхнепермских мезозойских вулканитов тамирской и алектуйской свит Западного Забайкалья; 4 — средние составы вулканогенных пород по Дэли; вариационные линии: III — Яеллоустонского парка; IV — Этны

Рис. 52. Диаграмма зависимости $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$

Вулканогенные породы: I — нормального ряда (известково-щелочные); II — ряда повышенной щелочности; III — щелочного ряда; 1 — поле распространения пород верхнепермской вулканогенной серии исследованного района; 2 — средние составы: а — покровы, б — субвулканические образования; 3 — поле распространения нижнепермских вулканогенных пород Хануйской серии (центральная часть прогиба); 4 — средние составы вулканитов тамирской и алектуйской свит Западного Забайкалья

ных точек влево относительно вертикальной оси в левой части диаграммы. Такая специфика химизма хорошо согласуется с минералогическими особенностями пород. Нормативный и модальный их составы характеризуются наличием плагиоклаза, диопсида и нормативного ромбического пироксена, оливин присутствует в модальном минералогическом составе в небольшом количестве, реже он диагностируется в виде полностью замещенных кристаллов. В нормативных составах он практически отсутствует. Заключая, можно сказать, что базальтовую группу верхнепермской вулканогенной серии северо-восточной части Орхон-Селенгинского прогиба составляют высокоглиноземистые породы с повышенной лейкократовостью и нормальной щелочностью.

Андезитовая группа представлена главным образом породами покровной фации; рвущие тела распространены ограниченно. К этой группе относятся породы андезитового, трахиандезитового и андезито-дацитового составов, представленные лавами и лавовыми брекчиями, в меньшей степени — туфами. Минералогический состав пород группы определяется сочетанием среднего плагиоклаза (андезин, андезин-олигоклаз) субкальциевого моноклинного пироксена клиноэнстатит-диопсидового ряда, обыкновенной роговой обманки и небольшого количества калиевого полевого шпата. В зависимости от присутствия того или иного минерала выделяется несколько разновидностей андезитов, среди которых преобладают пироксен-плагиоклазовые. Одной из главных минералогических особенностей пород этой группы является отсутствие в их модальном составе ромбического пироксена (гиперстена), столь характерного для вулканитов складчатых областей. В нормативном составе он появляется почти во всех породах в качестве одного из главных породообразующих минералов. Структуры основной массы: пилотакситовая, гналопилитовая и микропикилитовая.

Химизм андезитовых лав характеризуется несколько повышенным общим значением Al_2O_3 , а также колебаниями кремнезема и щелочей. В связи с этим выделяются андезиты, нормальные по щелочности, и более щелочные — трахиандезиты и трахиандезито-дациты. Повышенное содержание щелочей, колеблющееся от 6,4 до 8,2%, особенно типично для более кислых разновидностей пород покровной фации и рвущих тел, где наблюдается относительное смещение начала векторов вправо по оси «а» на правой части диаграммы А. Н. Заварицкого по сравнению с среднемировыми значениями андезита и дацита по Дэли.

Породы дацитового ряда распространены также ограниченно. Они тесно ассоциированы с риолитами. Главными породообразующими минералами в этих лавах являются кислый и средний плагиоклаз, роговая обманка, калиевый полевой шпат, иногда пироксен (клиноэнстатит и диопсид), еще реже встречается кварц. Характерной особенностью

химизма пород дацитовой группы является резко повышенное по сравнению с другими группами содержание щелочей (сумма $K_2O + Na_2O$ составляет 8,5—9%). Близкий химический состав имеют субвулканические тела ортофинов (трахидацитов), хотя минеральный состав этих образований различается. Ортофирам свойствен калиевый полевой шпат (ортоклаз), реже — средний и кислый плагиоклаз. Из фемических минералов в небольшом количестве присутствует биотит. В этой группе пород обычны фельзитовые, микропоякитовые, ортофиновые и т. п. структуры основной массы.

На петрохимической диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 51) породы дацитового ряда занимают, судя по главной характеристике щелочности «а», положение, близкое к щелочноземельным трахитам по Дэли. Соответственно известковистость («с») полевошпатовой составляющей здесь несколько ниже, чем обычно. Это свидетельствует о том, что среди рассматриваемых пород преобладают плагиоклазы альбит-олигоклазового ряда и натрий-калиевый полевой шпат; остальные (более известковистые) плагиоклазы играют резко подчиненную роль. Эта особенность химизма довольно четко согласуется с нормативным минеральным составом рассматриваемых пород, в которых главными нормативными минералами являются преимущественно альбит, ортоклаз и кварц, т. е. наблюдается явное преобладание натрия среди щелочей.

Близость петрохимических характеристик дацитов и трахиандезит-дацитов к соответствующим параметрам пород, слагающих субвулканические тела ортофинов является, скорее всего, закономерной, хотя породы субвулканических фаций часто секут лавовые фации и вулканогенно-осадочные образования нижней и средней свит. Они неизвестны в пределах трахиандезитовых и трахиандезит-дацитовых серий верхней свиты; отсутствуют они и среди других вулканических толщ более высокого стратиграфического уровня. Все это позволяет рассматривать субвулканические тела как корневые части андезито-дацитовых и трахиандезитовых потоков, слагающих верхние горизонты свиты.

Породы риолитовой группы сравнительно широко распространены и представлены главным образом пирокластическими образованиями: туфами с обломками разных размеров, туфобрекчиями, игнимбритами, в меньшей степени лавами. Минеральная ассоциация пород риолитовой группы свидетельствует об ее лейкократовости и характеризуется сочетанием: кварц — кислый плагиоклаз (олигоклаз, альбит-олигоклаз), а также калиевый полевой шпат. Темноцветные минералы почти отсутствуют, если не принимать во внимание редкие чешуйки бурого биотита.

Химический состав пород этой группы (см. табл. 18) свидетельствует о подавляющем распространении риолитов нормального известково-щелочного ряда, хотя в некоторых игнимбритах и породах рвущих фаций наблюдается аномально повышенное количество щелочей (особенно K_2O). В рассматриваемой группе пород по содержанию щелочей можно выделить натриевые и калиевые разновидности, причем первые преобладают. От калиевых они отличаются несколько пониженным содержанием SiO_2 и повышенным — Al_2O_3 и CaO .

Петрохимические особенности пород описанной выше верхнепермской вулканогенной серии наглядно отражены на диаграммах А. Н. Заварицкого и А. А. Маракушева (см. рис. 51; рис. 52). На них четко видно, что эта серия состоит из непрерывного ряда вулканогенных пород, начиная с основных и кончая кислыми разновидностями, относящимися к известково-щелочному ряду с индексом Пикока 57—58. Базальтовая составляющая здесь отличается от пород остальных групп сильно повышенной глиноземистостью и общим лейкократовым обликом.

В целом вулканогенные породы верхней перми в северо-восточной части Орхон-Селенгинского прогиба характеризуются натриево-калиевым профилем щелочности. Общее повышенное значение щелочности характерно для дацитовой и частично андезитовой групп пород, а также для пород субвулканической фации — ортофинов (трахидацитов), которые формировались в конце позднепермского этапа вулканизма. Таким образом, в ходе эволюции вулканизма наблюдается общая тенденция накопления щелочей, которая, в сущности, и завершает этап развития всего верхнепермского вулканизма.

Приведенные геолого-петрографические и петрохимические данные свидетельствуют о том, что верхнепермская вулканогенная ассоциация северо-восточной части Орхон-Селенгинского прогиба состоит из базальт—андезит—риолитовой и трахиандезит—трахидацитовой серий, относящихся к известково-щелочному ряду. По набору пород и их петрохимическим особенностям эти ассоциации отличаются от нижнепермских вулканитов. Последняя рассматривается как щелочная серия (индекс Пикока — 51—52). Петрохимические особенности пород позволяют сопоставлять верхнепермскую серию с нижнепермской андезитовой ассоциацией Предхентейского прогиба, где породы ха-

рактируются индексом Пикока 55—56 [35, 36] и с породами тамирской и алентуйской свит (индекс Пикока 55) [39, 59] Западного Забайкалья; она также является аналогом известково-щелочных пород типа Йеллоустонского Парка [27]. В формационном отношении эта ассоциация, по-видимому, принадлежит липаритовым формациям орогенных областей подвижных зон, выделенных Ю. А. Кузнецовым [40].

Верхняя пермь — нижний мезозой. Верхнепермско-нижнемезозойская вулканогенная серия, развитая главным образом в северной части рассматриваемой территории и приуроченная к Селенгинскому глубинному разлому, сложена в основном породами покровной, в меньшей степени — породами рвущей фации. Представители покровной фации образуют мощную толщу (более 3000 м), залегающую с размывом на верхнепермской вулканогенной толще. Они состоят из ограниченного набора пород среднего и основного состава с повышенной щелочностью, отвечающих основным разновидностям трахибазальтов и трахиандезитов. Одной из главных особенностей серии является практически полное отсутствие в ее составе кислых разновидностей и ограниченное развитие пирокластических образований. Последние представлены довольно мощными пачками лаво- и туфобрекчий, а местами — вулканическими бомбами и лапиллями, еще реже — маломощными прослоями туфогравелитов и туфопесчаников.

Главными породообразующими минералами трахиандезитов являются: средний плагиоклаз (андезин), моноклинный пироксен (диопсид-авгитового ряда), роговая обманка и небольшое количество калиевого полевого шпата, реже — кислый плагиоклаз (альбит); для трахиандезито-базальтов и трахибазальтов характерны основные и средние плагиоклазы (андезин, лабрадор), моноклинный пироксен (авгит), реже — оливин. Последний диагностируется лишь по его реликтам, замещен хлорит-иддингситовым волокнистым агрегатом. Ромбический пироксен не характерен для этой ассоциации, хотя в нормативном составе он присутствует почти во всех породах. По наличию темноцветных минералов породы этой серии подразделяются на оливин-пироксеновые и пироксеновые, с явным преобладанием последних. Рвущие фации характеризуются таким же минеральным парагенезисом, как и покровные.

Трахиандезиты имеют в большинстве случаев гналопилитовую и пилотакситовую структуры, а трахибазальты и трахиандезито-базальты характеризуются разновидностями офитовой структуры, а также интерсертальной и гналопилитовой структурами. Для пород субвулканической фации наблюдаются структуры, варьирующие от микро-офитовой до гипидиоморфнозернистой.

Средние химические составы (табл. 19) и петрохимические диаграммы (рис. 53, 54) пород вулканогенной серии свидетельствуют о том, что во всех фациях содержание главных породообразующих окислов остается более или менее постоянным. Серия состоит из довольно компактной группы пород, относящихся к трахиандезито-базальтам и трахиандезитам типа латитов и трахидолеритов. Небольшое отклонение состава наблюдается

Т а б л и ц а 19

Средние химические составы верхнепермско-нижнемезозойской вулканогенной серии

Окислы	Покровные фации			Субвулканические фации	
	Трахибазальты (8)	Трахиандезито- базальты (7)	Трахиандезиты (6)	Трахидолериты (2)	Эссексит (1)
SiO ₂	50,45	53,47	57,86	52,38	52,95
TiO ₂	1,15	1,40	0,88	1,45	1,54
Al ₂ O ₃	17,32	17,26	16,96	17,27	15,24
Fe ₂ O ₃	6,37	4,90	3,51	3,28	5,41
FeO	3,28	4,56	3,61	7,00	5,23
MnO	0,13	0,15	0,10	0,07	0,16
MgO	4,38	3,40	2,08	3,65	4,20
CaO	6,62	6,13	4,29	6,82	3,64
K ₂ O	2,63	2,14	2,70	2,16	2,57
Na ₂ O	4,15	4,57	5,20	4,03	5,91
P ₂ O ₅	0,73	0,46	0,48	0,53	0,28
П. п. п.	2,42	1,60	1,75	1,36	0,26
Сумма	99,67	100,04	99,42	100,15	100,25
Na ₂ O+K ₂ O	6,78	6,71	7,90	6,36	8,48

П р и м е ч а н и е. В скобках указано количество анализов.

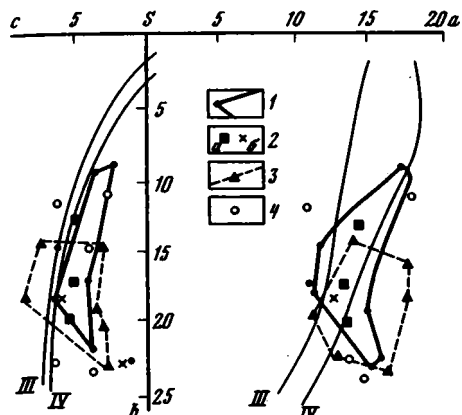


Рис. 53. Петрохимическая диаграмма пород позднепермской—нижнемезозойской вулканогенной серии, по А. Н. Заварицкому

1 — поле распространения вулканогенных пород изученного района; 2 — средние составы вулканитов: а — покровы, б — субвулканические породы; 3 — поле распространения мезозойских (верхнепермских?) вулканогенных пород унгуруйской свиты Западного Забайкалья; 4 — средние составы вулканогенных пород по Дэли; вариационные линии; III — Яеллоустокского парка; IV — Этны

Рис. 54. Диаграмма зависимости SiO_2 — $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$

1 — поле распространения верхнепермско-нижнемезозойской вулканогенной серии изученного района; 2 — средние составы вулканитов: а — покровы, б — субвулканические породы; 3 — поле распространения мезозойской (T_3 — I_1) вулканогенной серии Орхонской впадины; 4 — средние значения вулканогенных пород мезозойской (верхнепермской?) унгуруйской свиты Западного Забайкалья; I—III — условные обозначения см. на рис. 52

для субвулканического тела, сложенного эссекситом; оно выражается пониженным содержанием Al_2O_3 (15, 24%) и повышенным — щелочей (сумма — 8,48%). В нормативном составе это отражено значениями: 8% нефелина и 5,4% оливина.

Главной петрохимической особенностью пород серии является их региональный щелочной характер, обусловленный аномально высоким содержанием Na_2O и K_2O и несколько повышенным — Al_2O_3 , колеблющимся от 16 до 18,5%. Поэтому серия в целом характеризуется породами ряда повышенной щелочности, принадлежащими производным недифференцированной трахиандезито-базальтовой магмы. По петрохимическим особенностям она имеет много общего с трахибазальтовой формацией мезозоя Западного Забайкалья и Орхонской впадины, формирование которой происходило в мезозойских наложенных впадинах «восточно-азиатского» типа, связанных с процессом мезозойской тектонической активизации [39, 51]. Следовательно, можно констатировать, что в бассейне рек Орхон, Еро-Гол, Чикой существуют континентальные вулканические ассоциации верхнепермского и верхнепермско-нижнемезозойского возрастов, различающиеся между собой фациальными и петрохимическими особенностями, которые обусловлены самостоятельностью магматических очагов, расположенных на различных глубинах. Поступление магм неодинакового состава на поверхность Земли, скорее всего, является результатом качественно различных тектонических режимов.

Рассмотренные выше особенности размещения верхнепалеозойских — нижнемезозойских вулканитов в пределах Северо-Монгольского вулканического пояса позволяют выявить некоторые характерные особенности их проявления, а также главные черты эволюции вулканизма этого этапа во времени. Такие особенности проявляются во временной и латеральной изменчивости состава вулканитов в пределах Северо-Монгольского пояса. Наиболее ранние проявления верхнепалеозойского вулканизма (P_1^1) отмечаются в западной части пояса (запад Орхон-Селенгинского прогиба, а также многочисленные приразломные грабены и мульды на его западном продолжении), где вулканиты имеют трахит-трахириолит-комендитовый состав. Следующий крупный этап проявился в центральной части Северо-Монгольского пояса, где преобладающую роль играли продукты субщелочного базальтового вулканизма; они сформировали наиболее мощные вулканогенные толщи в пределах Орхон-Селенгинского прогиба. И, наконец, заключительный этап (P_2 — T_1) был связан с появлением вулканогенных пород базальт-андезит-риолитовой ассоциации с нормальной щелочностью. Несколько позже в этом же регионе появляются вулканогенные породы трахиандезит-трахидацитов ассоциации, относимые к известково-щелочной серии.

Таким образом, в пределах Северо-Монгольского вулканического пояса наблюдается смещение ареалов позднепалеозойского вулканизма с запада на северо-восток (от более

древних ($C_3 - P_1$) к более молодым $P_2 - T_1$). В этом же направлении изменяется и состав вулканитов, который сказывается в общей щелочности: на западе пояса преимущественное распространение имеют субщелочные и щелочные кремнекислые вулканические образования, в центральной части — базальтоиды субщелочного состава, а на северо-востоке пояса — щелочноземельного.

Особенности пермского вулканизма

Одной из характерных черт пермского вулканизма является группировка вулканических полей и вулканогенных структур в протяженные субширотные пояса, из которых южный продолжается далее в Китай и Казахстан, а центральный и северный в виде петли оконтуривают Хангай-Хэнтэй-Даурскую систему сводовых поднятий и уходят в северо-восточном направлении на территорию Советского Союза и Китая, их западные фланги расположены в пределах Монголии.

Вулканические пояса различаются возрастом и составом складчатого основания; временным интервалом развития вулканизма; размерами и морфологией пермских структур; составом и строением вулканогенных образований. Наряду с этим существуют общие черты пермского вулканизма в пределах всех поясов.

Южно-Монгольский вулканический пояс развивался на герцинском, Центрально- и Северо-Монгольский — на докембрийском и раннекаледонском складчатых основаниях. Южно-Монгольский пояс состоит из вулканогенных толщ карбона и нижней перми, Центрально-Монгольский — из толщ нижней перми, начала верхней перми и небольшого количества верхнепермских вулканитов, участвующих в строении молассовых накоплений; Северо-Монгольский — из вулканогенных толщ нижней и верхней перми. В целом происходит смещение времени активного вулканизма в северном направлении [18, 19, 48, 59].

В Южно-Монгольском поясе нижнепермские вулканиты выполняют серию прерывистых узких (порядка 10 км) грабенов длиной от нескольких десятков до 250 км, сконцентрированных в основном в двух субширотных линейных трансрегиональных зонах. Здесь преобладают базальт-трахириолит-комендитовые (с щелочными гранитами) толщи мощностью до 2—4,5 км.

В Центрально-Монгольском поясе структуры и состав вулканитов более разнообразны. Наряду с небольшими грабенами распространены изометричные мульды средних размеров (до 65×85 км), крупная впадина (180×300 км) с мощностью вулканогенных и осадочно-вулканогенных толщ около 2—4,5 км, а также протяженный ($400 \times 30—70$ км) шовный прогиб, в котором общая мощность пермских толщ достигает 7—10 км. Мульды и впадины выполнены андезит-базальтовыми и андезит-дацит-риолитовыми толщами нижней перми, с которыми ассоциируют гранитонды умеренной щелочности; менее распространены риолит-трахириолитовые серии. На западе вулканического пояса они надстраиваются выше трахибазальт-трахириолитовыми (с комендитами) сериями с комагматичными сиенит-граносиенит-щелочногранитовыми интрузивами. Это поздняя вулканоплутоническая ассоциация приурочена к Хантайширско-Аргалинтинскому шовному прогибу и к структурному узлу, в котором встречаются структуры и разломы северо-восточного и северо-западного направлений.

Северо-Монгольский вулканический пояс в отличие от первых двух поясов четко разделяется на две половины — западную и восточную. В западной половине широко распространены узкие грабены и небольшие мульды, приуроченные к широтным Хангайским и оперяющим их разломам. В восточной половине Северо-Монгольского пояса расположена крупнейшая наложенная структура Монголии — Орхон-Селенгинский прогиб протяженностью более 400 км, шириной 80—200 км. Мощность пермских отложений в прогибе достигает 10—12 км. В последние годы установлено, что на западе вулканического пояса распространены трахиандезит-базальт-трахиандезит-трахидацит-трахириолитовые толщи нижнепермского возраста. На них с размывом и с конгломератами в основании залегают верхнепермские трахибазальт-щелочнориолитовые толщи (возраст определен на основании остатков флоры), с которыми связаны щелочные граниты. На западном фланге Орхон-Селенгинского прогиба отмечаются иные соотношения. Здесь комендиты и щелочные граносиениты связаны с нижнепермским вулканическим циклом, который начинается трахиандезит-трахибазальтовыми толщами, сменяющиеся затем риолит-трахириолитовыми. Юго-восточное крыло прогиба сложено верхнепермскими базальт-андезит-риолитовыми сериями с различной долей участия вулканогенно-осадочных пород и увеличивающейся в возрастном ряду щелочностью. Толщи, распространенные

на крыльях прогиба, в его центральной части перекрыты мощными трахибазальтовыми вулканогенными образованиями, местами переходящими в контрастные серии, с которыми связаны габбро-сиенитовые интрузии. Вулканизм завершился гранит-граносиенитовым магматизмом.

Из приведенного обзора следует, что размеры пермских наложенных структур, выполненных вулканогенными образованиями, их локализованность, а также разнообразие вулканоплутонических ассоциаций существенно меняются от пояса к поясу. Соответственно каждый пояс имеет свою специфику: в Южно-Монгольском преобладают контрастные серии с комендитами; в Центрально-Монгольском — андезит-базальтацит-риолитовые, которым подчинены трахидацит-трахириолитовые — риолитовые и трахибазальтовые контрастные; в Северо-Монгольском — трахиандезит-трахириолитовые со щелочно-кремнекислыми членами, а также трахибазальтовые. Наряду с этим вулканические пояса характеризуются общими элементами строения и развития. В их пределах выделяются два комплекса пород. Ранний объединяет вулканы широкого диапазона составов от базальтов до риолитов и разнообразные гранитоиды; поздний комплекс представлен трахибазальтовыми и контрастными трахибазальт-трахириолит-комендитовыми сериями с комагматичными соответственно габбро-сиенитовыми и сиенит-щелочно-гранитовыми массивами. Формирование пород обоих комплексов происходило асинхронно в разных участках региона. В частности, в Южной Монголии бимодальные вулканы датированы верхним карбоном — нижней пермью; в Центральной Монголии — второй половиной нижней перми и началом верхней перми; в Северной Монголии трахибазальтовые и бимодальные вулканогенные серии имеют верхнепермский возраст.

Наиболее крупные пермские шовные прогибы — Хантайширско-Аргалинтинский в Центрально-Монгольском поясе и Орхон-Селегинский в Северо-Монгольском поясе имеют соизмеримые мощности пермских толщ, близкий состав и близкую последовательность формирования (вулканы основного и среднего состава — вулканы кислого и смешанного состава — трахибазальтовые толщи) при разном возрастном интервале этих толщ (см. табл. 15).

В Центрально- и Северо-Монгольском вулканических поясах отмечаются сходные тенденции латеральной изменчивости: щелочность вулканоплутонических ассоциаций растет в направлении к их западным флангам [12], доля пород умеренной щелочности увеличивается в северо-восточном направлении, а также во внутренней зоне обоих поясов, обращенной к Хангай-Хэнтэй-Даурской системе сводовых поднятий. Эти поднятия формировались в перми синхронно с развитием вулканических поясов [57], сопровождаясь в их пределах мощным гранитообразованием и небольшими проявлениями андезит-риолитового вулканизма в нижней и в верхней перми. Зональность, близкая к концентрической, выявляется на Хангайском нагорье. Здесь западные фланги обоих поясов и их сочленение в виде дуги окаймляют герцинский Хангайский синклиниорий, превращенный к концу перми в инверсионное сводовое поднятие. От центральной части сводового поднятия к осевым шовным зонам вулканических поясов сначала плутонические гранитоидные ассоциации щелочноземельного типа сменяются вулканоплутоническими умеренной щелочности; затем в породах вулканоплутонических ассоциаций растет щелочность и снижается кремнекислотность, а также меняются количественные соотношения вулканических и плутонических образований в сторону относительного увеличения объема вулканогенной части. В шовных зонах обоих поясов развиты вулканоплутонические ассоциации повышенной щелочности с вулканическими, субвулканическими и интрузивными щелочно-кремнекислыми составляющими (см. рис. 54). За пределами вулканических поясов размещены щелочногранит-сиенитовые приразломные массивы.

МЕЗОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ

Вулканы раннего мезозоя

Современные представления о строении раннемезозойских вулканогенных образований сложились благодаря исследованиям Р. А. Хасина, В. А. Благоврава, В. А. Амантова, И. Б. Филипповой, А. А. Моссаковского, О. Томуртоого, В. В. Кебезинскас, А. Я. Салтыковского, И. В. Лучицкого и др.

Этими исследователями в составе раннемезозойских вулканитов были выделены триасовые и ранне-среднеюрские вулканогенные образования, отвечающие по составу преимущественно андезитам и трахиандезитам, андезитовым порфиритам при подчиненном проявлении кислых вулканитов.

Ареал распространения триасовых вулканогенных образований располагается главным образом на территории Центральной Монголии, где, по данным В. В. Кебезинскас и И. В. Лучицкого [36], они тесно ассоциируют с пермскими вулканитами, формируя протяженные зоны, вытянутые в северо-восточном направлении и продолжающиеся на территории СССР. Вместе с пермскими вулканитами они участвуют в строении главнейших вулканогенных прогибов Центральной Монголии — Орхон-Селенгинского и Предхэнтэйского, обрамляющих с северо-запада и юго-востока герцинскую Хангай-Хэнтэйскую моноклиналию. Область, лишенную в значительной своей части вулканических проявлений этого возраста.

Триасовые вулканогенные образования Орхон-Селенгинского прогиба с размывом залегают на породах нижнего—среднего карбона и нижней перми, хотя слагаемые ими толщи согласно «вложены» в конседиментационную структуру Орхон-Селенгинского прогиба, неосложненную складками. Породы эти очень слабо охарактеризованы палеонтологически, по составу близки пермским вулканическим образованиям и с трудом от них отличаются. Поэтому не исключено, что существующие геологические карты не совсем правильно отражают распространенность вулканитов обоих возрастов в этом районе. В настоящее время площадь, занимаемая выходами триасовых вулканогенных пород, значительно сократилась ввиду появления новых палеонтологических данных в пользу отнесения части их к позднему палеозою в бассейне р. Эгийн-Гол (данные М. С. Нагибиной и др.), а также благодаря новым геологическим данным, полученным авторами при изучении вулканитов районов сомонов Дэрэн, Цаган-Дэльгэр, Сумбэр, Баян-Жаргалан (юго-восточное обрамление Хангай-Хэнтэйской геосинклинальной области). Триасовые образования смешанного состава, показанные на геологической карте МНР масштаба 1 : 1 500 000 [16], в районе этих сомонов оказались субвулканическими телами трахитов и трахириолитов, прорывающими базальты верхнеюрского—нижнемелового возраста (такой возраст базальтов, непосредственно примыкающих к ним и аналогичных по составу, подтверждается палеонтологическими данными).

К северо-западу от сомона Баян-Мунх (Дашибалбарский прогиб), где на упомянутой выше карте показана полоса северо-восточного простирания, сложенная кислыми вулканитами, располагается зона даек, связанных с Дашибалбарским гранитоидным плутоном и послонной инфилюющей вмещающую его триасовую толщу. Таким образом, триасовые вулканические породы в Прикеруленском районе также распространены не столь широко, как это было показано на упомянутой геологической карте МНР 1 : 1 500 000, изданной в 1972 г. [16]. Наиболее полные разрезы триасовых вулканогенных образований описаны А. А. Моссаковским и О. Томуртоого [49], а также В. В. Кебезинскас и И. В. Лучицким [36] в Орхон-Селенгинском прогибе. А. А. Моссаковский выделил в Орхонской впадине вулканогенную могодскую свиту, согласно залегающую на флористически охарактеризованной осадочной поздне триасовой абзогской свите. Северо-восточнее оз. Угуй-Нур разрез могодской свиты начинается 400-метровой пачкой конгломератов, переходящих вверх по разрезу в туфоконгломераты. Выше залегают лавовые брекчи андезитов (мощность 500 м), трахибазальты (70 м), прослой андезито-дацитов (40 м), чередующиеся трахиандезиты, их брекчи и туфы (500 м), вновь трахибазальты (500 м). Общая мощность разреза составляет около 1800 м. Широко развиты вулканогенно-обломочные образования. Для свиты характерны отсутствие четкой стратификации и резко выраженная фаціальная изменчивость.

Несколько иной тип разреза описан И. В. Лучицким и В. В. Кебезинскас на правобережье р. Селенги (по р. Хучжирин-Гол). Разрез здесь сразу начинается с андезитовых туфов (200 м), выше которых залегают различные по минералогии трахиандезитовые

лавы, с отдельными прослоями андезито-дацитовых туфов, дацитовых лав (общая мощность этой пачки до 2500 м). Заканчивается разрез щелочными ортоклазовыми базальтами (70 м) и андезито-дацитами (50 м). Общая мощность разреза достигает 2900 м. По данным авторов, верхняя часть разреза изобилует силами трахитов и андезито-дацитов, которые по химизму и по минералогическим особенностям близки вмещающим трахиандезитовым породам, представляя собой более поздние и более кислые дифференциаты.

Как видно, приведенные разрезы различаются прежде всего щелочностью слагающих их пород, что отражает неустойчивость состава триасовых вулканитов по латерали. Упомянутые выше исследователи отмечают также практически полное отсутствие кислых вулканитов в составе триасовых вулканогенных ассоциаций, что резко выделяет их от пермских и позднемезозойских вулканитов. Однако отсутствие надежного палеонтологического обоснования возраста вулканогенных ассоциаций не всегда позволяет четко отделить пермские вулканиты от триасовых, в чем убеждают полученные нами новые данные, касающиеся взаимоотношений средних и кислых вулканитов юго-восточнее сомона Могод. Обозначенная здесь на Геологической карте МНР масштаба 1 : 1500000 [16] полоса пермских кислых вулканитов оказалась продолжением протягивающейся в северо-западном направлении полосы андезитов и их брекчий могодской свиты, инъецированной многочисленными пластовыми телами кислых пород, более молодых, чем андезиты могодской свиты. Эта полоса прослеживается и на левом берегу р. Орхон, где в 15 км к северо-востоку от сомона Сайхан ее туфы и андезиты надстраиваются пачкой трахиандезитов и дацитов, прорванной пластовыми телами сиенит-порфинов. Эта пачка на указанной карте также считается пермской с кислым составом вулканитов.

Имеются также указания на широкое проявление раннемезозойских производных риолитового вулканизма и в других участках рассматриваемой территории [36]. Они наблюдаются в виде незначительных по размерам рвущих тел, экструзивных куполов, линзообразных залежей размером от 100 × 500 м и до 300 × 900 м, силлов протяженностью до 4—5 км при мощности 10—15 м. По мнению авторов, эти тела слагают кислую ареально-вулканическую серию, характерную для орогенных областей.

Все сказанное позволяет предполагать, что разрез триасовых вулканитов в Орхон-Селенгинском прогибе является в действительности более дифференцированным, чем это представляется до настоящего времени.

В пределах Предхэнтэйской зоны (юго-восточное обрамление герцинской Хангай-Хэнтэйской моногеосинклинальной области) палеонтологически обоснованный разрез вулканитов триаса к западу от Ихэ-Хайрана, в районе гор Баянсулант-Обо и Туа-Ундур, описан В. А. Амантовым и Э. В. Михайловым. Здесь на палеозойские (?) сланцы через маломощный слой конгломератов налегает толща, сложенная внизу туфпитамы со средне-верхнетриасовой флорой (мощность пачки 30—40 м), а выше — переслаивающимися андезитами, трахиандезитами и их туфо- и лаваагломератами. Мощность разреза около 1700 м.

Изученный Д. И. Фрих-Харом и Ж. Бадамгаром разрез триасовых вулканитов, расположенный южнее, в районе сомона Цаган-Обо (северо-восточное окончание Сайханобинского прогиба), представляет собой в нижней части переслаивающиеся андезиты и вулканогенно-осадочные образования. Относительные количества тех и других варьируют по площади, но в верхней части разреза наблюдается общее увеличение доли андезитов. Мощность пачки 700 м. Выше залегает пачка трахитов. Трахиты образуют протяженные покровы мощностью 5—10 м каждый. В этой пачке отмечаются также редкие прослои трахириолитов, риолитов. Общая мощность пачки 100—150 м. Обе пачки прорываются большим количеством субвулканических тел трахит-риолитового состава и пластовыми интрузиями сиенитов, граносиенитов и гранитов.

Возраст толщи и прорывающих ее интрузий устанавливается на основании находок их гальки в осадочной свите ниже-среднеюрского возраста. Подобные гальки в осадочной пермской толще отсутствуют.

Ближний разрез вулканитов установлен южнее, в районе сомона Баян-Жаргалан, где в основании разреза также наблюдалось чередование андезито-базальтов и андезитовых порфиритов с прослоями осадочных пород — тонкослоистых аргиллитов, тонкозернистых песчаников, пронизанных малоомощными кварцевыми и кремнистыми прожилками, и жилами брекчий кислого состава. Мощность пачки составляет 800 м. Верхние части разреза сложены покровами трахиандезито-дацитов, трахидацитов и трахитов (до 10—12 м мощности каждый). Общая мощность их достигает 200 м. Видимая мощность всего разреза достигает 1000 м.

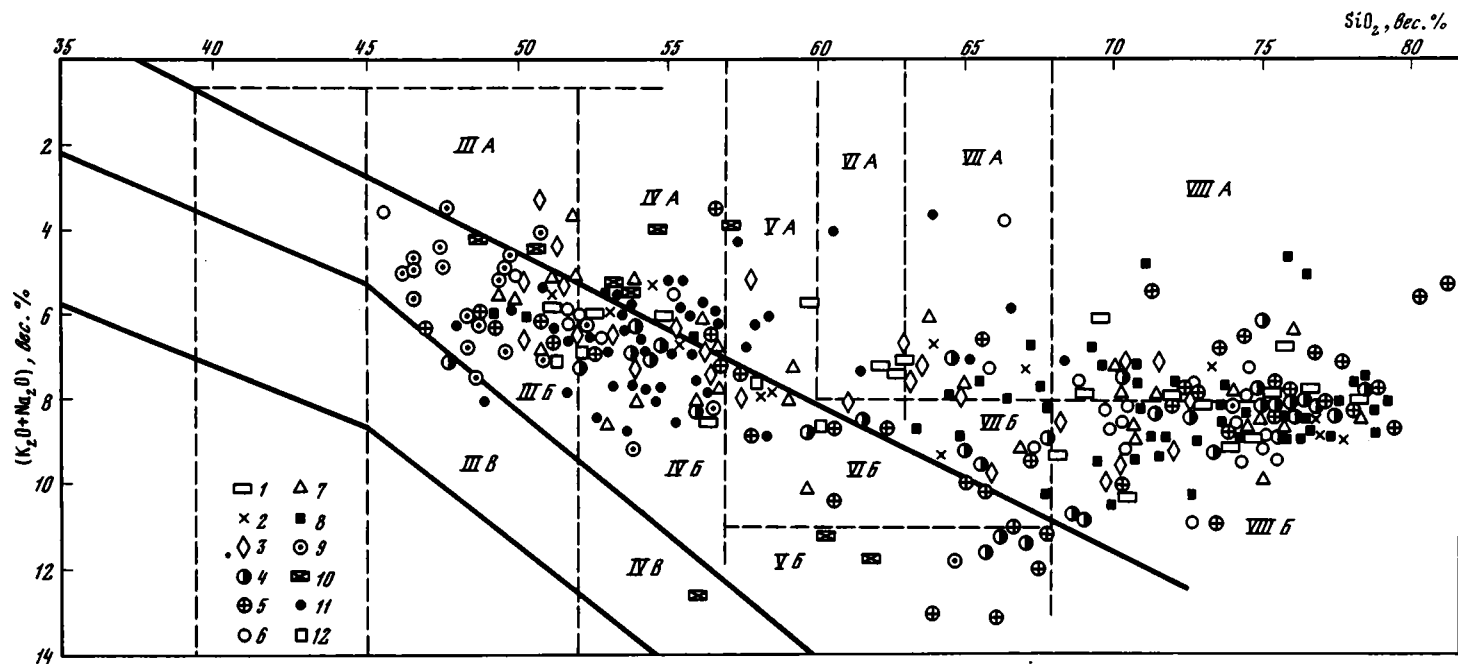


Рис. 55. Диаграмма химических составов мезозойских вулканитов и связанных с ними гипабиссальных интрузивов

A — ряд щелочноземельных пород: III — габбро и базальты; IV — габбро-диориты, андезит-базальты; V — диориты и андезит-диориты; VI — кварцевые диориты и андезит-диориты; VII — гранодиориты и дациты; VIII — граниты и липариты; Б — ряд щелочных безфельдшпатоидных пород и пород повышенной щелочности: III — щелочные габброиды и базальты; IV — монцититы и трахандезит-базальты; V — сиениты и трахиты; VI — VII — кварцевые сиениты и трахиты; VIII — щелочные граниты и пантеллериты; В — ряд щелочных пород, содержащих наряду с полевыми шпатами фельдшпатоиды: III — тералиты и тефриты; IV — нефелиновые сиениты и фоновиты.

1—10 — фигуративные точки составов позднемезозойских вулканитов: 1 — междуречье Ульды и Керулена, Алташин-Холбо, 2 — восточная излучина Керулена, 3 — пос. Бэрхэ, р. Цэнгир-Гол и западная излучина Керулена, 4 — район сомонов Тумен-Цогт, Муикунхан, Бурэн-Цогт, 5 — район сомонов Мандал-Дархан, Гол-Шар, Буянт, 6 — бассейны рек Онон и Джаргалантуин-гол, 7 — район сомонов Тэбшин-Шире, Уль-Баян-Мунх, Сайн-Шанд, 8 — район сомонов Цаган-Дальгер, Ундур-Шил, Баян-Обо, Их-Хайран, Их-Шарошин-Хид, 9 — Гобийский Алтай (Бата-Богдо, Эрлэни-Тологой, Тэвш, Ихэ-Богдо и др.), 10 — район Улугей-Хида; 11—12 — фигуративные точки составов раннемезозойских вулканитов: 11 — триасового возраста, 12 — ранне-среднеюрского возраста.

На диаграмме сведены данные преимущественно оригинальных химических анализов позднемезозойских вулканитов, опубликованные в монографии Д. И. Фрих-Хара и А. И. Лучицкой [71], и данные по химизму раннемезозойских вулканитов, заимствованные из литературных источников [18, 35, 49].

В составе триасовых вулканогенных ассоциаций представлен разнообразный ряд пород преимущественно среднего, в меньшей степени основного и кислого составов. Ассоциации нормальной щелочности включают главным образом андезиты-дациты, андезиты, андезиты-базальты, дациты, андезитовые и андезиты-базальтовые порфириты, их туфы и лавобрекчии. Ассоциации повышенной щелочности сложены трахиандезито-базальтами, трахиандезитами, трахиандезито-дацитами, трахитами, ортофирами. Повышенная щелочность свойственна в большей степени вулканитам прогибов и впадин зоны юго-восточного обрамления Хангай-Хэнтэйского моногеосинклинального герцинского прогиба.

Интрузивные субвулканические тела, прорывающие вулканиты нормальной и повышенной щелочности, сложены сиенит-порфирами, ортофирами, риолитовыми порфирами, гранит-порфирами и их брекчиями.

В работе В. В. Кепежинскас и И. В. Лучицкого [36] указан следующий парагенезис вкрапленников в андезитах повышенной щелочности: амфибол + плагиоклаз; амфибол + плагиоклаз + калиевый полевой шпат + пироксен; оливин + пироксен + плагиоклаз + калиевый полевой шпат; пироксен + амфибол + биотит + плагиоклаз. Трахитовые базальты содержат оливин + пироксен + амфибол + плагиоклаз. Для пород нормальной щелочности характерен следующий парагенезис вкрапленников: пироксен + + плагиоклаз в базальтах; пироксен + амфибол + плагиоклаз — в андезито-дацитах и дацитах. Во всех перечисленных парагенезисах пироксены представлены моноклинной разновидностью (изредка в сочетании с ромбическим пироксеном), плагиоклаз — андезином или андезин-лабрадором. Разновидности с повышенным содержанием Na_2O содержат более кислый плагиоклаз.

Породы субщелочного и кислого состава, слагающие субвулканические тела, различаются количественным содержанием вкрапленников по отношению к основной массе и парагенезисом представленных в них минералов. Общее содержание вкрапленников в этих породах колеблется от 10 до 20—25%. В составе их преобладает калинатовый полевой шпат, а также присутствуют кварц, плагиоклаз, отвечающий преимущественно конечным номерам олигоклаза, иногда андезину, калиевый полевой шпат и цветные минералы — биотит, амфибол, иногда пироксен. Характерна различная степень раскристаллизации основной массы пород. В пределах одного тела часто присутствуют разновидности пород как эффузивного облика (нераскристаллизованные или слабо раскристаллизованные), так и в значительной степени раскристаллизованные порфировые (часто с гломеропорфировыми сростками) разновидности вплоть до полнокристаллических.

По химизму триасовые вулканиты относятся к щелочно-известковой серии. Как видно на диаграмме (рис. 55), построенной в параметрах кремнезем — общая щелочность [55], большинство разновидностей пород как основного, так и среднего состава отличаются повышенной щелочностью. На гранито-риолитовом уровне кремнекислотности преобладают породы нормальной щелочности. В породах основного и кислого состава среди щелочей, как правило, натрий преобладает над калием. Наиболее высоким содержанием SiO_2 и K_2O обладают трахиандезито-дациты и трахидациты субвулканических тел и лавовые потоки верхних частей разрезов триасовых вулканитов, являющиеся, по-видимому, конечными продуктами дифференциации трахиандезитовой магмы.

В целом состав и мощность вулканогенных образований триаса изменчивы по латерали. Это согласуется с представлениями о накоплении их в пределах отдельных впадин. В. В. Кепежинскас и И. В. Лучицкий отмечают [36] пространственная разобщенность преимущественно трахиандезитовых накоплений (северное крыло Орхон-Селенгинского прогиба) и вулканических толщ андезитового состава (юг, Орхонская мульда). По О. Томуртогову [49] на ранних этапах своего развития впадины были изолированными. По мере развития структур происходила последовательная миграция центров их максимального прогибания к северо-востоку, в результате чего каждый последующий горизонт смещался в этом направлении по отношению к более ранним элементам разреза.

Триасовые отложения дислоцированы вместе с верхнепалеозойскими породами с образованием складчато-глыбовых структур. Слои на крыльях мульды и в пределах односторонних грабеноподобных структур залегают под углом 10—30°, и лишь в приразломных участках углы падения слоев возрастают до 50—60°.

Реконструируя характер вулканической деятельности, приведшей к формированию триасовых толщ, упомянутых выше, исследователи подчеркивают приуроченность продуктов вулканизма этого времени к изолированным впадинам и указывают на соответствующие различия в их составе, а также на типичное обилие глыбовых и обломочных

фаций и фациальную неоднородность триасовых вулканогенных толщ. Предполагается, что извержения относились к центральному типу, хотя сами центры не установлены. Что касается проявлений кислого вулканизма, то они, как уже указывалось, более всего отвечают ареальному типу.

По мнению А. Я. Салтыковского [59], вулканы раннего мезозоя в Орхон-Селенгинском прогибе имеют коровое происхождение, а автономность поведения риолито-дацитового и базитового рядов позволяет предполагать, что кислые и основные разности являются дифференциатами разобщенных в пространстве очагов, образовавшихся за счет различного исходного субстрата.

Предположительно ниже-среднеюрские вулканы выделяются на основании работ Р. А. Хасина, В. А. Амантова и др. [19] в пределах Селенгинского района северо-западного обрамления Хэнтэйской моногеосинклинальной герцинской области, а также в районе левобережья р. Хойт-Тамрын-Гол, у сомона Батцэнгел, и в бассейне р. Хунуй-Гол, в зоне северо-восточного обрамления Хангайской моногеосинклинальной герцинской области. Они слагают различные по величине впадины и мульды, наложенные на верхнекембрийско-раннепалеозойские и среднепалеозойские осадочно-метаморфические образования фундамента и триасовые вулканогенно-осадочные образования Орхон-Селенгинского прогиба; наиболее крупными из них являются Батцэнгельская и бассейна среднего течения р. Хануй. Возраст слагающих их вулканитов определяется как ниже-среднеюрский по данным о сходстве их с аналогичными породами ичетуйской свиты, известной в Забайкалье на смежных территориях Советского Союза. Эти предположения о возрасте рассматриваемых вулканитов подтверждаются нашими наблюдениями об их налегании в долине р. Хануй на вулканогенно-осадочную толщу, близкую по формационным признакам триасовым образованиям Орхон-Селенгинского прогиба. Возраст вулканогенных образований района сомона Батцэнгел до настоящего времени остается дискуссионным ввиду отсутствия надежного палеонтологического обоснования. Вулканы залегают здесь непосредственно на верхнекембрийско-раннепалеозойских образованиях фундамента. Изученный нами разрез вулканитов бассейна р. Хануйн-Гол (рис. 56) почти не содержит прослоев осадочных пород и туфов и сложен преимущественно потоками трахандезито-базальтов, трахитов, трахандезитов. Разрез, как правило, начинается крупнопорфировыми трахандезито-базальтами, выше которых залегают трахандезиты и трахиты. В других случаях трахиты залегают в основании толщ. Крупнопорфировые лавы встречаются и в более высоких частях разреза. Среди афировых трахандезито-базальтов нередки миндалекаменные разновидности. Залегание пород нарушенное, падение под углом 10—25° на СЗ. Северо-западный контакт вулканитов с позднепалеозойскими гранитами тектонический. К юго-восточному окончанию поля вулканитов приурочены массивы сиенитов, граносиенитов. Мощность разреза 650—700 м. Как показали проведенные авторами исследования в районе сомона Батцэнгел, толща вулканитов предположительно раннесреднеюрского возраста (рис. 57) выполняет здесь синклинальную структуру, к бортам которой приурочены комагматичные вулканиты тела граносиенитов и гранитов. Вулканогенная толща сложена преимущественно плагиоклазовыми андезито-базальтами. Среди них также различаются крупнопорфировые и афировые разновидности, слагающие обычно покровы, состоящие из 5—10 потоков. Щелочные разности имеют подчиненное значение. Залегание вулканитов слабо нарушенное, под углом 10—15° к центру структуры. Мощность вулканической толщ составляет 600—700 м. Вулканы низов разреза в отличие от вулканитов бассейна р. Хануйн-Гол чередуются с маломощными прослоями песчаников, сланцев и конгломератов. Толща вулканитов прорвана субвулканическими дайками и sillами сиенит-порфирового, граносиенит-порфирового, гранит-порфирового состава. В некоторых телах проявлена брекчиевая текстура.

Таким образом, изученные поля несколько различаются как типом разреза, так и составом слагающих их вулканитов. Западное поле района р. Хануйн-Гол сложено породами более высокой щелочности. Повышенная щелочность вулканитов бассейна р. Хануйн-Гол находит отражение в минералогическом составе пород. Для вулканитов этого района характерны следующие парагенезисы вкрапленников: оливин — андезин — пироксен — биотит, иногда отмечаются анальцит, олигоклаз (последний широко развит в основной массе). В районе сомона Батцэнгел преобладают андезиты, андезито-базальты. В составе вкрапленников здесь представлен преимущественно плагиоклаз, а оливин и пироксен играют подчиненную роль. В составе вулканитов бассейна Хануйн-Гол преобладают разновидности повышенной щелочности, соответствующие ряду трахит-базальт — трахандезито-базальт — трахандезит — трахандезито-дацит — трахит.

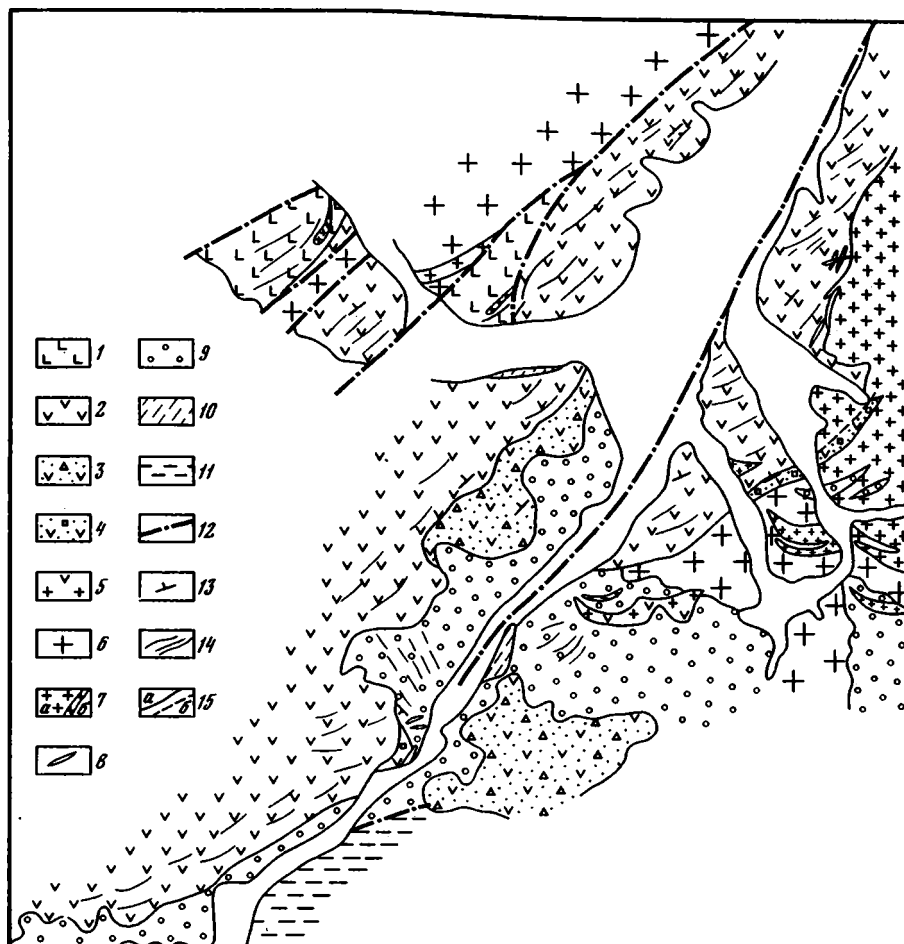


Рис. 56. Схема геологического строения поля развития раннемезозойских вулканитов среднего течения р. Хануйн-Гол

1—8 — Мезозойские магматические образования: 1 — афировые массивные базальты, 2 — миндалекаменные массивные трахиандезиты-базальты, трахиандезиты, трахиты, 3 — порфировые андезиты-базальты, базальты, 4 — сиенит-порфиры, 5 — гранит-порфиры, граносиенит-порфиры, 6 — крупно-среднезернистые слабопорфировидные лейкограниты, 7 — лейкограниты: а — среднезернистые, б — мелкозернистые, 8 — микрограниты; 9—11 — среднепалеозойские осадочно-метаморфические образования фундамента: 9 — песчано-глинистые сланцы, гравелиты слабо метаморфизованные, 10 — песчано-сланцевые образования, 11 — зеленосланцевые метаморфические образования; 12 — предполагаемые разломы; 13 — элементы залегания пород; 14 — «слоистость» в покровах вулканитов основного и среднего состава; 15 — геологические границы: а — установленные, б — предполагаемые

Среди афировых базальтов обоих полей развития ранне-среднеюрских вулканитов широко представлены их миндалекаменные разновидности. Размер миндалин колеблется от нескольких миллиметров до 4—5 см по удлинению. Миндалины выполнены кварцем, хлоритом, эпидотом, карбонатом. Последний представлен часто кристаллами исландского шпата. Миндалины, выполненные хлоритом и эпидотом, наиболее характерны для западных участков поля вулканитов района сомона Батцэнгел. Они придают породам палеотипный облик; по-видимому, поэтому эта часть единого разреза вулканитов района Батцэнгел-сомона была датирована на Геологической карте масштаба 1 : 1 500 000 [16] девонским возрастом.

Имеющиеся в нашем распоряжении данные о химизме предположительно нижне-среднеюрских вулканитов нанесены на диаграмму (см. рис. 55), построенную в параметрах кремнезем — сумма щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$).

Фигуративные точки химических составов ранне-среднеюрских вулканитов попадают преимущественно в поле пород повышенной щелочности как на андезит-базальтовом, так и андезит-дацитовом уровнях кремнекислотности. Повышенная щелочность характерна и для субвулканических пород, что подтверждается единым полем фигуративных точек на петрохимической диаграмме (см. рис. 55). Как и триасовые вулканиты, они принадлежат к известково-щелочной серии, типичной для континентальных вулканогенных серий.

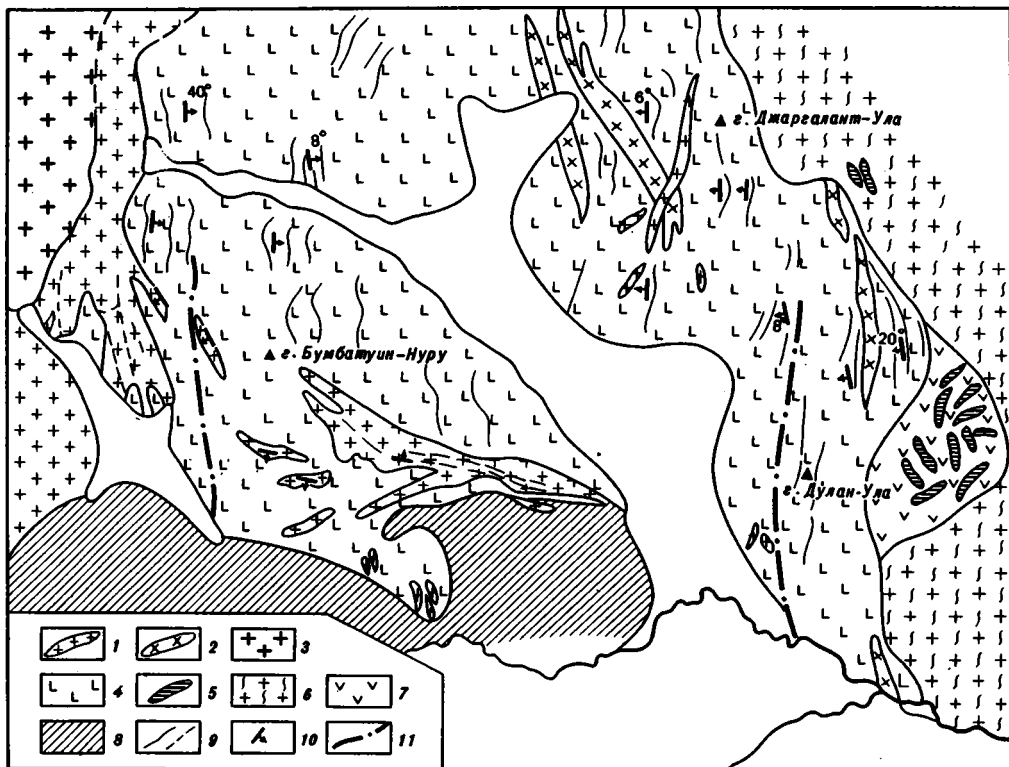


Рис. 57. Схема геологического строения поля раннепалеозойских вулканитов района сомона Батцэнгэл

1—4 — Мезозойские магматические образования: 1 — гранит-порфиры, граносиенит-порфиры и их автобрекчии, 2 — сиенит-диорит-порфиры, 3 — щелочные граниты, граносиениты, лейкограниты, 4 — трахизандезито-базальты, трахизандезиты; 5—8 — верхнедокембрийско-раннепалеозойские образования фундамента: 5 — мелко-среднезернистые лейкограниты, 6 — гранито-гнейсы, гранодиорито-гнейсы, 7 — метаморфизованные габброиды, 8 — метаморфизованные песчано-сланцевые образования; 9 — «слоистость» в покровах базальтов (а) и флюидальность в субвулканических телах (б); 10 — элементы залегания пород; 11 — предполагаемые разломы

Современные ареалы распространения ниже-среднеюрских вулканитов, несомненно, меньше первоначальных, о чем можно судить по тому, что останцы их толщ обнаруживаются в прилегающих к этим ареалам участках, сложенных гранитодами. Тем не менее такие ареалы формировались в пределах изолированных структур. Ряд свойств (практическое отсутствие туфов, жерловых фаций, периклинальных залеганий) заставляет считать, что в данном случае извержения лав основного и среднего состава носили не центральный, а трещинный характер. Не исключено при этом, что трещины располагались на месте современных долин р. Хануйн-Гол и р. Худжиртуин-Гол. Этому, на наш взгляд, отвечает и практически осевое положение долин по отношению к обоим рассматриваемым ареалам распространения ниже-среднеюрских вулканитов.

Вулканыты позднего мезозоя

Распространенность. Позднемезозойские вулканиты сосредоточены преимущественно в Центральной и Восточной Монголии. Их размещение подчинено размещению системы позднемезозойских прогибов и впадин, наложенных на герцинский и более древний фундамент, выполненных континентальными терригенными угленосными молассоидными отложениями, в значительной мере насыщенных позднемезозойскими вулканогенными образованиями и тесно связанными с ними малоглубинными, преимущественно гранитоидными интрузивами. Полоса развития этих прогибов и впадин протягивается с юго-запада на северо-восток к границам СССР, продолжаясь далее на территорию Советского Восточного Забайкалья. Всем районам развития позднемезозойских вулканитов свойственны: пестрый их состав при преобладании основных пород, приуроченных преимущественно к низам наблюдаемых разрезов, тесная связь пород, встречающихся в интрузивной и эффузивной формах залегания, а также слабая степень вторичных изменений пород. Залегание их обычно пологое. Геологическое строение

полей развития мезозойских вулканитов различных районов Восточной, Центральной и частично Южной Монголии, а также характерные черты их петрологии и петрохимии детально рассмотрены авторами в специальной работе [71]. Поэтому в данном очерке освещены главные особенности распространения, строение разрезов, состава и химизма вулканитов этого возраста, а также новые данные, полученные в процессе исследований последних лет.

Большая часть полей позднемезозойских вулканитов располагается в пределах широкой (до 300 км) полосы, протягивающейся в северо-восточном направлении в Центральной и Восточной Монголии вдоль р. Керулен. Геологические данные позволяют говорить о том, что площадь современных выходов значительно уступает их первоначальному распространению. Выходящие на поверхность вулканические толщи вскрыты эрозией на глубину, отвечающую условиям формирования субвулканических тел (200—300 м), а на прилегающих участках, сложенных породами фундамента, зачастую наблюдаются лишь останцы этих толщ. Денудируются вулканиты и над комагматичными им гипабиссальными массивами. В то же время есть все основания считать, что под толщами верхнемеловых и кайнозойских осадков, выполняющих линейные депрессии, расположенные среди полей позднемезозойских вулканитов, также залегают позднемезозойские вулканиты. Такому предположению отвечают наблюдения над условиями залегания эффузивов: обычно их пласты падают в сторону депрессий. Кроме того, по данным бурения, среди молодых осадочных пород депрессий встречаются прослои эффузивов, аналогичных тем, которые слагают позднемезозойские толщи в их бортах. Это свидетельствует о преемственной связи этих эффузивов именно с позднемезозойскими вулканитами.

Можно предполагать, что на огромной территории к юго-востоку и востоку от г. Улан-Батор в позднемезозойское время существовала обширная область почти сплошного распространения вулканогенных пород. Позднемезозойская вулканическая ассоциация прослеживается узкой полосой и на запад Монголии, где, следуя вдоль Главного Монгольского линеймента, она уходит за пределы Монголии, в Советское Забайкалье и Китай. Общая площадь территории, на которой в позднемезозойское время формировались вулканиты, может быть оценена таким образом в 500 000 км². Мощность вулканогенных толщ достигает теперь 500—600 м и, по-видимому, не превышала 1 км.

Характер залегания и строения полей развития вулканитов, обоснование возраста. Позднемезозойские вулканиты в большинстве случаев налегают на нижнепалеозойские или раннемезозойские породы, отделенные резким угловым несогласием. Наиболее молодые подстилающие породы имеют нижне-среднеюрский возраст. Перекрываются позднемезозойские вулканиты осадочными породами, принадлежащими дзунбаннской свите нижнего мела (K_1), а также верхнему мелу и кайнозою. Соотношения позднемезозойских вулканитов с нижней подсвитой дзунбаннской свиты обычно согласные. В разрезах позднемезозойских вулканитов, подстилающих эту свиту, увеличивается роль осадочных прослоев.

Палеонтологические данные о возрасте позднемезозойских вулканитов малочисленны и недостаточно надежны. Наиболее уверенно определяется верхнеюрский (киммеридж — титон) — нижнемеловой (валанжин) возраст вулканитов [5, 52, 72]. Вся эта ассоциация включает, таким образом, прежде всего вулканогенные образования цаганцабской свиты и согласно подстилающие их вулканиты, которые ранее без палеонтологической аргументации считались средне-верхнеюрскими. Учитывая данные о согласном налегании в Центральной Монголии осадочных пачек дзунбаннской свиты нижнего мела на цаганцабскую свиту и трудность определения литологического и палеонтологического возраста, предполагали [71], что рассматриваемую ассоциацию вулканитов слагают частично породы, образовавшиеся в готерив-барремское время и соответствующие по стратиграфическому положению дзунбаннской свите. Это предположение основывалось также на наблюдениях фациального замещения эффузивных пород осадочными, свидетельствующего о одновременном проявлении магматизма на всей территории. Кроме того, М. С. Нагибиной [52] описывались на севере Монголии эффузивные пачки, налегающие с угловым несогласием на верхнеюрско-нижнемеловые осадочно-вулканогенные толщи. В 1980 г. на юге Монголии, в зоне Главного Монгольского линеймента, нами были изучены участки распространения эффузивов верхнедзунбанского ($K_1 - ht - br$) возраста, подтвержденного фаунистически. Было установлено, что вулканиты здесь обладают формационными признаками, во многом сходными с верхнеюрско-нижнемеловыми эффузивами. Для эффузивных и эффузивно-осадочных фаций всей ассоциации М. С. Нагибиной предложено наименование чойбалсанской серии.

Основание разреза позднемезозойских вулканитов обычно сложено базальтами

и андезито-базальтами, иногда обладающими повышенной щелочностью. Именно эти породы образуют обширные, однообразно построенные поля в Центральной и Восточной Монголии, сложенные последовательно залегающими покровами, в которых обычно наблюдается тенденция к раскислению и повышению щелочности вверх по разрезу. Верхние части разреза в случае такого раскисления сложены трахиандезитами, трахитами. Однако в ряде полей развития вулканитов верхние члены разреза либо отсутствуют, либо упомянутая выше последовательность пород не выдерживается. Например, к юго-востоку от сомона Мандал и к западу от сомона Уль-Баян покровы, сложенные трахиандезито-базальтами, подстилаются трахитовыми покровами. Завершают разрез, как правило, кислые вулканиты, имеющие относительно более молодой возраст. Они залегают на базальтоидах, и их подводящие дайки прорывают базальтоиды.

Вулканогенно-осадочные породы, насыщенные кислым эксплозивным магматическим материалом, также залегают на базальтоидах и являются относительно более молодыми. Кроме того, среди базальтов долины р. Онон и междуречья Ульды и Керулена имеются прослои осадочных пород, в частности аркозовых песчаников и гравелитов, состоящих из материала древних гранитных массивов. Там, где распространены дзунбаинские эффузивы, эта схема усложняется. Описанный выше разрез с завершающими кислыми вулканитами надстраивается собственно осадочно-вулканогенной толщей. В основании дзунбаинской толщи обычно присутствует пачка осадочных пород мощностью до 100 м, выше идет чередование покровов монотонного трахибазальтового состава и слоев, сложенных известковистыми песчаниками, мергелями, красноцветными и сероцветными песчаниками, сланцами. Относительные количества эффузивных и осадочных пород различаются в различных участках. Увеличение роли осадочных пород наблюдается, в частности, в зоне Главного Монгольского линейamenta. Здесь, в некоторых разрезах осадочные породы (а среди них широко проявлены мергели, известняки, сланцы) доминируют над эффузивами.

Пологое залегание является одним из характерных признаков позднемезозойских вулканитов. Наиболее обычные углы их наклона составляют 5—15°. Однако, как показывают наблюдения, первичное залегание вулканитов осложнено последующими дифференцированными вертикальными перемещениями блоков фундамента и протрудированием закристаллизованных на глубине магматических масс. В результате возникают брахиантиклинали и флексуры.

Позднемезозойские вулканиты образуют сложно построенную систему тел, в которой наряду с эффузивными образованиями выделяются приповерхностные, субвулканические, гипабиссальные интрузивные пластовые формы залегания интрузивных тел, сопровождаемые субвертикальными инъекциями. Между разноглубинными залежами наблюдаются взаимопереходы. Такое многоэтажное строение позднемезозойских магматических образований наблюдается в вертикальных обнажениях на юге Монголии. В Центральной Монголии в условиях мелкоопочного рельефа пластовые интрузивные залежи выходят на значительных площадях. Кислые вулканиты слагают преимущественно интрузивные фации, основные — эффузивные. Однако среди вулканитов трахибазальтового состава дзунбаинского возраста также много интрузивных залежей. Как правило, они приурочены к бортовым частям мультислойных структур, сложенных вулканитами и представленных силами и дайками.

Щелочные породы одинаково часто встречаются в интрузивных и эффузивных телах. Эти породы, образуя, с одной стороны, единые разрезы с основными, средними, реже — кислыми эффузивами, а с другой стороны, будучи связанными непрерывными переходами с кислыми породами интрузивов, подчеркивают взаимосвязь пород, возникших в различных фациальных условиях.

В узкой полосе развития позднемезозойских вулканитов вдоль Главного Монгольского линейamenta, отделяющего южный мегаблок от северного [18], сосредоточены породы наиболее высокой щелочности. Здесь наблюдается сравнительно большое количество осадочных пород.

Особенности состава и химизма. Наиболее распространенными породами позднемезозойской вулканической ассоциации являются базальты, андезито-базальты, андезиты, трахиандезито-базальты, трахиты, дациты, трахириолиты, риолиты, их субвулканические аналоги. В южной зоне отмечаются, кроме того, карбонатиты.

Петрографическое изучение позднемезозойских вулканогенных образований эффузивной и близповерхностной фаций указывает на родство пород из разрезов различных районов их развития. Они отвечают преимущественно составу базальтов, андезито-базальтов, трахиандезито-базальтов, трахиандезитов, а также трахитов и трахилипар-

тов. Все эти разновидности присутствуют часто в непрерывных разрезах и различаются как количественными соотношениями и составом вкрапленников, определяющими степень кислотности и щелочности пород, так и различной степенью раскристаллизации. Более кислые и щелочные разности обычно венчают разрезы вулканитов. Породы субвулканической фации отвечают по составу преимущественно риолитам, трахириолитам, трахитам и их брекчиям. Базальтам, андезито-базальтам и трахиандезито-базальтам свойственно небольшое количество вкрапленников (не более 10—15%). Характерен следующий их парагенезис: плагиоклаз (андезин — лабрадор), оливин, моноклинный пироксен. В миндалекаменных разностях в составе миндалинов наблюдаются главным образом халцедон, кварц, реже — хлорит, карбонат, цеолиты. Трахиты отличаются присутствием вкрапленников санидина, плагиоклаза (андезина и олигоклаза), биотита, пироксена. Преобладает санидин. Трахириолитам свойствен тот же парагенезис вкрапленников + кварц.

Для характеристики общих особенностей петрохимии вулканитов и сопутствующих им гиабиссальных интрузивов построена диаграмма [55] в параметрах их общей щелочности ($K_2O + Na_2O$) и кремнекислотности (SiO_2) (см. рис. 54), на которую нанесены данные преимущественно оригинальных химических анализов различных фациальных разновидностей позднемезозойских вулканических пород и ассоциирующих с ними интрузивов гиабиссальной фации, опубликованные ранее [71]. На диаграмме видно, что фигуративные точки составов пород рассматриваемой вулканической ассоциации группируются в зоне, соответствующей породам нормальной щелочности (группа А), а также в полях щелочных бесфельдшпатоидных пород и пород повышенной щелочности (группа Б). Последние в рассматриваемой ассоциации несколько преобладают над породами щелочноземельной серии (группа А). В то же время для всех районов можно установить распространение представителей каждой из этих групп. Единичные анализы соответствуют щелочным породам, содержащим наряду с полевыми шпатами фельдшпатоиды (поле IIIВ — тералиты и тефриты, IVВ — нефелиновые сиениты и фонолиты).

В полях, отвечающих составу щелочных бесфельдшпатоидных пород и пород повышенной щелочности, располагается преобладающее число точек составов дзунбанских вулканитов Гоби-Алтайского района, района бассейна р. Онон и района, прилегающего к сомону Цаган-Дэлгэр. Повышенная щелочность пород основного и среднего состава свойственна в большей степени району Гобийского Алтая, бассейну р. Онон и району Бэрхе. Для средних и кислых пород она характерна преимущественно для районов сомонов Гал-Шара, Мандал, Дархан, Буянт, Мунх-Хан, Тумэн-Цогт и пос. Бурэн-Цогт. Районы сомонов Мунх-Хан, Тумэн-Цогт и пос. Бурэн-Цогт характеризуются по сравнению с другими районами наибольшим распространением в эффузивной группе пород трахиандезито-базальтов и кислых эффузивов повышенной щелочности (пантеллериты, комендиты, трахириолиты).

Сравнение вариационных линий на диаграммах, построенных по методу А. Н. Заваицкого, для конкретных районов развития позднемезозойских вулканитов [71] с вариационными линиями известных вулканических ассоциаций показало, что магматические породы большинства районов относятся к классу щелочноземельных, но подщелоченных. Петрохимическая характеристика пород в общем отвечает промежуточному их положению между характеристиками ассоциаций Йеллоустонского Парка и Этны. В то же время для районов сомонов Гал-Шара, Мунх-Хан и Тэбшин-Ширэ наблюдается увеличение щелочности пород, а для участка междуречья Ульды и Керулена — ее уменьшение. Вся ассоциация в целом имеет калиевую ориентацию щелочности.

Сравнение средних содержаний элементов-примесей в главных типах пород ассоциации с кларками их в главнейших типах изверженных пород, по А. П. Виноградову [9], показывает, что основные породы ассоциации (базальты, андезито-базальты, трахибазальты) характеризуются кларковыми и более низкими содержаниями ряда элементов, типичных для основных пород (Co, Cr, V, Ni), но более высокими по сравнению с кларковыми содержаниями элементов литофильной группы (Sn, Be, Zn, а также Pb). Характеристики некоторые различия в содержаниях ряда элементов в породах нормальной и повышенной щелочности. Последние обеднены Zn, Be, Mo.

Средние породы (андезиты, габбро-сиениты, трахиты, сиениты и др.) также характеризуются более низкими по сравнению с кларковыми содержаниями Zn, Ni, V, а сиениты — и Cr. Более высокие по сравнению с кларковыми содержания в отдельных типах пород (андезито-дацитах, габбросиенитах) обнаруживают Be, Mo, Zn, а также Co.

Кислые породы отличаются повышенными по сравнению с кларковыми содержаниями всех элементов литофильной группы, а также Pb и более низкими содержаниями

и андезито-базальтами, иногда обладающими повышенной щелочностью. Именно эти породы образуют обширные, однообразно построенные поля в Центральной и Восточной Монголии, сложенные последовательно залегающими покровами, в которых обычно наблюдается тенденция к раскислению и повышению щелочности вверх по разрезу. Верхние части разреза в случае такого раскисления сложены трахиандезитами, трахитами. Однако в ряде полей развития вулканитов верхние члены разреза либо отсутствуют, либо упомянутая выше последовательность пород не выдерживается. Например, к юго-востоку от сомона Мандал и к западу от сомона Уль-Баян покровы, сложенные трахиандезито-базальтами, подстилаются трахитовыми покровами. Завершают разрез, как правило, кислые вулканиты, имеющие относительно более молодой возраст. Они залегают на базальтоидах, и их подводящие дайки прорывают базальтоиды.

Вулканогенно-осадочные породы, насыщенные кислым эксплозивным магматическим материалом, также залегают на базальтоидах и являются относительно более молодыми. Кроме того, среди базальтов долины р. Онон и междуречья Ульдзы и Керулена имеются прослои осадочных пород, в частности аркозовых песчаников и гравелитов, состоящих из материала древних гранитных массивов. Там, где распространены дзунбаинские эффузивы, эта схема усложняется. Описанный выше разрез с завершающими кислыми вулканитами надстраивается собственно осадочно-вулканогенной толщей. В основании дзунбаинской толщи обычно присутствует пачка осадочных пород мощностью до 100 м, выше идет чередование покровов монотонного трахибазальтового состава и слоев, сложенных известковистыми песчаниками, мергелями, красноцветными и сероцветными песчаниками, сланцами. Относительные количества эффузивных и осадочных пород различаются в различных участках. Увеличение роли осадочных пород наблюдается, в частности, в зоне Главного Монгольского линеамента. Здесь, в некоторых разрезах осадочные породы (а среди них широко проявлены мергели, известняки, сланцы) доминируют над эффузивами.

Пологое залегание является одним из характерных признаков позднемезозойских вулканитов. Наиболее обычные углы их наклона составляют 5—15°. Однако, как показывают наблюдения, первичное залегание вулканитов осложнено последующими дифференцированными вертикальными перемещениями блоков фундамента и протрудированием закристаллизованных на глубине магматических масс. В результате возникают брахиантиклинали и флексуры.

Позднемезозойские вулканиты образуют сложно построенную систему тел, в которой наряду с эффузивными образованиями выделяются приповерхностные, субвулканические, гипабиссальные интрузивные пластовые формы залегания интрузивных тел, сопровождаемые субвертикальными инъекциями. Между разноглубинными залежами наблюдаются взаимопереходы. Такое многоэтажное строение позднемезозойских магматических образований наблюдается в вертикальных обнажениях на юге Монголии. В Центральной Монголии в условиях мелкоопочного рельефа пластовые интрузивные залежи выходят на значительных площадях. Кислые вулканиты слагают преимущественно интрузивные фации, основные — эффузивные. Однако среди вулканитов трахибазальтового состава дзунбаинского возраста также много интрузивных залежей. Как правило, они приурочены к бортовым частям мультислойных структур, сложенных вулканитами и представленными силлами и дайками.

Щелочные породы одинаково часто встречаются в интрузивных и эффузивных телах. Эти породы, образуя, с одной стороны, единые разрезы с основными, средними, реже — кислыми эффузивами, а с другой стороны, будучи связанными непрерывными переходами с кислыми породами интрузивов, подчеркивают взаимосвязь пород, возникших в различных фациальных условиях.

В узкой полосе развития позднемезозойских вулканитов вдоль Главного Монгольского линеамента, отделяющего южный мегаблок от северного [18], сосредоточены породы наиболее высокой щелочности. Здесь наблюдается сравнительно большое количество осадочных пород.

Особенности состава и химизма. Наиболее распространенными породами позднемезозойской вулканической ассоциации являются базальты, андезито-базальты, андезиты, трахиандезито-базальты, трахиты, дациты, трахирнолиты, риолиты, их субвулканические аналоги. В южной зоне отмечаются, кроме того, карбонатиты.

Петрографическое изучение позднемезозойских вулканогенных образований эффузивной и близповерхностной фаций указывает на родство пород из разрезов различных районов их развития. Они отвечают преимущественно составу базальтов, андезито-базальтов, трахиандезито-базальтов, трахиандезитов, а также трахитов и трахилипаритов.

тов. Все эти разновидности присутствуют часто в непрерывных разрезах и различаются как количественными соотношениями и составом вкрапленников, определяющими степень кислотности и щелочности пород, так и различной степенью раскристаллизации. Более кислые и щелочные разности обычно венчают разрезы вулканитов. Породы субвулканической фации отвечают по составу преимущественно риолитам, трахириолитам, трахитам и их брекчиям. Базальтам, андезито-базальтам и трахиандезито-базальтам свойственно небольшое количество вкрапленников (не более 10—15%). Характерен следующий их парагенезис: плагиоклаз (андезин — лабрадор), оливин, моноклинный пироксен. В миндалекаменных разностях в составе миндалин наблюдаются главным образом халцедон, кварц, реже — хлорит, карбонат, цеолиты. Трахиты отличаются присутствием вкрапленников санидина, плагиоклаза (андезина и олигоклаза), биотита, пироксена. Преобладает санидин. Трахириолитам свойствен тот же парагенезис вкрапленников + кварц.

Для характеристики общих особенностей петрохимии вулканитов и сопутствующих им гипабиссальных интрузивов построена диаграмма [55] в параметрах их общей щелочности ($K_2O + Na_2O$) и кремнекислотности (SiO_2) (см. рис. 54), на которую нанесены данные преимущественно оригинальных химических анализов различных фациальных разновидностей позднемезозойских вулканических пород и ассоциирующих с ними интрузивов гипабиссальной фации, опубликованные ранее [71]. На диаграмме видно, что фигуративные точки составов пород рассматриваемой вулканической ассоциации группируются в зоне, соответствующей породам нормальной щелочности (группа А), а также в полях щелочных бесфельдшпатонидных пород и пород повышенной щелочности (группа Б). Последние в рассматриваемой ассоциации несколько преобладают над породами щелочноземельной серии (группа А). В то же время для всех районов можно установить распространение представителей каждой из этих групп. Единичные анализы соответствуют щелочным породам, содержащим наряду с полевыми шпатами фельдшпатониды (поле IIIВ — тералиты и тефриты, IVВ — нефелиновые сиениты и фонолиты).

В полях, отвечающих составу щелочных бесфельдшпатонидных пород и пород повышенной щелочности, располагается преобладающее число точек составов дзунбанских вулканитов Гоби-Алтайского района, района бассейна р. Онон и района, прилегающего к сомону Цаган-Дэлгэр. Повышенная щелочность пород основного и среднего состава свойственна в большей степени району Гобийского Алтая, бассейну р. Онон и району Бэрхе. Для средних и кислых пород она характерна преимущественно для районов сомонов Гал-Шара, Мандал, Дархан, Буянт, Мунх-Хан, Тумэн-Цогт и пос. Бурэн-Цогт. Районы сомонов Мунх-Хан, Тумэн-Цогт и пос. Бурэн-Цогт характеризуются по сравнению с другими районами наибольшим распространением в эффузивной группе пород трахиандезито-базальтов и кислых эффузивов повышенной щелочности (пантеллериты, комендиты, трахириолиты).

Сравнение вариационных линий на диаграммах, построенных по методу А. Н. Зава-рицкого, для конкретных районов развития позднемезозойских вулканитов [71] с вариационными линиями известных вулканических ассоциаций показало, что магматические породы большинства районов относятся к классу щелочноземельных, но подщелоченных. Петрохимическая характеристика пород в общем отвечает промежуточному их положению между характеристиками ассоциаций Йеллоустонского Парка и Этны. В то же время для районов сомонов Гал-Шара, Мунх-Хан и Тэбшин-Ширэ наблюдается увеличение щелочности пород, а для участка междуречья Ульды и Керулена — ее уменьшение. Вся ассоциация в целом имеет калиевую ориентацию щелочности.

Сравнение средних содержаний элементов-примесей в главных типах пород ассоциации с кларками их в главнейших типах изверженных пород, по А. П. Виноградову [9], показывает, что основные породы ассоциации (базальты, андезито-базальты, трахи-базальты) характеризуются кларковыми и более низкими содержаниями ряда элементов, типичных для основных пород (Co, Cr, V, Ni), но более высокими по сравнению с кларковыми содержаниями элементов литофильной группы (Sn, Be, Zn, а также Pb). Характеристики некоторые различия в содержаниях ряда элементов в породах нормальной и повышенной щелочности. Последние обеднены Zn, Be, Mo.

Средние породы (андезиты, габбро-сиениты, трахиты, сиениты и др.) также характеризуются более низкими по сравнению с кларковыми содержаниями Zn, Ni, V, а сиениты — и Cr. Более высокие по сравнению с кларковыми содержания в отдельных типах пород (андезито-дацитах, габбросиенитах) обнаруживают Be, Mo, Zn, а также Co.

Кислые породы отличаются повышенными по сравнению с кларковыми содержаниями всех элементов литофильной группы, а также Pb и более низкими содержаниями

и андезит-базальтами, иногда обладающими повышенной щелочностью. Именно эти породы образуют обширные, однообразно построенные поля в Центральной и Восточной Монголии, сложенные последовательно залегающими покровами, в которых обычно наблюдается тенденция к раскислению и повышению щелочности вверх по разрезу. Верхние части разреза в случае такого раскисления сложены трахиандезитами, трахитами. Однако в ряде полей развития вулканитов верхние члены разреза либо отсутствуют, либо упомянутая выше последовательность пород не выдерживается. Например, к юго-востоку от сомона Мандал и к западу от сомона Уль-Баян покровы, сложенные трахиандезито-базальтами, подстилаются трахитовыми покровами. Завершают разрез, как правило, кислые вулканиты, имеющие относительно более молодой возраст. Они залегают на базальтоидах, и их подводящие дайки прорывают базальтоиды.

Вулканогенно-осадочные породы, насыщенные кислым эксплозивным магматическим материалом, также залегают на базальтоидах и являются относительно более молодыми. Кроме того, среди базальтов долины р. Онон и междуречья Ульды и Керулена имеются прослои осадочных пород, в частности аркозовых песчаников и гравелитов, состоящих из материала древних гранитных массивов. Там, где распространены дзунбаинские эффузивы, эта схема усложняется. Описанный выше разрез с завершающими кислыми вулканитами надстраивается собственно осадочно-вулканогенной толщей. В основании дзунбаинской толщи обычно присутствует пачка осадочных пород мощностью до 100 м, выше идет чередование покровов монотонного трахибазальтового состава и слоев, сложенных известковистыми песчаниками, мергелями, красноцветными и сероцветными песчаниками, сланцами. Относительные количества эффузивных и осадочных пород различаются в различных участках. Увеличение роли осадочных пород наблюдается, в частности, в зоне Главного Монгольского линейного элемента. Здесь, в некоторых разрезах осадочные породы (а среди них широко проявлены мергели, известняки, сланцы) доминируют над эффузивами.

Пологое залегание является одним из характерных признаков позднемезозойских вулканитов. Наиболее обычные углы их наклона составляют 5—15°. Однако, как показывают наблюдения, первичное залегание вулканитов осложнено последующими дифференцированными вертикальными перемещениями блоков фундамента и протрудированием закристаллизованных на глубине магматических масс. В результате возникают брахиантиклинальные и флексуры.

Позднемезозойские вулканиты образуют сложно построенную систему тел, в которой наряду с эффузивными образованиями выделяются приповерхностные, субвулканические, гипабиссальные интрузивные пластовые формы залегания интрузивных тел, сопровождаемые субвертикальными инъекциями. Между разноглубинными залежами наблюдаются взаимопереходы. Такое многоэтажное строение позднемезозойских магматических образований наблюдается в вертикальных обнажениях на юге Монголии. В Центральной Монголии в условиях мелкоопочного рельефа пластовые интрузивные залежи выходят на значительных площадях. Кислые вулканиты слагают преимущественно интрузивные фации, основные — эффузивные. Однако среди вулканитов трахибазальтового состава дзунбаинского возраста также много интрузивных залежей. Как правило, они приурочены к бортовым частям мультислойных структур, сложенных вулканитами и представленными силами и дайками.

Щелочные породы одинаково часто встречаются в интрузивных и эффузивных телах. Эти породы, образуя, с одной стороны, единые разрезы с основными, средними, реже — кислыми эффузивами, а с другой стороны, будучи связанными непрерывными переходами с кислыми породами интрузивов, подчеркивают взаимосвязь пород, возникших в различных фациальных условиях.

В узкой полосе развития позднемезозойских вулканитов вдоль Главного Монгольского линейного элемента, отделяющего южный мегаблок от северного [18], сосредоточены породы наиболее высокой щелочности. Здесь наблюдается сравнительно большое количество осадочных пород.

Особенности состава и химизма. Наиболее распространенными породами позднемезозойской вулканической ассоциации являются базальты, андезит-базальты, андезиты, трахиандезито-базальты, трахиты, дациты, трахириолиты, риолиты, их субвулканические аналоги. В южной зоне отмечаются, кроме того, карбонатиты.

Петрографическое изучение позднемезозойских вулканогенных образований эффузивной и близповерхностной фаций указывает на родство пород из разрезов различных районов их развития. Они отвечают преимущественно составу базальтов, андезит-базальтов, трахиандезито-базальтов, трахиандезитов, а также трахитов и трахилипар-

тов. Все эти разновидности присутствуют часто в непрерывных разрезах и различаются как количественными соотношениями и составом вкрапленников, определяющими степень кислотности и щелочности пород, так и различной степенью раскристаллизации. Более кислые и щелочные разности обычно венчают разрезы вулканитов. Породы субвулканической фации отвечают по составу преимущественно риолитам, трахириолитам, трахитам и их брекчиям. Базальтам, андезито-базальтам и трахиандезито-базальтам свойственно небольшое количество вкрапленников (не более 10—15%). Характерен следующий их парагенезис: плагиоклаз (андезин — лабрадор), оливин, моноклинный пироксен. В миндалекаменных разностях в составе миндалин наблюдаются главным образом халцедон, кварц, реже — хлорит, карбонат, цеолиты. Трахиты отличаются присутствием вкрапленников санидина, плагиоклаза (андезина и олигоклаза), биотита, пироксена. Преобладает санидин. Трахириолитам свойствен тот же парагенезис вкрапленников + кварц.

Для характеристики общих особенностей петрохимии вулканитов и сопутствующих им гипабиссальных интрузивов построена диаграмма [55] в параметрах их общей щелочности ($K_2O + Na_2O$) и кремнекислотности (SiO_2) (см. рис. 54), на которую нанесены данные преимущественно оригинальных химических анализов различных фациальных разновидностей позднемезозойских вулканических пород и ассоциирующих с ними интрузивов гипабиссальной фации, опубликованные ранее [71]. На диаграмме видно, что фигуративные точки составов пород рассматриваемой вулканической ассоциации группируются в зоне, соответствующей породам нормальной щелочности (группа А), а также в полях щелочных бесфельдшпатовидных пород и пород повышенной щелочности (группа Б). Последние в рассматриваемой ассоциации несколько преобладают над породами щелочноземельной серии (группа А). В то же время для всех районов можно установить распространение представителей каждой из этих групп. Единичные анализы соответствуют щелочным породам, содержащим наряду с полевыми шпатами фельдшпатоиды (поле IIIB — тералиты и тефриты, IVB — нефелиновые сиениты и фонолиты).

В полях, отвечающих составу щелочных бесфельдшпатовидных пород и пород повышенной щелочности, располагается преобладающее число точек составов дзунбанских вулканитов Гоби-Алтайского района, района бассейна р. Онон и района, прилегающего к сомону Цаган-Дэлгэр. Повышенная щелочность пород основного и среднего состава свойственна в большей степени району Гобийского Алтая, бассейну р. Онон и району Бэрхе. Для средних и кислых пород она характерна преимущественно для районов сомонов Гал-Шара, Мандал, Дархан, Буянт, Мунх-Хан, Тумэн-Цогт и пос. Бурэн-Цогт. Районы сомонов Мунх-Хан, Тумэн-Цогт и пос. Бурэн-Цогт характеризуются по сравнению с другими районами наибольшим распространением в эффузивной группе пород трахиандезито-базальтов и кислых эффузивов повышенной щелочности (пантеллериты, комендиты, трахириолиты).

Сравнение вариационных линий на диаграммах, построенных по методу А. Н. Заваицкого, для конкретных районов развития позднемезозойских вулканитов [71] с вариационными линиями известных вулканических ассоциаций показало, что магматические породы большинства районов относятся к классу щелочноземельных, но подщелоченных. Петрохимическая характеристика пород в общем отвечает промежуточному их положению между характеристиками ассоциаций Йеллоустонского Парка и Этны. В то же время для районов сомонов Гал-Шара, Мунх-Хан и Тэбшин-Ширэ наблюдается увеличение щелочности пород, а для участка междуречья Ульды и Керулена — ее уменьшение. Вся ассоциация в целом имеет калиевую ориентацию щелочности.

Сравнение средних содержаний элементов-примесей в главных типах пород ассоциации с кларками их в главнейших типах изверженных пород, по А. П. Виноградову [9], показывает, что основные породы ассоциации (базальты, андезито-базальты, трахибазальты) характеризуются кларковыми и более низкими содержаниями ряда элементов, типичных для основных пород (Co, Cr, V, Ni), но более высокими по сравнению с кларковыми содержаниями элементов литофильной группы (Sn, Be, Zn, а также Pb). Характерны некоторые различия в содержаниях ряда элементов в породах нормальной и повышенной щелочности. Последние обеднены Zn, Be, Mo.

Средние породы (андезиты, габбро-сиениты, трахиты, сиениты и др.) также характеризуются более низкими по сравнению с кларковыми содержаниями Zn, Ni, V, а сиениты — и Cr. Более высокие по сравнению с кларковыми содержания в отдельных типах пород (андезито-дацитах, габбросиенитах) обнаруживают Be, Mo, Zn, а также Co.

Кислые породы отличаются повышенными по сравнению с кларковыми содержаниями всех элементов литофильной группы, а также Pb и более низкими содержаниями

в большинстве типов пород Сг, Ni, V, Co, хотя в отдельных районах отмечаются повышенные по отношению к кларковым содержания Ni и Сг в гранитах нормальной щелочности, риолитах и трахириолитах.

Содержание F в позднемезозойских магматических породах превышает кларковые, особенно в основных и средних породах. Во флюоритоносных районах сомона Гал-Шара и Южно-Керуленском содержание F в основных и средних породах превышает содержание его в кислых и щелочно-кислых породах. В районах, где флюоритоносность практически отсутствует (бассейн р. Онон, район сомона Цаган-Дэлгэр, междуречье Ульдзы и Керулена), содержание в основных и средних породах уменьшается, а в кислых породах увеличивается и достигает или даже превышает уровень его содержаний в основных и средних породах.

Особенности позднемезозойского вулканизма. Приведенные данные о пространственной сопряженности пород различного состава, строении вулканических полей, фацимальной принадлежности пород ассоциации и закономерной смене их во времени, петрохимической приемственности, петрографическом и геохимическом родстве свидетельствуют о парагенетическом их единстве. Это позволяет отнести всю ассоциацию разнообразных по составу позднемезозойских вулканогенных пород к единой формации. На схематической карте магматических формаций МНР [65] эта формация представлена двумя ассоциациями пород: базальт-трахибазальт-трахиандезитовой и риолит-трахириолитовой.

Прослеживание контактов позднемезозойских вулканогенных толщ с подстилающими породами выявило практическое отсутствие базальных осадочных пачек. Основные, средние, реже — щелочные эффузивы лежат, как правило, на фундаменте, отделяясь от него иногда делювиальным дресвяником. Лишь в редких случаях встречаются пачки базальных конгломератов.

Устанавливается первоначальное, практически горизонтальное залегание эффузивов. Каждый поток при этом занимал обширную площадь. Эффузивы являются типично континентальными образованиями, что выявляется по наличию обожженных корок, шлаков, бомб и прослоев континентальных осадочных пород, содержащих остатки флоры. Все это свидетельствует о том, что позднемезозойский вулканизм начинался на территории выровненной суши.

Во всех изученных районах распространения позднемезозойских вулканитов наблюдается пологое залегание лавовых покровов, их значительная протяженность и выдержанные мощности. Подобный характер залегания прослеживается по всему разрезу. Тем не менее отмечаются незначительные азимутальные несогласия между отдельными покровами (сомоны Бата-Норбойн, Тэбшин-Ширэ, Мандал и др.). Наиболее отчетливо подобные несогласия наблюдаются под трахитовыми покровами и в основании пачек туфогенно-осадочных кислых вулканогенных пород. Это свидетельствует об устойчивости вертикальных движений в период формирования позднемезозойских вулканитов. Азимутальные несогласия, по-видимому, являются вулканическими и, скорее всего, обусловлены смещением в пространстве центров вулканизма, контролирующих магматизм.

В позднемезозойских разрезах вулканитам подчинены прослои осадочных пород, количество и мощности которых увеличиваются к верхам разреза. На этом основании можно полагать, что позднемезозойский магматизм проявляется при общей тенденции территории к опусканию. Эта тенденция не нарушалась в течение всего рассматриваемого периода и одинаково проявлялась при излиянии базальтовых, андезитовых, трахиандезитовых и трахитовых лав, а также при образовании экструзий и туфогенно-осадочных кислых и щелочно-кислых пород и связанных с ними интрузивных тел.

Широкое распространение пластовых залежей, сопровождаемых корневыми субвертикальными дайками, отвечает, возможно, модели проседания литологических комплексов под областями разуплотнения — магматическими очагами. То обстоятельство, что в пластовых залежах встречаются породы как основного, так и щелочного и кислого состава, является дополнительным аргументом парагенетической общности пород рассматриваемой ассоциации.

Первоначально вулканическая деятельность была очень активной, и каждый последующий поток изливался на еще незеродированную поверхность. Однако уже в этот начальный период времени вулканическая деятельность не была однообразной. Она временами прерывалась, после чего происходила обычно смена состава вулканитов, а также и структурного плана, контролирующего вулканизм. С течением времени прогибание стало более дифференцированным, оно сосредоточилось в отдельных зонах и сопровождалось поднятием соседних территорий. В итоге в верхних частях разрезов прояв-

ляется значительное количество осадочных пород, материалом для которых послужили рядом расположенные приподнятые породы фундамента.

Подобное строение толщ свидетельствует о некотором ослаблении вулканической активности в конце периода формирования ассоциации. Такому характеру вулканизма отвечает большинство вулканических полей Северной и Центральной Монголии. В зоне Главного Монгольского линеамента, в пределах хребтов Ихэ-Богдо и Арц-Богдо, в основании разрезов вулканитов присутствуют пачки осадочных пород. Наличие таких пачек наблюдается и среди вулканитов дзунбаннского (нижнемелового) возраста.

Характер вулканизма также изменялся во времени. Обширные и выдержанные по мощности базальтоидные потоки основания разреза, так же как и отсутствие туфогенных прослоев, свидетельствуют, скорее всего, о трещинном типе излияния, хотя протяженные дайки и зоны брекчий, которые можно было бы рассматривать в качестве заполнителей выходящих трещин, обычно отсутствуют. Они не обнаруживаются ни в полях вулканитов, ни за их пределами, в породах основания. Остается предполагать, что они располагаются под осадками молодых депрессий, перекрывающих позднемезозойские вулканиты. Линейная ориентировка последних свидетельствует о том, что они заложены по разломам. Весьма вероятно, что эти разломы оживлялись в позднем мелу и кайнозое, а в позднемезозойское время функционировали как магмоподводящие трещины. Выполняющие их дайки и брекчии в дальнейшем были скрыты под молодыми осадками. Подобные брекчиевые образования, выполняющие линейные зоны, обнаружены в Гобийском Алтае, у Онгин-Худука, где они ограничивают депрессии, выполненные дзунбанскими вулканитами.

Выявляется четыре протяженных субпараллельных линеамента северо-восточного простирания, которые отвечают, по-видимому, крупным разломам. Один из них тяготеет к долине р. Онон, второй к долине р. Керулен, третий прослеживается южнее сомона Буянт, четвертый проходит южнее сомона Тэбшин-Ширэ. Последний является наиболее протяженным и прослеживается далеко на запад в качестве Главного Монгольского линеамента. Отмечаются и менее протяженные, аналогично простиранию разломы. Они сосредоточены преимущественно в зоне между вторым и третьим линеаментами. Наряду с указанными главными линеаментами выявляется серия зон, занимающих секущее положение по отношению к ним. Простирание этих зон северо-западное и субмеридиональное, реже — северо-восточное, протяженность значительно уступает главным. Все названные линеаменты, по-видимому, представляют собой главные, определяющие разломы, которые контролировали базальтоидный магматизм. Однако не исключено, что наряду с ними существовали и другие нарушения, более высокого порядка.

Подобный контроль вулканизма сохранялся в начальные и средние этапы формирования рассматриваемой ассоциации, пока к поверхности поступали основные, реже — щелочные лавы. Однако уже для щелочных лав обнаруживаются отдельные вулканические центры (например, в районе Тэбшин-Ширэ). Вулканизм кислого состава, обычно завершающий цикл, локализовался в отдельных центрах. Эти центры фиксируются экструзиями и более сложными вулканическими постройками. В их пределах вулканические массы поступали через многие жерла и каналы, нередко сравнительно небольшого диаметра (район междуречья Ульдзы и Керулена, сомона Гал-Шара и др.). Извержения чаще всего носили эксплозионный характер и сопровождались образованием пластовых залежей. Возникшие толщ кислых пород обычно имеют локальное распространение и характеризуются относительно большими мощностями. Они выполняют депрессии в поле развития более ранних базальтоидов и, по-видимому, могут рассматриваться как кальдерные и околокальдерные образования. Примерами их могут служить толщ массивов Булаганту и Дурбэн-Дэриту.

Полям распространения кислых и щелочно-кислых эффузивов соответствуют кольцевые и концентрические морфоструктуры диаметром 30—60 км. В некоторых случаях центры подобных структур совпадают с массивами гранитоидов. Закономерный характер соотношений между круговыми морфоструктурами, полями развития кислых вулканитов и центральными интрузиями позволяет предполагать наличие между ними парагенетических соотношений. В данном случае эти морфоструктуры, скорее всего, маркируют древние вулканические постройки, корневые части которых сложены центральными интрузиями гранитоидов. При этом проявление кислого вулканизма уместно связать с кольцевыми разломами, ограничивавшими эти постройки и унаследованно проявившимися в современном рельефе.

КАЙНОЗОЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ

В результате палеовулканологических исследований на территории МНР за последние годы весьма полные и представительные данные получены по кайнозойскому вулканизму. Этому способствовал ряд обстоятельств. Во-первых, территория МНР в кайнозойе явилась ареной массовых базальтовых излияний. Во-вторых, для кайнозойского вулканизма легче, чем для более древних эпох, удается реставрировать условия вулканизма; часто хорошо сохранены центры извержений. В-третьих, именно к продуктам кайнозойского базальтового вулканизма обычно приурочены разнообразные включения глубинных пород и минералов, которые позволяют реконструировать глубинные физико-химические условия и вещественный состав глубинных зон коры и верхней мантии.

Даже для такого короткого времени, как десятилетие работы экспедиции, можно наметить два этапа в изучении кайнозойского вулканизма Монголии. На первом, связанном главным образом с работами В. В. Кебезинскас, были изучены петрохимические особенности ареалов распределения кайнозойских вулканитов и показано широкое распространение в них включений глубинных (прежде всего ультраосновных) пород и мегакристаллов высокого давления. Итогом этих исследований явилось монографическое описание кайнозойских щелочных базальтоидов Монголии и содержащихся в них глубинных включений [34].

Е. В. Девяткиным в это же время было проведено стратиграфическое изучение кайнозойских отложений Монголии и определен абсолютный возраст базальтов из ряда районов их проявления [22].

В последние годы авторами настоящего очерка проведено массовое опробование пород из всех известных ареалов кайнозойского вулканизма на территории Монголии, собрана и изучена различными методами коллекция вулканических пород и глубинных включений. Исследование проводилось на комплексной основе с использованием всех

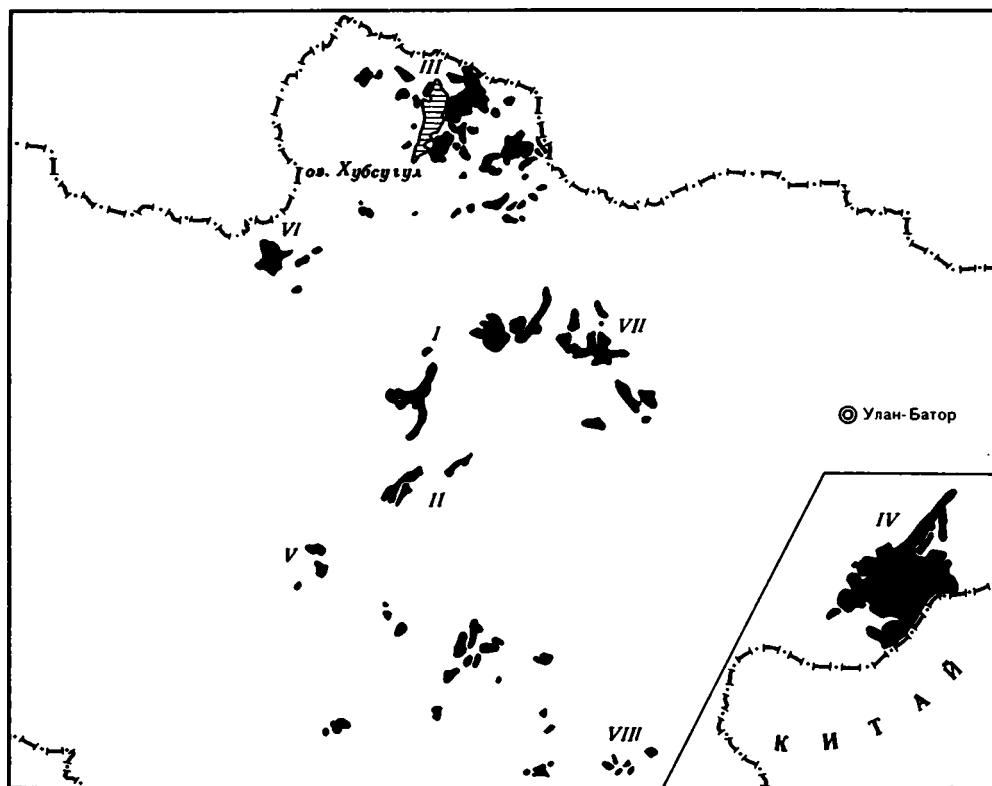


Рис. 58. Схема размещения ареалов кайнозойского вулканизма на территории МНР. За основу взята схема, составленная В. В. Кебезинскас [34]

I — Хангайский; II — Долиноозерский; III — Прихубсугульский; IV — Дариганский; V — Дзабханский; VI — Тэснгольский; VII — Орхон-Селенгинский; VIII — Гобийский.

доступных геологических и геофизических данных. В результате удалось существенно уточнить петрологическую модель кайнозойского магматизма Монголии. Были обоснованы петрохимические черты кайнозойских вулканитов в различных районах Монголии, показано более широкое распространение включений гранатовых ультрабазитов, чем это считалось раньше; обнаружены новые типы включений, в том числе мегакристаллы ильменита [13, 14].

Подводя итог полученным новым данным, уместно рассмотреть последовательно ареалы проявления, структурное положение и возрастное расчленение кайнозойских вулканитов, морфологию и фациальные разновидности вулканических образований, петрохимические типы и минералогию пород, глубинные включения, наконец, представления о природе и движущих силах кайнозойского вулканизма в Монголии.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ АРЕАЛЫ

На основе геологической карты МНР [15] В. В. Кепежинская выделила семь основных ареалов размещения кайнозойских вулканогенных пород Монголии, сосредоточенных в меридиональной полосе, ограниченной 97 и 105° меридианами, а на юго-востоке — базальтовым плато Дариганга, являющимся северной частью крупнейшего базальтового поля Центральной Азии, уходящего в юго-восточном направлении на территорию Китая.

На рис. 58 приведена схема размещения кайнозойских вулканогенных пород Монголии из работы В. В. Кепежинской [34], дополненная тремя, впервые выделенными нами ареалами: VI — Тэсингольским, VII — Орхон-Селенгинским и VIII — Гобийским. На схеме можно видеть, что многочисленные, относительно мелкие поля кайнозойских вулканитов тяготеют к нескольким зонам. Южная (Дзабханский, Долиннозерский и Гобийский ареалы) представлена узкой, вытянутой полосой северо-западного — юго-восточного простирания, где концентрируются отдельные, пожалуй, самые незначительные по площади выходы вулканитов. Тэсингольский, Хангайский и Орхон-Селенгинский ареалы формируют более широкую зону того же простирания, что и южная. Здесь обнаруживаются значительно большие по площади отдельные поля излияний. Наконец, Прихубсугульский ареал, несомненно, является частью обширной зоны Прибайкальских вулканических полей.

В этом ряду особняком стоят Барун-Хурайский, Халхинголский ареалы и плато Дариганга.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВОЗРАСТ ВУЛКАНИТОВ

В кайнозое рельеф и тектоника Монголии претерпели существенное изменение, в результате чего возникли разнообразные новейшие структуры [22]. Выделено 6 основных морфологических структурных типов, из которых три явно связаны с кайнозойским вулканизмом: 1) рифтовые структуры Северной Монголии (Хубсугул и Прихубсугулье) — байкальский тип горообразования; 2) крупные сводово-горстовые поднятия Хангая и Хэнтэя (Хангайский тип горообразования); вершинные базальты Хангая (например, в районе перевала Эгийн-Даба), очевидно, связаны с предшествующим горообразованию платформенным режимом земной коры; базальты Тарятской впадины, долины р. Чулуту-Гол отвечают более поздним этапам образования Хангайского нагорья и наложенных позднее узких грабенов (рифтов?); 3) крупные линейные зоны впадин, наследующих элементы нижнемезозойских структур активизации (предалтайский и долиноозерский типы впадин); с этими структурами (в их краевых зонах) связан вулканизм соответствующих ареалов.

Далеко не везде активные тектонические движения в кайнозое (или в новейшее время) сопровождались вулканизмом. Хорошо известно, что в Западной Монголии, где образовалось крупное Алтайское поднятие, формированию сложно расчлененного рельефа в результате контрастных и дифференцированных движений не сопутствовал вулканизм. Высокосейсмические районы Западной Монголии также часто не имеют ничего общего с полями распространения кайнозойских вулканических пород. Таким образом, можно прийти к выводу о разобщенности магматизма и тектоники на территории МНР. Однако, следует иметь в виду следующее. В целом поля кайнозойских вулканогенных пород приурочены к субмеридиональной редукционной структуре поднятия [62]. Как указывалось выше, они также определяются рядом ярко выраженных неотектонических структур. Отмеченные нами южная, центральная и северные зоны концентрации вулканических ареалов имеют общую ориентировку (от субширотной до северо-запад-

ной—юго-восточной), а также совпадающую с направлением развития кайнозойских структур Монголии [70]. По отношению к мезозойским тектоно-магматическим структурам общий план развития кайнозойского вулканизма в Байкало-Монгольском регионе является наложенным. Частные структуры, к которым приурочены отдельные ареалы вулканитов, являются в значительной мере унаследованными (кроме, может быть, рифтогенных) от более ранних этапов тектонического развития [70]. Отметим, что кайнозойский вулканизм приурочен к зонам не только новообразованных разломов, но и разломов более древнего заложения.

Трудно определить структурную позицию Дариганги. Восточная и юго-восточная части Монголии в кайнозое не испытали интенсивных тектонических движений и относятся в неотектоническом плане к слабо контрастным районам. Для понимания движущих сил развития магматических и вулканических процессов в этом районе необходимо рассматривать его вместе с областями развития вулканогенных пород, расположенных на территории Китая. Можно отметить явную приуроченность вулканических центров на Дариганге к системе новейших разломов, из которых наиболее ярко выражены разломы северо-восточного простирания, следующие вкрест общему простиранию вулканического плана.

Наиболее ранние кайнозойские излияния приурочены к гобийскому ареалу, где эоценовый и палеоценовый (?) базальтовый вулканизм, вероятно, использовал те же структурные нарушения (разломы), что и предшествующий позднемеловой (базальты Гобийского Алтая и Заалтайской Гоби).

Вулканизм в Долиноозерском, Дзабханском и Хангайском ареалах начался в среднем олигоцене и продолжался до среднего миоцена включительно. Этим же возрастом датируются базальты Хамар-Дабана.

В плиоцене вулканизм сместился в Хангайский, Тэсингольский, Прихубсугульский и Орхон-Селенгинский ареалы. Плейстоцен-голоценовый комплекс вулканогенных пород, видимо, развит ограниченно в Хангайском, Орхон-Селенгинском и Прихубсугульском ареалах.

Неясно возрастное положение Барун-Хурайских и Халхингольских вулканитов. Последние могут относиться и к верхнемеловому комплексу пород (устное сообщение Д. Фрих-Хара).

Вулканогенные породы Дариганги имеют послеолигоценный возраст, однако их возрастное расчленение не разработано. Считается, что вулканизм на Дариганге был развит в миоцене и с перерывами продолжался до голоцена включительно.

Сводные данные по стратиграфическому положению кайнозойских вулканогенных пород Монголии и данные абсолютного возраста позволили Е. В. Девяткину [22] выделить шесть комплексов вулканогенных образований: эоцен, олигоцен, миоцен, плиоцен, эоплейстоцен, плейстоцен — голоцен. Начавшись в южных районах Монголии, вулканизм охватывал все большие площади, смещаясь к северу. Наибольшего размаха вулканическая деятельность достигла в миоцене—раннем плиоцене. В новейшее время вулканизм сосредоточился главным образом в узких грабеновых и рифтовых структурах. Хангайское сводовое поднятие в общем выступает своеобразным элементом симметрии, относительно которого можно отметить удревнение возраста вулканитов к северу и югу. Однако эта «симметрия» нарушается тем, что в послеолигоценное время вулканизм был широко развит на всей территории севернее Хангая, включая Прибайкалье.

МОРФОЛОГИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ТЕЛ

Морфология вулканических тел в значительной мере зависит от их возраста и структурного положения. Более древние породы Гобийского ареала представлены неэквивалентными конусами и останцами потоков с ярко выраженной столбчатой отдельностью. Олигоценные и миоценовые вулканиты образуют фрагменты потоков и покровов, часто приуроченные к хорошо сохранившимся вулканическим центрам, в которых отчетливо видны подводные каналы-дайки, обожженные кластолавы и субвулканические тела. Интрузивные породы, как правило, плотные, имеют малую пористость, хорошо раскристаллизованы. Олигоцен-миоценовые базальты Хангая и Прихубсугуля слагают останцевые вершинные плоские водоразделы и верхние террасы долинных потоков. На Дариганге миоценовые базальты представлены низами обширных лавовых покровов. Плиоцен-плейстоценовые вулканогенные породы установлены в долинах рек Сумэин-Гол, Чулуту-Гол, Хануй-Гол, Орхон, Шишхид-Гол, Онгийн-Гол и др., где они слагают высокие террасы, состоящие из многократно пластуемых потоков различной мощности (в среднем

2—5 м). В разрезе вскрываются субвулканические тела в виде силлов, штоков, даек (в долине р. Чулуту-Гол). Контакты между потоками ярко выражены, а сами потоки имеют однотипное строение; глыбовую или столбчатую отдельность, плотные в центральных частях и сильно пористые в основании и в кровле, часто с крупными газовыми поростями и вулканогенно-осадочными прослоями.

Для самых молодых вулканогенных образований характерна превосходная сохранность первичного рельефа поверхности потоков и шлаковых конусов. Таковыми являются вулканы Хорог (Тарятская впадина, Хангай), Того-Ула — долина р. Ихэ-Тулбури-Гол (Орхон-Селенгинский ареал), Душ-Ула (Дариганга), лавовые протоки в долинах Сумэин-Гол (у подножия вулкана Хорог), Орхона, в южной и восточной частях плато Дариганга.

Большая часть вулканических аппаратов представляет собой моногенные центры, приуроченные к разрывным нарушениям. Примером этому являются вулканы в верховьях р. Ихэ-Тулбури-Гол, в Тарятской впадине, на плато Дариганга. Однако известны и сложные вулканические постройки, образованные в ходе многократных извержений. К таким вулканам относятся, например, Асхатэ (Дариганга), Холбо-Тэг (северный борт Долины Озер — Долиноозерский ареал).

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Кайнозойские вулканогенные породы Монголии представлены слабо дифференцированными щелочными базальтоидами. В. В. Кепежинскас показала, что базальты из различных ареалов отличаются по ряду петрохимических и минеральных характеристик [34]. Наиболее значимы различия базальтов Дариганги и вулканитов из меридиональной зоны Центральной Монголии. Средние составы базальтовых ассоциаций кайнозоя Монголии, по данным В. В. Кепежинскас, приведены в табл. 20. На гистограммах (рис. 59) показаны распределения главных петрогенных окислов в породах этих двух выделенных вулканических провинций по данным авторов. Гистограммы позволяют более отчетливо сравнить петрохимические характеристики вулканитов по сравнению со средними составами, так как последние не дают полного представления о дисперсии в содержаниях компонентов.

Видно, что базальты двух провинций различаются по всем представленным компонентам. Вулканиты Дариганги содержат меньше кремнезема, глинозема и щелочей и заметно обогащены окислами титана, железа, марганца, магния и кальция. Можно отметить существенно дифференцированный характер распределения ряда компонентов (в первую очередь K_2O и P_2O_5) среди базальтов зоны Центральной Монголии, по сравнению с базальтами Дариганги. В. В. Кепежинскас выделила четыре ассоциации кайнозойских базальтоидов: 1) калиевых щелочных базальтоидов; 2) натриевых щелочных базальтоидов; 3) щелочных и толентовых пород; 4) известково-щелочных базальтов. Первая ассоциация включает породы вулканических ареалов меридиональной зоны Центральной Монголии и Барун-Хурайской котловины и группирует лейцитовые базальтоиды, калиевые базальтоиды и трахибазальты, а также трахитовые андезитобазальты. Лейцитовая серия представлена небольшим количеством петрографических типов, среди которых следует отметить лейцитовые базаниты и тефриты и редкие лейцитовые гавайиты. В остальных сериях отсутствует модальный лейцит. Калиевая серия базальтоидов более дифференцирована, объединяет калиевые базаниты и лимбургиты, кроме того, калиевые гавайиты, муджиериты и бьенмориты. Реже встречаются калиевые авгититы, а также гиперстен- и кварц-нормативные породы, трахибазальты и андезитобазальты. В калиевую трахибазальтовую серию выделены породы менее щелочные, чем в предыдущих сериях. В основном — это трахибазальты и трахитовые андезитобазальты. Породы этой серии занимают крайне малый объем. Отмечается повышение общей щелочности и доли K_2O в более молодых (плейстоцен-голоценовых) породах.

К ассоциации натровых щелочных базальтов почти целиком принадлежат вулканиты плато Дариганга и отдельные поля Гобийского ареала. Они включают более однородную по сравнению с предыдущей ассоциацией группу пород, главным образом гавайиты и нефелиновые гавайиты, а также базаниты, лимбургиты, нефелиновые муджиериты, щелочно-оливиновые базальты. Отмечены единичные потоки трахибазальтов и толентов.

Ассоциация щелочных и толентовых пород выделена только в Халхингольском районе, где принадлежность базальтов к кайнозою строго не доказана. В этом ареале щелочные и толейт-андезитовые лавы образуют самостоятельные тела (покровы, потоки) примерно равного объема.

Таблица 20

Средние составы базальтов Монголии, средние составы отдельных минералов из глубинных включений, а также составы некоторых наиболее характерных мегакристов [34]

Окислы	Провинция		Лерцолиты			
	Калиевая (Хангай)	Натриевая (Дариганга)	Ол	Рп	Мп	Шп
SiO ₂	47,97	47,11	41,1	55,1	52,2	0,35
TiO ₂	2,25	2,65	—	0,2	0,5	0,13
Al ₂ O ₃	14,81	12,63	—	4,1	6,2	55,3
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0,3	0,8	11,2
Fe ₂ O ₃	3,67	4,02	—	—	—	—
FeO	6,87	3,15	9,9	6,8	2,7	11,5
MnO	0,18	0,22	0,1	0,1	0,1	0,1
MgO	7,77	8,61	48,3	32,6	14,9	20,2
CaO	7,88	9,53	—	0,6	20,0	—
Na ₂ O	3,75	3,74	—	0,2	1,8	—
K ₂ O	2,94	1,79	—	—	—	—
	1,18	0,89	—	—	—	—
Сумма	99,27	99,34	99,40	100,00	99,20	98,78
K/Na	0,5	0,3				
Число анализов	58	77	45	40	38	28

Примечание. Ол — оливин; Рп — ромбический пироксен; Мп — моноклинный пироксен; Шп — шпид — вулкан Гангыг-Цаган, 4 — р. Тэсийн-Гол; данные авторов.

Известково-щелочные базальты установлены в Дзабханском ареале, который замыкает на западе Центрально-Монгольскую провинцию кайнозойского вулканизма. Для этих пород характерны высокие содержания глинозема (16,6—19,7%), но по содержанию остальных компонентов они близки к щелочным базальтоидам. По нормативному составу они принадлежат к гиперстеновым базальтам с ничтожно малым содержанием нормативного нефелина. В. В. Кебезинский отмечает, что для базальтов данной ассоциации характерны черты, свойственные высокоглиноземистым, толеитовым и щелочным базальтам.

Последние результаты изучения петрохимии кайнозойских базальтоидов Монголии и Прибайкалья показали, что выделение в пределах Центральной Монголии провинции калиевых базальтоидов вряд ли справедливо. Из нескольких сотен определений химического состава пород всех вулканических ареалов этой зоны только в единичных случаях отношение K_2O/Na_2O близко к единице. В основном это отношение составляет $0,6 \pm 0,2$. Не характерны для пород из этого региона и пониженные значения $FeO + Fe_2O_3/MgO$, свойственные калиевому ряду щелочных базальтоидов. На диаграмме Готтини — Ритмана точки составов лежат в поле неогенных вулканитов вблизи линии щелочной оливинный базальт — гавайит — муджнерит, что в соответствии с классификацией Ирвина — Барагара [78] может свидетельствовать о принадлежности пород к натровой серии щелочных базальтоидов. Кластерный анализ 13 совокупностей, куда вошли базальты Байкальской рифтовой зоны, Прихубсугуля, Дариганги, Хангая, а также натровые и калиевые ассоциации (по данным В. В. Кебезинский), показал, что калиевая ассоциация объединилась с базальтами Тувы, Тункинской впадины и Чарского рифта.

Обработка петрохимических данных методом неполигонального тренд-анализа¹ показала закономерное изменение содержаний петрогенных элементов на обширной территории, охватывающей наряду с Монголией также Прибайкалье и Туву. Наиболее отчетливое изменение в содержаниях основных петрогенных элементов происходит в диагональных направлениях относительно оси всей магматической зоны рассматриваемого обширного региона, в котором распространены кайнозойские базальты. Исключение составляют глинозем, содержание которого возрастает с востока на запад, и окись железа с явной тенденцией увеличения концентрации на юг и значительно слабее — в северном направлении относительно Хангая. С изменением в содержании окиси железа

¹ См.: Салтыковский А. Я., Грачев А. Ф., Генштафт Ю. С. — В кн.: Комплексные исследования развития Байкало-Монгольского региона в кайнозое. М., Изд-во ИФЗ АН СССР, 1981.

Вебстериты			Верлиты		Мегакристы				
Рп	Мп	Шп	Ол	Мп	Мп	Гр	Сл	Ол	Ил
					1	2		3	
54,8	51,6	0,09	39,2	50,1	49,45	40,54	38,90	41,56	43,9
0,1	0,6	0,1	—	1,1	1,95	0,56	9,47	—	49,7
3,7	5,6	49,6	—	6,3	9,14	22,26	14,41	—	0,7
0,3	0,5	18,4	—	0,2	—	0,05	0,00	0,03	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
8,0	4,3	11,5	19,5	5,7	10,16	—	15,51	8,41	—
0,1	0,1	0,1	0,2	0,1	0,11	0,35	0,09	0,09	0,4
32,2	14,1	19,8	41,7	13,5	9,71	14,95	6,93	50,36	4,0
0,6	21,0	—	0,1	21,8	17,31	5,41	—	0,08	—
0,1	1,6	—	—	1,1	2,95	0,04	0,52	0—0,29	—
—	—	—	—	—	—	—	9,86	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
99,20	99,40	99,69	100,70	99,90	100,59	99,50	100,19	100,55	98,7
6	9	4	7	17					

нель; Гр — гранат; Сл — слюда; Ил — ильменит; 1 — р. Нарин-Гичигине; 2 — впадина Шаварын-Царам,

коррелирует уменьшение в южном направлении закисного железа. Можно проследить ярко выраженное изменение в северо-восточном направлении (относительно Хангая) содержаний кремнезема, окислов титана, магния, кальция и щелочей. В северо-западном и юго-восточном направлениях наблюдается возрастание содержаний окислов кремния, титана и железа. Своеобразно ведут себя щелочи, содержание которых закономерно (для натрия и калия) и одинаково увеличивается с северо-востока на юго-запад до Хангая. Поведение щелочей прямо коррелирует с содержаниями окислов кремния и титана и обратно — с окислами магния и кальция.

Таким образом, Хангайское нагорье может быть выделено в качестве особой вулканической области, относительно которой происходит закономерное изменение содержаний петрогенных элементов в кайнозойских базальтоидах юго-западного Прибайкалья и Центральной Монголии. Вероятно, это обусловлено характером эволюции аномальной мантии — магмогенерирующей зоны мантии, обусловившей появление неотектонических структур Монголии и эволюции в их пределах магматизма в пространстве и во времени.

Минералогия кайнозойских базальтоидов в общем отвечает их химическому составу. Главными минералами-вкрапленниками являются железистый оливин, кальциевый титанавгит, плагиоклаз и титано-магнетит. В основной массе, кроме перечисленных минералов присутствуют кали-натровый полевой шпат, нефелин, ильменит, анальцит, лейцит, биотит. По виду и соотношениям вкрапленников отчетливо различаются оливин-пироксеновые, оливин-пироксен-плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые базальты. Реже встречаются оливин-пироксеновые породы, главным образом среди гналобазальтов.

ГЛУБИННЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ И МЕГАКРИСТЫ

Характерной особенностью щелочных базальтоидов является присутствие в них разнообразных глубинных пород и минералов, термодинамически устойчивых на разных глубинах земной коры и верхней мантии. Соответственно полнокристаллические ксенолиты подразделены на коровые и мантийные. В отдельную группу выделяются изолированные крупные кристаллы, находящиеся в неравновесных взаимоотношениях с вмещающей изверженной породой (мегакристаллы, или мегакристы, высоких давлений). Наиболее распространены включения различных оливиновых гипербазитов, среди которых обычны шпинелевые лерцолиты. Наблюдаются переходы их к пироксенитам. Как и в других регионах Земли, где развит кайнозойский щелочно-базальтовый вулканизм, по типу пироксенов из включений выделяют «зеленые» (диопсидовые) и «черные»

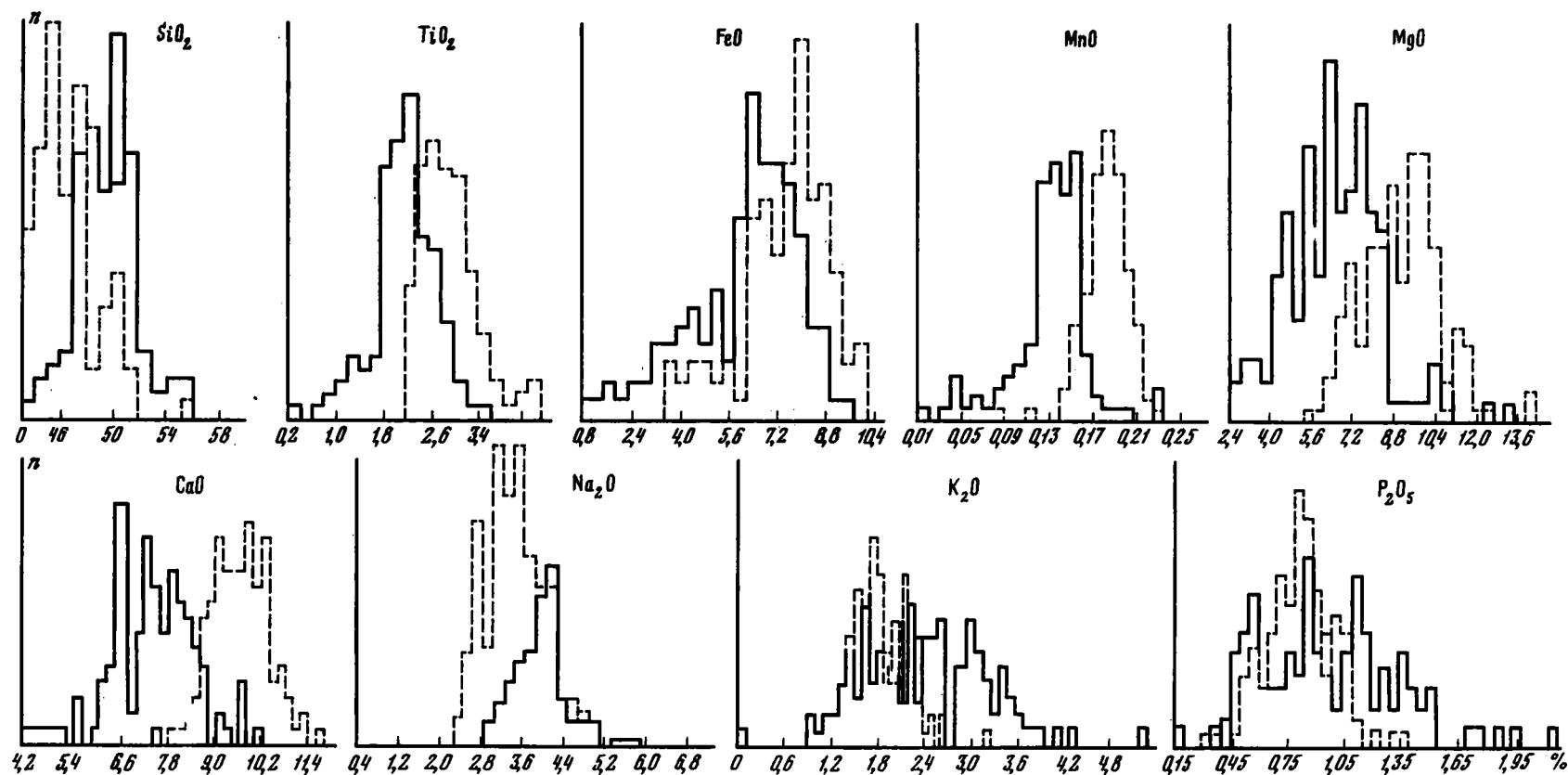


Рис. 59. Гистограммы распределения главных петрогенных окислов в базальтонадах Дариганги (пунктирная линия) и меридиональной зоны Центральной Монголии (сплошная линия)

(авгитовые) парагенезисы минералов. Первые относят к несомненно мантийным образованиям, вторые считают неясными по генезису, возможно, связанными с глубоинной эволюцией базальтовой магмы.

Кроме лерцолитов, к группе мантийных пород относят Гарцбургиты, дуниты, «зеленые» пироксениты и магнезиальные эклогиты. Среди коровых включений встречены эклогитоподобные породы, гранулиты, гнейсы, породы габброидного и диоритового составов. Из верхних горизонтов коры, вероятно, вынесены включения гранитоидов, сиенитов и кварцитов. По-видимому, к низам коры следует отнести также группы «черных» пироксенитов и железно-магнезиальных эклогитов. Значительно реже встречаются мантийные гранатовые гипербазиты — лерцолиты и пироксениты. Сейчас известны находки таких ксенолитов в Тарятской впадине, в Тэсингольском ареале, Орхон-Селенгинском и на Дариганге.

Примечательной особенностью следует считать практически повсеместные находки включений большой группы мегакристов. Наибольшим распространением пользуются кристаллы титанавгита, отличающегося повышенными содержаниями алюминия и натрия, и кали-натрового полевого шпата (санидина или анортоклаза). Относительно широко распространены мегакристы магнезиального ильменита, обнаруженные практически во всех ареалах кайнозойского вулканизма. Кроме того, известны находки мегакристов слюды (титанбиотит), пиропового граната и магнезиального оливина. Вероятно, этим не исчерпывается перечень возможных типов включений мегакристов, так как в последнее время на Дариганге обнаружены мегакристы зеленого хромового диопсида и гиперстена. В Прибайкалье известны находки мегакристов титан-магнетита и амфиббла (керсутита). В. В. Кепежинский отмечает различия в составах мегакристов и минералов глубоинных включений из различных вулканических ассоциаций и районов. Так, отношение $\text{Ca}/\text{Ca} + \text{Mg}$ ниже в клинопироксенах лерцолитового парагенезиса Хангая по сравнению с Даригангой. Ортопироксены лерцолитов Хангая содержат Al^{IV} больше, чем соответствующие минералы Дариганги. Аналогичные различия установлены для мегакристов: более натровый состав полевого шпата — на Дариганге и калиевый — в ареалах Центральной Монголии. Ильмениты из Центральной Монголии и Прибайкалья обладают гомогенной структурой, тогда как ильмениты из вулканических пород Дариганги гетерогенны, постоянно обнаруживают различные структуры распада и в целом несколько более магнезиальны.

Следует отметить, что корреляция состава мегакристов с составом вмещающих пород далеко не всегда выдерживается. Так, известны значительные колебания в составах отдельных мегакристов кали-натрового полевого шпата из однородных по составу пород одного вулканического аппарата (вулкан Хорог). Наблюдается также перекрытие составов однотипных мегакристов из пород, сильно различающихся по составу.

Глубинные включения и мегакристы встречаются в породах всех возрастных групп. Обнаружены они и в меловых лавах южного склона Гобийского Алтая и Северной Гоби. Однако степень сохранности включений в значительной мере зависит от фациальной разновидности вулканитов и возраста. Лучшее всего включения сохраняются в нектровых и других субвулканических фациях, а также в породах постмиоценового возраста. Вместе с тем часто включения хорошей сохранности встречаются и в лавовых потоках (например, в Тэсингольском и Дзабханском ареалах). Наиболее стерильными относительно ксеногенного вещества оказываются протяженные долинные потоки. Не обнаружены включения в долинных базальтах Хануй-Гола, Шишихид-Гола (кроме маломощных потоков предположительно голоценового возраста), Орхона, Онгийн-Гола, в значительной части базальтового разреза плиоцен-плейстоценовых базальтов р. Чулуту-Гол.

В ходе вторичных изменений включений наибольшей сохранностью обладают мегакристы клинопироксена и особенно санидина. Может быть, именно с этим связаны находки преимущественно данных минералов среди включений в раннекайнозойских базальтах. В табл. 20 приведены некоторые характерные химические составы минералов глубоинных включений и мегакристов.

ГЛУБИННЫЕ ИСТОЧНИКИ И ПРИЧИНЫ КАЙНОЗойСКОГО ВУЛКАНИЗМА

Понимание природы кайнозойского вулканизма Монголии всецело зависит от того, какой модели геодинамического развития региона мы будем придерживаться. Существующие точки зрения по этому вопросу могут быть объединены в три группы:¹ кайно-

¹ См. также И. В. Луцкий [44].

зойский вулканизм Монголии (и всей Центральной Азии) является следствием горизонтальных перемещений континентов и обусловлен столкновением Индостана с Азией [79, 31]; 2) базальтовые излияния в Центральной Азии связаны с кайнозойскими структурами ривнации и активизации вдоль крупных трансконтинентальных разломов, протягивающихся от Тихоокеанского побережья к центру Азии [63]; 3) базальтовый вулканизм Прибайкалья и Монголии обусловлен различными глубинными источниками, магмообразование связано с различной глубинной физико-химической обстановкой и определяется внутренними эндогенными режимами, не связанными с крупномасштабными горизонтальными перемещениями континентальных масс [13].

Первая из названных моделей предусматривает дробление Центральной Азии на ряд плит и микроплит, находящихся во взаимных горизонтальных движениях по границам, трассируемым разломами и повышенной сейсмичностью. Базальтовый вулканизм приурочен к тем зонам, где «в результате движения мозаики микроплит возникают зияния, как в Байкальской рифтовой зоне, Тункинской долине или в Центральной и Восточной Монголии» [31, стр. 268]. В этой модели трудно совместить представления о рифтообразовании (с которым связан базальтовый вулканизм) в результате сводового поднятия, подъема астеносферы и глыбовой тектоники, с одной стороны, и образование рифтов в результате расхождения микроплит — с другой. Трудно понять те закономерности пространственного распределения петрохимических типов базальтов, которые были отмечены выше, с мозаичным расположением границ выделенных микроплит. Модель не объясняет закономерностей хронологического развития вулканизма в течение различных этапов кайнозоя. Трудно понять в рамках данной модели, с чем связан обширный площадной вулканизм в миоцене и плиоцене. Это должно соответствовать большой раздробленности Монголии, обусловленной, вероятно, более интенсивным «вдавливанием» или другим геометрическим рисунком перемещения плит. Учитывая, что магмообразование и глубинные ксенолиты отвечают уровню глубин в верхней мантии не менее 70 км, следует допустить раскалывание плит до таких глубин и соответствующее положение очагов землетрясений в зонах движения плит. Однако все очаги землетрясений сосредоточены в пределах коры, т. е. на глубинах менее 40—30 км.

В модели сопряженного развития островодужных и внутриконтинентальных вулканических структур, протягивающихся от Тихого океана к центру Азии, не находят удовлетворительного объяснения магматические процессы и вулканизм в Прибайкалье и Монголии, так же как и отмеченные выше особенности петрохимии.

Модель, развиваемая авторами, основана на комплексе всех доступных геолого-геофизических данных. Территория Монголии является звеном Центрально-Азиатского подвижного пояса, расположенного между Сибирской, Таримской и Северо-Китайской платформами. Несмотря на высокую сейсмичность и подвижность западной его части, кайнозойский вулканизм проявился только в восточной части пояса, включающего и территорию Монголии. Е. Е. Милановский привел данные в пользу перерождения Центрально-Азиатского орогенического пояса по простиранию в Байкальский внутриматериковый рифтовый пояс. Такое развитие характерно для Центральной части Монголии. Однако, вулканизм Юго-Восточной Монголии (плато Дариганга) является уже краевой частью Восточной Азии, претерпевшей в позднем мезозое и кайнозое эпигеосинклинальное развитие. Этот регион входит в обширный Западно-Тихоокеанский пояс, для которого В. В. Белоусов выделяет особый эндогенный режим развития — тихоокеанский режим окраин материков [7]. Вероятно, весь кайнозойский этап тектонической жизни Восточной Азии был подготовлен и обусловлен активизацией, начавшейся в мелу (иеншанские движения) и приведшей к формированию широких подвижных зон и блоков платформы на месте Синийского щита. Дислоцированные структуры Большого Хингана, Восточной Маньчжурии и другие явились основной ареной проявления кайнозойского базальтового вулканизма. Дариганга относится, скорее, всего к западной части вулканического поля хр. Большой Хинган. Эпоха усиления вулканической активности совпадает с периодом общего воздымания территории Центральной Азии, на фоне которого происходили блоковые движения, сформировавшие сводовые и глыбовые поднятия и впадины.

Сейсмологические и гравиметрические данные убеждают нас в том, что причиной тектоно-магматической активизации платформ является подъем к границе Мохо или в верхние горизонты мантии огромных горячих и разуплотненных масс. Этот процесс неоднороден в пространстве и во времени, и динамика процессов в верхней мантии находит отражение в поверхностной тектоно-вулканической активности. Ареалы распространения кайнозойских вулкаников совпадают с областью развития максимальных региональных гравитационных аномалий и с зоной пониженных сейсмических скоростей.

Наличие огромной массы магмогенерирующего горячего вещества подтверждается результатами изучения глубинного распределения температуры по минеральным геотермометрам, т. е. условиям равновесия минеральных парагенезисов глубинных включений [13]. Эта мантийная аномалия, простирающаяся в северо-восточном направлении от Гобийского Алтая через Хангайское нагорье к Байкальской рифтовой зоне, объясняет характер вулканизма, наложенный на древние каледонские и герцинские структуры земной коры. Распределение ареалов, их группировка в зоны, наследующие общее простирание новейших тектонических структур, явно свидетельствуют о сложном взаимодействии коры и прилегающих слоев верхней мантии с астеносферой, определяемом структурой, сложившейся в предыдущие тектоно-магматические циклы. Наложенный магматизм и вулканизм как бы приспосабливаются к существующим глубинным структурам, и в этом проявляется унаследованный характер процессов и живая связь глубинных и поверхностных структур. Отмеченная ранее связь между щелочностью вулканических пород и структурой коры также находит объяснение в рамках данной модели, так как вулканизм (и магматизм) приурочен не просто к зонам разломов, а к определенным структурам, испытавшим длительный период развития. В этом отношении показательно то, что на Дариганге обнаружены глубинные включения, равновесные при тех же РТ условиях, что и наиболее глубинные включения в базальтах Хангая. Ряд петрохимических и геохимических признаков включений показывает, что последние, вероятно, даже ближе к кимберлитовому типу, чем включения из Прибайкалья и Центральной Монголии. Поэтому трудно допустить, что меньшая щелочность базальтов Дариганги обусловлена их менее глубинным образованием. Скорее всего, это связано с отличием в глубинной структуре Восточной Монголии (где установлена меньшая мощность коры и сокращенный «гранитный» слой) и физико-химической обстановке в области магнообразования (например, режим флюидов).

На основании данных экспериментальной петрологии и особенностей состава минеральных включений в базальтах условия образования щелочнобазальтовой магмы представляются следующими. На глубинах не менее 70 км (область перехода от шпинелевых к гранатовым ультрабазитам) происходит на 10—15% расплавление леерцолитового субстрата верхней мантии при температурах 1200—1250 °С при содержаниях воды не более 2—4 вес. %. Вероятно, плавление происходит при активном участии сложных по составу флюидов, в общем обеспечивающих восстановительные условия (или низкую летучесть кислорода). В предположении, что ксенолиты отражают вещество среды, вмещающей магматический очаг, мы приходим к выводу о локализации магмы на разных уровнях глубинности в зависимости от реальной геолого-тектонической обстановки. Основными уровнями заложения промежуточных магматических очагов являются границы раздела сред, различающихся строением и комплексом физических свойств. Именно этим можно объяснить обилие тех ксенолитов, которые маркируют такие границы раздела, как поверхность Мохо, Конрада, переход от гранатовой к шпинелевой фациям ультрабазитов.

ГЛАВА VI

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ И ЭВОЛЮЦИЯ ВУЛКАНИЗМА

Приведенные в предыдущих главах данные показывают, что на протяжении всей послегеосинклинальной истории Монголии, протекавшей в континентальных условиях в Северной и Центральной Монголии в одних районах с рифея, в других — с конца кембрия и верхнего палеозоя, на западе страны — с позднего ордовика и конца силура, а на юге — с нижнего карбона, территория страны неоднократно служила ареной вулканической деятельности, в результате которой были сформированы девонские, каменноугольные, пермские, ранне- и позднемезозойские и кайнозойские вулканические ареалы. Наряду с ними на западе Монголии в небольшом масштабе проявлены континентальные ордовикские андезит-риолитовые и силурийские базальтоидные вулканы, а в Центральной Монголии — также рифейские дацит-риолитовые, риолитовые и контрастные серии.

Девонский континентальный вулканизм характерен для структур северного мегаблока Монголии, где связан с орогенными движениями, начавшимися в нижнем девоне. Разнообразные вулканы девона рассеяны по территории таким образом, что восстановить более или менее строго вулканические области крайне затруднительно. Последую-

щие тектонические перемещения и интенсивная эрозия расчленили бывшие вулканические области на разобщенные фрагменты — наложенные прогибы, впадины, мульды, грабены. Однако пространственная группировка последних в отдельные ареалы свидетельствует в пользу ареального характера девонского континентального вулканизма, причем эти ареалы имеют четкую структурную позицию. Они сосредоточены на поднятиях, разделяющих разнообразных прогибы. На окраине девонского континента, примыкавшей к Зайсану-Южно-Монгольскому эвгеосинклинальному бассейну, поднятия разделили регенерированные прогибы. Во внутренних частях континента поднятия отделяли регенерированные геосинклинальные прогибы от прогибов орогенного типа. В пределах поднятий размещение вулканитов контролируется крупными зонами разломов, участками сочленения и пересечения разломов.

В истории девонского вулканизма различаются три этапа — ранний — нижнедевонский, средний — эмс-эйфельский и поздний — живетско-франский. Вулканизм раннего этапа происходил в условиях разрушения додевонских структур, заложения прогибов разного типа и впадин. Общей особенностью нижнедевонских вулканических серий является ведущая роль пород средне-основного состава, присутствие контрастных серий, в которых преобладают базальты и андезито-базальты, натриевая специфика пород, в том числе кислых вулканитов. Вулканические процессы следующего ниже-средне-девонского этапа развивались в условиях роста поднятий либо заложения прогибов на поднятиях (Делюно-Юстыдский). Для этого времени типично резкое преобладание кислых вулканитов, в том числе высококремнекислых риолитов и трахириолитов, их повышенная калиевая щелочность с закономерным преобладанием калия над натрием (в весовых процентах), появление высококалиевых риолит-трахириолитовых серий в Монгольском (и Горном) Алтае, а также увеличение общей щелочности пород в глубь континента. На позднем живетско-франском этапе масштабы вулканической деятельности резко сократились, снова увеличилась относительная роль пород основного и среднего состава при крайней изменчивости состава вулканитов в различных структурах — от базальтового, андезито-базальтового, андезитового до контрастного, андезит-дацит-риолитового и существенно риолитового.

В карбоне вулканическая деятельность была сосредоточена в Южной Монголии. Вулканиты образуют здесь широтно вытянутую линейную вулканическую область, являющуюся восточным фрагментом крупнейшего трансконтинентального верхнепалеозойского вулканического пояса Евразии [48]. Пояс располагался вдоль границы материка Северная Евразия с океаническим бассейном Палеотетиса и в этом отношении близок к краевым вулканическим поясам типа Охотско-Чукотского.

В Южной Монголии карбоновые вулканогенные образования выполняют ряд крупных впадин, расположенных в зонах крупных разломов, определяющих основной структурный план Южно-Монгольских герцинид. Строение разрезов и составы вулканитов, а также их возрастной объем меняются от района к району. Наиболее резко различаются восточная и западная части вулканической области: восточная сложена породами андезит-базальтового ряда, в строении западной участвуют породы андезито-базальтовой и дацит-риолитовой формаций.

В северном мегаблоке Монголии карбоновый вулканизм проявлялся в небольших масштабах и имел распыленный характер. На Монгольском Алтае и в Котловине Больших Озер продукты вулканической деятельности присутствуют среди красноцветных наземных и прибрежно-морских (на юге и западе региона) молассовых отложений турнезвизейского возраста, выполняющих небольшие наложенные мульды. Здесь отмечены риолиты, их туфы и (или) базальты и их туфы, но более распространены туфопесчаники, туфоалевролиты и пепловые туфы [24]. В Центральной Монголии проявления андезитового вулканизма в нижнем и позднем карбоне известны в зоне Баянхонгорских разломов, а также в Среднеобийском районе [18]. Следы вулканической деятельности запечатлены, кроме того, небольшим количеством туфогенных пород, реже — порфириров, встречающихся среди терригенных каменноугольных отложений внутриконтинентального Хангай-Хэнтэйского морского бассейна и внешних по отношению к нему более мелких прогибов.

В пермскую эпоху вулканическая деятельность была особенно интенсивной. Напомним, что к перми почти на всей территории Монголии, за исключением крайнего юго-востока, закончился геосинклинальный режим, и это в известной мере отразилось на форме проявления вулканизма. Продукты пермского вулканизма образуют три протяженных субширотных пояса. Южно-Монгольский пояс в общих чертах вписывается в контур одноименного карбонового вулканического пояса и продолжает его развитие.

В отличие от него Центрально- и Северо-Монгольский вулканические пояса возникли в перми и были наложены на докембрийское и раннекаледонское складчатое основание. Они формировались сопряженно с превращением Хангай-Хэнтэйской системы прогибов в систему сводовых поднятий, где был сосредоточен пермский гранитоидный магматизм. Эти два пояса оконтуривают область плутономагматизма; в пермское время они представляли собой зоны растяжения [47]. Различие в их пространственном положении сводится к тому, что Центрально-Монгольский пояс расположен между двумя областями плутонического гранитоидного магматизма: верхнепалеозойской Сухэбаторско-Баян-лэгской — на юге и пермской Хангай-Хэнтэйской — на севере, а Северо-Монгольский пояс является краевым — севернее него находится область древних устойчивых поднятий с щелочногранитным пермским магматизмом (Северная Монголия, Юго-Восточная Тува, Восточный Саян, Прибайкалье).

В течение пермского периода происходило смещение вулканической активности с юга на север. В Южной Монголии вулканы формировались в интервале верхний карбон — нижняя пермь, в Центральной Монголии — в течение нижнепермской эпохи и в начале верхнепермской, а в Северной Монголии — на протяжении всего пермского периода.

В Южной Монголии пермские вулканы завершают развитие верхнепалеозойской вулканической области, начавшееся в карбоне, и представлены бимодальными базальт — трахириолит — комендитовыми (обычно с щелочными гранитами) вулканическими ассоциациями. Они выполняют узкие, до 20 км, грабены и сконцентрированы в двух линейных зонах, прослеживаемых вдоль всей Южной Монголии и уходящих на сопредельные территории Китайской Народной Республики. Одна зона контролируется Главным Монгольским линеamentом, другая — Гоби-Тяньшаньской системой разломов. В пределах обеих зон формирование вулканитов происходило в условиях поперечного растяжения с амплитудой раздвига, достигающей нескольких км в отдельных вулканических грабенах и фиксируемой мощными дайковыми поясами [75].

Для Центрально- и Северо-Монгольских поясов наряду с небольшими вулканогенными структурами типичны крупные впадины и шовные прогибы протяженностью порядка 300—400 км, выполненные мощными (до 10—12 км) пермскими осадочно-вулканогенными и вулканогенными толщами разнообразного состава. В крупных шовных прогибах ведущим является базальтовый и андезито-базальтовый вулканизм, на поднятиях — кислый. Характерно сочетание пород умеренной и повышенной щелочности кали-натриевого типа. В обоих поясах щелочность вулканогенных пород увеличивается в направлении к их западным флангам и снижается в поперечном сечении в сторону, обращенную к Хангай-Хэнтэйской системе.

Вулканогенные породы тесно сочетаются с интрузивными. Характерны полиритмические серии, наиболее полно представленные в крупных структурах. Так, в Северо-Гобийской впадине Центрально-Монгольского пояса за андезит-дацит-риолитовыми вулканидами и гранитоидами умеренной щелочности следует более молодая трахириолит — трахибазальт — трахиандезитовая серия с сиенитами, граносиенитами и гранитами. В Хантайширско-Аргалинтинском шовном прогибе того же пояса последовательно сменяются серии: щелочнобазальтовая — андезито-базальтовая (местами контрастная) — риолито-трахириолитовая с комагматичными двуполевошпатовыми сиенитами, граносиенитами, гранитами — трахибазальтовая, сочетающаяся с кислыми вулканидами повышенной щелочности, а также со щелочными гранитами и сиенитами. В самом крупном на территории Монголии пермском Орхон-Селенгинском прогибе, сходном по составу вулканогенного выполнения с Хантайширско-Аргалинтинским, в возрастном ряду сменяются следующие образования: трахиандезит-трахибазальтовые; риолит-трахириолитовые со щелочными граносиенитами (либо вместо них и других на северо-востоке прогиба базальт-андезит-риолитовые); трахибазальтовые с комагматичными габбро-сиенитовыми интрузивами и заключительные гранит-граносиенитовые интрузии.

В целом в вулканических поясах обособлены две группы вулcano-плутонических ассоциаций, отвечающие двум крупным ритмам магматизма. В течение первого ритма формировались пестрые по составу и изменчивые по латерали дифференцированные вулканогенные серии, завершающиеся становлением гранитоидов. В Северо-Монгольском и на западе Центрально-Монгольских вулканических поясов среди кислых вулканитов первого ритма присутствуют комендиты, а среди гранитоидов появляются щелочные граниты. Для второго ритма типичны трахибазальтовые и контрастные трахибазальт — трахириолитовые (с комендитами) серии и комагматичные габбро-сиенитовые либо сиенит-щелочногранитовые интрузивы.

Раннемезозойские вулканогенные образования в Монголии распространены сравни-

тельно ограничено. Территориально они связаны с восточной частью Северо-Монгольского (бассейн рек Селенги и Орхона) и Центрально-Монгольского пермских вулканических поясов и представлены комплексами пород нормальной и повышенной щелочности: андезито-базальтами, андезитами, дацитами, трахиандезитами, трахибазальтами, трахитами, трахидацитами и трахириолитами. Вулканиты слагают обособленные поля в пределах отдельных вулканотектонических впадин. По наблюдениям П. В. Ковалю, на юге Орхон-Селенгинского прогиба раннемезозойские вулканисты и конгломераты перекрывают неровную поверхность, образованную верхнепермскими гранитоидами и вмещающей их вулканогенной толщей, а конгломераты содержат продукты размыва тех и других.

Позднемезозойские вулканисты в основном сосредоточены в северо-восточной части Монголии. Область их распространения вытянута в северо-восточном направлении; пространственно она совмещена с восточным отрезком пермского Центрально-Монгольского вулканического пояса и ограничена с бортов теми же разломами, что и пермские вулканисты. Позднемезозойские вулканогенные образования представлены преимущественно двумя тесно связанными ассоциациями: базальт-трахибазальт-трахиандезитовой и риолит-трахириолитовой, составляющих единую формацию контрастного типа. Породы промежуточного состава развиты ограниченно.

Современная структура позднемезозойской вулканической области определяется системой ориентированных в северо-восточном направлении вулканических полей, разделенных линейными горстообразными выступами фундамента и узкими мезозойско-кайнозойскими впадинами. Подобное строение вулканической области, а также состав типичных для нее вулканистов, образующих бимодальный комплекс, сближает ее с Провинцией Бассейнов и Хребтов Северной Америки, формирование которой связывается с континентальным рифтогенезом. Сходство позднемезозойской вулканической области Восточной Монголии с Провинцией Бассейнов и Хребтов ранее отмечали В. И. Коваленко и др. [38].

Позднемезозойская вулканическая область с запада имеет торцовую границу, определяемую системой северо-западных разломов, прослеживаемых в полосе между г. Улан-Батор и г. Мандал-Гоби. Западнее прослеживается лишь узкая цепь позднемезозойских вулканических полей, которая по системе разломов смещена к югу от осевой зоны Центрально-Монгольского вулканического пояса. Эта цепь полей тяготеет к зоне Главного Монгольского линеймента и прослеживается вдоль нее по всей полосе распространения пермских вулканистов на расстоянии свыше 1000 км. Вулканисты в этой части позднемезозойского ареала представлены трахитами в ассоциации с карбонатитами, трахибазальтами и трахириолитами, обычно в переслаивании с терригенными породами. Они выполняют узкие (5—10 км) и протяженные (до 60 км) широтные вулканические грабены и сопровождаются продольными дайковыми поясами и, следовательно, формировались в обстановке регионального растяжения, близкой к рифтогенной. Необходимо отметить, что и по составу вулканических продуктов позднемезозойские вулканисты этой зоны близки к вулканическим ассоциациям таких рифтовых зон, как Провинция Бассейнов и Хребтов.

Кайнозойские базальты в Монголии образуют крупные поля в пределах широкой меридионально ориентированной полосы, протягивающейся от оз. Хубсугул на севере до хребтов Монгольского и Гобийского Алтая на юге. Совместно с кайнозойскими базальтами, распространенными севернее, на территории Советского Союза, они слагают единую вулканическую область, связанную с развитием Байкальской рифтовой системы. Цепочка рифтовых впадин прослеживается непрерывно от оз. Байкал вплоть до грабена оз. Хубсугул, который упирается на юге в широтную сторону Северо-Хангайского разлома. Базальтовые поля вдоль этой зоны следуют в широтном направлении и выходят, таким образом, за пределы свойственной им в целом меридиональной области проявления.

К югу от Северо-Хангайских разломов кайнозойские грабены не продолжают, однако базальты распространены здесь на обширных территориях. Они слагают относительно большие по объему поля в пределах общей меридиональной полосы, следующей к Ихэбогдинской системе разломов. Южнее преимущественно небольшие базальтовые поля тяготеют к широтным разломам и выходят далеко за пределы главной меридиональной области распространения кайнозойских вулканистов. В целом общее размещение кайнозойских базальтов и системы кайнозойских рифтовых впадин в Монголии подчинено сочетанию меридионального направления и широтных разломов, определивших торцовые границы областей распространения базальтовых полей. Разломы активизируются магматическими процессами на значительные расстояния в стороны от главной

вулканической области, что указывает на передачу глубинной энергии процесса формирования рифта и связанного с ним магмообразования вдоль этих разломов.

Второй главный район распространения кайнозойского вулканизма находится на юго-востоке Монголии, где базальты формируют плато Дариганга.

Кайнозойские вулканы представлены слабо дифференцированными щелочными базальтоидами с различным соотношением калия и натрия. Этим обусловлены провинциальные различия отдельных ареалов вулканизма. В базальтах содержатся разнообразные включения глубинных пород и минералов, термодинамически устойчивых на разных глубинах земной коры и верхней мантии. Соответственно этому полнокристаллические ксенолиты разделены на коровые и мантийные. Приблизительный подсчет объемов излившегося материала и площадей распространения базальтов на кайнозойском этапе свидетельствует о том, что максимальная вулканическая активность была приурочена к миоцен-плиоценовому этапу.

Сравнивая ареалы распространения разновозрастного континентального вулканизма на территории Монголии, можно отметить следующее. Если в девоне континентальный вулканизм проявлялся на поднятиях северного мегаблока от крайнего запада до востока страны, а в южном мегаблоке формировались вулканы офиолитового и островодужного типов, то в карбоне в связи с замыканием Южно-Монгольских герцинид центр континентального вулканизма сместился на юг. Здесь был сформирован Южно-Монгольский вулканический пояс, который частично наследовал девонские островодужные структуры. В пермский период вулканизм охватил значительную часть территории Монголии, причем он был локализован в трех субширотных вулканических поясах и ограниченно проявлен в разделяющих эти пояса областях гранитоидного магматизма. На западе Монголии — в каледонских структурах Монгольского Алтая и в прилегающей части Озерной зоны — пермские вулканы неизвестны; отголосками вулканических процессов здесь являются малые интрузии калиевых риолитов и гранит-порфиров, размещенные в разломах восточного фаса Монгольского Алтая. В раннем мезозое ареалы вулканизма мигрируют далее на восток, будучи сконцентрированы в восточной половине Монголии. Позднемезозойские вулканогенные образования сосредоточены в основном на северо-востоке страны; однако в позднем мезозое снова начинается экспансия вулканизма на запад — вдоль зон крупнейших субширотных разломов вулканы прослеживаются до района г. Гоби-Алтай. В целом от девона до позднего мезозоя континентальный вулканизм контролируется длительно живущей системой разломов, определяющих структурный план территории Монголии. В отличие от палеозойского и мезозойского, главный ареал кайнозойского базальтового вулканизма несогласно накладывается на все складчатые структуры, будучи приурочен к широкой меридиональной полосе.

В процессе кратонизации территории Монголии происходит отчетливая эволюция вулканизма в направлении увеличения щелочности и основности вулканогенных образований. Среди продуктов девонского континентального вулканизма преобладают обогащенные калием кислые породы умеренной и повышенной щелочности, с которыми ассоциируют несоизмеримо более значительные по масштабам распространения гранитоиды умеренной и повышенной щелочности. В составе пермских вулканитов породы кислого и основного состава присутствуют в соизмеримых количествах, причем преобладают ассоциации повышенной щелочности кали-натриевого типа. Плутонические образования по объему подчинены вулканогенным. Раннемезозойские вулканы еще недостаточно изучены и не всюду отчленены от пермских. Судя по существующим данным, среди них породы основного и среднего состава преобладают над кислыми. Юрско-меловые образования представлены контрастными ассоциациями повышенной щелочности и щелочными (с меланефеленитами и карбонатитами). Среди первых ведущую роль играют трахибазальты и трахиандезиты, подчиненную — риолиты и трахириолиты. Объем связанных с ними гранит-граносиенитовых интрузий невелик. Нижнемеловые вулканы — это в основном базальты и трахибазальты, которым комагматичны габброиды. Для кайнозоя типичны субщелочные и щелочные базальты.

Рассмотренные тенденции свидетельствуют о том, что в процессе становления и последующего развития земной коры происходило последовательное перемещение зон магмообразования на все более глубокие уровни литосферы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеева Р. Е., Мендбаяр Б., Эрлангер О. А. Брахноподы и биостратиграфия нижнего девона Монголии. М.: Наука, 1981. 176 с.
2. Амантов В. А., Борзаковский Ю. А., Волчек И. И. и др. Современные представления о геологическом строении и некоторых закономерностях размещения полезных ископаемых.— В кн.: Геологические исследования Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1967, с. 57—71.
3. Амантов В. А., Данзан Буточи, Матросов П. С. О развитии геологических структур Западной Монголии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 8, с. 21—35.
4. Анатольева А. И. Строение и состав пермского красноцветного комплекса на юге Монголии.— Геология и геофизика, 1974, № 10, с. 32—43.
5. Балла З. О строении и распространении юрского вулканогенного комплекса Восточной Монголии.— Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae (Тр. Венгурской Академии Наук. Геология), 1972, р. 185—210.
6. Беличенко В. Г. Каледониды Байкальской горной области. Новосибирск: Наука, 1977. 134 с.
7. Белоусов В. В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 263 с.
8. Благоврагов В. А. О среднедевонских отложениях южного склона хребта Большой (Северо-Западный Хангай).— В кн.: Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1970, с. 102—105.
9. Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.
10. Волочкович К. Л. Стратиграфия и тектоника крайнего северо-запада Монголии (район хребтов Цаган-Шибэту, Хархир-Нуру и Сайлюгем).— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1961, т. 36, вып. 1, с. 3—23.
11. Волочкович К. Л., Леонтьев А. Н. Талицко-Монголо-Алтайская металлогеническая зона. М.: Наука, 1964. 183 с.
12. Гаврилова С. П. Особенности девонского и пермского магматизма запада Монголии.— В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 78—96.
13. Геншафт Ю. С., Салтыковский А. Я. Проблемы глубинного строения Монголии.— В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 183—194.
14. Геншафт Ю. С., Зайцев Н. С., Салтыковский А. Я. Строение глубинных зон и базальтовый вулканизм Монголии.— Геотектоника, 1978, № 5. 105 с.
15. Геологическая карта Монгольской Народной Республики м-ба 1 : 1 500 000. М.: ГУГК, 1967/Под ред. Н. А. Маринова, Р. А. Хасина.
16. Геологическая карта Монгольской Народной Республики м-ба 1 : 1 500 000. М.: ГУГК, 1972/Под ред. Н. А. Маринова, Н. С. Зайцева, Р. А. Хасина.
17. Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Т. 2. 128 с.
18. Геология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1973. Т. 2. Стратиграфия. 582 с.
19. Геология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1973. Т. 2. Магматизм, метаморфизм, тектоника. 750 с.
20. Гордиенко И. В. Вулкано-плутоническая формация в юго-восточной части Восточного Саяна. Улан-Удэ: Бурят. кн. изд-во, 1969. 116 с.
21. Гордиенко И. В., Андреев Г. В., Кузнецов А. Н. Магматические формации палеозоя Саяно-Байкальской горной области. М.: Наука, 1978. 220 с.
22. Девяткин Е. В. Кайнозой Внутренней Монголии (стратиграфия, геохронология, корреляция). М.: Наука, 1981. 196 с.
23. Дергунов А. Б. Структуры зоны сочленения Горного Алтая и Западного Саяна. М.: Наука, 1967. 215 с.
24. Дергунов А. Б., Лувсанданзан Б., Павленко В. С. Геология Западной Монголии. М.: Наука, 1980. 195 с.
25. Дуранте М. В. Палеоботаническое обоснование стратиграфии карбона и перми Монголии. М.: Наука, 1976. 275 с.
26. Дуранте М. В., Зоненшайн Л. П., Коваленко В. И. и др. Верхнепалеозойские отложения и магматизм Хан-Богдинского района Южной Монголии.— Бюл. МОИП. Отд. геол., 1976, т. 51, вып. 4, с. 58—73.
27. Заваицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1950. 400 с.
28. Зайцев Н. С., Дуранте М. В., Моссаковский А. А. и др. Опорный разрез верхнего палеозоя Южной Монголии с первыми представителями лабиринтодонтов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 3, с. 133—144.
29. Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С. и др. О времени замыкания Хангайского прогиба в варисцидах Центральной

ной Монголии.— Геотектоника, 1969, № 5, с. 89—94.

30. Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М.: Недра, 1972. 240 с.

31. Зоненшайн Л. П., Савостин Л. И. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.

32. Зоненшайн Л. П., Дуранте М. В., Маркова Н. Г. и др. Основные черты геологического строения и развития сопредельных частей Монгольского и Гобийского Алтая.— В кн.: Стратиграфия и тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1970, с. 64—79.

33. Иванов А. Х. Геология и полезные ископаемые Кобдоского района Монгольского Алтая.— М.: Изд-во АН СССР, 1953. 164 с.

34. Кепежинскас В. В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 312 с.

35. Кепежинскас В. В., Лучицкий И. В. Пермские вулканические ассоциации Центральной Монголии.— В кн.: Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение. М.: Наука, 1973, с. 71—93.

36. Кепежинскас В. В., Лучицкий И. В. Континентальные вулканические ассоциации Центральной Монголии. М.: Наука, 1974. 72 с.

37. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 159 с.

38. Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Антипин В. С. и др. Мезозойские интрузии Монголии. Пространственное распределение, геохимия и рудоносность.— В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977, с. 133—143.

39. Комаров Ю. В. Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск.: Наука, 1972. 147 с.

40. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М.: Наука, 1964. 385 с.

41. Лувсанданзан Б. Нижнекаменноугольные отложения Юго-Западной Монголии.— В кн.: Стратиграфия и тектоника МНР. М.: Наука, 1970, с. 85—101.

42. Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 276 с.

43. Лучицкий И. В. Древние вулканические области южных материков в фанерозое. Новосибирск.: Наука, 1978. 294 с.

44. Лучицкий И. В. Общие черты размещения неоген-четвертичных вулканитов в Центральной Азии.— Вулканология и сейсмология, 1981, № 3, с. 5—12.

45. Маркова Н. Г. Стратиграфия нижнего и среднего палеозоя Западной Монголии. М.: Наука, 1975. 117 с.

46. Матреницкий А. Т. Новые данные по абсолютному возрасту эффузивных и интрузивных пород Орхон-Селенгинского прогиба МНР.— В кн.: Геохронология гранитондов Монголо-Охотского пояса. М.: Наука, 1980, с. 89—94.

47. Металлогенетический анализ в областях активизации (на примере Забайкалья). М.: Наука, 1977. 176 с.

48. Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. 318 с.

49. Моссаковский А. А., Томуртогов О. Верхний палеозой Монголии. М.: Наука, 1976. 125 с.

50. Моссаковский А. А., Салтыковский А. Я., Томуртогов О. Триасовые вулканогенные и молассовые образования Орхонской впадины Центральной Монголии.— В кн.: Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение. М.: Наука, 1973, с. 94—106.

51. Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. Изд-во АН СССР, 1963. 459 с.

52. Нагибина М. С., Бадамгарав Ж. Стратиграфия позднемезозойских образований Северо-Восточной Монголии.— В кн.: Стратиграфия мезозойских отложений Монголии. Л.: Наука, 1975, с. 198—225.

53. Оролмаа Д. Новые данные по стратиграфии вулканогенных ассоциаций северо-восточной части Орхон-Селенгинского прогиба (междуречье Еро и Орхона).— В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977, с. 61—69.

54. Петрова М. А. Петрохимические типы базальтовых магм разных структурных зон и сопоставление их с базальтами Луны.— Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1975, № 1, с. 25—33.

55. Петрография/Под ред. А. А. Маракушева. М.: Изд-во МГУ, 1976 г. Ч. 1. 384 с.

56. Предтеченский Н. Н. Стратиграфия девонских отложений Тувы и Западного Саяна.— В кн.: Материалы по геологии Саяно-Алтайской области. Л.: Недра, 1967, с. 34—61.

57. Резвой Л. П. О великом георазделе Азиатского материка.— В кн.: Гималайский и альпийский орогенез. М.: Наука, 1964, с. 115—135.

58. Росс К. С., Смит Р. Л. Туфы пеплового потока.— В кн.: Проблемы палеовулканизма. М.: ИЛ, 1963, с. 371—477.

59. Салтыковский А. Я., Оролмаа Д. Позднепалеозойский-мезозойский вулканизм Северной Монголии и Западного Забайкалья. М.: Наука, 1977. 202 с.

60. Сизова П. П. К характеристике разрезов нижнекарбонатовых отложений района горы Урмуктуй и гор Халтагай в Монголии. (Тр./Монг. комис. АН СССР; Вып. 15).

61. Силицын В. М. Заалтайская Гоби. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 168 с.

62. Солоненко В. П., Тресков А. А., Флоренсов Н. А. Сейсмическое районирование Восточной Сибири.— Геология и геофизика, 1960, № 10, с. 104—114.

63. Степанов П. П., Волхонин В. С. Современная структура и глубинное строение Монголии по геофизическим данным.— Сов. геология, 1969, № 5, с. 47—63.

64. Суетенко О. Д. Тектоника палеозойской Юго-Восточной Монголии.— Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. М., ГИН АН СССР, 1971. 30 с.

65. Схематическая карта магматических формаций Монгольской Народной Республики.— В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 25—31.

66. Тектоника Евразии/Под ред. акад. А. Л. Яншина. М.: Наука, 1965. 487 с.

67. Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 284 с.

68. Устиев Е. К. Некоторые петрологические и геологические аспекты проблемы игнимбритов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 11, с. 3—19.

69. Филиппова Н. Б. История развития Хангайского синклинория в среднем и верхнем палеозое.— Сов. геология, 1969, № 6, с. 42—58.

70. Флоренсов Н. А., Хилько С. Д. Главные черты неотектоники и сейсмогеологии Монголии.— В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 46—60.

71. Фрих-Хар Д. И., Лучицкая А. И. Позднемезозойские вулканы и связанные с ними гипабиссальные интрузивы Монголии. М.: Наука, 1978. 167 с.

72. Шувалов В. Ф. Стратиграфия мезозоя Центральной Монголии.— В кн.: Стратиграфия мезозойских отложений Монголии. Л.: Наука, 1975, с. 50—112.

73. Ярмолюк В. В. Верхнепалеозойские

вулканогенные ассоциации и структурно-петрологические особенности их развития. М.: Наука, 1978. 134 с.

74. Ярмолюк В. В., Дуранте М. В., Коваленко В. И. и др. Возраст щелочно-кислых пород Южной Монголии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 9, с. 40—48.

75. Ярмолюк В. В., Коваленко В. И., Самойлов В. С., Горегляд А. В. Щелочной магматизм Южной Монголии и его структурное положение.— Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 5, с. 1244—1248.

76. Яшина Р. М., Матреницкий А. Т. Петрохимия вулканических и интрузивных пород Орхон-Селенгинского прогиба (Монголия).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 10, с. 26—42.

77. Яшина Р. М., Матреницкий А. Т. Верхнепалеозойский магматизм Северной Монголии и его металлогенические особенности.— В кн.: Геология и магматизм Монголии.— М.: Наука, 1979, с. 96—113.

78. Irvine T. N., Baragar W. R. A.— A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks.— *Canad. J. Earth Sci.*, 1971, v. 8, N 5, p. 523—548.

79. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of continental collision.— *Science*, 1975, v. 189, N 4201, p. 419—426.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (И. В. Лучицкий)	5
Глава I. Девонский вулканизм	6
Западная Монголия (С. П. Гаврилова, Б. Лувсанданзан)	6
Строение разрезов девонских вулканогенных толщ (С. П. Гаврилова, Б. Лувсанданзан)	9
Сравнение вулканогенных пород и их петрохимические особенности (С. П. Гаврилова)	24
Северная Монголия (И. В. Гордиенко)	29
Центральная Монголия	38
Северо-Хангайская область (С. П. Гаврилова, И. В. Гордиенко, Д. Оролмаа)	39
Северо-Хэнтэйская область (И. В. Гордиенко)	55
Северо-Восточная Монголия (И. В. Гордиенко)	60
Глава II. Карбоновый вулканизм (В. В. Ярмолюк)	67
Глава III. Пермский вулканизм	86
Южная Монголия (В. В. Ярмолюк)	86
Центрально-Монгольский вулканический пояс (С. П. Гаврилова)	110
Хангайское сводовое поднятие (С. П. Гаврилова, Д. Оролмаа)	136
Северо-Монгольский вулканический пояс (А. Т. Матреницкий, А. Я. Салтыковский, Д. Оролмаа)	140
Глава IV. Мезозойский вулканизм (Д. И. Фрих-Хар, А. И. Лучицкая)	158
Вулканы раннего мезозоя	158
Вулканы позднего мезозоя	164
Глава V. Кайнозойский вулканизм (А. Я. Салтыковский, Ю. С. Геншафт)	170
Глава VI. Закономерности размещения континентальных вулканогенных образований и эволюция вулканизма	179
Литература	184

Г А Р Ч И Г

Оршил (И. В. Лучицкий)	5
Булэг I. Девоны вулканизм	6
Өрнөт Монгол (С. П. Гаврилова, Б. Лувсанданзан)	6
Девоны вулканоген зузаалгийн зүсэлтүүдийн тогтоц (С. П. Гаврилова, Б. Лувсанданзан)	9
Вулканоген чулуулгийн харьцуулалт ба петрохимийн онцлог (С. П. Гаврилова)	24
Умрат Монголын (И. В. Гордиенко)	29
Төб Монгол	38
Умрат Хангайн муж (С. П. Гаврилова, И. В. Гордиенко, Д. Оролмаа)	39
Умрат Хэнтэйн муж (И. В. Гордиенко)	55
Зуун Хойт Монгол (И. В. Гордиенко)	60
Булэг II. Карбоны вулканизм (В. В. Ярмолюк)	67
Булэг III. Пермийн вулканизм	86
Өмнөт Монгол (В. В. Ярмолюк)	86
Төб Монголын вулканик буслуур (С. П. Гаврилова)	110
Хангайн өргөгдөл (С. П. Гаврилова, Д. Оролмаа)	136
Умрат Монголын вулканик буслуур (А. Т. Матреницкий, А. Я. Салтыковский, Д. Оролмаа)	140
Булэг IV. Мезозойн вулканизм (Д. И. Фрих-Хар, А. И. Лучицкая)	158
Туруу мезозойн вулканик бүрдэл	158
Хожуу мезозойн вулканик бүрдэл	164
Булэг V. Кайнозойн вулканизм (А. Я. Салтыковский, Ю. С. Геншафт)	170
Булэг VI. Эх газрын вулканоген бүрдлийн байршлын зүй тогтлууд ба вулканизмын эволюци	179
Ашигласан хэвлэл	184

CONTENTS

Introduction (<i>I. V. Luchitsky</i>)	5
Chapter 1. Devonian volcanism	6
West Mongolia (<i>S. P. Gavrilova, B. Luvsandanzan</i>)	6
Structure of devonian volcanogenic terranes (<i>S. P. Gavrilova, B. Luvsandanzan</i>)	9
Comparision of volcanogenic rocks and their petrochemical features (<i>S. P. Gavrilova</i>)	24
North Mongolia (<i>I. V. Gordienko</i>)	29
Central Mongolia	38
North Khangay region (<i>S. P. Gavrilova, I. V. Gordienko, D. Orolmaa</i>)	39
North Khantey region (<i>I. V. Gordienko</i>)	55
North-East Mongolia (<i>I. V. Gordienko</i>)	60
Chapter 2. Carbonian volcanism (<i>V. V. Yarmoliuk</i>)	67
Chapter 3. Permian volcanism	86
South Mongolia (<i>V. V. Yarmoliuk</i>)	86
Central-Mongolian volcanic belt (<i>S. P. Gavrilova</i>)	110
Khangay arched uplift (<i>S. P. Gavrilova, D. Orolmaa</i>)	136
North-Mongolian volcanic belt (<i>A. T. Matrenitsky, A. Ja. Saltykovsky, D. Orolmaa</i>)	140
Chapter 4. Mesozoic volcanism (<i>D. J. Frikh-Khar, A. I. Luchitskaja</i>)	158
Early mesozoic volcanites	158
Late mesozoic volcanites	164
Chapter 5. Cenozoic volcanism (<i>A. Ja. Saltykovsky, Ju. S. Genschaft</i>)	170
Chapter 6. Distribution regularities of continental volcanogenic rocks and evolution of volcanism	179
References	184

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ВУЛКАНИЗМ МОНГОЛИИ

*Утверждено к печати
Совместной Советско-Монгольской геологической экспедицией
и Геологическим институтом АН СССР*

Редактор Т.Ю. Маренина

Редактор издательства О.М. Ванюкова

Художественный редактор М.В. Версоцкая

Технический редактор Н.М. Петракова

Корректоры С.В. Дельвиг, И.Г. Мартянова

ИБ № 27138

**Подписано к печати 25.04.83. Т – 09320
Формат 70х108 1/16. Бумага офсетная № 1
Гарнитура литературная (фотонабор). Печать офсетная
Усл.печ.л. 16,8 + 0,4 вкл. Усл.кр.-отт. 17,6
Уч.-изд.л. 21,0. Тираж 900 экз.
Тип.зак. 76. Цена 3 р. 20 к.**

**Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,
Москва, В-485, Профсоюзная ул. д., 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12**

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

вышла из печати книга:

Барсболд Р. Хищные динозавры мела Монголии.

В книге рассматриваются вопросы сравнительной анатомии, систематики, эволюции, родственных связей, зоогеографии, экологии, стратиграфического распространения меловых хищных динозавров Монголии.

Книга рассчитана на палеонтологов, зоологов, геологов-стратиграфов, палеобиогеографов.

Ил. 30. библ. 284 назв.

Книги можно предварительно заказать в магазинах Центральной конторы "Академкнига", в местных магазинах книготоргов или потребительской кооперации без ограничений.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу: 117192 Москва В-192, Мичуринский проспект, 12, магазин "Книга-почтой" Центральной конторы "Академкнига"; 197110 Ленинград П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин "Книга-почтой" Северо-Западной конторы "Академкнига" или в ближайший магазин "Академкнига", имеющий отдел "Книга-почтой".

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 ("Книга-почтой");

370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13;

320005 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24 ("Книга-почтой");

734001 Душанбе, проспект Ленина, 95 ("Книга-почтой");

375009 Ереван, ул. Туманяна, 31;

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289;

252030 Киев, ул. Ленина, 42;

252030 Киев, ул. Пирогова, 2;

252142 Киев, проспект Вернадского, 79;

252030 Киев, ул. Пирогова, 4 ("Книга-почтой");

277001 Кишинев, ул. Пирогова, 28 ("Книга-почтой");

343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1;

660049 Красноярск, проспект Мира, 84;

443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2 ("Книга-почтой");

192104 Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57;

199164 Ленинград, Таможенный пер., 2;

196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16;

220012 Минск, Ленинский проспект, 72 ("Книга-почтой");

103009 Москва, ул. Горького, 8;

117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;

630076 Новосибирск, Красный проспект, 51;
630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект, 22
("Книга—почтой");
142292 Пушкино Московской обл., МР "В", 1;
620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 ("Книга—поч-
той");
700029 Ташкент, ул. Ленина, 73;
700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43;
700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 ("Книга—почтой");
634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18;
450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 ("Книга—почтой");
450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49;
720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 ("Книга—почтой");
310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 ("Книга—почтой").

3р. 20 к.



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •