



АССОЦИАЦИИ  
ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД  
МОНГОЛЬСКОЙ  
НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ  
ИХ СОСТАВ  
И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ  
ПОЛОЖЕНИЕ

---

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ОРДЕНА  
ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

АКАДЕМИЯ НАУК МНР

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ  
ИНСТИТУТ

---

ЭСВНХУ-ЫН ШИНЖЛЭХ  
УХААНЫ АКАДЕМИ

ХӨДӨЛМӨРИЙН ГАВЪЯАНЫ  
УЛААН ТУГИЙН ОДОНТ  
ГЕОЛОГИЙН ХҮРЭЭЛЭН

БНМАУ-ЫН ШИНЖЛЭХ  
УХААНЫ АКАДЕМИ

ГЕОЛОГИЙН  
ХҮРЭЭЛЭН

---

ACADEMY OF SCIENCES  
OF THE USSR

ORDER  
OF THE RED BANNER OF LABOUR  
GEOLOGICAL INSTITUTE

ACADEMY OF SCIENCES  
OF THE MPR

GEOLOGICAL  
INSTITUTE

МОНГОЛ АРД УЛСЫН  
ВУЛКАНОГЕН  
ЧУЛУУЛГУУДЫН БҮРДЭЛ,  
ТЭДНИЙ БҮРЭЛДЭХУУН  
БА СТРАТИГРАФИЙН БАЙДАЛ

ХАМТАРСАН  
МОНГОЛ-ЗӨВЛӨЛТИЙН  
ГЕОЛОГИЙН ЭРДЭМ  
ШИНЖИЛГЭЭНИЙ ЭКСПЕДИЦИ

Бүтээл, цуврал 7

ЭРХЛЭХ ЗӨВЛӨЛ:

*Н. С. Зайцев*, БНМАУ-ын ШУА-ийн сур.-гишүүн *Б. Луесайданзан*,  
академич *В. В. Менгер*, *Т. Г. Павлова*, академич *А. В. Пейве*,  
*А. С. Перфильев*, *О. Төмөртөгсо*, академич *А. Л. Яншин*

ХАРИУЦЛАГАТАЙ ЭРХЛЭГЧ

ЗСБНХУ-ын сурвалжлагч-гишүүн *И. В. Луцицкий*

1 9 7 3

«НАУКА» ХЭВЛЭЛИЙН ГАЗАР  
МОСКВА

АССОЦИАЦИИ  
ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД  
МОНГОЛЬСКОЙ  
НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ,  
ИХ СОСТАВ  
И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ  
ПОЛОЖЕНИЕ

СОВМЕСТНАЯ  
СОВЕТСКО-МОНГОЛЬСКАЯ  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКАЯ  
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ

Труды, выпуск 7

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

*Н. С. Зайцев, чл.-корр. АН МНР Б. Лувсанданзан,  
академик В. В. Меннер, Т. Г. Павлова, академик А. В. Пейве,  
А. С. Перфильев, О. Томортогоо, академик А. Л. Яншин*

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР

член-корреспондент АН СССР *И. В. Луцицкий*

1 9 7 3

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА



VOLCANIC ASSOCIATIONS  
OF MONGOLIAN PEOPLE'S REPUBLIC,  
THEIR COMPOSITION  
AND THE STRATIGRAPHIC POSITION

THE JOINT  
SOVIET-MONGOLIAN  
SCIENTIFIC-RESEARCH  
GEOLOGICAL EXPEDITION

*Transactions, vol. 7*

---

Editorial Board:

*N. S. Zaitsev*, Correspondent member of the MPR Academy of Sciences *B. Luwsandansan*,  
academician *V. V. Menner*, *T. G. Pavlova*, academician *A. V. Peive*,  
*A. S. Perfiliev*, *O. Tumortogoo*, academician *A. L. Yanshin*

Responsible editor

Correspondent member of the Academy of Sciences USSR *I. V. Lutshitsky*

---

В сборнике представлены разнообразные материалы по палеозойскому, мезозойскому и кайнозойскому вулканизму Монголии, полученные в последние годы в результате совместных советско-монгольских геологических исследований. Подробно рассмотрены стратиграфические и петрографические особенности пермских и триасовых вулканогенных образований Северной и Центральной Монголии и показана возможность отнесения их к различным вулканическим ассоциациям. Приведены результаты петрографического изучения мезозойских субвулканических массивов Восточной Монголии и обсуждаются условия их формирования. Впервые проведено и обосновано различными методами детальное стратиграфическое расчленение кайнозойских базальтов Центральной Монголии и их корреляция с одновозрастными осадочными комплексами, установлены петрохимические типы кайнозойских щелочных базальтов и выявлены их провинциальные петрохимические различия; сообщаются результаты палеомагнитного, термоманитного и экспериментального изучения этих пород.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Ассоциации вулканогенных пород, разнообразные по составу и тектоническому положению, привлекают все больше внимания со стороны исследователей в последнее время. С одной стороны, это вызвано тем, что накопление фактического материала петрографического и геофизического плана в сочетании с экспериментальными исследованиями позволяет обсуждать не только вопросы петрогенезиса изверженных пород в земной коре, но и подойти к формированию представлений о составе глубинных оболочек Земли, в частности к проблеме химического и минералогического состава подкорового вещества. С другой, для решения многих практических задач вулканические ассоциации приобретают немаловажное значение ввиду того, что уже доказана связь многочисленных месторождений рудного и нерудного сырья с различными природными вулканическими сериями.

В строении обширных площадей Монгольской Народной Республики принимают участие вулканогенные образования различного возраста, состава и генезиса. Как в древние времена, так и в более поздние эпохи МНР была областью необычайно широкого развития вулканизма, привлекавшего внимание исследователей Центральной Азии. Тем не менее до последнего времени стратиграфическая последовательность вулканических проявлений и в особенности состав продуктов вулканической деятельности на территории Монголии не получили должного освещения в литературе и характеризуются весьма слабой изученностью. Поэтому и с точки зрения региональной геологии и с позиций важнейших теоретических проблем материалы сборника, предлагаемые вниманию читателя, представляют известный интерес. Они охватывают широкий круг вопросов, связанных с анализом вещественного состава и пространственного размещения древних и кайнотипных вулканических ассоциаций, с изучением стратиграфии вулканогенных толщ и определением их возрастной датировки методами абсолютной геохронологии и палеомагнитными методами, а также затрагивают проблемы термомагнитной характеристики вулканических пород с попытками выяснения на их основе глубин и условий зарождения магматических очагов.

Публикуемые материалы являются результатами работ Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции в области палеовулканологии и новейшего вулканизма, полученными в процессе геологических исследований последних лет.

Большое внимание уделено кайнозойским базальтовым ассоциациям МНР, для которых впервые проведено детальное стратиграфическое расчленение и корреляция с осадочным разрезом кайнозоя центральной части Монголии (Е. В. Девяткин, И. Г. Лискун, М. А. Певзнер, Д. Бадамгарав), установлены петрохимические типы базальтовых серий и выявлены провинциальные петрохимические различия (В. В. Кебежинскас, Е. В. Девяткин, И. В. Лучицкий, В. П. Чичагов, З. Дашдаваа). Кайнозойские базальты были также объектом термомагнитного изучения и экспериментального исследования процесса кристаллизации трахибазальтов, резуль-

таты которых дают материал для обсуждения вопросов о глубине размещения магматических очагов (В. И. Багин, Е. В. Девяткин, А. Я. Салтыковский, Ю. С. Геншафт). В целом для проблемы, рассматривающей уровни генерации различных базальтовых магм в верхней мантии, эти эксперименты не вносят ничего существенно нового по сравнению с экспериментальными исследованиями Д. Грина и А. Рингвуда, однако на материале монгольских базальтов такого рода опыты проводятся впервые и их результаты, по-видимому, могут быть использованы для интерпретаций *P-T* условий магмообразования щелочных базальтоидов южной Монголии.

В ряде статей изложены результаты изучения палеотипных вулканических ассоциаций, включающие характеристику вещественного состава продуктов позднепалеозойского и раннемезозойского вулканизма, а также анализ тектонического положения соответствующих вулканических серий. Интересны, хотя и дискуссионны по некоторым вопросам, описания, выявляющие главные черты строения и состава триасовых вулканических серий (А. А. Моссаковский, А. Я. Салтыковский, О. Томуртоого), а также новые материалы по пермскому вулканизму, расширяющие наши представления о типах орогенных вулканических ассоциаций вообще и в Центральной Монголии в частности (В. В. Кебежинская, И. В. Лучицкий).

Общий обзор палеовулканологических проблем и проблем, связанных с новейшим вулканизмом, приводится для Монголии впервые и, очевидно, привлечет внимание исследователей, занимающихся вопросами изучения вулканических серий и интересующихся вопросами геологии Центральной Азии.

*И. В. Лучицкий*

## КАЙНОЗОЙСКИЕ ЩЕЛОЧНЫЕ ОЛИВИНОВЫЕ БАЗАЛЬТЫ МОНГОЛИИ

Современные знания в области кайнозойского вулканизма Центральной Азии в значительной мере зависят от степени изученности соответствующих вулканических явлений на территории Монгольской Народной Республики, где вулканические извержения были широко распространены и прекратились совсем недавно. Возраст и состав молодых вулканических образований определены пока еще неполно, а между тем для понимания особенностей неотектонического развития Центральной Азии точные данные по Монголии совершенно необходимы.

Территория Монголии в третичное и четвертичное время была областью широкого развития базальтового вулканизма, сформировавшего в различных частях страны обширные лавовые плато, протяженные долинные потоки и вулканические постройки центрального типа прекрасной сохранности. Кайнозойские базальты Монголии уже с конца прошлого столетия привлекали внимание исследователей Центральной Азии. К настоящему времени мы располагаем весьма обширной информацией общегеологического плана, которую можно почерпнуть из работ С. Н. Алексейчика, А. В. Арсеньева, В. И. Влодавца, В. И. Гольденберга, Б. С. Домбровского, Э. М. Мурзаева, Т. М. Окновой, А. Я. Стефаненко, А. А. Толмачевского, А. К. Уфлянда, А. А. Шиманского, Ю. А. Шишакова. В результате этих исследований были намечены контуры основных площадей, охваченных молодым базальтовым вулканизмом, выделены основные этапы неотектонической активности и заложены основы стратиграфического расчленения продуктов кайнозойской вулканической деятельности. Тем не менее возраст кайнозойских базальтов определялся в весьма общих чертах, чаще всего как третично-четвертичный; единого мнения в определении последовательности вулканических проявлений геологи так и не достигли, а абсолютное датирование вулканических продуктов отдельных этапов кайнозойского вулканизма остается наименее обоснованным и слабым местом в стратиграфии кайнозойских базальтов Монголии.

Обращает внимание почти полное отсутствие петрографических и петрохимических работ, хотя общеизвестно, какое внимание уделяется исследованию кайнозойских базальтовых серий современной петрологией, и ясно, что изучение континентальных вулканических ассоциаций имеет большое петрогенетическое значение. Интересно отметить, что и те единичные отрывочные сведения о вещественном составе базальтов, которые имеются, относятся только к юго-западной Монголии, наименее изученной с геологической точки зрения, и отчасти к плато Дариганга. Они ограничиваются указанием на находки щелочных анальцимовых базальтов в бассейне р. Ку-Иртыс на южном склоне Монгольского Алтая (Северов, Тихомирова, 1959), сообщением о местонахождении щелочных базальтоидов, включающих лимбургиты, лейцитовые базальты и авгитовые анкаратриты, на плато Хара-Ула вблизи Булганского разлома (Амантов, 1959) и общим упоминанием о щелочных базальтах лимбургитового типа без какой-либо географической или геологической привязки

на плато Дариганга (Влодавец, 1969). Петрохимический тип и формационный состав базальтов Центральной и Северной Монголии, в частности Хангайского нагорья, до сих пор остается невыясненным, хотя эти породы известны с давних времен.

Поэтому авторы сочли необходимым сообщить о первых результатах стратиграфического изучения кайнозойских базальтов Монголии и главным образом о первых результатах петрохимических исследований этих вулканических образований. В процессе изучения химизма базальтов выявились их существенные провинциальные различия, вследствие чего ниже дается раздельная характеристика базальтов Центральной и Северной Монголии, с одной стороны, и ее южной части, с другой.

### БАЗАЛТЫ СЕВЕРНОЙ И ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ

Основная масса кайнозойских базальтов этой части Монголии сосредоточена в пределах Хангайского нагорья и его отрогов, где они образуют отдельные изолированные или соединяющиеся узкими полосами базальтовых излияний вулканические массивы различных размеров. Как правило, эти базальты приурочены к долинам рек, нередко выполняя приразломные кайнозойские впадины, реже образуют на водоразделах небольшие по площади вершинные плато, поднятые по новейшим разломам. На основании геоморфологических наблюдений, по соотношению с ледниковыми отложениями, а также на базе палеомагнитных исследований и определений абсолютного возраста базальтов в описываемом районе выделено, кроме эпизодических и не имеющих широкого распространения излияний в олигоцене, три основные генерации базальтов: плиоценовые, плейстоценовые и голоценовые.

В целом, кайнозойские базальты северной и центральной части Монголии представляют континентальную ассоциацию щелочных оливиновых базальтов калиевого типа. Это весьма разнообразная по петрографическим особенностям, но однообразная по химизму группа пород, включающая оливиновые, авгит-оливиновые, оливин-плаггиоклаз-авгитовые щелочные калиевые базальты и лейцитовые базальты. Преобладают разновидности с фенокристами оливина и клинопироксена. Более лейкократовые базальты со значительным процентом плаггиоклазовых вкрапленников относительно редки.

Минералогия базальтов определяется сочетанием оливина, титанистого слабоокрашенного авгита, основного (лабрадор) и среднего (андезин) плаггиоклаза, калиевого полевого шпата и лейцита. Калишпат обнаруживается только в более или менее хорошо раскристаллизованных лавах в виде каймы на плаггиоклазовых фенокристах, а в крупнозернистых офитовых и интергранулярных лавах — в виде каймы на лейстах плаггиоклаза в основной массе пород. Полустекловатые базальты содержат выделения калиевого полевого шпата в интерстиционном материале. Некоторые разновидности базальтов характеризуются присутствием большого количества магнетита и ильменита. Лейцит обнаружен в основной массе только некоторых стекловатых пористых базальтов голоценовой генерации в виде мелких округлых выделений неясной восьмигранной формы с включениями рудной пыли.

Щелочные оливиновые базальты отличаются большим разнообразием структурных особенностей. Среди них встречаются порфириновые лавы и афировые разновидности, хорошо раскристаллизованные лавы долеритового типа и полустекловатые и витрофировые базальты с прозрачным палево-бурым стеклом. Наблюдаются офитовые, пилотакситовые, интерсертальные и витрофировые структуры, которые очень часто, особенно в полустекловатых базальтах, сочетаются с пористой текстурой. В сложении основной массы базальтов наряду с полевыми шпатами и фельдшпатами принимают участие клинопироксен и оливин.

Химические анализы щелочных оливиновых базальтов Северной и Центральной Монголии

Окисел	Базальт калищат-содержащий, андезитовый, афировый; Хангай, обр. 918а/1	Базальт щелочной, оливин-пироксеновый, афировый; Хангай, обр. 918/13	Базальт щелочной, оливиновый, пермагенитовый; Долина Озер, обр. 925/4	Базальт калищат-содержащий, оливин-пироксеновый; Дархатская впадина, обр. 911	Базальт щелочной, оливиновый, полустекловатый; Хангай, обр. 920/4	Базальт калищат-содержащий, оливиновый; Дархатская впадина, обр. 908/6	Базальт калищат-содержащий, оливиновый, афировый; Хангай, обр. 918	Базальт калищат-содержащий, оливин-пироксеновый, андезитовый; Хангай, обр. 918а/2	Базальт калищат-содержащий, оливиновый, андезитовый; Хангай, обр. 918а/31	Базальт щелочной, оливин-пироксеновый, афировый; Хангай, обр. 917/3	Базальт калищат-содержащий, оливин-пироксеновый; Дархатская впадина, обр. 904/14	Базальт щелочной, оливиновый, афировый; Долина Озер, обр. 925/8
SiO <sub>2</sub>	44,60	45,16	46,62	47,66	47,92	48,04	48,84	50,00	50,54	51,04	51,16	52,06
TiO <sub>2</sub>	2,40	2,55	2,48	2,05	1,99	2,20	2,50	2,35	2,26	2,04	2,61	2,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,66	14,03	14,28	15,42	15,73	14,68	12,85	15,43	15,68	15,26	15,03	14,92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,47	3,08	7,29	3,14	5,48	1,61	1,79	3,21	5,54	2,88	4,58	2,22
FeO	8,65	8,84	4,31	7,97	6,54	9,87	9,94	7,54	5,88	6,72	6,45	8,13
MnO	0,06	0,29	0,26	0,23	0,11	0,08	0,12	0,13	0,19	0,14	0,11	0,23
MgO	8,53	8,44	6,50	6,85	7,89	8,69	7,99	6,03	5,35	6,64	4,85	5,89
CaO	9,07	8,14	7,79	8,84	7,62	7,56	9,15	6,96	6,11	7,44	6,28	5,70
Na <sub>2</sub> O	2,60	3,33	2,39	1,71	1,99	1,78	1,52	2,61	2,70	2,24	2,14	3,22
K <sub>2</sub> O	3,80	4,47	3,56	3,32	3,51	3,83	3,30	3,83	4,17	3,81	4,68	3,96
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,55	0,63	0,71	0,48	0,38	0,41	0,45	0,50	0,53	0,44	0,75	0,55
H <sub>2</sub> O	0,30	0,04	0,70	0,34	0,10	0,10	0,02	0,12	0,08	0,20	0,18	0,08
П.п.п.	1,88	0,98	2,69	1,77	0,73	1,10	1,11	0,84	0,65	0,75	0,88	0,90
Сумма	99,57	99,98	99,58	99,78	99,99	99,95	99,58	99,55	99,68	99,60	99,70	99,91

Примечание: Обр. 918/1 — р. Чулуту, левобережье ниже устья ручья Алтатуин-Гол; обр. 918/13 — левобережье р. Чулуту, 5 км к востоку от горы Оботу-Ула; обр. 925/4 — правобережье р. Тацзин-Гол; обр. 911 — берег озера Дод-Нур; обр. 920/4 — устье р. Сумэин-Гол; обр. 908/6 — правобережье р. Шипхид-Гол, против рыбзавода; обр. 918, 918а/2 — левобережье р. Чулуту, 5 км к востоку от горы Оботу-Ула; обр. 918а/31 — левобережье р. Чулуту ниже впадения р. Алтатуин-Гол; обр. 917/3 — среднее течение р. Чулуту; обр. 904/14 — устье р. Тангесин-Гол, правый берег; обр. 925/8 — правобережье р. Тацзин-Гол.

Особенности химизма щелочных оливиновых базальтов северной и центральной частей Монголии характеризуют их как относительно редко встречающуюся ассоциацию калиевых основных пород. Это недосыщенные кремнекислотой лавы, в которых содержание  $\text{SiO}_2$  колеблется от 44 до 50%. Щелочной уклон базальтов определяется в основном аномально высокими содержаниями  $\text{K}_2\text{O}$ , что отражено и в их минералогии. При содержании  $\text{Na}_2\text{O}$ , колеблющемся от 2 до 3%, отмечаются весьма высокие содержания  $\text{K}_2\text{O}$  — от 3 до 4% (табл. 1). Эта оригинальная щелочная ассоциация калиевых базальтоидов резко отличается по химизму от трахибазальтовой серии Прибайкалья (Белов, 1963) и близка по составу лейцитовым щелочным базальтоидам четвертичных вулканов, расположенных в окрестностях г. Мэргэн в Северной Маньчжурии (Заварицкий, 1936, 1939).

### БАЗАЛТЫ ЮЖНОЙ МОНГОЛИИ

Кайнозойские базальты юга страны образуют сплошной покров значительной площади, выделяемый как вулканическое плато Дариганга, и отдельные разобщенные вулканические массивы в районе древнего вулкана Мандал-Гоби и Далан-Дзадагада. Результаты палеомагнитных и стратиграфических исследований определенно указывают на развитие не только четвертичных, но и третичных базальтовых покровов. Среди продуктов базальтового вулканизма, продолжавшегося длительное время на протяжении третичного и четвертичного периодов, наибольшее распространение получили базальты двух генераций: плиоценовые, участвующие в строении лавового комплекса плато (например, Дариганга), и четвертичные, образующие долинные покровы и конусы, насаженные на плато.

Кайнозойские базальты Южной Монголии являются представителями щелочной оливин-базальтовой ассоциации, характерной для некоторых вулканических областей континентов и океанических островов. Они образуют ряд пород с постепенными переходами от наиболее меланократовых базальтов авгититового и лимбургитового типа до щелочных оливиновых калишпатсодержащих базальтов, в которых наряду с феррическими минералами заметную роль играют основные, но главным образом средние плагиоклазы. Преобладают щелочные оливиновые и оливин-пироксеновые базальты, а их более лейкократовые разновидности с плагиоклазовыми фенокристаллами, так же как и в северных районах Монголии, встречаются гораздо реже.

Минеральные ассоциации кайнозойских базальтов юга Монголии включают оливин, клинопироксен, эгирин-авгит, лабрадор, андезит, калиевый полевой шпат, рудные минералы. Почти все перечисленные минералы, за исключением калиевого полевого шпата и рудных минералов, наблюдаются в виде фенокристов в порфириновых базальтовых лавах, обуславливая появление оливиновых, пироксеновых, оливин-пироксеновых, лабрадоровых и андезитовых базальтов.

Афировые и порфириновые базальты обладают офитовыми, гиалоофитовыми, интерсертальными, гиалопилитовыми и витрофировыми структурами основной массы, в сложении которой участвуют плагиоклазы и перечисленные выше цветные минералы. Калиевый полевой шпат редок и присутствует в виде каймы вокруг плагиоклазовых лейст. Эгирин-авгит также наблюдается в каемках вокруг кристаллов авгита и в виде самостоятельных мелких призмочек среди полевошпатовых волокнистых стяжений в основной массе базальтов.

Весьма распространена пористая текстура пород. В некоторых случаях поры заполнены карбонатным и кремнистым материалом или цеолитами, что обуславливает появление миндалекаменных базальтовых лав.

Химизм щелочных базальтов южной части Монголии заметно отличается от базальтов Северной и Центральной. Это главным образом щелочные оливиновые базальты натрового типа, в которых, тем не менее,

наблюдается повышенное, по сравнению с толеитовыми или высокоглиноземистыми базальтами, содержание  $K_2O$  (табл. 2). Однако содержание  $K_2O$  не превышает 2% и, таким образом, не достигает тех значений, которые характерны для каллевой серии щелочных оливиновых базальтов Центральной и Северной Монголии. Натровый характер базальтов выражен их минералогией, в частности появлением соответствующих цветных феррических минералов, в том числе эгирин-авгита, а также присутствием андезитовых фенокристов в лавах, которые этой чертой напоминают гавайиты, т. е. андезитовые базальты. Правда, андезитовые базальты юга страны отличаются от гавайитов более высокой калиеистостью.

Таблица 2

Химические анализы кайнозойских щелочных оливиновых базальтов юга Монголии

Оксид	Базальт щелочной, оливиновый; плато Дариганга, Улан-Цао	Лимбургит; древний вулкан Мандал-Гоби	Базальт щелочной, оливиновый; Далан-Дзадагад	Базальт щелочной, оливиновый; Далан-Дзадагад	Базальт щелочной, оливиновый; плато Дариганга, Улан-Цао	Базальт щелочной, оливиновый, орто-клазохристовый; плато Дариганга, Агун-Чоло	Трахибазальт; плато Дариганга, Улан-Цао	Базальт щелочной, оливиновый, калиевый; плато Дариганга, Дун-Ула	Базальт авгитовый; плато Дариганга, сомон Дариганга
$SiO_2$	44,85	45,00	47,42	47,44	48,24	49,52	50,94	46,90	46,56
$TiO_2$	2,83	2,60	2,33	2,28	2,55	2,43	2,33	2,65	2,20
$Al_2O_3$	12,36	11,59	14,97	14,73	12,82	13,17	12,86	12,20	12,07
$Fe_2O_3$	7,40	3,38	5,50	7,77	2,02	2,46	3,15	7,94	3,20
$FeO$	6,18	7,90	5,24	4,02	10,56	9,48	8,26	6,11	8,89
$MnO$	0,16	0,18	0,16	0,14	0,18	0,14	0,11	0,14	0,31
$MgO$	10,41	12,71	5,93	5,59	8,15	7,89	6,78	8,36	6,85
$CaO$	7,71	8,31	8,78	8,54	9,02	8,96	8,37	8,95	11,04
$Na_2O$	3,39	3,65	4,08	3,93	3,25	3,18	3,28	1,74	2,97
$K_2O$	1,45	1,56	1,95	1,93	1,60	1,53	1,28	3,29	1,34
$P_2O_5$	0,61	0,05	0,49	0,51	0,61	0,39	0,41	0,59	0,37
$H_2O$	0,56	0,60	0,50	0,62	0,22	0,14	0,64	0,10	0,30
П.п.п.	1,89	2,40	2,22	2,09	1,17	1,05	1,06	0,68	3,70
Сумма	99,50	99,93	99,57	99,59	100,39	100,34	99,47	99,80	99,80

Базальты обладают низким содержанием  $SiO_2$ , которое редко достигает 50% и, как правило, колеблется около 46—47%; типично высокое содержание  $MgO$  и  $FeO$ .

Особенности химизма и петрографические свойства базальтов в различных районах натровой провинции юга Монголии нередко отличаются большим своеобразием. Так, оригинальная серия пород принимает участие в строении древнего вулкана Мандал-Гоби. Это наиболее мелаократовые представители кайнозойских щелочных оливиновых базальтов — лимбургиты и авгититы, — характеризующиеся присутствием щелочных цветных минералов (эгирин-авгита) и содержанием  $SiO_2$ , не превышающим 45%.

Лавы района г. Далан-Дзадагада являются наиболее щелочными представителями оливин-базальтовой ассоциации юга Монголии и представлены андезитовыми базальтами с вкрапленниками оливина и титанистого авгита, а также интерстиционным калиевым полевым шпатом.

Щелочные оливиновые базальты плато Дариганга отличаются наибольшим разнообразием петрографических типов лав, среди которых, однако, не отмечено ни авгититов типа Мандал-Гоби, ни андезитовых базальтов типа Далан-Дзадагада.

Несмотря на отмеченные различия продуктов отдельных вулканических центров и вулканических районов юга Монголии, кайнозойские ба-

зальты этой территории в целом образуют ассоциацию щелочных оливиновых базальтов натрового типа, в породах которой в отличие от северо-западной калиевой провинции, содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  преобладает над  $\text{K}_2\text{O}$ .

Петрохимический тип базальтов юга Монголии, несмотря на территориальную близость с молодой вулканической областью Большого Хингана, отличается от калиевых базальтоидов провинции Мэргэнь и сопоставляется с ассоциацией щелочных базальтов Южного Приморья, включающей трахибазальты, нефелиновые и лейцитовые базальты, лимбургиты и базаниты (Денисов, 1965). Намечается близость химизма этих пород четвертичной трахибазальтовой серии юго-восточной Калифорнии (Smith Carmichael, 1969) и, что особенно интересно, островным сериям щелочных базальтов, в частности базальтам Южной Атлантики (Baker, 1969; Le Maitre, 1962).

Таким образом, в третичное и четвертичное время территория Монголии была ареной широкого проявления базальтового вулканизма, сформировавшего внутриконтинентальные ассоциации щелочных оливиновых базальтов. Намечаются существенные провинциальные различия в химизме этих базальтов. Они связаны с существованием ассоциации щелочных оливиновых базальтов калиевого типа на севере и в центральной части Монголии, главным образом в пределах Хангайского нагорья, и ассоциации щелочных оливиновых базальтов натрового типа на юге страны. Граница между петрохимическими провинциями щелочных базальтов пространственно совпадает с Хангай-Хэнтэйской герцинской геосинклинальной зоной, где проявления кайнозойского вулканизма отсутствуют.

Особенности геологического строения и химизма базальтов позволяют рассматривать их как продукты щелочной оливин-базальтовой магмы, образованной в результате частичного плавления материала мантии, а следовательно, провинциальные петрохимические различия их отражают особенности состава глубинных зон Земли.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Амантов В. А. 1959. Новые выходы щелочных базальтоидных пород Юго-Западной Монголии.— Докл. АН СССР, 128, № 4.
- Белов И. В. 1963. Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР.
- Влодавец В. И. 1969. О включениях в лавах Дариганги и о их происхождении.— В кн.: Ксенолиты и гомеогенные включения. М., «Наука».
- Денисов Е. П. 1965. Новейшая тектоника и позднекайнозойский вулканизм Южного Приморья и прилегающих областей. Владивосток.
- Заварицкий А. Н. 1936. Лавы вулканов в окрестностях Мэргэня.— Докл. АН СССР, 1, № 9.
- Заварицкий А. Н. 1939. О вулканах окрестностей Мэргэня и их лавах.— В кн. Академику В. А. Обручеву к пятидесятилетию научной и педагогической деятельности. Т. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР.
- Северов Э. А., Тихомирова Э. И. 1959. Кайнозойские базальты на южном склоне Монгольского Алтая.— Докл. АН СССР, 127, № 1.
- Baker J. 1969. Petrology of the Volcanic Rocks of Saint Helena Island, South Atlantic.— Bull. Geol. Soc. America, 80, N 7.
- Le Maitre R. W. 1962. Petrology of Volcanic Rocks Gough Island South Atlantic.— Bull. Geol. Soc. America, 73.
- Smith A. Z., Carmichael I. S. E. 1969. Quaternary trachybasalts from southern California.— Amer. Mineralogist, 54.

## К СТРАТИГРАФИИ КАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ

(опыт геолого-геоморфологической  
и палеомагнитной стратиграфии базальтов)

### ВВЕДЕНИЕ

На территории Монгольской Народной Республики широким развитием пользуется молодой кайнозойский вулканизм, проявившийся в образовании мощных многослойных покровов, некков, даек, а местами и хорошо сохранившихся вулканических аппаратов. Естественно, что эти образования уже давно привлекали внимание исследователей, занимавшихся изучением геологического строения Монголии. Из приведенного ниже довольно краткого литературного обзора отчетливо видно, что в первые периоды изучения территории Монголии исследования, касающиеся молодых базальтов, носили чисто описательный характер. Обычно просто констатировалось их присутствие в тех или иных районах и подробно не указывался ни возраст базальтов, ни их состав. Вместе с тем, еще в конце XIX в. молодые базальты вызывали определенный интерес у ряда авторов и им посвящались отдельные работы. Так, например, известны работы П. Н. Венюкова (1885, 1889), в которых рассматривается петрографический состав базальтов из коллекции, собранной Г. Н. Потаниным в районе озер Хубсугул<sup>1</sup> и Дод-Нур и в бассейне р. Орхон.

Несколько позднее появились публикации Д. А. Клеменца (1894, 1895, 1897, 1909; Klementz, 1899), в которых упоминается о широком развитии базальтовых покровов в Хангае — по долинам рек Орхон, Чулуту, Онгин-Гол и Туин-Гол и высказывается предположение, что излияние лавы происходило по трещинам. Прямых указаний на возраст не приводится, но говорится, что базальтовые потоки на юге Хангая прорезают третичные отложения. Отдельные указания о развитии базальтов в тех или иных районах Монголии имеются и в работе В. А. Обручева (1901).

В 1902 г. В. Л. Комаров (1906) посетил район озера Хубсугул, где его внимание привлекло широкое распространение «пузыристых пород», покрывающих плоскогорья. Автор указывает, что мощные извержения, давшие начало покровам, были развиты по обоим берегам озера.

В эти же годы С. П. Перетолчин (1903) писал о господстве покровов базальтовой лавы на восточном берегу озера Хубсугул, где потоки базальтов образуют крутые обрывы высотой 10—50 м и имеют слоистое строение, что, по его мнению, возможно, является следствием двукратного излияния базальтов.

А. А. Чернов в 1910 г. в работе «Рельеф Гоби и его генезис» пришел к выводу о том, что тектонические процессы в Гоби, приведшие к образованию грабенных и складчатых хребтов, не затихли до настоящего времени, о чем свидетельствуют многочисленные покровы базальтов. Таким образом, автор считал, что вулканическая деятельность в Гоби возобновлялась неоднократно.

М. А. Усов (1915) при геологических исследованиях в Северной Монголии установил покровы базальтов по долине р. Бархэ, образование которых он связывал с дизъюнктивными дислокациями.

<sup>1</sup> Старое название озера — Косогол.

Геологическую обстановку распространения базальтов плато Дариганга дает Б. С. Домбровский (1926, 1927). Он пишет, что основными породами, развитыми в этом районе, являются плато-базальты, среди которых разбросаны потухшие вулканические конусы с правильными усеченными вершинами. Покровы базальтов перекрывают кирпично-красные мергелистые глины, в которых Б. С. Домбровскому удалось собрать фауну позвоночных (*Aceratherium habereri* Schloss., *Hipparion richthofeni* Kok., *Caprelus* sp.), характеризующую возраст вмещающих пород как миоценовый или нижнеплиоценовый. На основании этого возраст базальтовых пород определяется как верхнетретичный.

Специально базальтам Монголии посвящена работа А. А. Арсентьева (1926), который изучил базальты, собранные в пределах Даригангского вулканического плато в юго-восточной Монголии Б. С. Домбровским. В работе приведено описание внешнего вида базальтов, их микроскопическое строение и даны результаты химических анализов некоторых базальтов. А. А. Арсентьев указал на большое сходство изученных базальтов с базальтами низовьев р. Амур и высказал предположение, что они скорее всего одновозрастны, причем не древнее третичных.

В работе Ч. Берки и Ф. Морриса (Berkey, Morris, 1927) дается краткое описание базальтов, залегающих в виде прослоя в олигоценых красноцветных глинах формации хсанда-гол в Долине Озер. Позднее был определен абсолютный возраст этих базальтов, составивший 31—32 млн. лет (Potassium-argon dates and... 1964; Mellet, 1968).

И. П. Рачковский (1928) наблюдал покровы молодых базальтов в Центральном Хангае в котловине озера Тэрхин-Цаган-Нур, где они занимают площадь более 250 км<sup>2</sup>. Эти базальты были отнесены им к третичному возрасту, а шлаковые вулканические конусы, развитые на этих покровах, — к плейстоцену.

Петрографическое изучение базальтов Хангая, в меньшей степени Прихубсугулья и Южной Гоби, было проведено Т. М. Окновой (1940). Она описала также формы базальтовых тел и привела материалы по стратиграфическому расчленению базальтов. Часть базальтов Т. М. Окнова считала третичными, основная же масса их относилась ею к четвертичным образованиям, так как базальты залегают на террасовых галечниках в современных речных долинах.

Ю. С. Желудобский (1945, 1958) при описании четвертичных вулканов Хангая высказал предположение о разновозрастности их извержений, что находит свое подтверждение в разной сохранности вулканических аппаратов и разной степени свежести потоков.

В течение целого ряда лет на территории Монголии работал Э. М. Мурзаев. Отдельные разделы его публикаций (1948б, 1952), а также целые работы (1948а, 1967) посвящены вопросам новейшего вулканизма района Дариганга и частично Хангая. Возраст базальтов он определял концом третичного и самым началом четвертичного времени, когда под влиянием новейших тектонических движений произошли вертикальные перемещения отдельных блоков земной коры, вызвавшие излияние базальтов.

Известно несколько работ В. И. Влодавца (1950, 1952, 1955; Влодавец, Шаврова, 1953), касающихся базальтов Даригангской вулканической области. Автор считает, что вулканическая деятельность началась в четвертичное время и окончилась геологически совершенно недавно.

А. Х. Иванов (1953, 1959) занимался изучением геологического строения северо-востока Монголии. Он указывал, что молодые базальты занимают обширные площади в районе озера Хубсугул, залегают на разных гипсометрических уровнях и на породах самого различного возраста. Время излияния базальтов на основании сопоставления с соседними районами определялось им концом третичного — самым началом четвертичного периода.

В. М. Синицын (1954) писал, что в конце третичного периода про-

изошли резкие тектонические движения, создающие современный рельеф и сопровождавшиеся излияниями базальтов в Хангае и на юго-востоке страны.

Н. А. Маринов (1957) в сводке по стратиграфии Монгольской Народной Республики дал общий обзор кайнозойских эффузивов этой территории, описав более детально некоторые районы их развития (Дариганга, Хангай, Северная Монголия). Им же приведены некоторые данные и по стратиграфическому расчленению молодых базальтов: выделены олигоценовые базальты Долины Озер, покровные плиоценовые базальты водоразделов Хангая и Прихубсугуля и «долинные» плейстоценовые-голоценовые базальты долин Хангая.

В. А. Амантов (1959) сообщил новые сведения о проявлениях кайнозойского вулканизма в юго-западной Монголии по северной окраине Барун-Хурайской котловины. Он указал, что базальты залегают на палеозойских породах или третичных красных глинах и представляют собой останцы покрова, первоначально занимавшего обширные площади.

Авторы книги «Геологическое строение Монгольской Народной Республики» (1959) также отметили широкое распространение кайнозойских базальтов во многих районах страны и считали, что излияния их были связаны с тектоническими движениями, активно проявившимися в самом конце третичного или в начале четвертичного времени.

В работе «Гоби-Алтайское землетрясение» (1963) выделены «вершинные» плиоценовые трахибазальты Джиран, залегающие в виде останцов покровов на водоразделах Гобийского Алтая.

Кайнозойские базальты южного склона Монгольского Алтая, по данным Э. А. Северова и Э. И. Тихомировой (1959), залегают выше краснобурых третичных глин, что наряду со свежестью базальтов, их горизонтальным залеганием и отсутствием в породах каких-либо гидротермальных изменений позволило авторам считать описанные базальты самыми молодыми образованиями района, одновозрастными с кайнозойскими плато-базальтами других районов восточной части Азии.

Т. В. Николаева (1967) подробно описала базальты южного склона Хангая (в пределах бассейна р. Байдарагин-Гол), которые были отнесены ею к третичным образованиям.

Интересные данные по кайнозойским базальтам Хангая были получены при проведении геологической съемки этого региона сотрудниками экспедиции Нилзарубежгеологии в 60-х годах. Часть этих материалов уже опубликована. Так, наиболее подробное стратиграфическое расчленение базальтов в Хангае проведено А. В. Кожевниковым (1968), А. В. Кожевниковым, В. Е. Савиным и А. К. Уфляндом (1970). Авторы указывают на широкое развитие базальтов в Северной Монголии. В разрезах наблюдаются многочисленны лавовые потоки разной мощности (от 2 до 15 м). Кроме базальтов, авторами выделяются гиаобазальты, долериты, реже анамезиты и трахибазальты. В основной своей массе это продукты трещинных излияний, а присутствующие мелкие эруптивные аппараты, своим происхождением, по мнению авторов, обязаны, видимо, частичной закупорке лавоподводящих каналов. Выделяется много фаз проявления базальтового вулканизма, который был тесно связан с процессами формирования рельефа, датируемых олигоценом, миоценом, эоплейстоценом, плейстоценом и голоценом.

Базальты Прихубсугуля и Дархатской котловины были подробно описаны А. К. Уфляндом, А. В. Ильиным, А. И. Спиркиным (1969; Спиркин, 1970), которые выделяют главным образом по общегеологическим данным миоценовые («вершинные»), эоплейстоценовые и плейстоценовые («долинные») базальтовые покровы и потоки.

В. П. Еремеев (1969а, б; Еремеев и др., 1969) указывал, что молодой вулканизм широко распространен в Монголии и Туве. Он объединяет эти районы в единую Монголо-Тувинскую зону континентального вулканизма.

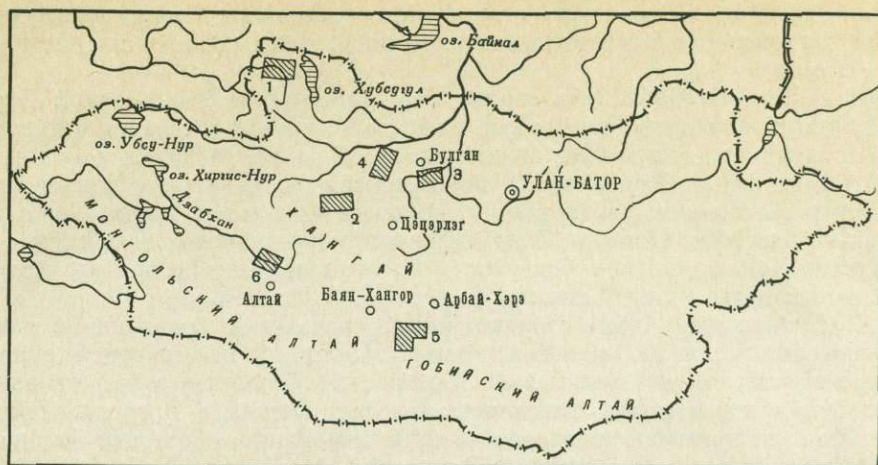


Рис. 1. Схема расположения изученных районов кайнозойских базальтов на территории МНР

1 — северная часть Дархатской впадины; 2 — Тэрхин-Цаганурская впадина; 3 — долина р. Орхон; 4 — долина р. Хануй-Гол; 5 — северная часть Долины Озер; 6 — район сомона Цаган-Олом

Автор отмечает приуроченность базальтов к крупным разломам, время заложения которых относится к мезозою. С этим периодом и связывается начало молодого вулканизма, однако наиболее крупные излияния лав происходили в четвертичное время. Состав вулканических пород неоднородный: от кислых — липаритов, до основных — щелочных базальтов. Следует отметить, что намечается определенная связь состава эффузивных пород с возрастом. Наиболее древние породы — липаритового состава (мезозой), более поздние — долеритовые базальты и самые молодые — щелочные базальты (кайнозой). Причина неоднородности, по мнению В. П. Еремеева, заключается в различной глубинности источника магмы.

Е. И. Селиванов (1969) выделяет по геоморфологическим признакам 11 обособленных вулканических районов Монголии, занимающих главным образом центральную и восточную часть страны.

Крайне интересная работа по одному из самых западных в Монголии районов проявления кайнозойского вулканизма была опубликована Б. Бересем и Э. Рутковским (Beres, Rutkowski, 1970). В долине р. Дзабхан у сомона Тайшири они выделили три горизонта базальтов, датированных палеогеном (два нижних) и неогеном (верхний), и дали подробное описание распространения и состава базальтов этого района.

Как видно из приведенного обзора литературы, вопросам стратиграфии кайнозойских базальтов посвящены лишь некоторые работы последних лет. Основой для их датировки служат геоморфологический и, в меньшей степени, стратиграфический методы. В перечисленных работах почти не освещаются вопросы соотношения и корреляции кайнозойских осадочных и вулканогенных образований Центральной Монголии. Подобное обстоятельство определило необходимость проведения специальных исследований по стратиграфии кайнозойских базальтов, с применением новых (для этого региона) методик — палеомагнитного метода и определения абсолютного возраста. Последние, наряду с выяснением взаимоотношений базальтов с осадочным палеонтологически охарактеризованным разрезом кайнозоя, могут дать наиболее надежную основу для стратиграфического расчленения базальтов.

Полевые исследования базальтов Центральной Монголии (рис. 1) проводились в 1969—1970 гг. Е. В. Девяткиным, И. Г. Лискун и Д. Бадамгаравом в составе Совместной Советско-Монгольской научно-исследова-

тельской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР. Лабораторное изучение базальтов проводилось в Геологическом институте АН СССР (палеомагнитная лаборатория) И. Г. Лискун М. А. Певзнером. В Институте геологии и геофизики СО АН СССР В. В. Кебезинская<sup>1</sup> исследовала петрографические и геохимические особенности кайнозойских базальтов.

## МЕТОДИКА ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В последние годы в СССР и за рубежом все шире используется палеомагнитный метод для решения задач геохронологии и стратиграфии позднего кайнозоя. Этот метод дает наибольший эффект при расчленении этих отложений, наиболее широко развитых в Центральной Монголии. Палеомагнитными исследованиями установлено, что в позднем кайнозое геомагнитное поле было по направлению близко современному, или отличалось от него на  $180^\circ$ . Одновременность таких резких изменений геомагнитной полярности на всей земле открывает широкие возможности для планетарной корреляции геологических разрезов, в которых независимо от их генезиса и удаленности могут быть выделены синхронные горизонты, привязанные к палеомагнитным зонам.

Довольно частые инверсии геомагнитного поля в плиоцен-четвертичное время позволяют достаточно подробно расчленить отложения этого возраста, а разработанная американскими исследователями палеомагнитная шкала, в которой привязаны абсолютные датировки всех известных инверсий за последние 4,5 млн. лет, позволяет судить о возрасте исследуемых образований.

431  
Вначале палеомагнитная шкала была опубликована в 1963 г. (Сох а. о., 1963). Затем она дополнялась и уточнялась. В нашей работе (см. рис. 20, В) приводится вариант этой шкалы, опубликованной в 1967 г. (Сох, Dalrymple, 1967). Данная шкала построена по вулканогенным образованиям, лишенной ископаемой фауны. Поэтому непосредственно корреляция палеонтологически охарактеризованных разрезов со шкалой абсолютного возраста затруднена и допускает широкие возрастные пределы сопоставления.

М. А. Певзнером установлено, что в морских отложениях Азербайджана граница палеомагнитных эпох Матуяма — Брюнес проходит в самой верхней части верхнеапшеронских отложений, практически на границе бакинского и апшеронского ярусов. Эпизод Джарамилло зафиксирован в верхней части среднеапшеронских отложений, а большая часть нижнего апшерона сопоставляется с эпохой Матуяма до эпизода Гилса. Самые низы нижнего апшерона пока не охвачены детальными палеомагнитными исследованиями.

Таким образом, отложения, близкие по возрасту инверсии геомагнитного поля, имевшей место на границе Матуяма — Брюнес, при помощи палеомагнитного метода можно достаточно уверенно привязать не только к шкале абсолютного возраста, но и сопоставлять с морскими отложениями Прикаспия.

Перед нами стояла задача, используя, наряду с другими, палеомагнитный метод, попытаться увязать некоторые опорные разрезы кайнозойских эффузивов различных районов Центральной Монголии и определить их стратиграфическое положение.

Для палеомагнитных исследований было отобрано более 300 ориентированных базальтов из семи районов Северной Монголии, Хангая и Долины Озер (см. рис. 1). Выбрались наиболее сложно построенные разрезы кайнозойских эффузивов с многослойным строением лавовых по-

<sup>1</sup> См. статью В. В. Кебезинская, Е. В. Девяткина, И. В. Лучицкого, В. Д. Чичагова и З. Дашдава в настоящем сборнике.



токов, часто переслаивающихся с осадочными пачками. Большое внимание обращалось на различное геоморфологическое (и гипсометрическое) положение базальтов в современном рельефе — исследовались базальты, вложенные в долины, на их склонах, «водораздельные» плато-базальты и т. д. Из каждого лавового потока отбиралось не менее двух-трех ориентированных образцов. Образцам молотком придавалась форма куба с ребром 5—7 см. Плоскость маркировки на образцах выбиралась произвольно. Азимут и угол падения плоскости маркировки замерялись компасом. Из потоков или частей потоков, обладающих аномально большой намагниченностью (отклоняют стрелку компаса), отбор образцов, как правило, не производился. Кстати, потоки с аномальными значениями естественной остаточной намагниченности ( $I_n$ ) встречались крайне редко. Отобранные образцы были измерены в поле на аstaticком магнитометре системы Долгинова. Измерение и вычисление  $I_n$  образцов производилось по трем составляющим  $x$ ,  $y$ ,  $z$ . Измерение образцов производилось под магнитной системой прибора. Перед каждой серией замеров измерялся эталон, что позволяло контролировать работу прибора на разных стоянках. В поле вычислялись величина и направление  $I_n$ , магнитное склонение ( $D$ ) и наклонение ( $I$ ), что и позволило уже в поле получить предварительную палеомагнитную характеристику изученных пород.

Для лабораторных исследований было отобрано по одному образцу из каждого лавового потока и все образцы, вызывавшие сомнения, при первичном замере в поле. Необходимость лабораторных исследований образцов из всех изученных потоков была вызвана тем, что для базальтов Монголии имеются крайне скудные данные о их магнитных свойствах. Для выбора же рациональной методики полевых палеомагнитных исследований совершенно необходимо знать магнитные характеристики изучаемых образцов.

Лабораторные исследования были проведены на 55 образцах. Крупные образцы были распилены на кубики с ребром 24 мм, причем из каждого образца выпиливалось 3—4 кубика. При лабораторных исследованиях выяснялись магнитные характеристики образцов при воздействии на них переменного и постоянного магнитных полей и высоких температур.

Проверялась стабильность  $I_n$  образцов к различным разрушающим воздействиям. Проверялась способность образцов приобретать вязкую (временную) намагниченность. Проводилось сравнение магнитных и минералогических характеристик образцов с прямой и обратной намагниченностью и осуществлялась магнитная чистка.

Величина  $I_n$  образцов колеблется от  $0,1 \times 10^{-3}$  до  $50 \times 10^{-3}$  *сгс* при средних значениях, равных  $2,5 \times 10^{-3}$  *сгс* (величина и направление  $I_n$  вычислялись для всех образцов коллекции). Основная масса образцов (84%) имеет  $I_n$  от  $0,1 \times 10^{-3}$  до  $5 \times 10^{-3}$  *сгс* и часть образцов (10%) имели величины  $I_n = 20 \times 10^{-3}$  *сгс*. Образцы с прямой и обратной намагниченностью не различаются между собой по величине  $I_n$ .

Способность образцов приобретать вязкую намагниченность ( $I_n$ ) проверялась на образцах, отобранных для лабораторных исследований. Определялась величина вязкой намагниченности, возникающая в образцах за две недели. Для этого образцы устанавливались по полю лаборатории (ось —  $x$  на север, ось —  $z$  вниз) и выдерживались по этому направлению две недели. После выдержки образцы измерялись и переворачивались на  $180^\circ$  вокруг оси  $+y$ ,  $-y$  и измерялись через две недели. Полученная разность между первым и вторым замером принималась за  $I_{rv}$ , возникающую за две недели. Для всех образцов  $I_{rv}$ , возникающая за это время, имела приблизительно одинаковую величину ( $I_{rv\text{ ср}} = 7 \times 10^{-5}$  *сгс*) и не превышала  $15 \times 10^{-5}$  *сгс*. Для 46 образцов (из 55) эта величина  $I_{rv}$  не превышала 5% стабильной части  $I_n$  (5% — это точность измерения величины  $I_n$ ) и только у девяти образцов  $I_{rv}$  составляла более 5%  $I_n$  (за счет

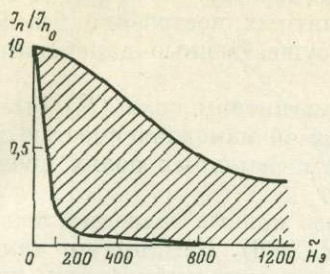


Рис. 2

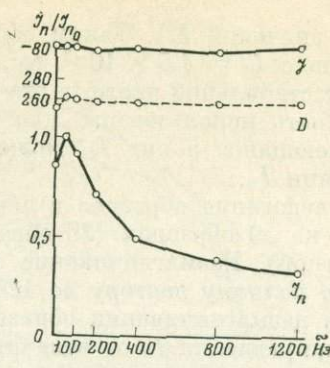


Рис. 3

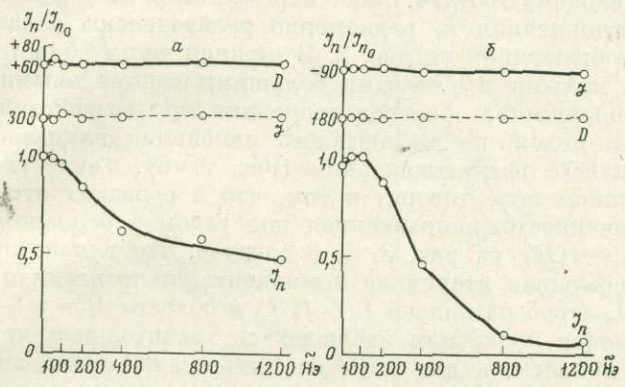


Рис. 4

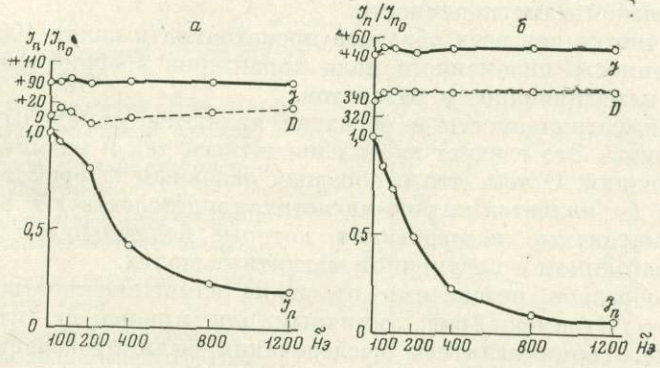


Рис. 5

Рис. 2. Область распределения кривых размагничивания переменным полем

Рис. 3. Кривые размагничивания  $I_n$  переменным магнитным полем (обр. 918а/12)

Рис. 4. Кривые размагничивания  $I_n$  переменным магнитным полем (а — обр. 917/9; б — обр. 921/2)

Рис. 5. Кривые размагничивания  $I_n$  переменным магнитным полем (а — обр. 917/2; б — обр. 907/8)

Рис. 6. Кривые размагничивания  $I_n$  переменным магнитным полем (а — обр. 918а/31; б — обр. 908/13)

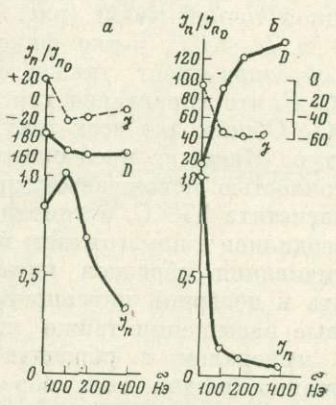


Рис. 6

малых значений  $I_n$ ). Таким образом, если  $I_{rv \text{ max}} = 15 \times 10^{-3}$  сгс, то для образцов с  $I_n = 1,5 \times 10^{-3}$  сгс, вязкая намагниченность составит менее 10% от стабильной части, а это значит, что образцы с  $I_n = 1,5 \times 10^{-3}$  сгс могут быть использованы для палеомагнитных построений без боязни, что имеющаяся в них  $I_{rv}$  может внести существенные изменения в направлении  $I_n$ .

Исследование образцов в переменном магнитном поле ( $\bar{H}$ ) было проведено на 39 образцах (20 образцов с прямой намагниченностью и 19 — с обратной). Размагничивание образцов в переменных полях производилось по полному вектору до 1200 э.

При размагничивании образца строились кривые зависимости величины и направления  $I_n$  от величины  $\bar{H}$  (рис. 2—6). Как прямо, так и обратно намагниченные образцы имели одинаковую стабильность по отношению к разрушающему воздействию переменного магнитного поля. Все кривые размагничивания  $I_n$  равномерно распределены в заштрихованной области, изображенной на рис. 2. В нижней части области лежат образцы с самыми малыми и с самыми большими «аномальными» величинами  $I_n$ . Для большинства образцов коллекции при воздействии переменным магнитным полем не наблюдалось изменения направлений  $I_n$  практически до полного размагничивания (рис. 3—6). Такое поведение образцов в переменном поле говорит о том, что в образцах отсутствует вторичная намагниченность, направленная под углом к основной  $I_n$ . Из анализа кривой  $I_n = f(\bar{H})$  на рис. 3, 4, 6 следует, что в некоторых образцах имеется небольшая вторичная компонента, направленная против стабильной части  $I_n$  (горб на кривой  $I_n = f(\bar{H})$  в области  $\bar{H} = 50-100$  э).

Для семи образцов коллекции наблюдалась значительная магнитная чистка переменным полем, а для двух из них — даже смена знака намагниченности (см. рис. 6). Во всех случаях магнитная чистка связана с разрушением вязкой намагниченности.

Магнитная чистка для всех образцов происходила в полях 100—200 э. Такая напряженность переменного поля характерна вообще для разрушения вязкой намагниченности базальтов.

Носителем намагниченности в образцах являются минералы титаномагнетитового ряда. Это следует как из магнитных, так и из минералогических исследований. О том, что в образцах основным ферромагнетиком, отвечающим за  $I_n$ , является титаномагнетит, свидетельствуют, в первую очередь, терромагнитные исследования, которые подтверждаются исследованиями в постоянном и переменном магнитных полях.

Для всех образцов, независимо от знака намагниченности, кривые  $I_n = f(t)$  и  $I_{rs} = f(t)$  имеют вид, типичный для минералов титаномагнетитового ряда. Терромагнитные исследования были проведены на образцах из 20 потоков. Для ряда образцов кривые имеют «магнетитовый» вид с одной точкой Кюри (рис. 7). Для некоторых образцов по кривым  $I_n = f(t)$  и  $I_{rs} = f(t)$  четко фиксируются две точки Кюри (рис. 8, 9). а часть образцов имеет также одну точку Кюри вблизи температуры 200—300°С, что характерно для титаномагнетитов с большим содержанием  $TiO_2$ . Общим для всех этих кривых является то, что максимальная температура Кюри не превышает 600°С, т. е. в наших образцах практически полностью исключается присутствие в образцах гематита (точки Кюри магнетита 578°С, а гематита — 675°С). Температурные исследования проводились в немагнитном пространстве, что исключает возможность подмагничивания образцов, которое усложняет термоквивы и может приводить к неверной интерпретации данных.

Кривые насыщения также подтверждают, что основным ферромагнитным минералом в образцах является титаномагнетит. Насыщение намагниченности для всех образцов происходит в полях 1500—3500 э, что характерно для титаномагнетитов. Некоторые кривые насыщения приведены на рис. 10 (поля насыщения гематита порядка 3000 э).

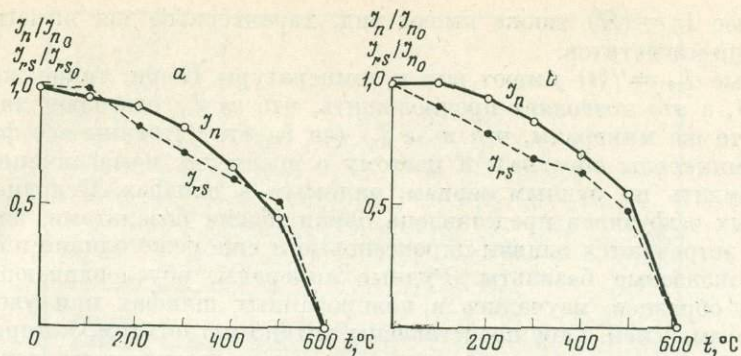


Рис. 7

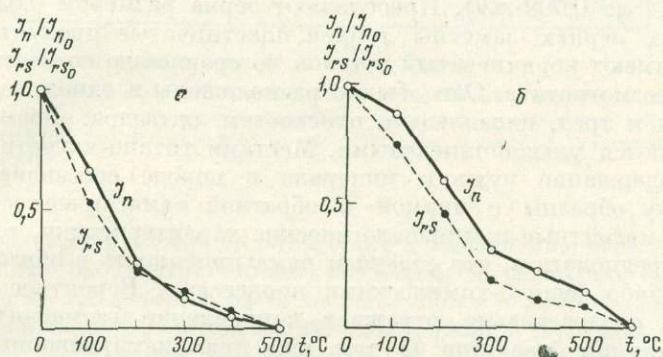


Рис. 8

Рис. 7. Кривые размагничивания  $I_n$  и  $J_{rs}$  температурой

а — прямомагнитные образцы;  
б — обратномагнитные образцы

Рис. 8. Кривые размагничивания  $I_n$  и  $J_{rs}$  температурой

а — обратномагнитные образцы;  
б — прямомагнитные образцы

Рис. 9. Кривые размагничивания  $I_n$  и  $J_{rs}$  температурой

а — прямомагнитные образцы;  
б — обратномагнитные образцы

Рис. 10. Зависимость  $I_{rs}$  от  $H_s$

а — прямомагнитные образцы;  
б — обратномагнитные образцы

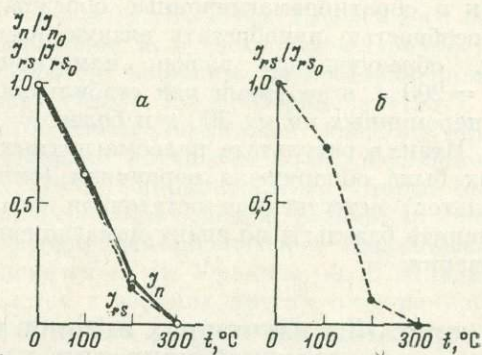


Рис. 9

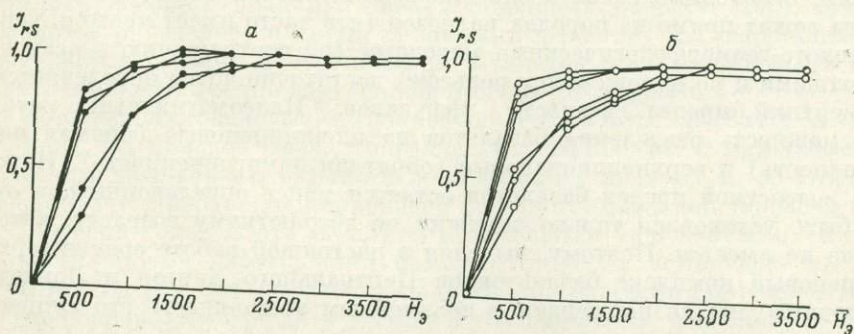


Рис. 10

Кривые  $I_n = (H)$  также имеют вид, характерный для намагниченности титано-магнетитов.

Кривые  $I_{rs} = f(t)$  имеют вид и температуры Кюри такие же, как и  $I_n = f(t)$ , а это позволяет предположить, что за  $I_n$  отвечают такие же, если не те же минералы, что и за  $I_{rs}$  (за  $I_{rs}$  ответственны все ферромагнитные минералы образца), и поэтому о носителях намагниченности мы можем судить по рудным зернам, видимым в шлифах. Основная масса изученных эффузивов представлена оливиновыми базальтами, значительно реже встречаются оливин-пироксеновые и еще реже оливин-пироксеново-плагноклазовые базальты. Рудные минералы, обуславливающие магнитность образцов, изучались в полированных шлифах при увеличении  $950\times$  с иммерсией. Они представлены титано-магнетитом, который образует пластинчатые призматические зерна, реже встречаются зерна октаэдрического облика или неправильной формы. Размер зерен сильно варьирует (от 0,4 до 0,009 мм). Преобладают зерна размером 0,02—0,03 мм. В некоторых зернах заметны тонкие пластинчатые продукты распада. Пластинки имеют коричневатый оттенок по сравнению со светлым фоном окружающего магнетита. Они обычно расположены в одном направлении, реже в двух и трех, параллельно плоскостям октаэдра. Возможно, пластинки являются ульвошпинелевыми. Местами титано-магнетит мартитизирован. Содержание рудного минерала в породе составляет 8—10%.

Поскольку образцы с прямой и обратной намагниченностью имеют одинаковые магнитные и минералогические характеристики, то у нас нет оснований предполагать, что обратная намагниченность в образцах вызвана какими-либо физико-химическими процессами. Вероятнее всего она первична и, следовательно, отражает направление геомагнитного поля времени излияния базальтов. О том, что прямонамагнитные образцы также обладают первичной намагниченностью, а не перемагничены современным магнитным полем свидетельствует, во-первых, то, что они имеют одинаковую стабильность ко всем разрушающим воздействиям, как и обратномагнитные образцы; во-вторых, они обладают слабой способностью приобретать вязкую намагниченность и, наконец, в-третьих, образующаяся вязкая намагниченность снимается воздействием  $H = 200$  э, в то время как стабильная составляющая  $I_n$  не разрушается в переменных полях 300 э и более.

Итак, в результате палеомагнитных исследований в изученных образцах была обнаружена первичная (сингенетичная времени излияния базальтов) естественная остаточная намагниченность, что позволило расчленить базальты по знаку намагниченности и судить о времени их образования.

#### ОПИСАНИЕ ИЗУЧЕННЫХ РАЙОНОВ РАСПРОСТРАНЕНИЯ БАЗАЛЬТОВ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ, ХАНГАЯ И ДОЛИНЫ ОЗЕР

Прежде чем перейти к описанию базальтов по отдельным районам Монголии, необходимо сделать одно вводное замечание. В случае, когда базальты лежат прямо на породах палеозоя (что часто имеет место в Хангае), геолого-геоморфологическими методами (по соотношению с осадочными толщами и по положению в рельефе) достаточно четко определяется лишь верхний предел возраста эффузивов. Палеомагнитный метод дает возможность разделения базальтов на плейстоценовые (прямая намагниченность) и верхнеплиоценовые (обратная намагниченность). Нижний же возрастной предел базальтов остается менее определенным, и он может быть установлен только данными по абсолютному возрасту, которых пока не имеется. Поэтому, выделяя в настоящей работе средне-верхнеплиоценовый комплекс базальтоидов Центрального Хангая и Дархатской впадины, мы не исключаем в дальнейшем возможность его «удревнения».

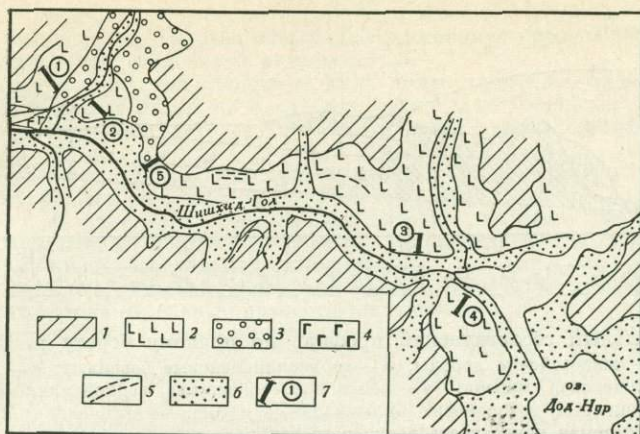


Рис. 11. Геологическая схема долины р. Шишхид-Гол

1 — палеозойские породы; 2 — верхнеплиоценовые базальты; 3 — верхнеплейстоценовые ледниковые отложения; 4 — верхнеплейстоценовые — голоценовые базальты; 5 — озерные линзы; 6 — верхнеплейстоценовые-голоценовые аллювиальные и озерные отложения; 7 — изученные разрезы базальтов

В Центральной и Северной Монголии кайнозойские базальты пользуются широким распространением. Выделяются несколько районов их развития, часть из которых была изучена нами в 1969 — 1970 гг. Ниже приведено описание базальтов следующих районов (см. рис. 1): 1) северной части Дархатской впадины; 2) Тэрхин-Цаганнурской впадины (среднее течение р. Чулутун-Гол); 3) долины р. Орхон (район сомона Орхон); 4) долины р. Хануй-Гол в нижнем течении; 5) северной части Долины Озер; 6) долины р. Дзабхан (район сомона Цаган-Олом).

Северная часть Дарханской впадины (р. Шишхид-Гол и Тэнгесин-Гол). В Северной Монголии и, в частности в Прихубсугулье, кайнозойские базальты пользуются широким распространением. Они описаны в работах А. Х. Иванова (1953), Н. А. Маринова (1957) и др. В последние годы кайнозойские базальты Дархатской впадины при проведении геологической съемки детально изучались А. К. Уфляндом, А. В. Ильиным и А. И. Спиркиным (1969; Спиркин, 1970), которые выделили два стратиграфических комплекса кайнозойских базальтов: эоплейстоценовые — «вершинные» и верхнеплейстоценовые — «долинные».

Эоплейстоценовые базальты, по данным А. К. Уфлянда, А. В. Ильина и А. И. Спиркина (1969) располагаются в верхних ярусах современного рельефа, встречаются на водоразделах хребта, разделяющего Дархатскую и Хубсугульскую впадины на абс. высотах около 2600 м. В сторону Дархатской впадины эоплейстоценовые базальты спускаются до высот около 1600 м, сохраняясь в виде отдельных останцовых покровов на склонах гор, окружающих впадину. Эоплейстоценовый возраст этого комплекса базальтов определяется двумя основными фактами: их «вершинным» положением в рельефе и перекрытием базальтов водноледниковыми и озерными осадками средне-верхнеплейстоценового возраста.

Верхнеплейстоценовые — «долинные» — базальты развиты в речных долинах. Их молодой возраст определяется, во-первых, самим геоморфологическим положением базальтов в эрозионных долинах и, во-вторых, соотношением с верхнеплейстоценовой флювиогляциальной террасой в устье р. Тэнгесин-Гол, где эти базальты оказываются «вложенными» в последнюю. По нашим наблюдениям базальты первого комплекса по долине р. Шишхид-Гол (от рыбзавода до устья р. Тэнгесин-Гол) представляют собой покров, вложенный в долину и состоящий из нескольких потоков.

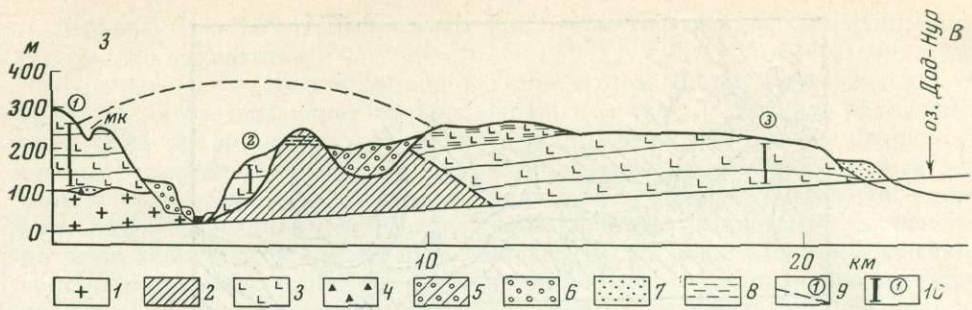


Рис. 12. Продольный геологический профиль по правому берегу р. Шишхид-Гол 1 — граниты; 2 — палеозойские породы; 3 — верхнеплейстоценовые базальты; 4 — конглобрекции; 5 — верхнеплейстоценовая морена; 6 — верхнеплейстоценовые водноледниковые отложения; 7 — верхнеплейстоценовые-голоценовые аллювиальные и озерные отложения; 8 — озерные линии; 9 — предполагаемая поверхность верхнечетвертичного ледника в долине р. Тэнгесин-Гол; 10 — местоположение и номера описанных разрезов. Буквами МК обозначен маргинальный канал

Обычно отдельные потоки хорошо отделяются друг от друга по своим структурным и текстурным особенностям. В нижней части потока базальты плотные, мелкокристаллические, имеют афанитовую структуру, часто обладают столбчатой отдельностью. Верхняя часть потока обычно состоит из пузырчатых, шлаковидных разностей базальтов. Мощность отдельных потоков достигает 4—10 м, реже больше.

Проведенное изучение базальтов на указанном участке долины р. Шишхид-Гол выявило следующие их соотношения с четвертичными отложениями (рис. 11, 12).

А. Базальты долины р. Шишхид-Гол (до устья р. Тэнгесин-Гол) террасированы горизонтальными озерными линиями позднеплейстоценового Дархатского озера. Эти озерные линии прослеживаются по правому и, частично, по левому борту долины р. Шишхид-Гол на абс. высотах 1700 м (Спиркин, 1970).

Б. Озерные линии представляют собой небольшие тянущиеся в виде полос абразионные уступы, выработанные в базальтах и палеозойских породах при понижении уровня озера. Местами на них сохранились озерные береговые галечники.

В. Озерные линии упираются или «притыкаются» к верхнеплейстоценовой морене, выдвинутой в долину р. Шишхид-Гол из долины р. Тэнгесин-Гол. Это хорошо видно в 2 км восточнее устья последней, на правом борту р. Шишхид-Гол.

Г. Базальты перекрываются верхнеплейстоценовыми моренными и флювиогляциальными отложениями в устье р. Тэнгесин-Гол, где они оказываются вложенными в эрозионную долину, врезанную в базальты.

Д. В северо-западной части Дархатской впадины осадки озерных террас (до 10—20 м высоты) перекрывают базальты.

Таким образом, исходя из геолого-геоморфологических соотношений, устанавливается доледниковый возраст базальтового покрова по р. Шишхид-Гол.

Палеомагнитные исследования описанного комплекса базальтов были проведены по пяти разрезам (от устья р. Тэнгесин-Гол до оз. Дод-Нур) на расстоянии около 25 км.

Первый разрез (обн. 904—906) находится на правом берегу р. Шишхид-Гол в устье р. Тэнгесин-Гол. Базальты залегают на доколе из гранитов, высотой над урезом реки около 100 м. Базальты образуют покров, который в виде высокой террасы (до 200—250 м) сохранился по правому и, частично, по левому борту долины и прослеживается вниз по течению. Покров состоит из шести—восьми отдельных потоков (снизу вверх:

1а) базальты темно-серые, зеленоватые, мелкокристаллические, обладающие вертикальной столбчатой отдельностью . . . . .	3—4
1б) брекчии ярко-желтые, залегающие в виде линзы, плотные, состоящие из неокатанных обломков базальтов, редко глыб базальтов (до 0,5 м в диаметре); присутствует хорошо окатанная галька гранитов. Длина линзы 10 м . . . . .	1,5—2
1в) базальты темно-серые, плотные, крупностолбчатые, в верхних частях потока радиально-столбчатые, пузырьчатые . . . . .	10—12
2) базальты — в низах потока мелкокристаллические, плотные вертикально-столбчатые; в верхах — пористые, шлаковидные, обладающие горизонтально-слоистой отдельностью . . . . .	20—22
3) базальты пористые, местами обнаруживающие столбчатую текстуру; в верхах потока отдельные разности шлаковидные . . . . .	20
4) базальты темно-серые, мелкокристаллические, вертикально-столбчатые . . . . .	10—15
5) базальты плотные радиально-столбчатые, местами обладающие горизонтальной отдельностью . . . . .	25
6) базальты темно-серые, мелкокристаллические, с четкой крупной вертикально-столбчатой отдельностью . . . . .	20

Выше прослеживаются два потока столбчатых, местами миндалевидных базальтов, мощностью до 20 м. Мощность покрова в описанном разрезе около 120 м, полная, вероятно, около 200 м.

Второй разрез (обн. 56) изучен на левом берегу р. Тэнгесин-Гол (в 3 км выше устья). Здесь подошва покрова не обнажается, а уровень поверхности покрова примерно на 100 м ниже, чем в первом разрезе. В разрезе обнажаются два базальтовых потока, общей мощностью около 25 м. Нижний представлен плотными массивными серыми базальтами с крупной столбчатой, местами глыбовой отдельностью. Изредка встречаются мелкие поры, заполненные зеленоватым стекловидным минералом. Мощность нижнего потока до 15 м. Верхний поток представлен темно-серым плотным тонкозернистым базальтом с прекрасной мелко столбчатой отдельностью, мощностью до 10 м.

Третий разрез, изученный нами (обн. 908), расположен на правом берегу р. Шишхид-Гол в нескольких километрах ниже впадения р. Хогорган. И в этом разрезе прекрасно видно многослойное строение базальтового покрова. Отдельные базальтовые потоки имеют мощность от 2,5—3 до 20 м и различаются между собой по структуре, окраске пород и типу их отдельности. В описываемом обнажении выделяется до пяти потоков (сверху вниз):

Мощность, м

1) базальт мелкозернистый, темно-серый, на выветрелой поверхности слегка буроватый, крепкий, слабо пористый, обладающий хорошо выраженной шаровой отдельностью, с диаметром шаров до 1—1,5 м; внутри крупных шаров отчетливо наблюдается скорлуповатое строение . . . . .	3,0
2) базальт тонкозернистый, темно-серый, массивный, плотный, однородный, с нечетко выраженной глыбовой отдельностью . . . . .	7,0
3) в верхней части потока базальт мелкозернистый, темно-серый пористый, с полыми пустотами, размером от долей миллиметра до 3—5 см, нередко имеющими каемку зеленоватого (возможно, глинистого) вещества; мощность пористого базальта — 2—2,5 м; нижняя часть потока сложена мелкозернистым темно-серым, почти черным массивным, плотным, однородным базальтом с отчетливой столбчатой отдельностью . . . . .	20,0
4) базальт серый, плотный, однородный, мелкозернистый, с нечеткой глыбовой отдельностью . . . . .	5,0
5) базальт пузыристо-шлаковидный серовато-бурый; на стенках многочисленных пустот в породе фиксируется каемка глинистого вещества; поток полностью не вскрыт и уходит под урез воды . . . . .	3,5

Четвертый разрез (обн. 910) расположен на левом берегу р. Шишхид-Гол в 1—1,5 км выше по течению реки по отношению к третьему разрезу. Здесь обнажаются два потока базальтов, общей мощностью около

15 м. Базальты тонкозернистые, массивные, плотные темно-серые, с нечеткой плитчатой (нижний поток) и столбчатой отдельностью (верхний поток).

Палеомагнитные исследования базальтов по долине р. Шишхид (от оз. Дод-Нур до устья р. Тэнгесин-Гол) показали, что базальты второго, третьего и четвертого разрезов имеют отрицательную намагниченность. Таким образом, их возраст должен быть древнее 0,7 млн. лет, и они относятся к верхам верхнего плиоцена.

Базальты, слагающие низкую (до 10 м) террасу (обн. 907), вложенную в верхнеплейстоценовые ледниковые отложения в устье р. Тэнгесин-Гол и относящиеся по своему стратиграфическому положению к верхам верхнего плейстоцена — голоцену, имеют прямую намагниченность.

Особое положение занимают базальты первого разреза, слагающие высокую (240 — 300 м) террасу (обн. 904 — 906), четко выраженную по правому берегу р. Тэнгесин-Гол и прослеживающуюся вниз по долине р. Шишхид-Гол. Эти базальты залегают на цоколе коренных пород на высоте около 100 м над урезом реки. Базальты левого борта долины р. Тэнгесин-Гол являются по отношению к ним вложенными, поскольку их подошва находится ниже уреза, а разница высот поверхности террас составляет около 100—120 м. Базальты левого и правого берега р. Тэнгесин-Гол перекрываются верхнеплейстоценовыми ледниковыми отложениями, т. е. возраст и тех и других — доледниковый.

Однако базальты высокой (240 — 300 м) террасы (первый разрез) имеют иную палеомагнитную характеристику — они обладают прямой намагниченностью. Геолого-геоморфологические взаимоотношения этих базальтов с базальтами второго разреза позволяют считать их более низким стратиграфическим горизонтом. Они могут соответствовать (по палеомагнитной шкале) либо одной из положительных зон (Джирамилло — 0,9 млн. лет; Гилса — 1,6 млн. лет; Олдувей — 1,9 млн. лет) в отрицательной эпохе Матуяма, либо нормальной эпохе Гаусса (2,5 — 3,3 млн. лет). Исходя из этого, можно сказать, что верхний предел возраста этих базальтов — также плиоценовый, но установление его нижнего предела требует определения абсолютного возраста.

Таким образом, в северной части Дархатской впадины выделяются по геолого-геоморфологическим и палеомагнитным данным два разновозрастных комплекса базальтов: верхнеплиоценовые (нижний предел возраста не установлен) и верхнеплейстоценовые — голоценовые. Вероятно, здесь имеются также и базальты среднеплейстоценового возраста.

Тэрхин-Цаганнурская впадина (среднее течение р. Чулутуин-Гол). В Тэрхин-Цаганнурской впадине и, особенно, по долинам рек Чулутуин-Гол и Сумэин-Гол кайнозойские базальты пользуются широким распространением (рис. 13). Они заполняют всю восточную часть впадины и спускаются вниз по долинам указанных рек, где прекрасно выражена серия базальтовых террас, высотой от нескольких до 150 — 200 м. В самой Тэрхин-Цаганнурской впадине имеется несколько небольших вулканических аппаратов центрального типа, хорошо сохранившихся в рельефе.

По данным В. И. Гольденберга и других, все базальты этого района были отнесены к верхнему плейстоцену — голоцену. Эта же датировка базальтов была принята на геологической карте Монгольской Народной Республики (1959).

По данным Н. А. Кориной и В. П. Чичагова, в исследуемом районе выделяются несколько возрастных генераций базальтов: 1) неогеновые базальты вершинного типа, или плато-базальты перевала Эгин-Даба; 2) неоген-нижнеплейстоценовые базальты Тэрхин-Цаганнурской впадины (восточнее сомона Мурэн); 3) нижнеплейстоценовые базальты, залегающие в виде прослоя в осадочной толще 90-метровой террасы р. Чулутуин-Гол, которая вложена в базальтовую террасу (150—200 м)

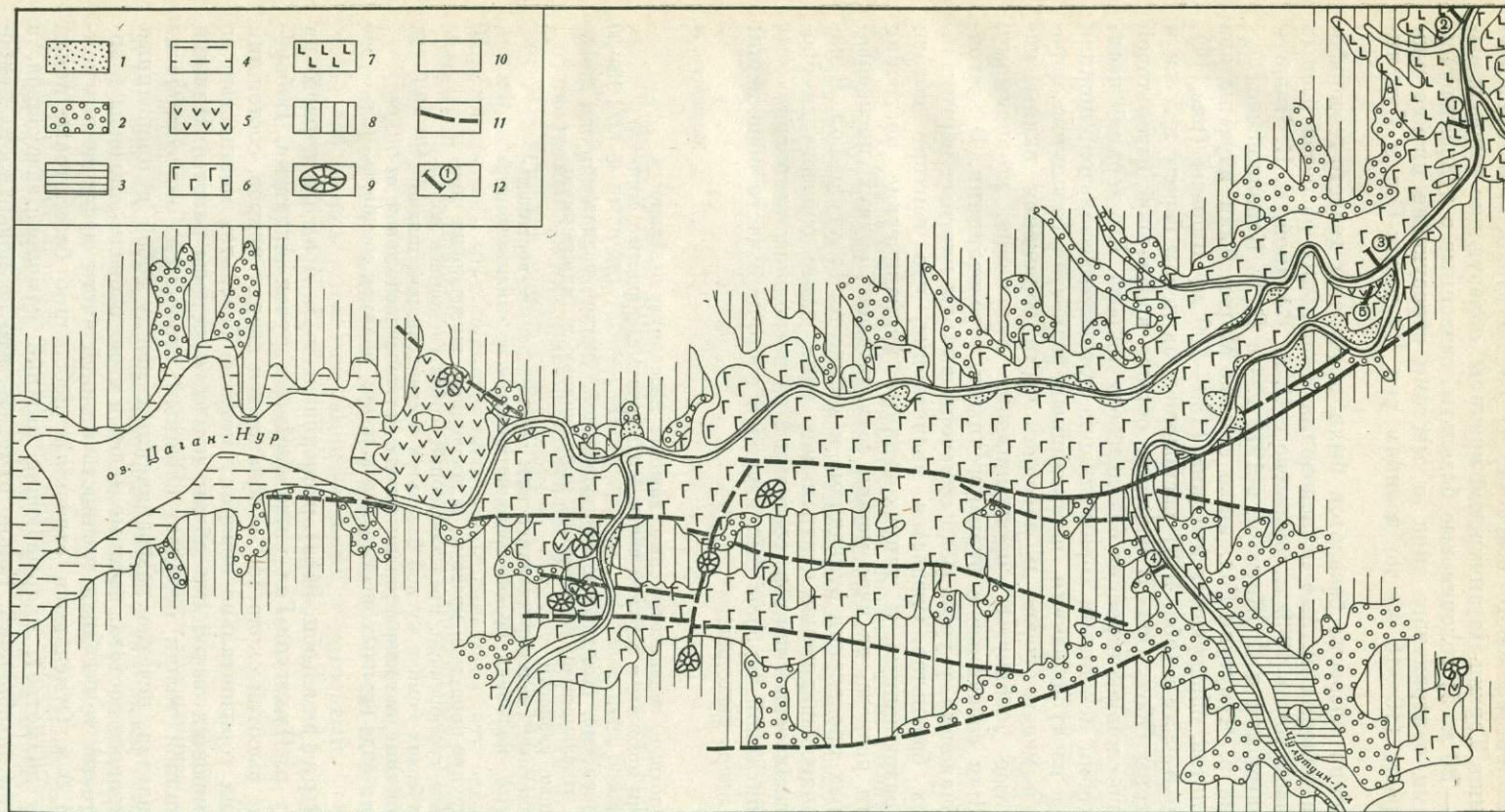


Рис. 13. Геологическая схема Тэркин-Цаганурской впадины

1 — верхнеплейстоценовые аллювиальные отложения низких террас; 2 — средне-верхнеплейстоценовые пролювиальные отложения; 3 — средне-верхнеплейстоценовые озерные отложения; 4 — верхнеплейстоценовые — голоценовые озерные отложения; 5 — голоценовые базальты; 6 — средне-верхнеплейстоценовые базальты; 7 — верхнеплейстоценовые базальты; 8 — палеозойские породы; 9 — вулканы; 10 — верхнеплейстоценовые-голоценовые аллювиальные отложения поймы и первой террасы; 11 — разломы; 12 — изученные разрезы базальтов

неоген-нижнеплейстоценового возраста; 4) средне-верхнеплейстоценовые базальты днища Тэрхин-Цаганнурской впадины, образующие террасы высотой до 60—80 м; 5) голоценовые базальты, связанные с вулканическими аппаратами центрального типа и местами образующие низкие вложенные террасы (10—15 м) по долинам рек Чулутуин-Гол и Сумэин-Гол.

Для уточнения возраста базальтов были проведены геолого-геоморфологические и палеомагнитные исследования нескольких разрезов разных генераций базальтов: в 1969 г. совместно с Н. А. Кориной, В. П. Чичаговым, Л. Нацагаюмом и С. Жигжом, в 1970 г. — с В. В. Кебежинским.

По долине р. Чулутуин-Гол, ниже сомона Мурэн были изучены два разреза базальтов, образующих высокие (150—200 м) террасы (рис. 14).

Первый разрез (обн. 918) расположен на левом берегу в 5 км к востоку от горы Оботу-Обо. В большом обрыве эрозионной базальтовой террасы видно сложное строение базальтового покрова. Его верхняя часть образована тремя лежащими горизонтально потоками базальтов; нижняя часть состоит из туфобрекчий, шлаковидных разностей базальтов, пересланяющихся между собой. В западной части обнажения видны наклонно-слоистые щелбистые пролювиальные отложения, по-видимому, парагенетически связанные с вулканогенными образованиями. В восточной части обнажения, у уреза реки отмечены выходы плотных вертикально-столбчатых базальтов. Создается впечатление, что верхние потоки бронируют разрушенные и денудированные вулканические постройки нижней части разреза, из чего можно сделать вывод о двух последовательных этапах проявления вулканизма в долине р. Чулутуин-Гол. В начале произошли извержения центрального типа, затем образовался бронирующий базальтовый покров, состоящий из нескольких потоков.

Разрез описанной террасы был изучен в восточной части обнажения; сверху вниз здесь выходят:

Мощность, м

- |   |       |
|---|-------|
| 1) базальты плотные, зеленовато-серые, дающие массивную отдельность (в основании потока); в верхней части — пузырчатые, пористые, миндалекаменные   | 15—20 |
| 2) базальты пористые, обладающие неправильной, часто радиально-столбчатой отдельностью; встречаются шлаковидные и гидротермально-измененные разности  | 15    |
| 3) базальты плотные, мелкокристаллические, темно-зеленые, вертикально-столбчатые, по очень резкой границе ложатся на нижележащий поток  | 20    |
| 4) базальты крупно-пористые, красные, шлаковидные, включающие прослой и липы туфобрекчий, представляющие собой спекшиеся обломки вулканических бомб и кусков базальтов в стекловидном шлаке | 25    |
| 5) базальты плотные, мелкокристаллические, с четкой вертикальной отдельностью в виде крупных шестигранных призм; видимая мощность   | 45    |

Второй разрез (обн. 918а) расположен в 3—4 км от первого на левом берегу р. Чулутуин-Гол ниже впадения ручья Алтатуин. В береговом обрыве высотой около 150 м обнажается сверху покров, состоящий из нескольких горизонтально лежащих потоков базальтов мощностью до 20—30 м, имеющих такой же облик, как и в первом разрезе. Нижняя часть эффузивной толщи обладает сложным строением; она состоит из потоков базальтов, нечетко разграниченных между собой и прорванных дайками основного состава, которые дают, в свою очередь, апофизы в виде межпластовых тел. Общая мощность нижней части эффузивного комплекса до 120 м. Отмечаются отдельные небольшие базальтовые пекки (30—50 м в диаметре), прорывающие нижний комплекс эффузивов, а также участки лавобрекчий. Важно отметить, что на поверхности наиболее высоких останцов террас (150—200 м) изредка встречается выветрелая галька палеозойских пород, обычно характерная для дочетвертичных отложений.

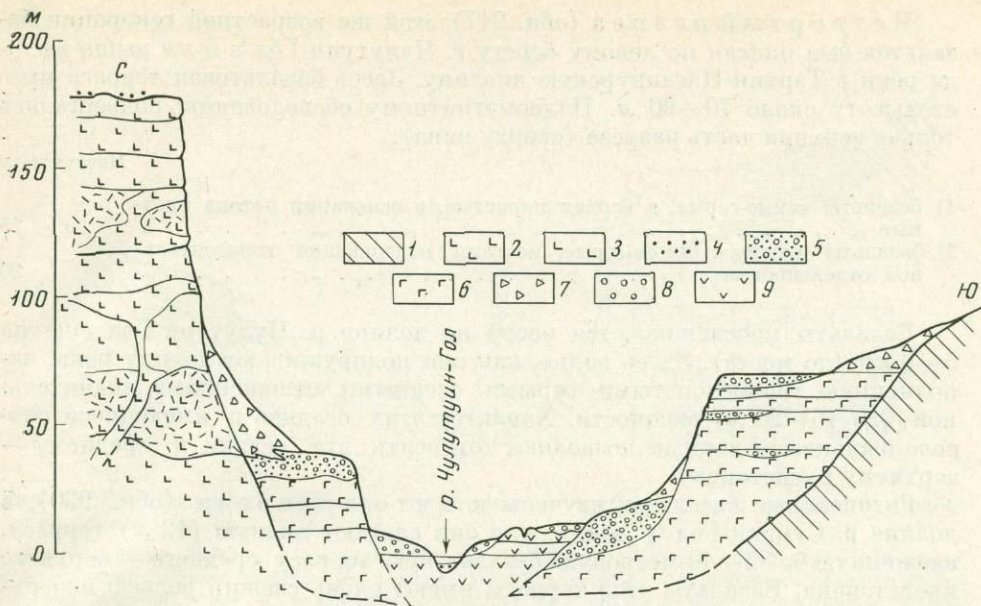


Рис. 14. Схематический сводный геологический профиль через долину р. Чулуутуйн-Гол (в восточной части Тэрхин-Цаганнурской впадины)

1 — палеозойские породы; 2 — верхнеплиоценовые базальты; 3 — верхнеплиоценовые туфолавы и брекчии; 4 — верхнеплиоценовые аллювиальные выветрелые галечники; 5 — средне-верхнеплейстоценовые аллювиальные галечники; 6 — средне-верхнеплейстоценовые базальты; 7 — средне-верхнеплейстоценовые пролювиальные отложения; 8 — голоценовые аллювиальные галечники; 9 — голоценовые базальты

По данным Н. А. Кориной и В. И. Чичагова, ниже по долине р. Чулуутуйн-Гол в высокие (150—200 м) сложно построенные базальтовые террасы вложена 90-метровая аккумулятивная терраса. Она состоит из плохо окатанных бурых щебневато-галечных и валунных отложений, в которые включен один маломощный (до 2,0 м) прослой базальтов. Судя по характеру отложений и спорово-пыльцевым данным (присутствие в спектре пыльцы широколиственных пород деревьев), эти осадки и заключенный в них прослой базальтов относятся предположительно к верхнему плиоцену.

Средне-верхнечетвертичные базальты образуют по долинам рек Чулуутуйн-Гол и Сумэин-Гол террасы высотой до 40—90 м. Нами были изучены два разреза этой генерации — третий и четвертый.

Третий разрез (обн. 919) расположен на левом берегу р. Сумэин-Гол в 0,5 км ниже моста. Сверху вниз здесь обнажаются:

	Мощность, м
1) базальты темно-серые, миндалекаменные, крупнопузырчатые, переходящие ниже в более плотные разности; отмечается крупная шаровая отдельность в базальтах . . . . .	15
2) суглинки буровато-серые, плотные, залегающие в виде линзы между двумя потоками базальтов; в них большое количество неокатанных обломков тех же базальтов; в кровле суглинков отмечается зона заделки (0,2 м) . . . . .	1,5
3) базальты темно-серые и зеленоватые, пористые, с горизонтально-слоистой отдельностью; ниже они переходят в массивные разности с неправильной блоковой отдельностью . . . . .	1,4
4) суглинки серые, рыхлые, с базальтовыми обломками . . . . .	0,2
5) базальты крупнопористые, шлаковидные, ниже переходящие в плотные массивные разности . . . . .	видимая 5

Четвертый разрез (обн. 917) этой же возрастной генерации базальтов был описан по левому берегу г. Чулутуин-Гол в 5 км выше выхода реки в Тэрхин-Цаганнурскую впадину. Здесь базальтовая терраса имеет высоту около 70—90 м. Палеомагнитному обследованию подвергалась только верхняя часть разреза (сверху вниз):

Мощность, м

1) базальты темно-серые, в верхах пористые, в основании потока плотные . . . . .	25
2) базальты плотные, темно-серые, местами обладающие горизонтальной отдельностью . . . . .	20

Базальты прослеживаются вверх по долине р. Чулутуин-Гол еще на 5—6 км (до моста). Здесь видно, как они подпруживают долину реки, заполненную тонкослоистыми серыми озерными отложениями значительной (до 15—20 м) мощности. Характер этих осадков и имеющиеся спорово-пыльцевые данные позволяют относить эти осадки к среднему — верхнему плейстоцену.

Голоценовые базальты изучены в пятом разрезе (обн. 920), в долине р. Сумэин-Гол у моста, где они слагают низкую (12 м) террасу, вложенную в 35—40-метровую базальтовую террасу среднего — верхнего плейстоцена. Базальты этой террасы имеют очень свежий рельеф поверхности с дугообразно изогнутыми валами течения, которые разбиты трещинами, возникшими при застывании лавового потока. По положению валов определяется направление лавового потока — с запада на восток, вниз по долине реки.

Разрез голоценовых базальтов представлен (сверху вниз):

Мощность, м

1) базальты пористые, шлаковидные . . . . .	3—4
2) базальты плотные, обладающие шаровидной отдельностью . . . . .	5
3) базальты плотные, черные, разбитые трещинами на глыбы с неправильной отдельностью . . . . .	видимая 5

Более широко представлены голоценовые базальты в центральной части Тэрхин-Цаганнурской впадины. Здесь имеется шесть небольших шлаковых вулканов, окружающих незначительными полями голоценовых базальтов. Наиболее ярко выражен вулканический конус Хорог, расположенный у северо-восточного края озера. Потоки базальтовой лавы, излившиеся из него, стали причиной подпруды этого озера. Они образуют низкую (2—3 м) террасовидную поверхность, на которой видны четкие следы растекания лавы с характерными корками и трещинами застывания. Вблизи самого вулкана Хорог на поверхности лавового покрова и на склонах гор развит пирокластический чехол, состоящий из шлаков, обломков вулканических бомб и туфов.

Палеомагнитные исследования были проведены во всех описанных разрезах базальтов разных генераций. Было установлено, что базальты, слагающие высокие (150—200 м) террасы р. Чулутуин-Гол и относимые ранее Н. А. Кориной и В. П. Чичаговым к неогену — нижнему плейстоцену, имеют обратную намагниченность (первый и второй разрезы). Это позволяет сделать вывод, что они имеют возраст более 0,7 млн. лет и относятся к верхнему плиоцену. Нижний предел их возраста не установлен. Базальты, слагающие террасы высотой 40—90 м и пойму<sup>1</sup>, имеют прямую намагниченность (разрезы третий, четвертый и пятый) и их возраст менее 0,7 млн. лет. Более детальная стратиграфия этих базальтов определяется геолого-геоморфологическими соотношениями их с осадочными толщами плейстоцена. Как было показано выше, здесь выделяются сред-

<sup>1</sup> Аккумулятивная терраса р. Чулутуин-Гол, высотой 90 м, с потоком базальтов палеомагнитным методом нами не была обследована.

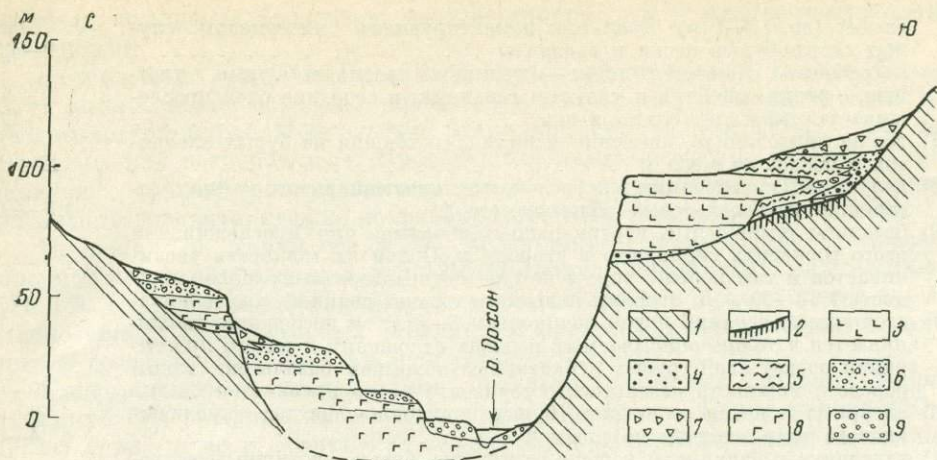


Рис. 15. Схематический сводный геологический профиль через долину р. Орхон (район сомона Орхон)

1 — палеозойские породы; 2 — корни коры выветривания; 3 — верхнеплиоценовые базальты; 4 — верхнеплиоценовые выветрелые аллювиальные галечники; 5 — верхнеплиоценовые буроватые аллювиальные и склоновые отложения; 6 — средне-верхнеплейстоценовые аллювиальные галечники; 7 — средне-верхнеплейстоценовые пролювиальные отложения; 8 — средне-верхнеплейстоценовые базальты; 9 — голоценовые аллювиальные галечники и пески

не-верхнеплейстоценовые базальты (40—90-метровой террасы) и голоценовые базальты (низкие террасы и пойма; вулканические конусы типа Хорог).

Долина р. Орхон (район сомона Орхон). Кайнозойские базальты широко развиты в среднем течении р. Орхон и на левобережье в долинах его притоков. Имеются также и небольшие вулканические аппараты, посаженные на поля базальтов в долине р. Хануй-Гол и вблизи сомона Сайхан. Вероятно, поэтому базальты этого района на Геологической карте МНР рассматриваются как четвертичные, хотя при проведении геологических съемок этого района часть базальтов датировалась неогеном.

Нами был исследован отрезок долины р. Орхон от моста вблизи одноименного сомона вниз по течению реки на протяжении 25 км. На правом берегу долины реки четко выделяются высокие (до 100 м) цокольные террасы, перекрытые базальтами. Ниже их в долине р. Орхон прослеживаются три более низкие террасы (от 50 до 15 м), цоколь которых сформирован также базальтами и коренными породами, а с поверхности они перекрыты грубовалунными и галечными аллювиальными отложениями (рис. 15).

Базальты высокой террасы правого берега исследовались в 10 км ниже моста. Здесь у тылового шва террасы, прорезанного оврагом сухого притока р. Орхон, хорошо видно, что базальты перекрываются и подстилаются буроватыми пролювиально-делювиальными и аллювиальными отложениями.

Наблюдается следующий разрез (сверху вниз):

Мощность, м

- |   |         |
|---|---------|
| 1) алевриты щебнистые, палево-серые, неясно наклонно-слоистые, карбонатизированные, делювиально-пролювиального типа; в низах слоя — буроватый алевритистый песок; мощность алевритов уменьшается от коренного склона долины в сторону реки, а в данном разрезе составляет . . . . . | 1,5—2,0 |
| 2) погребенная почва — черный сильно гумусированный суглинок . . . . .  | 0,3—0,5 |
| 3) пески светло-бурые, с прослоями алевритов того же цвета . . . . .  | 3,0     |
| 4) щебни, состоящие из черной базальтовой крошки . . . . .  | 0,5     |
| 5) галечники и валунники мелкие (10—15 см), полимиктового состава, средне- и хорошо окатанные, содержащие отдельные неокатанные   |         |

	глыбы (до 0,6—1 м) базальтов; цементирующим материалом служат светло-бурые пески и алевриты . . . . .	3,0—4,0
6)	погребенная сдвоенная почва — суглинки красновато-бурые, плотные, с редким щебнем и мелкими гальками; в середине слоя прослеживается прослой бурого песка . . . . .	1,8
7)	толща линзовидная, наклонно-слоистая, состоящая из бурых алевритов и песков со щебнем . . . . .	12—15
8)	валунники и галечники, грубослоистые, пролювиального типа, состоящие из базальтовых обломков (до 1,0 м) . . . . .	1,5—2,0
9)	базальты темно-серые, вертикально-столбчатые; при прослеживании этого горизонта видно, что в сторону р. Орхон их мощность увеличивается и там хорошо видны четыре потока базальтов, общей мощностью 18—20 м; в сторону коренного склона долины прослеживается только верхний поток, мощностью 5—6 м, он постепенно выклинивается в толще описываемых рыхлых отложений и на его простирации развит слой грубых неокатанных обломков базальтов; таким образом, мощность базальтового горизонта резко изменяется . . . . .	20—0
10)	алевриты и пески со щебнем, бурые наклонно-слоистые пролювиального типа, сходные со слоем 8 . . . . .	4—6
11)	галечники и валунники хорошо окатанные, бурые, частично выветрелые, представляющие собой русловую фацию аллювия . . . . .	3—5
12)	коренные породы цоколя террасы: основные эффузивы верхнего палеозоя, сильно выветрелые с поверхности	

Таким образом, как видно из приведенного разреза, базальты, залегающие на цоколе высокой (до 100 м террасы, перекрываются (слои 5—9) и подстилаются (слой 11) буропетлистыми осадочными породами. Подобные осадки встречаются в этом районе еще в ряде мест по долине р. Орхон; обычно они приурочены к останцам высоких террас. Литологически они сходны с верхнеплиоценовыми отложениями низовьев долины р. Орхон (район сомона Шамар), которые хорошо датируются верхнеплиоценовой фауной. Галечники слоя 12 могут иметь более древний возраст.

Палеомагнитные исследования базальтов высоких террас р. Орхон показали, что они относятся к обратной зоне намагниченности, т. е. их возраст должен быть древнее 0,7 млн. лет. Это подтверждают и геологические наблюдения. К этому же возрасту должны относиться и базальты, слагающие поверхности высоких террас (до 70—80 м) в долине небольшой реки Модот (в 30 км к северу от г. Булган по дороге на сомон Хутаг). Они также имеют обратную намагниченность и по своему геоморфологическому положению соответствуют высоким террасам р. Орхон.

Кроме высоких террас, в долине р. Орхон в изученном районе развиты три низкие террасы (40—50 м, 18—20 м, 8—10 м). Третья терраса имеет цоколь из коренных пород, перекрытый двумя-тремя потоками базальтов, мощностью до 20 м. Местами под ними прослеживается горизонт аллювиальных галечников (1—2 м). Сверху базальты этой террасы местами также перекрыты маломощными галечниками. Последние слабо сцементированы рыхлыми серыми гравийными песками. У тылового шва базальты и галечники перекрываются серыми щебнисто-суглинистыми склоновыми отложениями пролювиального типа.

Две другие более низкие террасы целиком сложены базальтами, перекрытыми с поверхности также аллювиальными галечниками и песками. По своему возрасту осадки, перекрывающие три низкие базальтовые террасы, являются средне-верхнеплейстоценовыми. Это подтверждается как их общим обликом (сероцветность, свежесть обломочного материала и пр.) и геоморфологическим положением («вложенность» в верхнеплиоценовые террасы), так и остатками плейстоценовой фауны млекопитающих плохой сохранности, которые найдены в пролювиальном шлейфе, перекрывающим вторую террасу р. Орхон.

Палеомагнитные исследования базальтов низких террас выявили их стабильную прямую намагниченность, что согласуется с датировкой, принятой по геолого-геоморфологическим данным.

Таким образом, в среднем течении р. Орхон выделено два разновоз-

растных комплекса базальтов: верхнеплиоценовый и средне-верхнеплейстоценовый.

Долина р. Хануй-Гол. В низовьях реки (район сомона Баян-Агт) кайнозойские базальты пользуются весьма широким развитием. На геологической карте Монгольской Народной Республики (1959) они датированы как четвертичные. Проведенные нами совместно с В. В. Кеппинским геолого-геоморфологические и палеомагнитные исследования позволили выявить несколько разновозрастных горизонтов базальтов.

По долине р. Хануй-Гол в 20—25 км ниже сомона Баян-Агт прослеживаются останцы высоких (до 120 м) террас, перекрытых маломощным (16—20 м) покровом базальтов. Выделяется два-три потока темно-серых мелкозернистых оливиновых базальтов с пустотами, выполненными кальцитом со столбчатой текстурой отдельных потоков.

Палеомагнитные исследования базальтов наиболее высоких террас р. Хануй-Гол выявили их прямую намагниченность. Более низкие (50—60 м) террасы по р. Хануй-Гол также перекрыты базальтами, состоящими из двух-трех потоков, мощностью 15—20 м. Эти базальты, как и в долине р. Орхон, залегают на выровненном цоколе коренных пород, на котором местами под базальтами сохранились выветрелые бурые аллювиальные галечники небольшой мощности. Выше по течению р. Хануй-Гол высоты этих террас постепенно снижаются и у моста через реку достигают 20—30 м. Палеомагнитные исследования этих базальтов выявили их обратную намагниченность, что позволяет относить их к верхнему плиоцену и определять верхний предел возраста древнее 0,7 млн. лет. Базальты наиболее высоких террас р. Хануй-Гол, имеющие прямую намагниченность, могут соответствовать одному из положительных эпизодов отрицательной эпохи Матуяма (0,7—2,5 млн. лет) верхнего плиоцена или уже относиться к положительной эпохе Гаусса (2,5—3,3 млн. лет), а может быть, и иметь более древний возраст. Установление нижнего предела возраста этих базальтов можно определить только абсолютной калий-аргоновой датировкой.

Южнее сомона Баян-Агт, в долине р. Хануй-Гол, широко развиты базальты, слагающие низкую (до 10—15 м) террасированную рекой поверхность покрова, состоящую из нескольких, обычно двух-трех, отдельных потоков базальтов. Базальты темно-серые, в обрывах террас дающие столбчатую отдельность, без включения кальцитовых миндалин, в верхних частях потоков пористые, с характерными корками застывания лав. Вблизи реки базальты террасированы и перекрыты галечно-гравийно-песчаным аллювием. Наблюдения в средней части долин рек Хануй-Гол и Хунгуй показали, что базальты подпруживают долины этих рек на уровне второй террасы (10—12 м), сложенной песчано-глинистыми отложениями аллювиально-озерного генезиса. Это позволяет определять возраст данного комплекса базальтов предположительно средним — верхним плейстоценом. Такой вывод о возрасте низкого покрова базальтов согласуется и с палеомагнитными исследованиями, которые выявили прямую намагниченность базальтов этой генерации.

В нескольких местах над поверхностью низкого покрова базальтов в долине р. Хануй-Гол (выше сомона Баян-Агт) возвышаются небольшие (100—150 м) шлаковые конусы голоценовых вулканов, достигающие у основания 1 км в диаметре. Они с поверхности сложены спекшимися шлаками, включающими обломки пористых базальтов и вулканических бомб. У них хорошо выражены неглубокие кратеры диаметром 50—70 м. Эти шлаковые конуса вулканов связаны с самыми последними проявлениями новейшего вулканизма.

Таким образом, в изученной части долины р. Хануй-Гол выделяются следующие комплексы базальтов: а) верхнеплиоценовый, с зонами обратной и прямой намагниченности, б) средне-верхнеплейстоценовый с зоной прямой намагниченности и в) голоценовый.

Северная часть Долины Озер. На Южном склоне Хангайского нагорья (так называемое Южно-Хангайское плато) и в Долине Озер кайнозойские базальты пользуются широким распространением. В северной (горной) части этого района они в виде останцев многослойных покровов залегают на абс. высотах 2400—2600 м на выровненной поверхности палеозойских пород, достигая общей мощности 50—60 м. К югу в сторону Долины Озер поверхность покрова базальтов спускается до абс. высоты 1300—1400 м, где они залегают на разных горизонтах осадочных пород кайнозоя, часто переслаиваясь в разрезе с рыхлыми толщами. Учитывая хорошую палеонтологическую охарактеризованность кайнозойских отложений этого района, его можно считать наиболее перспективным для установления возраста кайнозойских базальтов. А после получения абсолютных датировок самих базальтов можно будет определить абсолютный возраст также и стратиграфических подразделений (и фауны) осадочного разреза кайнозоя.

В широтном направлении площадь развития базальтов протягивается в виде отдельных выходов от сомона Гучин-Ус (на востоке) до сомона Цаган-Олом (на западе) почти на 600 км.

В Долине Озер, по-видимому, имеются наиболее древние горизонты кайнозойских базальтов. Еще Ч. Берки и Ф. Моррис (Berkey, Morris, 1927) отмечали, что внутри красноцветных глин олигоценовой формации Хсанда-Гол имеется прослой базальтов. В 1964 г. американские исследователи (Potassium-argon dates and the Cenozoic..., 1964) впервые определили абсолютный возраст этих базальтов (31,3—32,0 млн. лет), приведенный позже И. Мелле (Mellet, 1968). На Геологической карте Монгольской Народной Республики (1959) базальты этого района датируются как кайнозойские. Т. В. Николаева (1967), давшая подробное описание базальтов этого района, определила их возраст концом олигоцена — началом миоцена.

В описываемом районе Монголии установлено три разновозрастных комплекса базальтов, переслаивающихся с осадочными породами палеогена и неогена (рис. 16, 17). Наиболее древними являются базальты, залегающие в красноцветных глинах свиты шанд-гол (хсанда-гол) среднего — верхнего олигоцена (Berkey, Morris, 1927; Mellet, 1968). В настоящее время изучено несколько осадочных разрезов палеогена с базальтами этого возраста.

Первый разрез на левом борту сухого русла Татал-Гол следующий (сверху вниз):

	Мощность, м
1) глины красные, песчаные, неслоистые, с марганцовистыми призмами, включающие отдельные более песчаные разности с отдельностью конкреционного типа; в нижней части слоя преобладают песчано-гравийные разности пород . . . . .	10—12
2) мергели беловато-розовые, с конкреционной текстурой, залегающие на размытой поверхности базальтов; мощность изменчивая . . . . .	0,1—0,5
3) базальты пузырьчатые, с пустотами и трещинами, выполненными кальцитом (в верхней части потока, мощностью до 0,5 м) и плотные массивные вертикально-столбчатые, с небольшим количеством кальцитовых миндалин (в нижней части потока, мощностью до 1,5—2 м)	до 2,5
4) глины красные пластичные . . . . .	4
5) песчаники розоватые, плотные . . . . .	1,5
6) глины красные, неслоистые, песчаные, в низах слоя гравелистые пески . . . . .	5

В описанном разрезе Татал-Гол фауна млекопитающих среднего олигоцена встречается выше и ниже прослоя базальтов, тем самым определяя их возраст. Как было указано выше, абсолютный калий-аргоновый возраст этих базальтов составил 31,3—32 млн. лет (Potassium-argon dates and the Cenozoic..., (1964).

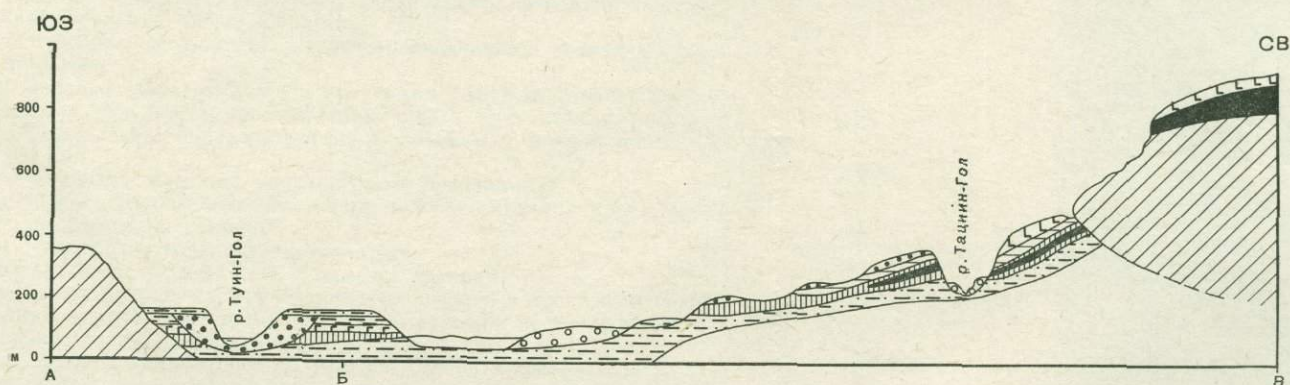
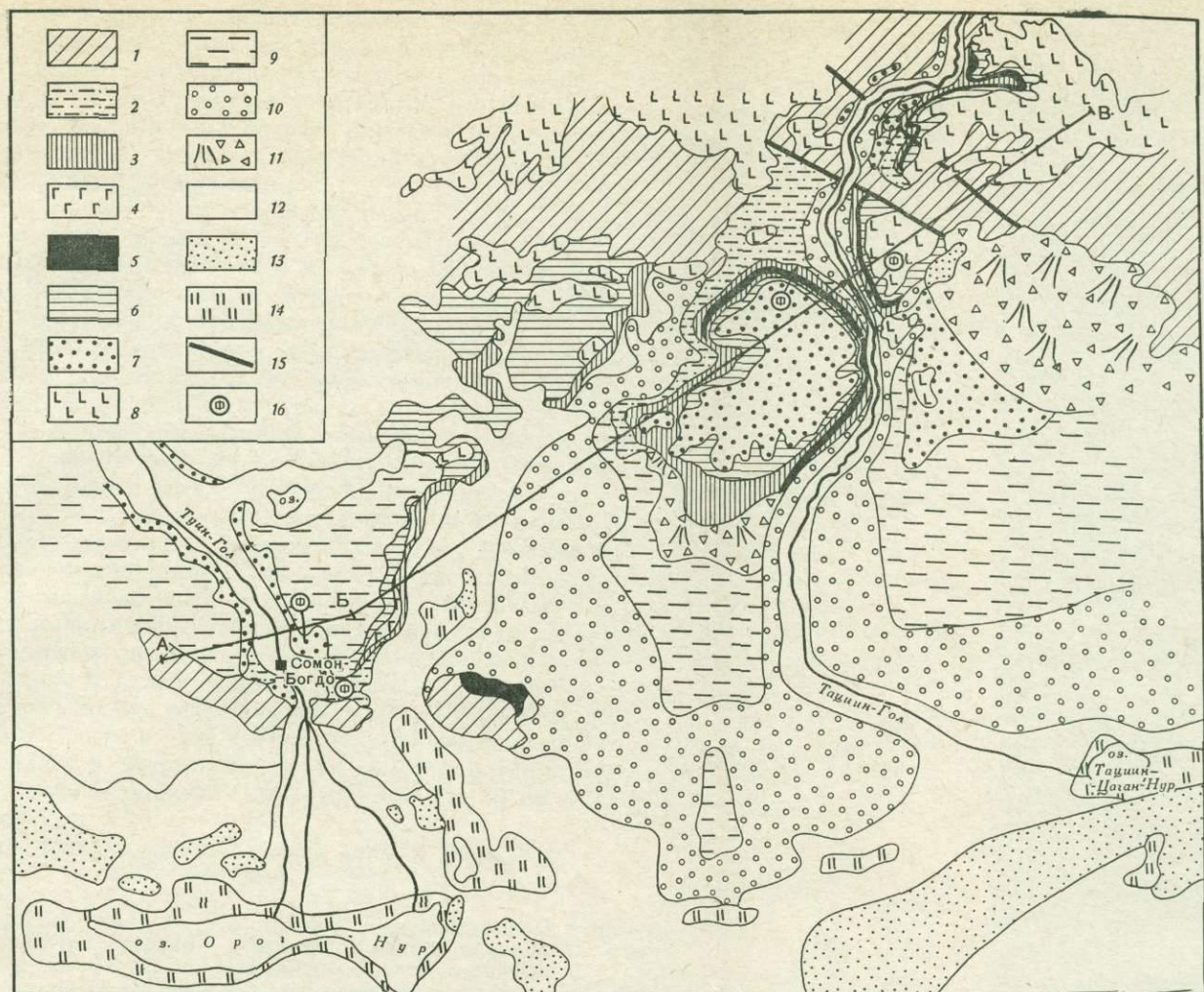


Рис. 16. Геологическая карта и профиль северной части Долины Озер (район низовьев рек Тацзин-Гол и Туин-Гол)

1 — палеозойские породы; 2 — свита холболджин-нур (средний — верхний эоцен); 3 — свита шанд-гол (средний — верхний олигоцен); 4 — средне-верхнеолигоценовые базальты; 5 — миоценовые базальты; 6 — неогеновые отложения; 7 — свита туин-гол (верхний плиоцен); 8 — верхнеплиоценовые базальты; 9 — среднеплейстоценовые озерно-аллювиальные

отложения; 10 — верхнеплейстоценовые аллювиально-озерные отложения; 11 — средне-верхнеплейстоценовые пролювиальные отложения; 12 — верхнеплейстоценовые-голоценовые аллювиальные и озерные отложения; 13 — голоценовые эоловые отложения; 14 — голоценовые такырные и озерные отложения; 15 — линия профиля; 16 — места находок фауны

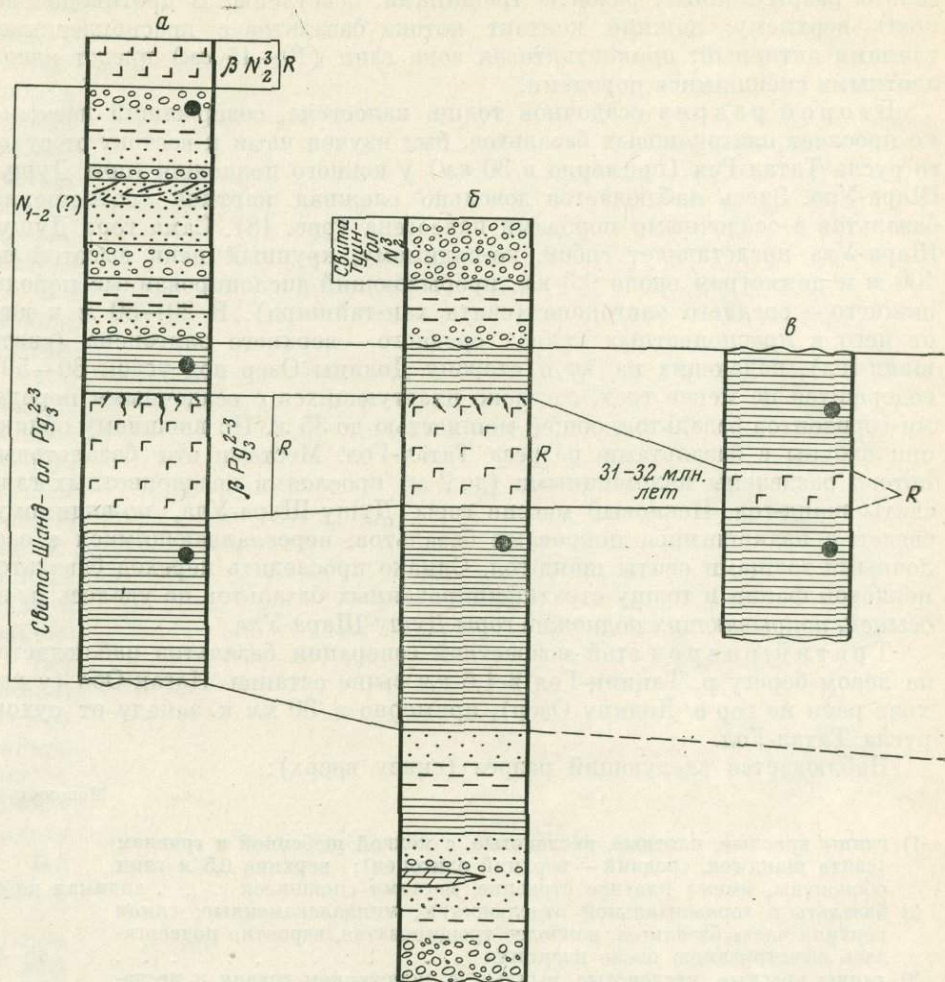
К югу и западу от приведенного разреза в обнажениях хорошо видно, как базальты постепенно выклиниваются. Важно также отметить, что поверхность описанного прослоя базальтов неровная, имеет следы эрозийного расчленения, а приповерхностная часть потока выветрелая; базальты разрыхленные, разбиты трещинами, осветлены. В противоположность верхнему, нижний контакт потока базальтов с красноцветными глинами активный: приконтактовая зона глин (10—15 см) представлена плотными спекшимися породами.

Второй разрез осадочной толщи палеогена, содержащий несколько прослоев олигоценых базальтов, был изучен нами к востоку от сухого русла Татал-Гол (примерно в 30 км) у южного подножия горы Душу-Шара-Ула. Здесь наблюдается довольно сложная картина соотношения базальтов с осадочными породами палеогена (рис. 18). Сама гора Душу-Шара-Ула представляет собой, по-видимому, крупный неск высотой до 100 м и диаметром около 0,3 км, прорывающий дислоцированные породы нижнего — среднего олигоцена (свита хан-тайшири). В 20—50 м к югу от него в красноцветных глинах среднего — верхнего олигоцена (свита шанд-гол), падающих на юг в сторону Долины Озер под углом 30—50°, содержится не менее трех, согласно пластующихся с осадочными породами горизонтов базальтов, общей мощностью до 35 м. По внешнему облику они сходны с базальтами разреза Татал-Гол. Местами эти базальтовые потоки разделены маломощными (до 2 м) прослоями красноцветных глин свиты шанд-гол. Некковый массив горы Душу-Шара-Ула, по-видимому, связан с излившимися покровами базальтов, переслаивающимися с осадочными толщами свиты шанд-гол. Однако проследить переход базальтов некковой фации в толщу стратифицированных базальтов не удалось из-за осыпей, покрывающих подножие горы Душу-Шара-Ула.

Третий разрез этой возрастной генерации базальтов наблюдается на левом берегу р. Тацзин-Гол в 1,5 км выше останца Цаган-Обо (у выхода реки из гор в Долину Озер), примерно в 30 км к западу от сухого русла Татал-Гол.

Наблюдается следующий разрез (снизу вверх):

	Мощность, м
1) глины красные, плотные, неслоистые, с мелкой щебенкой и гравием (свита шанд-гол, средний — верхний олигоцен); верхние 0,5 м глин обожжены, имеют плотное строение, местами спекшиеся . . . . .	видимая до 10
2) базальты с горизонтальной отдельностью, мицдалекаменные; самая верхняя часть базальтов, наиболее трещиноватая, вероятно подверглась выветриванию после излияния . . . . .	15—20
3) глины красные, неслоистые, рыхлые, с включением гравия и песчаных прослоев . . . . .	3
4) глины зеленые, чередующиеся с прослоями белых кварцевых песков; отмечаются отдельные прослой темно-серых алевритов и песков . . . . .	1,5
5) пески белые кварц-полевошпатовые, с гравием и мелкой окатанной галькой . . . . .	2
6) глины зеленые, плотные, карбонатные, песчанистые . . . . .	2,5
7) пески белые, грубозернистые, кварц-полевошпатовые, преимущественно с кварцевой галькой . . . . .	8
8) глины алевритистые, зеленовато-серые . . . . .	1,2
9) глины красные, песчанистые, с мелким гравием . . . . .	1
10) пачка белых кварцевых, грубозернистых песков, с прослоями гравия и мелкой, хорошо окатанной галькой; отмечается косая слоистость в отдельных слоях . . . . .	10
11) глины бурые, с включением выветрелой гальки и гравия . . . . .	0,7
12) пачка белых, преимущественно кварцевых песков, с прослоями олигомиктовых гравелитов и мелких галечников; в верхах — прослой красноватых песков с фауной крупных млекопитающих . . . . .	10—12
13) глины бурые песчанистые, в верхней части красные, обожженные . . . . .	1
14) базальты темно-зеленые и серые, плотные, с горизонтально-слоистой отдельностью . . . . .	до 2—3



В описанном разрезе слои 1 и 3 (с заключенным между ними горизонтом базальтов), как указывалось, относятся к среднему — верхнему олигоцену, что подтверждено находками фауны млекопитающих, сделанными в 1970 г. М. Б. Борисоглебской. Слои 4—13, вероятно, миоценовые — нижнеплиоценовые (?). Это заключение основывается на общем литологическом сходстве описанной толщи со свитой лоо (нижний — средний (?) миоцен), развитой в 30—40 км восточнее описанного разреза, где она залегает на осадках свиты шанд-гол (формация хсанда-гол). Не исключено, что в изученном нами разрезе по р. Тацин-Гол могут присутствовать и более верхние горизонты неогена. Кроме того, в верхах слоя 12 Д. Бадамгарав и Л. Нацаг-юм собрали фауну крупных млекопитающих — обломки позвонков и трубчатые кости носорогов, по степени fossilization отличающиеся от фауны олигоцена свиты шанд-гол и сходные (по этому признаку) с неогеновой фауной.

Базальты слоя 14 относятся к наиболее молодой — верхнеплиоценовой — генерации базальтов этого района, и их стратиграфическое положение будет рассмотрено ниже.

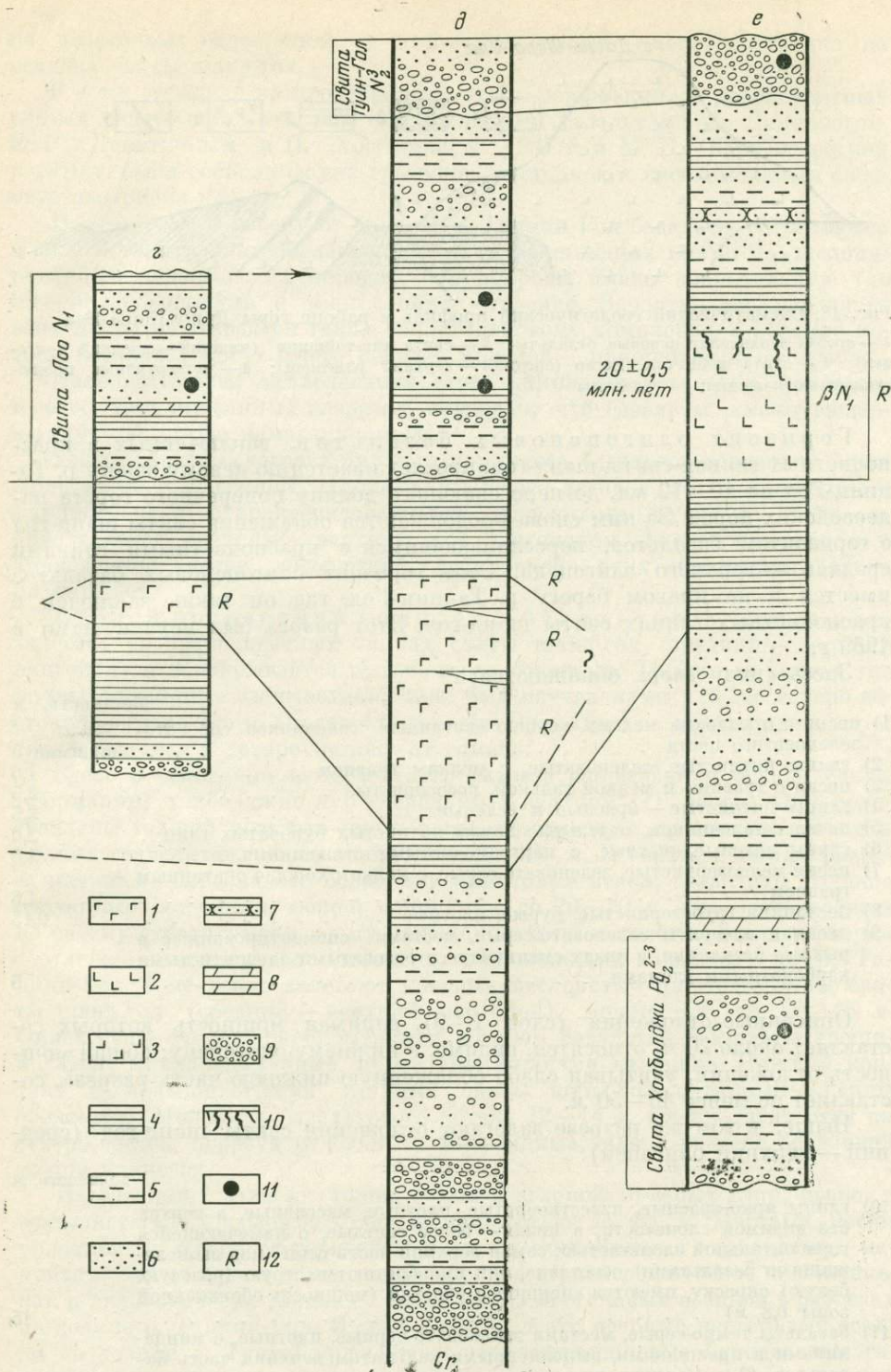


Рис. 17. Схема стратиграфических разрезов кайнозоя Долины Озер с положением в них разновозрастных комплексов базальтов  
 а — левый берег р. Ташин-Гол, б — правый берег р. Ташин-Гол, в — район Татал-Гол; г — район Лоо, д — район Улан-Тологой — Душу-Шара-Ула, е — район сомона Богдо.  
 1 — средне-верхнеолигоценовые базальты; 2 — нижнемиоценовые базальты; 3 — верхнеплиоценовые базальты; 4 — глины; 5 — алевриты; 6 — пески; 7 — песчаники; 8 — мергели; 9 — галечники; 10 — выветрелые базальты; 11 — фауна млекопитающих; 12 — обратная намагниченность

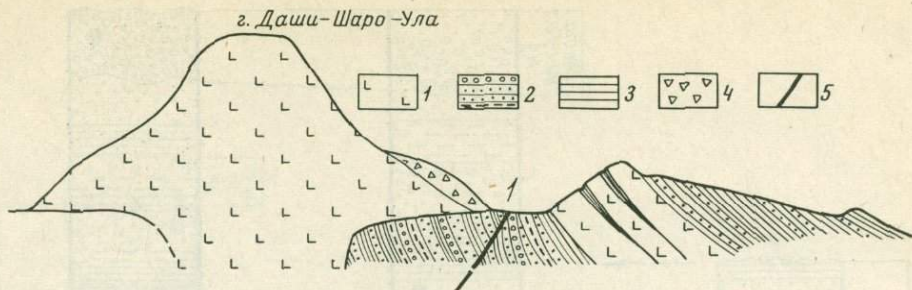


Рис. 18. Схематический геологический профиль в районе горы Душу-Шара-Ула  
 1 — средне-верхнеолигоценовые базальты; 2 — свита хан-тайшири (нижний — средний олигоцен); 3 — свита шанд-гол, Бэгэр (средний — верхний олигоцен); 4 — четвертичные пролювиальные отложения; 5 — разломы

Горизонт олигоценовых базальтов, заключенных в красноцветных глинах свиты шанд-гол, прослеживается по левому берегу р. Тацзин-Гол на 10—12 км, до пересекающего долину поперечного горста палеозойских пород. За ним снова продолжаютс я обнажения свиты шанд-гол с горизонтом базальтов, переслаивающимся с красноцветными глинами среднего — верхнего олигоцена. Этот горизонт олигоценовых базальтов имеется и на правом берегу р. Тацзин-Гол, где он также заключен в красноцветных глинах свиты шанд-гол. Этот разрез был изучен нами в 1969 г.

Здесь снизу вверх обнажаются:

	Мощность, м
1) пески с прослоями мелких, хорошо окатанных галечников серовато-зеленоватого цвета . . . . .	видимая 3
2) глины пятнистые, зеленоватые, с мелким гравием . . . . .	1,0
3) пески с гравием и мелкой галькой, косослойные . . . . .	2,5
4) глины пятнистые — красные и зеленые . . . . .	3,5
5) пески с галечником, отдельные линзы пятнистых буроватых глин . . . . .	2,0
6) глины зеленые, рыхлые, с марганцовистыми стяжениями . . . . .	1,0
7) пески мелкозернистые, зеленовато-серые, с мелким хорошо окатанным гравием . . . . .	1,5
8) песчаники грубозернистые, бурые, плотные . . . . .	0,15
9) пески и алевриты зеленовато-серые, местами цементированные в рыхлые песчаники, в низах сменяющиеся розоватыми алевритистыми карбонатными глинами . . . . .	6

Описанные отложения (слои 1—9), видимая мощность которых составляет около 20 м, относятся, видимо, к нижнему олигоцену; общая мощность отложений, учитывая слабо обнаженную нижнюю часть разреза, составляет не менее 40—50 м.

Выше, в том же разрезе залегают отложения свиты шанд-гол (средний — верхний олигоцен):

	Мощность, м
10) глины ярко-красные, известковистые, плотные, массивные, в верхах без видимой слоистости, в низах — более светлые, с намечающейся горизонтальной слоистостью; самая верхняя часть глин (под вышележащими базальтами) осветлена, они приобретают пеструю (розовую, белую) окраску, имеются спекшиеся участки (мощность обожженной зоны 0,8 м) . . . . .	15
11) базальты темно-серые, местами зеленовато-черные, плотные, с миндалинами и прожилками, выполненными кальцитом; верхняя часть базальтов (2 м) сильно выветрелая, трещиноватая, разрыхленная . . . . .	15—17
12) глины красноватые, с гравием, переходящие вверх в темно-бурые глины . . . . .	2,0
13) галечники бурые, хорошо окатанные, частично выветрелые, переслаивающиеся с песками и гравийниками полимиктового состава . . . . .	8—10

Осадки слоя 13 — аллювиальные и относятся уже к свите туин-гол (верхний плиоцен). Южнее описанного разреза они с размывом залегают

на неогеновых отложениях, а в данном разрезе — непосредственно на осадках свиты шанд-гол.

В 4 км западнее по простиранию этого обнажения, в красноцветных глинах свиты шанд-гол, под олигоценовыми базальтами Д. Дашзэвгом, Е. В. Девяткиным и П. Хосбаяром в 1967 г. и М. Б. Борисоглебской в 1970 г. была собрана фауна грызунов, хищников и насекомоядных среднего олигоцена.

В 20—40 км к северу от долины р. Тацзин-Гол базальты встречаются в виде останцов платообразных покровов, залегающих прямо на дислоцированных палеозойских породах. Эти покровы имеют значительную (до 30—40 м) мощность и многослойное строение. Вероятно, нижние части этих покровов относятся также к олигоценовому комплексу, а верхние потоки базальтов могут иметь и более молодой — плиоценовый — возраст.

Палеомагнитные исследования этого комплекса базальтов, проведенные во всех описанных разрезах, показали, что базальты имеют выдержанную обратную намагниченность.

Таким образом, возраст нижнего комплекса базальтов северного борта Долины Озер и южного склона Хангайского нагорья по соотношению с фаунистически охарактеризованными осадочными толщами кайнозоя определяется средним — верхним (?) олигоценом. Это согласуется и с приведенной выше абсолютной датировкой этих базальтов 31,3 — 32 млн. лет.

Второй возрастной комплекс базальтов в Долине Озер залегает на красноцветных глинах свиты шанд-гол (средний — верхний олигоцен) и перекрывается неогеновыми осадками. Типичный разрез, где видны указанные взаимоотношения, был изучен нами в 5 км северо-восточнее сомона Богдо (недалеко от озера Орок-Нур), в обрыве плато, протягивающегося к северо-востоку от сомона.

Здесь в основании кайнозойского разреза вскрываются осадки свиты (формации) холболджин-нур — средний — верхний (?) эоцен. Они представлены толщей розовато-серых глин, алевроитов, с прослоями песков и мелких гравелитов, общей мощностью до 100 м. В верхних частях разреза начинают преобладать белые олигомиктовые пески, гравелиты, хорошо окатанные галечники, общей мощностью до 20—30 м. Эта часть разреза по своему стратиграфическому положению и по литологии осадков сходна с отложениями нижнего олигоцена, обнаженными в разрезе по р. Тацзин-Гол. Еще выше залегают красные неслоистые плотные глины свиты шанд-гол (средний — верхний олигоцен), мощностью до 10—15 м. Они в свою очередь перекрываются потоком базальтов. Базальты трещиноватые, миндалекаменные, пронизаны жилками кальцита. Нижний контакт с красноцветными глинами свиты шанд-гол активный — глины обожжены. Мощность базальтового потока 12—14 м. Он протягивается на северо-восток, образуя отдельные линзовидные тела в разрезе осадочной толщи кайнозоя.

На базальтах залегают толща серых и зеленовато-серых глин, песков с гравелистыми прослоями, общей мощностью до 25 м. Местами пески уплотнены и образуют горизонты плотных песчаников с карбонатным цементом. Эти отложения занимают такое же стратиграфическое положение, как и литологически сходная с ними толща неогеновых осадков в разрезах по долине р. Тацзин-Гол. В свою очередь, в эти озерные неогеновые осадки по долине р. Туин-Гол вложены верхнеплиоценовые буроватые галечники и пески свиты туин-гол, образующие высокую (до 90 м) террасу. Абсолютная датировка (по калий-аргону) этих базальтов, полученная Л. В. Фирсовым в Институте геологии и геофизики СО АН СССР, составляет  $20 \pm 0,5$  млн. лет (№ 4190 ИГГ СО АН СССР), что соответствует шизам миоцена.

В других участках описываемого района горизонт базальтов прослеживается в верховьях русла р. Шанд-Гол, почти у гор. Здесь базальты

также залегают на красноцветных глинах свиты шанд-гол, достигая мощности 15—25 м. Внешне они сходны с описанным комплексом базальтов, но в данном месте не перекрыты неогеновыми отложениями.

Базальты рассматриваемого стратиграфического комплекса имеют выдержанную обратную намагниченность. Однако, как и для первого комплекса, полученные палеомагнитные данные не могут пока быть полностью использованы для стратиграфических целей, так как палеомагнитная геохронологическая шкала для этого стратиграфического интервала не разработана.

Приведенные геологические данные по стратиграфическим взаимоотношениям осадочного разреза кайнозоя и второго комплекса базальтов, а также абсолютная датировка последних позволяют определить возраст этого комплекса низами миоцена, вероятно, соответствующего свите доо нижнего — среднего (?) миоцена.

Третий горизонт базальтов, как было показано в разрезе по левому борту р. Тацзин-Гол, перекрывает глинисто-песчаную толщу миоцен-нижнеплиоценового (?) возраста, нижняя часть которой соответствует, вероятно, свите доо. Эти базальты не распространяются в центральную часть Долины Озер. Они образуют маломощный покров базальтов у южного подножия хр. Ушугин-Нуру, занимая также, вероятно, и выровненную поверхность самого хребта. Интересны их взаимоотношения с верхнеплиоценовой свитой туин-гол, наблюдаемые по долине р. Тацзин-Гол в месте пересечения ею хр. Ушугин-Нуру. Здесь толща олигоценовых и неогеновых отложений (с одним олигоценовым горизонтом базальтов в низах разреза) бронирована двумя потоками базальтов третьего комплекса, имеющими мощность 4—6 м. Современная долина р. Тацзин-Гол прорезает кайнозойские образования и лежащие под ними коренные породы на глубину около 200 м. В долине хорошо выражена цокольная терраса, выработанная в коренных породах, высотой около 50 м, с покровом буроватых аллювиальных галечников свиты туин-гол. Такие взаимоотношения позволяют говорить об относительно более молодом возрасте свиты туин-гол по сравнению с базальтами третьего комплекса. Это подтверждается и находками базальтовой гальки и валунов в аллювиальных осадках свиты.

Палеомагнитные исследования базальтов описываемого третьего комплекса выявили их стабильную обратную намагниченность во всех изученных разрезах. Это позволяет определить верхнюю границу их возраста не моложе верхнего плиоцена, она располагается, вероятно, в пределах отрицательной эпохи Матуяма (0,7—2,5 млн. лет). Нижний возрастной предел определяется их стратиграфическим налеганием на миоцен-нижнеплиоценовые (?) отложения.

Описанные базальты Долины Озер (все три комплекса) связаны с излияниями, происходившими по крупным разломам восточной части Баянхонгорской зоны, ограничивающим северный борт Долиноозерской впадины. Излияния имели преимущественно трещинный характер, но, очевидно, на ранних этапах кайнозойского вулканизма происходили извержения и центрального типа, о чем свидетельствуют отдельные сохранившиеся неки.

Долина р. Дзабхан (район сомона Цаган-Олом) — район развития кайнозойских базальтов — лежит на крайнем западном продолжении Долиноозерской впадины в месте ее соединения с Котловиной Больших Озер. Это самый западный район распространения базальтов в Предалтайской части Западной Монголии. При геологической съемке этого района базальты датировались обычно как неогеновые или эоплейстоценовые (Slowanski, 1969). Е. И. Селиванов (1970), не определяя возраста, предполагает неоднократность излияния базальтов этого района. Б. Бересь и Э. Рутковский (Beres, Rutkowski, 1970) датировали их палеогеном и неогеном.

В 1970 г. нами был изучен разрез в 20 км западнее сомона Цаган-Олом, где имеется несколько разновозрастных горизонтов базальтов (рис. 19). Здесь на правом берегу р. Дзабхан в обрыве эрозионной террасы сверху вниз обнажаются:

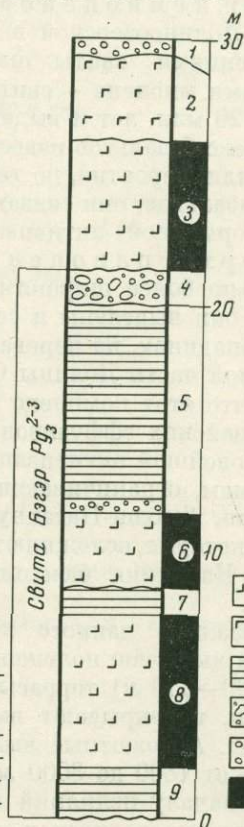
- |   | Мощность, м |
|---|-------------|
| 1) галечники серые, с песчано-гравийным заполнителем, с хорошо и среднеокатанной мелкой галькой, аллювиальные . . . . .   | 0,6—1       |
| 2) базальты темно-серые, почти черные, столбчатые, почти без вкрапленников . . . . .  | 5—6         |
| 3) базальты серые, пронизанные кальцитовыми прожилками, с пустотами (до 0,5—1,0 см), заполненными кальцитом, обладающие горизонтально-плитчатой отдельностью . . . . .  | 2—3         |
| 4) галечники средне- и плохоокатанные, преимущественно кварцевого состава, залегающие с размывом на нижележащем слое . . . . .  | 1—2         |
| 5) глины красные, песчанистые, горизонтально-слоистые, с пропластками и линзами белых мергелистых стяжений; в верхах и низах слоя маломощные (5—10 см) прослойки мелких галечников, местами цементированных до плотных конгломератов (эти отложения литологически сходны со свитой бэгар среднего — верхнего олигоцена) . . . . . | 8—10        |
| 6) базальты темно-серые, зеленоватые, с включениями и прожилками кальцита, дающие крупную вертикально-столбчатую отдельность . . . . .  | до 3        |
| 7) глины красные, плотные, песчанистые, сходные со слоем 5 . . . . .  | до 1        |
| 8) базальты темно-серые, в верхней части пузырчатые, с пустотами, заполненными кальцитом; в нижней части потока более плотные, обладающие вертикально-столбчатой отдельностью . . . . .   | 6—8         |
| 9) глины красные, песчанистые, видимой мощности (до уреза р. Дзабхан)   | 1—1,5       |

В описанном разрезе красноцветные глины слоев 5, 7, 9, разделяющие нижние потоки базальтов, по своим характерным литологическим особенностям несомненно принадлежат среднему-верхнему олигоцену (свита бэгар и шанд-гол). Исходя из этого, нижние потоки базальтов (слои 6, 8) также можно считать олигоценовыми. Сходны с ними по своим текстурным особенностям и базальты слоя 3, хотя они и отделены горизонтом галечников от красноцветных глин свиты бэгар. Верхний поток базальтов (слой 2) довольно сильно отличается от нижних; по своему стратиграфическому положению он наиболее молодой и предположительно может относиться к верхам плиоцена, поскольку перекрывается плейстоценовыми аллювиальными галечниками террасы р. Дзабхан.

Палеомагнитные исследования базальтов слоев 3, 6 и 8 показали положительную намагниченность, противоположную одновозрастным горизонтам базальтов района рек Тацин-Гол и Шанд-Гол. Поэтому прямая возрастная корреляция этих горизонтов по палеомагнитным данным затруднительна. Мы вправе предположить, что как среднеолигоценовый, так и верхнеплиоценовый комплексы базальтов могут отвечать в палеомагнитной шкале разным зонам намагниченности. Для верхнеплиоценового комплекса

Рис. 19. Разрез кайнозойских отложений с разновозрастными комплексами базальтов у сомона Цаган-Олом

1 — средне-верхнеолигоценовые базальты; 2 — верхнеплиоценовые базальты; 3 — красноцветные глины свиты бэгар среднего — верхнего олигоцена; 4 — средне-верхнеолигоценовые олигомиктовые галечники; 5 — плейстоценовые галечники; 6 — прямая намагниченность



такое предположение подтверждается присутствием зоны прямой намагниченности в низах эффузивных разрезов по р. Тэнгесин-Гол (Дархатская впадина) и в низовьях р. Хануй-Гол.

## КАЙНОЗОЙСКИЕ БАЗАЛЬТЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ И ДОЛИНЫ ОЗЕР И ИХ СООТНОШЕНИЕ С ОСАДОЧНЫМ РАЗРЕЗОМ КАЙНОЗОЯ

Проведенные геолого-геоморфологические и палеомагнитные исследования кайнозойских базальтов в Дархатской впадине, в ряде районов Хангайского нагорья и в Долине Озер позволили выделить несколько разновозрастных комплексов базальтов и установить их соотношение с осадочным разрезом кайнозоя (рис. 20).

Средне-верхнеолигоценовые базальты Долины Озер (бассейн рек Тациин-Гол, Шанд-Гол, Туин-Гол), залегающие среди осадочных пород свиты шанд-гол (бэгэр), имеют абсолютный возраст, приблизительно равный 31—32 млн. лет. Большинство базальтов этого комплекса относится к зоне обратной намагниченности, однако в районе сомона Цаган-Олом имеются и прямонамагнитные базальты. Это позволяет говорить о том, что данный комплекс объединяет несколько разновозрастных горизонтов базальтов. В ряде разрезов наблюдаются целых три базальтовых потока, разделенных осадочными породами. Этот комплекс базальтов известен в настоящее время только в Долиноозерской впадине. Излияния этих базальтов происходили в период платформенного развития территории; они имели преимущественно трещинный характер по разломам, ограничивающим северный борт Долиноозерской впадины, хотя отмечаются остатки вулканов центрального типа (гора Душу-Шара-Ула).

Ниже миоценовые базальты центральной части северного борта Долиноозерской впадины (район р. Тациин-Гол), залегающие над отложениями свиты шанд-гол (бэгэр) и перекрывающиеся озерными осадками миоцена — свитами лоо и ошин (?), имеют абсолютный возраст около 20 млн. лет и выдержанную обратную намагниченность пород. Этот комплекс базальтов известен пока лишь в одном районе, их излияния происходили, вероятно, по тем же зонам разломов, что и излияния олигоценовых базальтов; они связаны с начальным этапом неотектонической (послеплатформенной) активизации территории.

Верхнеплиоценовые базальты в Хангае пользуются значительно более широким распространением, чем предполагалось ранее. Нами они выделены в северной части Дархатской, в Тэрхин-Цаганурской впадинах, на перевале Эгин-Даба, в долинах рек Орхон и Хануй-Гол, в северной части Долины Озер по р. Тациин-Гол. Вообще, можно предполагать, что этот комплекс базальтов наиболее широко распространен среди кайнозойских эффузивов Хангая. Их излияния связаны с основным этапом новейшей активизации Хангайского нагорья и приурочены обычно к разломам, ограничивающим новейшие структуры — как грабены (Дархатская, Тэрхин-Цаганурская впадины), так и горсты (водораздел Хангая), которые осложняют эту крупнейшую неотектоническую морфоструктуру. Излияния базальтов были как трещинного, так и центрального типов.

Базальты данного комплекса занимают различное геоморфологическое и высотное положение: в долинах рек они обычно образуют высокие (до 100—250 м) террасы или залегают на них, встречаются на бортах впадин, перекрывают выровненные водораздельные части хребтов и их склоны. Абсолютные высоты залегания базальтов бывают самые различные — от 1800 до 3000 м и более. Исходя из этого, можно сделать вывод, что к началу излияний базальтов этого комплекса рельеф Хангая был значительно расчленен, местами (долина р. Чулутуин-Гол) глубина эро-

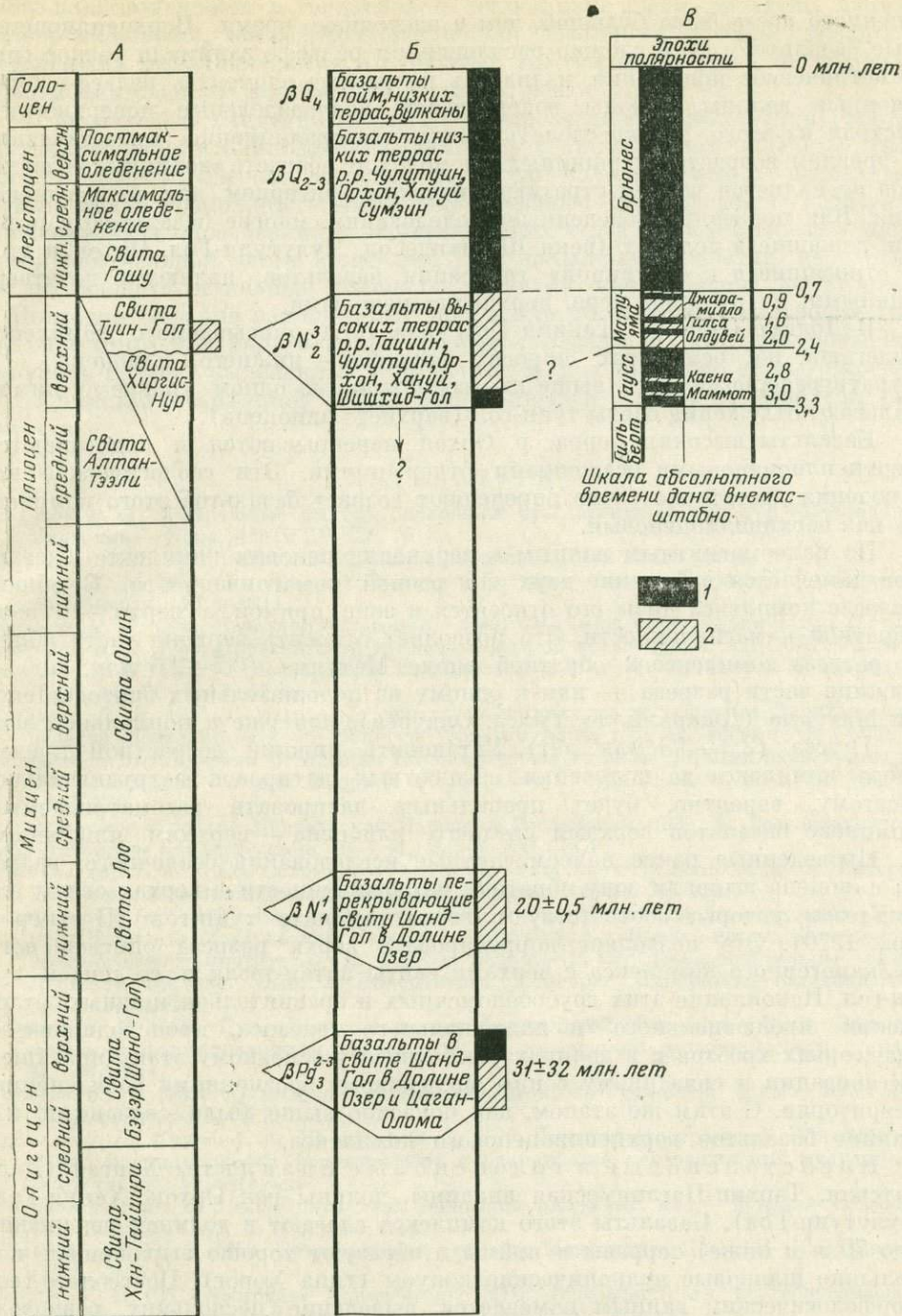


Рис. 20. Схема корреляции вулканогенного и осадочного разреза кайнозоя Западной и Центральной Монголии

Стратиграфические схемы: А — кайнозойских отложений, Б — кайнозойских базальтов; В — палеомагнитная шкала (Cox, Dalrymple, 1967)

1 — прямая намагниченность; 2 — обратная намагниченность

эрозионного вреза была большей, чем в настоящее время. Верхнеплиоценовые базальты в этом сложно расчлененном рельефе занимали разное гипсометрическое положение, изливаясь на разные элементы рельефа (эрозионные долины, склоны водоразделов, водораздельные поверхности). Исходя из этого, можно сделать вывод, что традиционное представление о древнем возрасте «вершинных» и молодом возрасте «долинных» базальтов не является четким стратиграфическим критерием для их расчленения. Как показали проведенные исследования, многие базальтовые потоки, лежащие в долинах (реки Шишхид-Гол, Чулутуин-Гол, Орхон и др.) и относящиеся к «долинной» генерации базальтов, являются дочетвертичными, по крайней мере, верхнеплиоценовыми.

В Долине Озер (р. Тацзин-Гол) базальты описываемого комплекса залегают на осадочных породах миоцена — нижнего плиоцена (?). Стратиграфически чуть выше их (возможно, на одном уровне с ними) залегают отложения свиты туин-гол (верхнего плиоцена).

Базальты высоких террас р. Орхон перекрываются и подстилаются верхнеплиоценовыми осадочными отложениями. Эти геологические наблюдения достаточно точно определяют возраст базальтов этого комплекса как верхнеплиоценовый.

По палеомагнитным данным в верхнеплиоценовом комплексе базальтов намечается выделение двух зон разной намагниченности. В общем разрезе комплекса низы его относятся к зоне прямой, а верхи — к зоне обратной намагниченности. Это позволяет отнести верхние части общего разреза комплекса к обратной эпохе Матуяма (0,7—2,5 млн. лет), а нижние части разреза — или к одному из положительных эпизодов эпохи Матуяма (Джарамилло, Гилса, Олдувей), или уже к нормальной эпохе Гаусса (2,3—3,3 млн. лет). Установить нижний возрастной предел этого комплекса до получения абсолютных датировок затруднительно. Поэтому, вероятно, будет правильным датировать рассматриваемый комплекс базальтов верхами среднего плиоцена — верхним плиоценом.

Проведенные ранее палеомагнитные исследования осадочного разреза плиоцена выявили зону обратной намагниченности в верхах свиты алтан-тээли, которые соответствуют, вероятно, свите туин-гол (Певзнер и др., 1970). Это позволяет коррелировать верхи разреза описываемого вулканогенного комплекса с верхами свиты алтан-тээли и со свитой туин-гол. Накопление этих грубообломочных и сравнительно мощных отложений пролювиального и аллювиального генезиса, происходившее в предгорьях хребтов и в долинах рек, отвечает основному этапу новейшей активизации и связанному с ним энергичному эрозионному расчленению территории. С этим же этапом, как показано выше, было связано и излияние базальтов верхнеплиоценового комплекса.

Плейстоценовые и голоценовые базальты Хангая (Дархатская, Тэрхин-Цаганнурская впадины, долины рек Орхон, Хануй-Гол, Чулутуин-Гол). Базальты этого комплекса слагают в долинах рек низкие (до 70 м и ниже) террасы и поймы и образуют хорошо выраженные небольшие шлаковые вулканические конусы (типа Хорог). По геолого-геоморфологическим данным намечается выделение нескольких разновозрастных горизонтов базальтов этого комплекса: а) средне-верхнеплейстоценовые базальты низких террас рек Орхон и Хануй-Гол (до 50—70 м), перекрытые аллювиальными галечно-гравийными осадками небольшой мощности; б) голоценовые базальты низких (до 10 м) террас в долинах рек и шлаковые вулканы на их поверхности.

Все плейстоценовые и голоценовые базальты имеют положительную намагниченность и относятся к зоне нормальной полярности Брюнеса (0—0,7 млн. лет). Их излияние связано с продолжающимся этапом неотектонической активизации, преимущественно в областях наиболее интенсивных поднятий Хангая, происходивших в тех же самых районах, что и излияния базальтов верхнеплиоценового комплекса. Однако масш-

табы плейстоценового и голоценового вулканизма были, вероятно, значительно меньшими, чем в верхнем плиоцене. Излияния их были связаны с отдельными вулканическими аппаратами центрального типа, от которых потоки лав распространялись по долинам рек.

В заключение следует отметить, что проведенные двухлетние работы по стратификации кайнозойских базальтов с применением обычных геолого-геоморфологических методик, а также палеомагнитных исследований показали возможность достаточно подробного стратиграфического расчленения этих образований и корреляции их с осадочным разрезом кайнозоя центральной части Монголии. При дальнейших работах необходимо исследовать остальные площади развития кайнозойских эффузивов в Монголии. Крайне важно также получение абсолютных датировок (по калий-аргону) для ряда опорных разрезов базальтов, которые позволят уточнить возраст выделенных комплексов и, как отмечено выше, определить нижний возрастной рубеж выделенных в Хангае комплексов базальтов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Амантов В. А. 1959. Новые выходы щелочных базальтоидных пород Юго-Западной Монголии.— Докл. АН СССР, 128, № 4.
- Арсенгьев А. А. 1926. Базиты Монголии. Владивосток, Изд-во ДВ ун-та.
- Вениуков П. Н. 1885. О некоторых базальтах Северной Азии.— Труды СПб., об-ва естествоиспыт., 16, вып. 1.
- Вениуков П. Н. 1889. Базальты Монголии.— Зап. СПб. мин. об-ва, серия 11, ч. 25.
- Влодавец В. И. 1950. Даригангская вулканическая область.— Докл. АН СССР, 72, № 5.
- Влодавец В. И. 1952. О своеобразном кальцитовом диабазе (кабитавите) Монголии.— Докл. АН СССР, 87, № 4.
- Влодавец В. И. 1955. О некоторых чертах кайнозойского вулканизма Даригангской области Монголии.— В кн.: Вопросы геологии Азии, т. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Влодавец В. И., Шаврова Н. Н. 1953. Об апортклазе из лавы Даригангской вулканической области.— В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, т. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Геологическое строение Монгольской Народной Республики. 1959. Л., Гостоптехиздат.
- Гоби-Алтайское землетрясение. 1963. М., Изд-во АН СССР.
- Домбровский Б. С. 1926. Обломок зуба *Aceratherium habereri* Schlosser из м. Лагерь-Дариганга в восточной части МНР. Владивосток, Изд-ие. Уч. Ком.
- Домбровский Б. С. 1927. Главнейшие результаты 1-й Монгольской экспедиции Ученого Комитета Монгольской Народной Республики и Научно-исследовательского краеведческого института при ГДУ в 1925 г.— В кн.: Производительные силы Дальнего Востока. Вып. 2. Поверхность и недра. Хабаровск—Владивосток, «Книжное дело».
- Еремеев В. П. 1969а. Вулканические шлаки Центральной Монголии.— В кн.: Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла. М., «Наука».
- Еремеев В. П. 1969б. О молодом вулканизме Монголо-Тувинской зоны.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Еремеев В. П., Крупа А. А., Наседкин В. В. 1969. Перлиты Центральной Монголии.— В кн.: Закономерности формирования и размещения месторождений вулканического стекла. М., «Наука».
- Желубовский Ю. С. 1945. О вулканах Монголии (на монг. яз.).— Журнал «Наука» (Шинтлах Ухаан), № 9, Улаан-Батор.
- Желубовский Ю. С. 1958. Четвертичные вулканы Монголии.— Изв. АН СССР, серия геогр., № 5.
- Иванов А. Х. 1953. Восточное Прикосоголье МНР, географическое и геологическое описание.— Труды Монгольской Комиссии АН СССР, вып. 3.
- Иванов А. Х. 1959. Стратиграфия и вулканизм крайнего северо-востока Монголии.— Сов. геол., № 4.
- Клеменц Д. А. 1894. Заметки о Хангае.— Протокол общего собрания Троицкосавск.-Кяхтинск. отд. Приамурского отд. Русск. геогр. об-ва, № 3, прил. III.
- Клеменц Д. А. 1895. Краткий отчет о путешествии Д. Клеменца по Монголии за 1894 г.— Изв. АН, 3, № 3.
- Клеменц Д. А. 1897. Заметка о потухших вулканах в Хангае.— Изв. Вост.-Сиб. отдела и Русск. геогр. об-ва, 28, № 2.
- Клеменц Д. А. 1909. Заметка к маршруту Чан-Чуня.— В кн.: Сборник в честь семидесятилетия Г. Н. Потанина. СПб. (Изв. Русск. геогр. об-ва, отд. этнографии, 34).
- Кожевников А. В. 1968. Кайнозойские базальты Северной Монголии и прилегающих территорий.— В кн.: Проблемы изучения четвертичного периода. Тезисы. Хабаровск.

- Кожевников А. В., Савин В. Е., Уфлянд А. К.* 1970. История развития Хангайского нагорья в мезозое и кайнозое.— В кн.: Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. (Труды Совместной Советско-Монгольской науч.-исслед. экспедиции, вып. 2). М., «Наука».
- Комаров В. Л.* 1906. Поездка в Тункинский край и на озеро Косогол в 1902 г.— Изв. Русск. геогр. об-ва, 41 (1905), вып. 1.
- Маринов Н. А.* 1957. Стратиграфия Монгольской Народной Республики. М., Изд-во АН СССР.
- Мурзаев Э. М.* 1948а. Вулкан Дзодол-Хан в Дариганге.— Землеведение, новая серия, 2(42).
- Мурзаев Э. М.* 1948б. Монгольская Народная Республика. Физико-географическое описание. М., Географгиз.
- Мурзаев Э. М.* 1952. Монгольская Народная Республика. Физико-географическое описание. Изд. 2-е. М., Географгиз.
- Мурзаев Э. М.* 1967. Молодой вулканизм в Центральной Азии.— Природа, № 3.
- Николаева Т. В.* 1967. Геоморфологическое строение бассейна р/ Байдарагин в Монголии.— Вест. ЛГУ, № 18. Геология, география, вып. 3.
- Обручев В. А.* 1901. Центральная Азия, Северный Китай и Нань-Шань. Отчет о путешествии, совершенном по поручению Русского географического общества в 1892—1894 годах. Т. 2. Путевые дневники. СПб., Изд. Русск. геогр. об-ва.
- Окнова Т. М.* 1940. К петрографии базальтов Монголии и Тувы.— Труды Монгольской Комиссии АН СССР, № 37, вып. 11.
- Певзнер М. А., Девяткин Е. В., Лискин И. Г.* 1970. Некоторые результаты палеомагнитных исследований мезозойских и кайнозойских отложений разреза Алтан-Тэ-эли.— В кн.: Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии (Труды Совместной Советско-Монгольской науч.-исслед. экспедиции, вып. 2). М., «Наука».
- Перетолчин С. П.* 1903. Физико-географический очерк озера Косогол.— Труды об-ва естествоиспыт. при Казан. ун-те, 37, вып. 6.
- Рачковский И. П.* 1928. Маршрутные исследования в районе южной части Западной Монголии.— В кн.: Отчет о деятельности АН СССР за 1927 г., т. 2. II.
- Северов Э. А., Тихомирова Э. И.* 1959. Кайнозойские базальты на южном склоне Монгольского Алтая.— Докл. АН СССР, 127, № 1.
- Селиванов Е. И.* 1966. Геоморфологический анализ вулканических районов Монголии.— Докл. АН СССР, 189, № 4.
- Селиванов Е. И.* 1970. Влияние новейших движений и вулканизма на развитие речной сети некоторых районов Монголии.— В кн.: Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. (Труды Совместной Советско-Монгольской науч.-исслед. экспедиции, вып. 2). М., «Наука».
- Синицын В. М.* 1954. Монгольская Народная Республика. (Геологическое строение).— Б. С. Э., Изд. 2-е.
- Спиркин А. И.* 1970. О древних озерах Дархатской котловины (Западное Прихубсугулье).— В кн.: Геология мезозоя и кайнозоя Западной Монголии. (Труды Совместной Советско-Монгольской науч.-исслед. экспедиции, вып. 2). М., «Наука».
- Усов М. А.* 1915. Орография и геология Хентейского хребта в Монголии.— Изв. Геол. ком., 34, № 297.
- Уфлянд А. К., Ильин А. В., Спиркин А. И.* 1969. Впадины байкальского типа Северной Монголии— Бюлл. МОИП, отд. геол., 44, вып. 6.
- Чернов А. А.* 1910. Рельеф Гоби и его генезис. Сообщение на XII съезде русских естествоиспытателей в Москве.— Землеведение, 1.
- Berkey Ch. P., Morris F. K.* 1927. Geology of Mongolia. Vol. 2. New York.
- Beres B., Rutkowski E.* 1970. Bazalty doliny Dzawchangol.— Ynstitut Geologiczny, bul. 226 «Prace polskej ekspedycji geologicznej w Mongolii». Warszawa.
- Cox A., Dalrymple G.* 1967. Geomagnetic polarity epochs: Nunivak, Island, Alaska.— Earth and Planet. Sci. Letters, 3, No. 2.
- Cox A., Doell R., Dalrymple G.* 1963. Geomagnetic polarity epochs: Sierra Nevada 11.— Science, 142, No 3590.
- Klementz D. A.* 1899. Voyages de Dimitrii Klementz en Mongolie occidentale de 1885 s 1897. Traduit du russe par D. Aitoff.— Bull. Soc. geogr., 7 serie, Paris, 20.
- Mellet I.* 1968. The Oligocene Hsanda Gol Formation, Mongolia: A. Revised Faunal List.— Amer. Museum Novitates, No 2318.
- Potassium-argon dates and the Cenozoic mammalian chronology of North America. 1964.— Amer. J. Sci. 262, 1964.
- Slowanski W.* 1969. Kenozoik polnocnym obrzezeniu gor chasagtu-chajrchan-ula (Mongolia Zachodnia) — Biul. Inst. Geol. Warszawa, 220.

## НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕРМОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ КАЙНОЗОЙСКИХ БАЗАЛЬТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ

Широкое развитие молодых базальтов на большей части территории Монгольской Народной Республики свидетельствует об интенсивной вулканической деятельности, имевшей место в кайнозойское время. Детальное изучение базальтов имеет большое значение для решения многих актуальных теоретических и практических вопросов: выяснения глубины и условий зарождения магматических очагов, эволюции расплава при подъеме его к поверхности, порядка кристаллизации различных минералов и т. д. Поэтому возникает необходимость комплексного изучения базальтов геологическим, геохимическим и геофизическим методами. В связи с этими задачами и была проведена настоящая работа, целью которой является исследование терромагнитных характеристик некоторых кайнозойских базальтов, отобранных на территории Центральной Монголии.

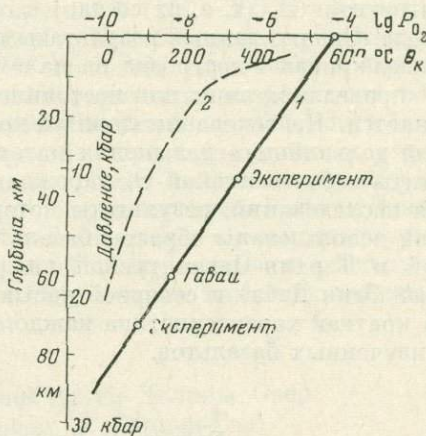


Рис. 1. Эмпирическая кривая (1) зависимости  $\theta_k$  титаномагнетитов от давления — глубины и кривая (2) зависимости равновесного  $P_{O_2}$  при кристаллизации титаномагнетита с данной  $\theta_k$  и  $T = \text{const}$  ( $1050^\circ - 1070^\circ \text{C}$ ).

В некоторых работах (Багин и др., 1969а, 1971; Katsura, 1964) показано, что терромагнитное изучение базальтов может приблизить нас к решению вопроса о глубине магматического очага. Объектом таких исследований являются ферромагнитные минералы серии твердых растворов — магнетит — ульвошпинель (титаномагнетиты). Титаномагнетиты могут резко менять свой состав с момента кристаллизации до полного охлаждения лавы (Алышова, 1969; Багин и др., 1969б; Wasilewski, 1968). Условия, при которых состав титаномагнетита может отражать особенности формирования, кратко сводятся к следующим: 1) определенному режиму в магматическом очаге ( $P - T$  и газовый режим) должен соответствовать титаномагнетит определенного состава; 2) поступление магмы на поверхность и охлаждение лавы должно быть быстрыми. При этих условиях, определив состав первичных титаномагнетитов, можно получить некоторые сведения о режиме в магматическом очаге, в частности о его глубине.

Анализ результатов, полученных в работе (Багин и др., 1971), позволил заключить, что при изучении базальтов данные условия могут выпол-

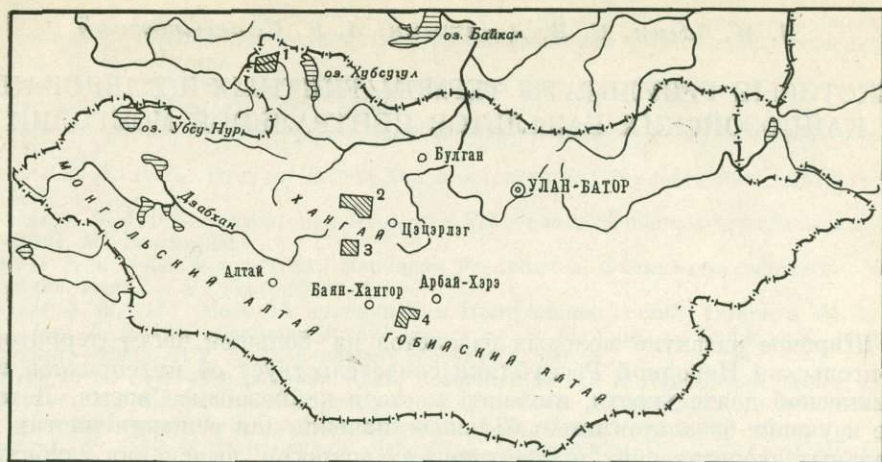


Рис. 2. Расположение районов, в пределах которых проводилось терромагнитное изучение кайнозойских базальтов

1 — в Дархатской впадине; 2 — в Тэрхин-Цаганнурской впадине; 3 — на водораздельной части Хангая (район пер. Эгин-Даба); 4 — в северной части Долины Озер (район р. Ташин-Гол)

няться. Построены кривые (рис. 1), связывающие температуру Кюри титаномагнетитов  $\Theta_K$  (т. е. их состав) с глубиной и парциальным давлением кислорода. Однако данные результаты следует считать предварительными, поскольку кривая I построена на малом статистическом материале, а кривая II справедлива лишь для постоянной температуры, что вряд ли строго выполняется. На основании данных кривых можно сформулировать важный для дальнейшего изложения материала качественный вывод: титаномагнетиты с более низкой  $\Theta_K$  зарождаются на больших глубинах.

Для исследований, результаты которых излагаются в настоящей работе, были использованы образцы базальтов из следующих районов: из Дархатской и Тэрхин-Цаганнурской впадин, водораздельной части Хангая (перевал Эгин-Даба) и северной части Долины Озер (рис. 2). Ниже приведена краткая характеристика каждого из этих районов с указанием возраста изученных базальтов.

### Базальты Дархатской впадины

Дархатская впадина расположена на юго-западном продолжении системы рифтовых впадин байкальского типа, протягиваясь в меридиональном направлении параллельно Хубсугульской впадине. Ее длина около 110 км, ширина колеблется от 10 до 40 км. В северо-западной части впадины по геологическим и палеомагнитным данным выделено два разновозрастных комплекса базальтов. Верхнеплиоценовые базальты слагают высокие террасы, протягивающиеся по долине р. Шинхид-Гол и хорошо видимые в устье р. Тенгесин-Гол (обр. 56, 904, 906, 908, 910). Верхнеплейстоценовые — голоценовые (?) базальты образуют низкие террасы в устье долины этой реки (обр. 907)<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> Геологическую интерпретацию возраста изученных базальтов см. в статье Е. В. Девяткина, И. Г. Лискун, М. А. Певзнер и Д. Бадамгарав в настоящем сборнике.

## Базальты Тэрхин-Цаганнурской впадины

Тэрхин-Цаганнурская впадина расположена в центральной части Хангайского нагорья. Она вытянута в широтном направлении почти на 80 км при ширине от 10 до 15 км. В структурном отношении она представляет собой грабен, ограниченный по бортам широтными разломами, имеющими четкое геоморфологическое выражение. В восточной части впадины по геолого-геоморфологическим и палеомагнитным данным выделено три разновозрастных комплекса базальтов. Верхнеплиоценовые базальты (нижний предел возраста не совсем ясен) залегают на высоких (до 120—150 м) докольных террасах в долине р. Чулутуин-Гол (обр. 917, 918а). Средневерхнеплейстоценовые базальты слагают более низкие террасы (до 40—70 м) по рекам Сумэин-Гол и Чулутуин-Гол (обр. 917, 919), которые вложены в высокие базальтовые террасы верхнеплиоценового возраста. Голоценовые базальты слагают подножия шлаковых конусов в западной части впадины и низкие (8—10 м) террасы (обр. 920) в устье р. Сумэин-Гол.

Все базальты верхнеплиоценового комплекса имеют обратную, а плейстоценовые и голоценовые базальты прямую намагниченность, что согласуется с геологической интерпретацией их возраста.

## Базальты водораздельной части Хангайского нагорья

На водораздельной части Хангай широко развиты плато-базальты, перекрывающие выровненные поверхности гор на абсолютных высотах до 3000—3400 м. Они достигают значительной (150—200 м) мощности и образуют серии из шести-восьми потоков. Плато-базальты развиты разломами северо-западного простирания на несколько ступенчато возвышающихся друг над другом блоков. Верхние горизонты разреза этих базальтов (обр. 921) по геологическим и палеомагнитным данным могут быть отнесены к неогену, хотя нижний возрастной предел их точно не установлен.

Базальты юго-западного склона пер. Эгин-Даба, вложенные в эрозионные долины, отнесены к среднему — верхнему плейстоцену. Данные геологического определения возраста согласуются с палеомагнитными исследованиями, выявившими зону обратной намагниченности в верхах покрова плато-базальтов пер. Эгин-Даба и зону прямой намагниченности — в базальтах плейстоценового возраста.

## Базальты северной части Долины Озер (район низовьев р. Тациин-Гол)

Базальты широко развиты по северному борту Долиноозерской мезозойско-кайнозойской депрессии, ограниченной системой субширотных и северо-западных разломов, с которыми, вероятно, и связаны проявления кайнозойского вулканизма. В этом районе Монголии известны наиболее древние комплексы кайнозойских базальтов (Маринов, 1957; Berkeley, Morgan, 1927; Mellet, 1968). В настоящее время здесь выделяются: а) средневерхнеолигоценовые базальты, залегающие внутри одновозрастной свиты шанд-гол (хсанда-гол), с абсолютной датировкой около 31—32 млн. лет (обр. 922, 925/6); б) нижнемиоценовые базальты с абсолютной датировкой около 21 млн. лет; в) верхнеплиоценовые базальты, залегающие на осадочной толще миоцена — нижнего плиоцена (?) и имеющие обратную намагниченность (обр. 925/17).

По своим структурным особенностям базальты четко разделяются на мелкокристаллические и афанитовые разновидности. В большинстве пород при макроскопическом наблюдении различимы вкрапленники зеленовато-желтого оливина. Широко распространены шлаковидные и ноздреватые ба-

зальты. Поры в них часто заполнены кальцитом и халцедоном. Все породы обогащены магнетитом.

Микроскопически выделяются следующие разновидности базальтов.

Долериты, обладающие полнокристаллической структурой, иногда содержащие значительное количество стекла. Главные минералы представлены оливином ( $2V = -83^\circ$ ), плагиоклазом (содержание анортитовой составляющей в большинстве случаев соответствует лабрадору) и пироксену, который присутствует и в основной массе, и во вкрапленниках. По оптическим константам он отвечает авгиту. Коричневая окраска с наблюдающимся плеохроизмом свидетельствует о присутствии в пироксене небольших количеств  $TiO_2$ ; магнетит является, по-видимому, единственным рудным минералом долеритов. В качестве аксессуаров почти всегда отмечаются апатит и анальцим.

Базальты полнокристаллические и витрофировые, характеризующиеся полнокристаллической, микролитовой, либо витрофировой структурами. Основные минералы в них представлены оливином, пироксеном (типа авгита), плагиоклазом (№ 55), магнетитом. Второстепенные минералы представлены апатитом и анальцимом.

Лимбургиты с порфировой структурой, фенокристы в которых состоят исключительно из оливина ( $F_{072-92}$ ). Минералы основной массы представлены пироксеном ( $2V = +60^\circ$ ), магнетитом, реже плагиоклазом. Часто присутствует стекло. Из второстепенных минералов был отмечен только анальцим.

Анальцимовые базальты, обладающие порфировидной структурой, с вкрапленниками оливина, по которому часто в виде каемки развивается идиингсит. Оливин по оптическим константам ( $2V = -86^\circ$ ) соответствует форстериту. В основной массе присутствуют плагиоклаз (№ 43—44), пироксен ( $2V = +62^\circ$ ), магнетит, мелкие иголки апатита и анальцим, являющиеся базисом, в котором заключены все перечисленные минералы.

Безоливиновые базальты, для которых характерна микролитовая, иногда микродолеритовая структура и отсутствие оливина. В состав этих пород входят плагиоклаз (№ 59), пироксен, магнетит и анальцим.

Трахиандезиты порфировые с фенокристаллами плагиоклаза (№ 45), калиевого полевого шпата ( $2V = -32^\circ$ ) и пироксена, который часто сплошь усеян мелкими кристалликами магнетита, и апатитом в качестве второстепенного минерала. В основной массе присутствуют полевые шпаты, пироксены, апатит, магнетит и иногда небольшое количество биотита, анальцима и титанита.

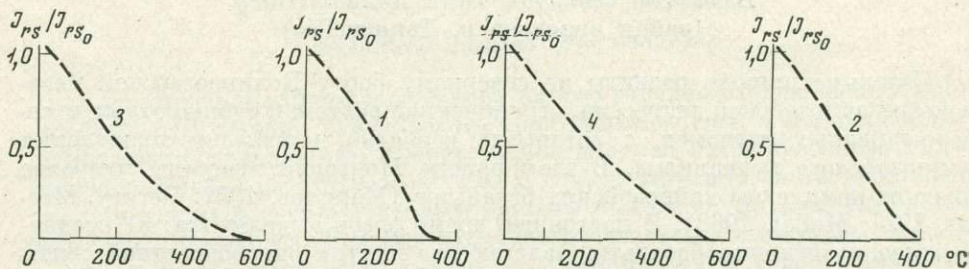


Рис. 3. Типы кривых, полученных в результате терромагнитного анализа

Во всех исследованных базальтах были проведены определения  $\Theta_K$ . Этот параметр определялся по температурному изменению остаточной намагниченности насыщения  $I_{rs}(t^\circ)$  (рис. 3). На рисунке показано, что  $I_{rs}(t^\circ)$  могут соответствовать гомогенному (кривая I) и двухфазному (кривые II; IV) состоянию ферромагнетика. Кривая III отражает негетерогенное состояние ферромагнетика. При статистической обработке материала опорными кривыми для определения  $\Theta_K$  были кривые I, II, IV. Третий тип пол-

ностью отбраковывался. Результатом статистической обработки является гистограмма распределения температур Кюри для полной коллекции образцов (Багин и др., 1969а).

На рис. 4 представлена гистограмма распределения  $\Theta_K$  для исследованных образцов базальтов по остаточной намагниченности насыщения. На гистограмме выделяется два модальных значения  $\Theta_K$  в области 150—200° C и 275—325° C. При этом модальное значение соответствует не только многофазным (незаштрихованные участки), но и однофазным (заштрихованные участки) магнитным минералам.

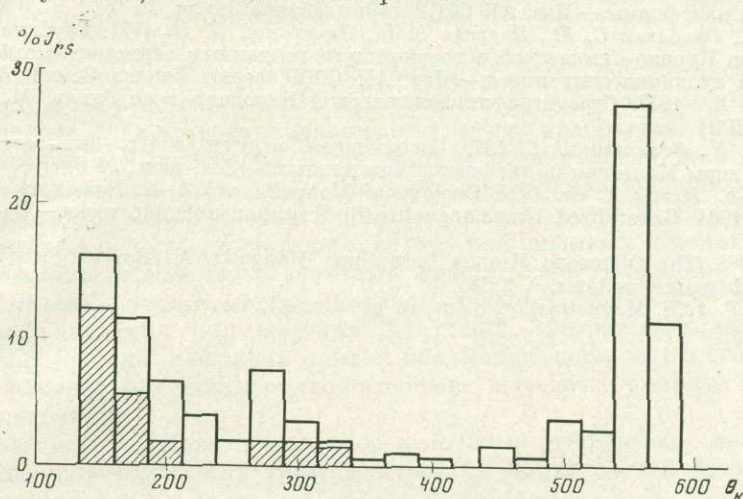


Рис. 4. Гистограмма распределения  $\Theta_K$  по остаточной намагниченности насыщения

Большинство исследованных образцов базальтов характеризуется низкими значениями  $\Theta_K$  (1500—200°). В эту группу попадает большая часть базальтов из Тэрхин-Цаганнурской впадины (обр. 918, 918а, 919, 920/3), водораздельной части Хангая (обр. 920/3, 924) и северной части Долины Озер (обр. 922, 925/4, 925/6, 925/8). Более высокими значениями  $\Theta_K$  обладают базальты Дархатской впадины (обр. 904, 906, 907, 908, 910).

Полученные данные свидетельствуют о том, что магматические очаги для первых трех районов располагались на значительно больших глубинах (около 50—60 км), чем для района Дархатской впадины (глубина около 35—40 км). Глубина нахождения магматических очагов в пределах Хангайского поднятия хорошо согласуется с гравитационными данными о мощности земной коры (50—55 км) в этом районе (Степанов, Волхонин, 1969) и вполне соответствует уровню магмообразования для кайнозойских базальтов других районов Монголии<sup>1</sup>. Можно полагать, что очаги, располагавшиеся под Хангайским поднятием, были первичными.

Данные, полученные по размещению магматических очагов под Дархатской впадиной, могут свидетельствовать о том, что они располагались в пределах земной коры и были промежуточными.

Следует отметить, что результаты, полученные в ходе термомагнитных исследований на относительно небольшом числе образцов, — предварительные.

Для получения более полной картины размещения и эволюции магматических очагов в различных геолого-структурных зонах необходимы дальнейшие детальные исследования.

<sup>1</sup> См. статью А. Я. Салтыковского и Ю. С. Генштафта в настоящем сборнике.

## ЛИТЕРАТУРА

- Алыпина О. М.* 1969. Особенности ферромагнитных минералов молодых вулканических пород Камчатки по данным термомагнитных исследований и их связь с глубинными условиями кристаллизации магмы.— В кн.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский.
- Багин В. И., Бродская С. Ю., Петрова, Г. Н., Печерский Д. М.* 1969а. Изучение фазового состава ферромагнитной фракции базальтов.— Изв. АН СССР, серия физика Земли, № 11.
- Багин В. И., Бродская С. Ю., Гоньшакова В. И., Петрова Г. Н., Печерский Д. М.* 1969б. Данные о магнитных свойствах плато-базальтов и щелочных базальтоидов Русской платформы.— Изв. АН СССР, серия физика Земли, № 9.
- Багин В. И., Бродская С. Ю., Петрова Г. Н., Печерский Д. М.* 1971. Глубина очагов вулканов Курило-Камчатской островной дуги по данным термомагнитных исследований вулканических пород.— Изв. АН СССР, серия физика Земли, № 5.
- Маринов Н. А.* 1957. Стратиграфия Монгольской Народной Республики. М., Изд-во АН СССР.
- Степанов П. И., Волхонин В. С.* 1969. Современная структура и глубинное строение земной коры Монголии по геофизическим данным.— Сов. геол., № 5.
- Berkey P. Ch., Morris K. E.* 1927. Geology of Mongolia, vol. 1—2. New York.
- Katsura T.* 1964. Generalized titanomagnetite in Hawaiian volcanic rocks.— *Pacif. Sci.*, 18, N 2.
- Mellet J.* 1968. The Oligocene Hsanda formation, Mongolia. A. Revised faunal list.— *Amer. Museum Novitates*, N 2318.
- Wasilewski P.* 1968. Magnetization of ocean basalts.— *J. Geomag. and Geol.*, 9, N 3.

ОБ УСЛОВИЯХ ГЕНЕРАЦИИ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВЫХ МАГМ  
РАЙОНА ПЛАТО ДАРИГАНГА  
(по экспериментальным данным)

Одним из актуальных вопросов палеовулканологических исследований в областях широкого развития вулканизма является выяснение глубины залегания и условий возникновения магматических очагов. К сожалению, существующие в настоящее время методы вулканологии не всегда могут помочь в решении этих задач. Поэтому применение экспериментального моделирования может стать тем инструментом, который позволяет, если не полностью решить, то во всяком случае приблизиться к пониманию этих вопросов. Использование результатов лабораторного изучения различных магматических пород дает возможность выявить некоторые особенности их кристаллизации при высоких давлениях, соответствующих уровням магмообразования, в верхней мантии или земной коре, что, в свою очередь, имеет большое значение для геологических выводов о природе магматических процессов.

В настоящей статье излагаются некоторые результаты исследования процесса кристаллизации трахибазальта из Даригангской вулканической области Монголии.

Плато Дариганга располагается на крайнем юго-востоке Монголии и занимает площадь около 10 000 км<sup>2</sup>. Мощные излияния лав происходили здесь преимущественно в плейстоценовое время и были связаны на начальных этапах с крупными трещинами, протягивающимися в северо-восточном направлении. В дальнейшем, благодаря тому, что на верхних уровнях лава довольно быстро застывала, трещины закупоривались, и новые порции поднимавшегося расплава снова прорывались на поверхность, образуя конусообразные вулканы. Доказательством трещинных излияний (Влодавец, 1969) является то, что в пределах гранитного массива Ушка-Ула выделены дайки северо-восточного простирания, имеющие базальтоидный состав. В. И. Влодавец считает, что эти дайки следует рассматривать в качестве корней трещинных вулканов.

Вулканические аппараты и лавовые потоки сложены плотными, а чаще пузыристыми шлаковидными лавами, приближающимися по составу к щелочным базальтоидам типа лимбургита, нефелинового базальта и реже — к обычным базальтам. Во всех этих породах вкрапленники представлены оливином, ромбическим и моноклинным пироксеном, реже — анортоклазом. В основной массе почти всегда присутствуют мелкие зерна пироксенов, микролиты плагиоклаза (варьирующие по составу от олигоклаза до битовнита). Иногда отмечаются анальцит и альбит. Нередко в сильно измененных базальтах интенсивно развиваются рудные минералы (преимущественно магнетит).

Характерной особенностью Даригангских базальтов является присутствие в них различных по составу включений — дунитов, перидотитов, гранатосодержащих пород и т. п., — которые, по мнению В. И. Влодавца (1969), являются частично ксенолитами глубинных ультраосновных пород, а частично представляют собой сегрегации оливинов и пироксенов. Минералы включений по своему составу отличаются от соответствующих минералов лав. К примеру оливины во включениях более магниезальны, чем оливины в базальтовых лавах. Следует отметить, что абсолютный возраст этих ксенолитов значительно превышает возраст базальтов.

Для опытов был взят образец базальта с южного склона горы Асхат, расположенной в северной части плато Дариганга.

Химический состав базальта приведен в таблице. Порода характеризуется порфировой структурой с содержанием вкрапленников до 10—12% от общего объема породы. Вкрапленники в базальтах представлены оливином, плагиоклазом, ромбическим и моноклинным пироксенами, вулканическим стеклом и рудным минералом. Редко присутствует щелочной полевой шпат, а также идингсит, палагонит и апатит. Щелочной полевой шпат встречается только в слабо раскристаллизованной основной массе лав: его кристаллы сливаются со стеклом. Пироксен представлен титанавгитом ( $Ng=1,729$ ,  $Np=1,701$ ,  $c:Ng-41^\circ$  и  $+2V=46^\circ$ ). Плагиоклаз присутствует в хорошо раскристаллизованных лавах. Наиболее обычные формы для него — мелкие узкие лейсты с тонкой двойниковой штриховкой. Номер плагиоклаза — 45—50. Оливин, по-видимому, железистый ( $2V=70^\circ$ ). Основная масса интерсертальная. В ее состав входят плагиоклаз, авгит, магнетит и стекло. Часто стекло замещается агрегатом хлорита и цеолитов. Химический состав базальта, пересчитанный на нормативный, дает следующие соотношения (в %): рудные компоненты — 18,6; полевые шпаты — 23,9; нефелин — 19,6; диопсид — 35; оливин — 8,4.

Изучение процессов плавления и кристаллизации описанного образца проводилось в интервале давлений 20—40 *кбар* при температурах до 1500° С. Эти *P—T* условия соответствуют глубинам 70—140 км. Как известно, первичные очаги базальтовых магм приурочены к глубинам 50—200 км (Вулканизм, гидротермы..., 1969). Экспериментальные исследования показали, что щелочно-базальтовые магмы, по сравнению с другими типами базальтов, зарождаются на больших глубинах (Грин, Рингвуд, 1968).

Аппаратура для получения высоких давлений и методика опытов была описана ранее (Геншафт и др., 1967, 1968).

Результаты проведенных экспериментов показали, что кривая ликвидуса Даригангского базальта (см. рис.) проходит значительно ниже кривой ликвидуса щелочного базальта (Грин, Рингвуд, 1968) и располагается примерно на 50° выше кривой ликвидуса для щелочного базальта из Западного Забайкалья (Геншафт и др., 1967). По содержанию щелочей использованный нами базальт близок к щелочному базальту Западного Забайкалья и отличается от состава, использованного Д. Грином и А. Рингвудом, повышенным содержанием щелочей (см. табл.).

Таблица  
Химические составы щелочных базальтов

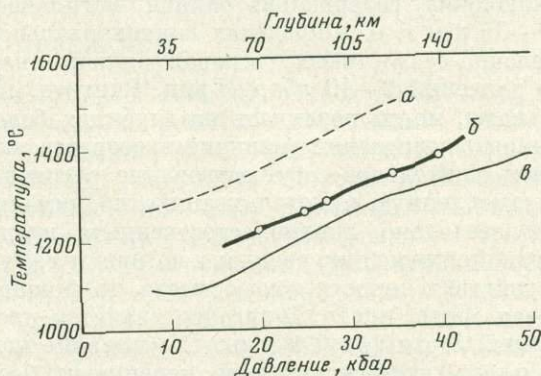
Окисел	Щелочной оливинный базальт (Грин и Рингвуд, 1968)	Трахибазальт из Западного Забайкалья (Геншафт и др., 1967)	Щелочной базальт плато Дариганга
SiO <sub>2</sub>	45,39	50,38	45,63
TiO <sub>2</sub>	2,52	0,80	1,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,69	16,72	12,57
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,87	5,09	5,90
FeO	12,42	5,65	7,60
MnO	0,18	0,04	—
MgO	10,37	4,03	9,33
CaO	9,14	6,70	10,97
Na <sub>2</sub> O	2,62	3,75	4,43
K <sub>2</sub> O	0,78	3,18	1,51

Примечание. Все составы приведены к 100%.

Петрографическое изучение образцов, подвергнутых воздействию высоких температур и давлений, показало, что при давлениях, превышающих 20 кбар, основные изменения минерального состава базальтов сводятся к исчезновению плагиоклаза и оливина, появлению граната, а также изменению пироксена. Последний, судя по оптическим константам ( $c:Ng = 53^\circ$ ;  $Ng = 1,751$ ;  $Ng = 1,718$ ;  $2V = +56^\circ$ ), становится более щелочным. С возрастанием давления количество образующегося граната заметно увеличивается, причем наиболее интенсивная его кристаллизация происходит при давлениях, превышающих 30 кбар. В интервале давлений 20—27 кбар первым из расплава выпадает моноклинный пироксен,

#### Кривые плавления щелочных базальтов

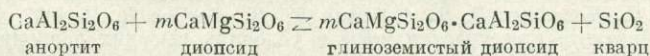
*a* — данные Д. Грина и А. Рингвуда (1968); *b* — данные из работы Ю. С. Геншафта, В. В. Наседкина, Ю. Н. Рябикина и В. П. Петрова (1967)



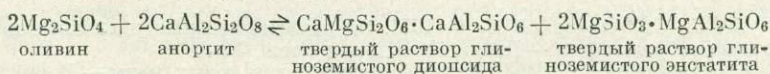
а затем при незначительном снижении температуры наблюдается одновременная кристаллизация граната и моноклинного пироксена. При давлениях более 30 кбар кристаллизация расплава начинается с появления граната. Эти особенности кристаллизации не противоречат ранее полученным данным по кристаллизации искусственных и природных щелочно-базальтовых расплавов (Грин, Рингвуд, 1968; Геншафт и др., 1967).

Следует отметить, что наблюдаемое обогащение расплава гранатом в области высоких давлений согласуется с общим характером изменения в минеральном парагенезисе базальтовых составов в условиях сверхвысоких давлений (глубины, превышающие 100—150 км; см. Геншафт, Салтыковский, 1971).

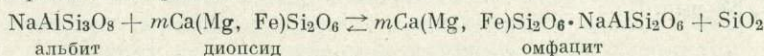
Сопоставление реального и нормативного минерального составов с опытными данными дает возможность представить схему изменения минеральных парагенезисов при высоких давлениях в виде серии идеализированных реакций, рассмотренных Д. Грином и А. Рингвудом. В качестве примера можно привести следующие реакции:



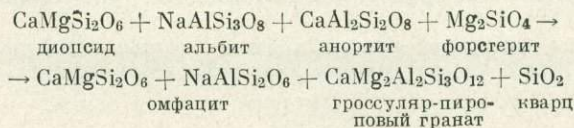
Освобождающийся кварц ведет к уменьшению содержания нефелина и увеличению альбитовой составляющей в плагиоклазе.



При более высоких давлениях (более 9 кбар) реакция оливина с анортитом приводит к образованию граната.



В общем виде реакцию перехода базальта в эклогит можно представить следующим образом:



В нашем случае наиболее вероятными являются реакции с оливином, приводящие к его исчезновению в  $P-T$  условиях проведенных экспериментов, и реакции, при которых вместе с гранатом образуется щелочной широксен.

Имеющиеся в нашем распоряжении экспериментальные данные показывают, что щелочно-базальтовая магма плато Дариганга могла образовываться при температурах не ниже  $1200^{\circ}C$ . Если упоминаемые нами в начале статьи включения в базальтовых лавах плато рассматривать в качестве сегрегационных образований, то в таком случае следует допустить их кристаллизацию в магме на существенно разных глубинах. Включения, содержащие оливин, могли возникать на глубинах не более 30—35 км, т. е. в пределах континентальной земной коры, поскольку в щелочно-базальтовых составах оливин является устойчивым минералом до давлений 9—10 кбар (Грин, Рингвуд, 1968). Включения, содержащие гранаты, могли возникать на глубинах более 50 км. В этом случае, принимая во внимание различие в возрасте включений и лав, следует допустить длительное сосуществование расплава в условиях больших глубин и замедленную кристаллизацию поднимавшейся к поверхности магмы. Следовательно, вполне естественным представляется предположение о фракционировании расплава во время его подъема. Если такие процессы в действительности имеют место, то можно думать, что щелочно-базальтовая магма плато Дариганга является производной какой-то менее щелочной базальтовой магмы. Образование щелочно-базальтовых магм в результате дифференциации первичных базальтовых магм, в частности магм толеитового состава, отмечается некоторыми исследователями (Шейнманн, 1969). Если не рассматривать описанные включения в виде ксенолитов чужеродных магме глубинных пород, то тогда с большим основанием можно предполагать первичное зарождение щелочно-базальтового расплава в пределах верхней мантии при парциальном плавлении первичного вещества типа «широлита». В условиях мощной земной коры у ее основания можно предположить существование гранатосодержащих пород (Белоусов, 1966), которые могли прорываться щелочно-базальтовыми магмами при подъеме их к поверхности.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Белоусов В. В. 1966. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука».
- Влодавев В. И. 1969. О включениях в лавах Дариганги и о их происхождении.— В кн.: Ксенолиты и гомогенные включения. М., «Наука».
- Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. 1969. Материалы 3-го Всесоюзного вулканологического совещания. Петропавловск-Камчатский, Дальневосточное кн. изд-во.
- Геншафт Ю. С., Наседкин В. В., Рябинин Ю. Н., Петров В. П. 1967. Поведение щелочного базальта при участии воды в условиях высоких давлений и температур.— Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Геншафт Ю. С., Наседкин В. В., Рябинин Ю. Н., Петров В. П. 1968. Превращение меймечита при высоких давлениях и температурах.— Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Геншафт Ю. С., Салтыковский А. Я. 1971. Экспериментальные исследования глубинного маглообразования.— Бюлл. МОИП, отд. геол., № 3.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. 1968. Происхождение базальтовых магм.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир».
- Шейнманн Ю. М. 1969. К проблеме изучения источников магм.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 34, вып. 3.

О ПРОЯВЛЕНИЯХ СУБВУЛКАНИЧЕСКОГО МАГМАТИЗМА  
НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ  
МОНГОЛЬСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

ВВЕДЕНИЕ

За последние несколько лет в Северо-Восточной Монголии были выявлены многочисленные проявления липаритового вулканизма позднемезозойского возраста, которые, по мнению М. С. Нагибиной (1970), приурочены к структурам мезозойской ревивации, широко проявившейся на обширной территории Восточной Азии. Часто излияния липаритовых лав сопровождались субвулканическими телами аналогичного состава, что подтверждает предположение о существовании здесь вулканических серий, чрезвычайно характерных для всей Восточной Азии. Подробный анализ этих серий был дан Е. К. Устиевым (1949, 1959, 1963, 1964), И. М. Сперанской (1962), К. Н. Рудичем (1957, 1959), М. Л. Гельманом (1963) и другими для Охотско-Чукотского пояса, а Е. В. Быковской, З. П. Потаповой, Р. П. Соколовым (1960) для Сихотэ-Алиньского пояса.

В предлагаемой статье кратко описываются собственно вулканические и субвулканические проявления липаритового состава, обнаруженные в одном из районов Северо-Восточной Монголии в ходе полевых исследований 1970 г. Этот район, в котором выявлена целая серия субвулканических массивов и лавовых полей под общим названием Алташин-Холбо, располагается северо-восточнее г. Чойбалсан по ручью Баин-Галин-Гол (рис. 1).

Серия субвулканических массивов Алташин-Холбо состоит из семи крупных (максимальная площадь около  $24 \text{ км}^2$ ) вполне самостоятельных магматических тел, которые приурочены к полосе, протягивающейся с юго-запада на северо-северо-восток. На аэрофотоснимках эти массивы отчетливо выделяются своими резкими очертаниями среди вмещающей их вулканогенно-осадочной толщи. В плане почти все они имеют эллипсоидальную форму, осложненную иногда вытянутыми и разветвленными окончаниями. Вмещающая их толща, представленная конгломератами, песчаниками и мидалекаменными базальтами, почти не дислоцирована (углы наклона слоев  $5-6^\circ$ ), но вблизи массивов горизонты конгломератов и песчаников резко приподняты (углы наклона достигают  $80-90^\circ$ ) и там, где удалось измерить углы падения, они направлены в сторону от субвулканических массивов. На восточном окончании массива Восточного<sup>1</sup> слои падают на восток (наблюдения проведены совместно с Л. П. Зоненшайном), а на юге горизонты конгломератов падают на юг.

Таким образом, один из наиболее крупных массивов — Восточный — имеет в разрезе форму купола и несомненно во время своего становления оказывал на осадочную толщу динамическое воздействие, о чем свидетельствуют интенсивные дислокации вмещающих массив пород. В структурном отношении рассматриваемая вулканическая ассоциация относится к средне-ворхнеюрскому — нижнемеловому структурному комплексу, который выполняет крупные наложенные депрессии Восточной Монголии.

Два наиболее крупных субвулканических массива из группы Алташин-Холбо, расположенных в северной части изученного района, условно названы Западным и Восточным.

Он представлен контрастными по фациальному набору вулканогенными образованиями (базальт-андезит-липаритовыми), прослоенными лимническими обломочными осадками. Они сопоставляются с хорошо известными осадочными свитами Южной Монголии: ширилинской, цаганцабской и дзунбаинской.

Серия рассматриваемых субвулканических тел, по-видимому, формировалась во время тектонических процессов, связанных с позднемезозойской ревивацией в пределах области, закончившей свое геосинклинальное развитие в палеозое. Субвулканические тела группы Алташин-Холбо залегают в терригенных и вулканогенных образованиях предположительно средне-позднеюрского возраста (их возраст определяется по сопоставлению со сходными по фациальному составу вулканогенно-обломочными толщами района горы Боро-Ундур и горы Шобхо-Обо, где по данным Р. А. Хасина и Л. П. Зоненшайна, известны находки средне-верхнеюрской флоры (Зоненшайн, 1970)). Среди обломочных пород основную роль играют конгломераты и песчаники, а среди вулканических — миндалекаменные базальты и долериты, причем базальты залегают стратиграфически выше конгломератов.

Конгломераты широко развиты в бассейне ручья Баян-Галин-Гол и вдоль старого тракта Чойбалсан — Баян-Дунг-сомон, к востоку от Цаган-сомона. Севернее родника Аршан-Булак они выходят непрерывной полосой на протяжении около 5—8 км. В некоторых местах, например, северо-восточнее родника Аршан-Булак, можно отчетливо видеть, как конгломераты пластуются с мелкозернистыми зеленовато-серыми и серыми тонкослоистыми песчаниками.

Таким образом, учитывая скудные возрастные данные, можно полагать, что формирование субвулканических тел, а также ассоциирующих с ними излившихся фаций происходило в послееюрское время.

#### СОСТАВ И СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ МАССИВОВ

Несмотря на то, что состав пород всех изученных массивов достаточно однообразен, по внешнему облику они иногда различаются весьма значительно (варьирует структура и текстура пород, степень их раскристаллизации и т. п.). Особенно отчетливо изменение текстурных особенностей отмечается при переходе от центральных участков массивов к периферическим. Контакты субвулканических тел в большинстве случаев — секущие, реже совпадают со слоистостью осадочной толщи, там где падение последней направлено в сторону от массивов. На юге изученного района (горы Дзун-Ундур, Цаган-Ундур-Обо) ввиду слабой обнаженности эти соотношения не выявлены достаточно четко. Выполаживание контактов характерно обычно для тех участков, где субвулканические породы переходят в излившуюся фацию (северные участки массива Восточного). На юго-западном фланге этого же массива широко развиты лавовые брекчии липаритов и липаритовых порфиров.

Несмотря на интрузивный характер всех массивов из группы Алташин-Холбо, воздействие их на терригенную толщу было незначительным и проявлялось только в узкой приконтактной полосе, шириной около 35 м. Последнее свидетельствует о малой глубине формирования массивов. Иногда небольшая по мощности оторочка вмещающих осадочных пород (преимущественно песчаники), превращена в типичные роговики (обр. 627), что хорошо видно на северном фланге массива Восточного. Вмещающая толща насыщена многочисленными дайками, мелкими секущими телами и апофизами, протягивающимися от субвулканических тел. Последние в нескольких местах прорваны небольшими штоками граносиенитов (обр. 650) и трахитов (обр. 658), которые, несомненно, являются

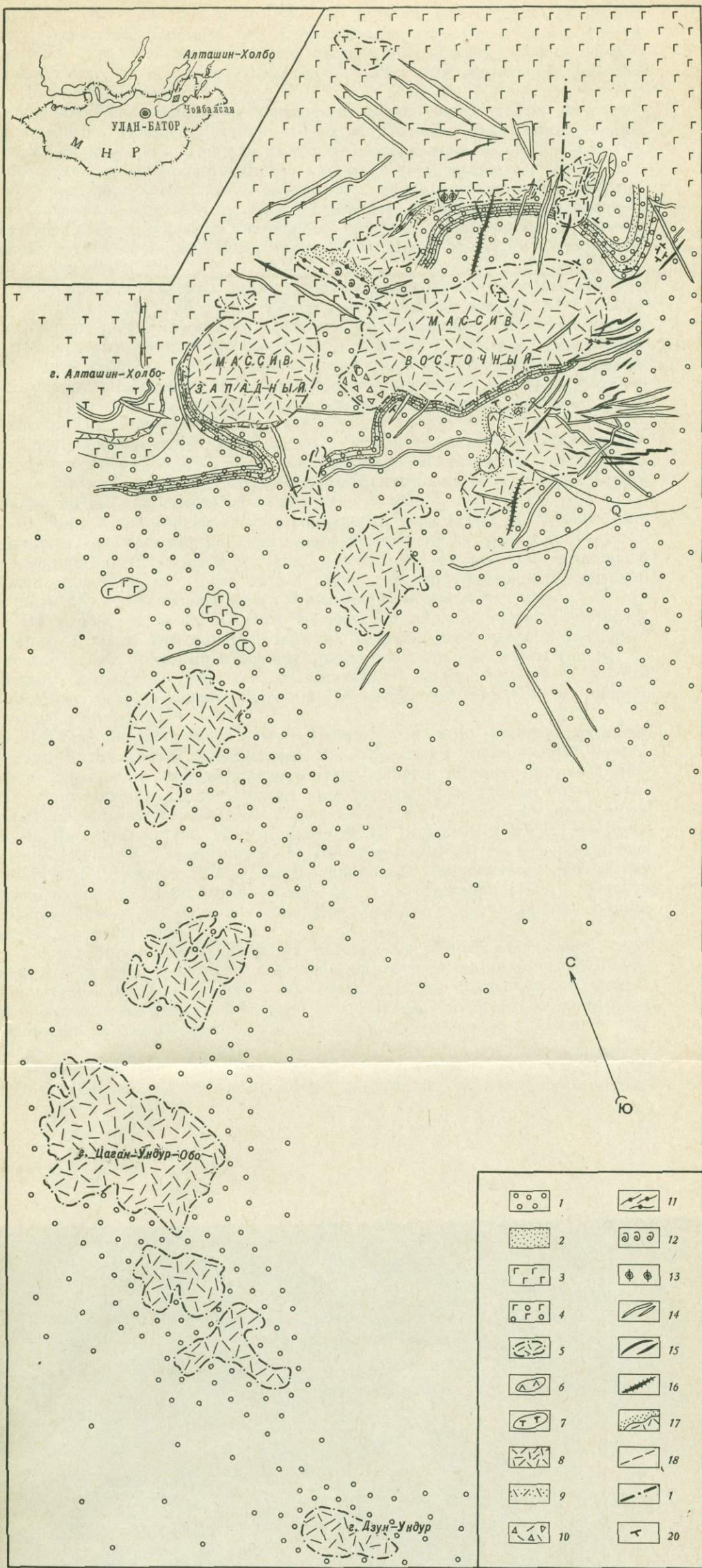


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района субвулканических массивов Алташин-Холбо. Составил А. Я. Салтыковский

1 — конгломераты (средней — верхней юры); 2 — песчаники; 3 — базальты долеритовые; 4 — базальты миндалекаменные; 5 — субвулканические массивы липаритовых порфиров; 6 — секущие тела диабазов; 7 — штоки сиенитов и трахитов; 8 — липаритовые порфиры; 9 — туфы липаритовых порфиров; 10 — брекчи липаритовых порфиров; 11 — фация флюидальных лав; 12 — сферолитовые липаритовые лавы; 13 — обсидианы; 14 — дайки микросиенитов и липаритов; 15 — дайки диабазов; 16 — дайки спессартитов; 17 — зоны приконтактовых изменений липаритовых порфиров; 18 — разломы предполагаемые; 19 — разломы установленные; 20 — элементы залегания

представителями наиболее поздней магматической стадии. Тела граносиенитов наблюдались в северо-восточной части массива Восточный, где шток, достигающий в поперечном сечении 200—300 м, прорывает как лапаритовые порфиры, так и вмещающую осадочную толщу. В экзоконтакте липариты изменены, что сказывается прежде всего в изменении окраски; песчаники ороговикованы. Зона этих изменений невелика (не более 30—40 см).

Сам шток граносиенитов рассекается дайкой спессартитов или габбро-диабазов. Мощность дайки — 3—4 м. Трахиты, занимающие значительно больший по площади выход (в поперечнике около 3—3,5 км), были отмечены на крайнем северо-западе (гора Алтишан-Холбо) изученной территории. Они слагают купол, залегающий среди миндалекаменных базальтов и долеритов. Эндоконтактовые изменения в граносиенитах выражаются в резком изменении окраски (потемнение, появление зеленоватых оттенков). Изменения касаются прежде всего вкрапленного плагиоклаза.

Текстура липаритовых пород, слагающих субвулканические массивы группы Алташин-Холбо, довольно разнообразны, но для большинства из них характерна глыбовая отдельность, приуроченная преимущественно к центральному, сильно эродированному участку. Породы, обладающие массивной текстурой, как правило, имеют полнокристаллическое сложение. Часто наблюдается плитчатая и тонкоплитчатая текстуры. Особенно широко такие породы распространены в пределах массивов Дзун-Ундур и Цаган-Ундур-Обо.

Сравнительно редко встречается полосчатая текстура. На массиве Восточном (обн. 631, 632, 639), в центральной его части, она имеет очень сложный узор, подчеркивающий флюиальность, которая вообще характерна для кислых стекловатых разновидностей.

Породы с полосчатой (или флюиальной) текстурой постепенно сменяются плохо раскристаллизованными разновидностями, в других случаях — полнокристаллическими, в которых флюиальность почти не выражена. Можно полагать, что такое разнообразие текстур обусловлено неравномерным застыванием расплава в чрезвычайно подвижной среде.

На юго-западной оконечности массива Восточный по его северному флангу, а также юго-западнее массива наблюдались своеобразные брекчиевые породы, обломки в которых различаются по размерам (но не по составу) и не превышают 1 м; минимальная величина их — 1—3 см. Все они имеют остроугольные очертания и составляют 80—90% от общего объема породы.

Все брекчиевые породы как по химизму, так и по минералогии очень близки к остальным породам массива, имеющим липаритовый состав. Такие брекчиевые породы представляют большой интерес, так как многие палеовулканологи считают их рудовмещающими. Аналогичные породы были описаны во многих районах СССР: на Урале и Рудном Алтае П. Ф. Иванкиным (1962), на Кавказе А. М. Борсуком и Ю. П. Масуренковым (1964), в Казахстане Е. Б. Яковлевой (1967), на Северо-Востоке СССР К. Н. Рудичем (1966). В Даурской зоне Центрального Забайкалья такие же образования были изучены Н. А. Фогельман (1964), которая полагает, что возникновение этих пород связано с эксплозивно-инъекционной деятельностью.

На северо-западном окончании массива Восточный отмечались своеобразные породы, в которых наблюдаются следы течения (обр. 631, 634). Кроме того, на поверхности этих пород хорошо видны шарообразные, почковидные и эллипсоидальные образования, которые, по-видимому, возникли в результате медленного выжимания вязкого кислого расплава.

Имеющийся материал дает возможность выделить среди субвулканических тел группы Алташин-Холбо следующие разновидности пород:

а) собственно субвулканические образования, слагающие основную часть массивов; б) дайки, дайкообразные апофизы, по-видимому, имеющие непосредственную связь с субвулканическими телами; в) эффузивные образования, представленные кислыми стеклами, а также наземной фацией лав с флюидалной текстурой.

Можно предполагать, что большинство субвулканических массивов представляет собой относительно более глубоко вскрытую часть довольно протяженной полосы субвулканических пород.

### СТЕПЕНЬ РАСКРИСТАЛЛИЗАЦИИ ПОРОД СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ МАССИВОВ

Характер и степень кристаллизации магматических (особенно вулканических) пород имеет существенное значение для реконструкций условий, при которых происходило их формирование. Поэтому при изучении субвулканических массивов мы попытались разделить все породы на несколько групп по степени их кристалличности. Этот ряд начинается стекловатыми, почти нераскристаллизованными породами, а заканчивается полнокристаллическими, хорошо раскристаллизованными разновидностями. Мы выделили следующие группы: а) стекловатые породы, близкие к наземной фации эффузивов; б) мелкозернистые породы; в) полнокристаллические породы с незначительным объемом мелкозернистой основной массы.

Стекловатые разновидности, имеющие эффузивный облик, располагаются в периферической части массива (см. карту), ближе к зоне перехода к породам эффузивной фации. Внешне — это светло-желтые или серовато-зеленые породы, иногда переходящие в зеленоватые разности. Изредка видны участки девитрифицированного стекла. По мере удаления от краев массива к его центральным частям стекловатый облик пород исчезает, и появляются признаки раскристаллизации. Здесь же наблюдаются полосчатые разновидности липаритов и очень часто можно фиксировать постепенные переходы от полосчатых (флюидалных) липаритов к скрытокристаллическим через промежуточные разности. Липариты, характеризующиеся мелкозернистой структурой, распространены в значительно меньшем объеме и характерны для крайних южных частей массива Восточного, а также для северо-западных апикальных зон массива Западный. Встречаются они также и в пределах других, меньших по площади массивов, в основном в их центральных частях.

Полнокристаллические разновидности липаритовых порфиров встречаются значительно реже. Они наблюдались в 4 км севернее род. Аршан-Булак, вдоль дороги. К этой части массива приурочено большое количество дайковых тел гранит-порфиров, микродиоритов, габбро-диабазов и спессартитов.

По своим структурным особенностям породы рассматриваемых субвулканических тел резко отличаются одна от другой, отражая тем самым различные условия кристаллизации липаритового расплава. Наиболее распространена порфировая структура с различным соотношением вкрапленников и основной массы. В породах порфирового сложения выделяются вкрапленники полевых шпатов двух генераций, которые сильно отличаются друг от друга по размерам и составу. Для основной массы липаритов наиболее характерна фельзитовая или микрофельзитовая структура. Различная степень кристалличности пород подчеркивается полосовидным расположением сферолитов. Последние состоят из кварц-полевошпатового агрегата. В северо-восточной части массива наряду с небольшими (до 5—15 м в поперечнике) массивами обсидианов встречаются своеобразные образования, имеющие эллипсоидальную форму. Нам кажется, что именно здесь происходит постепенный переход непосредственно от самого

массива к его эффузивной фации, представленной стекловатыми лавами. Поверхность таких пород имеет своеобразный бородавчатый рельеф, а размеры сфероидов не превышают нескольких сантиметров в поперечнике (обр. 652а, 652б).

Довольно редко встречается микропйкилитовая, а также флюидальная структуры основной массы, причем последняя отражает узорчатый рисунок породы. Под микроскопом видно обтекание полосками, состоящими из кварц-полевошпатового материала, ранее выделившихся вкрапленников.

По своим структурно-текстурным особенностям описанные выше липариты, с одной стороны, сближаются с вулканическими излившимися породами, характерными для северных флангов группы Алташин-Холбо, с другой, близки к гипабиссальным гранитоидным породам (гранит-порфиром, присутствующим здесь в виде секущих тел).

## ПЕТРОГРАФИЯ ПОРОД СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ МАССИВОВ

### Липаритовые порфиры

Минеральный состав, а также соотношения основной массы пород и вкрапленников группы Алташин-Холбо приведены в табл. 1. По содержанию кварца и кали-натровых полевых шпатов липаритовые порфиры отдельных массивов несколько различаются. Преобладающим среди порфировых выделений является кали-натровый шпат.

Таблица 1

Соотношение порфировых выделений в липаритовых порфирах (объемн. %)

Шлиф, №	Основная масса	Вкрапленники	Состав вкрапленников		
			Кварц	Плагиоклаз	Кали-натровый полевой шпат
631	75,40	24,60	7,60	5,30	11,70
632	81,00	19,00	9,60	2,60	6,80
634	82,05	17,95	8,70	0,50	8,75
662	87,20	12,80	4,05	0,96	7,79
666	81,00	19,00	0,55	0,40	18,05
652	75,60	24,40	1,65	1,70	21,05

Кварц в порфировых выделениях образует зерна размером 0,5—2,5 мм. Для них характерны округлая форма и глубокие заливы основной массы. Обычно зерна кварца окаймляются сферолитами основной массы, в результате чего создается впечатление, что кварц, находясь в центре сферолитовых скоплений, «вырастает» из последних. Ширина сферолитовой каемки вокруг зерна кварца колеблется от 0,3 мм до очень узкой — почти нитевидной. Иногда по границе кварца и сферолитовой каемки появляется тонкая прерывистая оторочка из слюдистых минералов (мусковит, гидрослюдка, биотит).

Плагиоклаз в фенокристаллах представлен в виде удлиненно-призматических кристаллов размером 0,4—1,5 мм. Он часто образует индивидуальные выделения, но иногда наблюдаются сростки его с калиевым полевым шпатом. Зерна плагиоклаза сдвойникованы по альбитовому закону, корродируются основной массой, но без глубоких заливов. Плагиоклаз вкрапленников представлен олигоклазом конечных номеров или даже андезином. Здесь же присутствует плагиоклаз второй генерации, кото-

рый образует мелкие (до 0,2 мм) пойкилитовые вроски в основной массе и представлен альбитом (табл. 2).

Калиевый полевой шпат, в отличие от плагиоклаза, имеет широкотаблитчатую форму кристаллов, величина которых колеблется от 0,4 до 2—2,5 мм. В большинстве случаев калишпаты преобладают над плагиоклазами, причем в почти полностью раскристаллизованных разновидностях пород они явно доминируют над плагиоклазами. Калиевые полевые шпаты различаются по составу, что указывает на сложность процессов формирования описываемых субвулканических массивов. Последнее отражалось и на изменении состава главных породообразующих минералов, в том числе и на полевых шпатах.

Таблица 2

**Состав плагиоклазов порфирировых выделений в липаритовых порфирах**

Шлиф, №	Характер выделения плагиоклаза	Плагиоклаз, №
631	Фенокристы	37—38
632	»	27—32
634	»	23—32
662	»	27—32
666	Микролиты плагиоклаза в сферолитах	2—4
652	»	3—10

Примечание. Таблица составлена по данным 15 замеров плагиоклаза на столике Федорова. Зона (100).

Помимо описанных выше минералов, в липаритовых порфирах часто отмечаются единичные скопления мелкочешуйчатого буроватого биотита, дающие небольшие по размерам пластинки (0,5 мм). При замещении биотита мусковитом в реликтовых скоплениях биотита обычно наблюдаются мелкие выделения магнетита. Из цветных минералов очень характерен биотит, который, по-видимому, является единственным минералом магматического происхождения в липаритовых порфирах. Макроскопически он был отмечен в липаритах только в одном случае. Такими породами (насыщенными биотитом в виде вкрапленников) нацело сложен один из субвулканических массивов группы Алташин-Холбо. Возможно, что на других массивах биотит, который очень чувствителен к процессам вторичного изменения, не сохраняется, а видны под микроскопом только его реликты. Биотит можно диагностировать только по псевдоморфозам, состоящим преимущественно из хлорита, карбонатов и агрегата эпидот — цоизит.

Из рудных минералов характерны пирит, который неравномерно рассеян по породе, и гематит, присутствующий в пирите в виде микровключений.

Местами в изобилии встречаются вкрапленники магнетита, образующего сростки с пиритом, и лимонита. Последний часто определяет желтоватые окраски субвулканического массива.

Среди аксессуарных минералов наиболее характерны для липаритовых порфириров циркон, сфен, апатит, иногда турмалин.

Основная масса в описываемых породах представлена сферолитовыми обособлениями неиндивидуализированного кварц-полевошпатового вещества с вросками альбита, в промежутках между которыми сохраняются участки с микрофельзитовой структурой. Из вторичных минералов следует отметить серицит, карбонат, хлорит, эпидот, цоизит, кварц; наблюдается частичная пелитизация полевых шпатов и перекристаллизация биотита.

## Граносиениты и трахиты

Более поздние по времени формирования магматические тела — граносиениты и трахиты, которые имеют активные контакты как с липаритовыми порфирами, так и с вмещающими их осадочными образованиями, залегают в виде небольших штоков и секущих тел.

Трахиты приурочены к северо-западной части изученного района. Они сложены крупный массив, имеющий в плане неровные очертания и достигающий в поперечнике 3—4 км. Трахиты (гора Алташин-Холбо) имеют сиреневые окраски и обладают тонкоплитчатой отдельностью. Они состоят из фенокристаллов калиевого полевого шпата, изредка плагиоклаза и опациitized биотита. Из аксессуаров встречаются рудные минералы и апатит. На оплавленных фенокристаллах плагиоклаза всегда наблюдается довольно широкая кайма калиевого полевого шпата. В порфировых выделениях калиевый полевой шпат имеет  $N_g = 1,525$ ,  $N_p = 1,519$ . Величина  $2V$  изменяется в широких пределах от  $-10$  до  $-49^\circ$ .

Основная масса — пилотакситовая, трахиандезитовая или гиалопилитовая. Удлиненные призмочки калиевого полевого шпата составляют 0,2 мм по длинной оси; отмечаются двойники с плоскостью срастания (100);  $N_g = 1,527$  и  $N_p = 1,520$ ; угол оптических осей — отрицательный, непостоянный. Мелкие кристаллики кварца (до 0,1 мм) располагаются между зернами калиевых полевых шпатов. Биотит присутствует в виде идиоморфных чешуек изометричной формы размером до 1—2 мм; плехроирует от темно-бурого по  $N_g$  до желтого по  $N_p$  с постоянным зеленоватым оттенком. Чешуйки биотита содержат тончайшие волоски рутила, иногда в виде сагенитовой решетки. Показатели преломления биотита составляют по  $N_g = 1,662$ , по  $N_p = 1,624$ , что соответствует лепидомелану с содержанием  $Fe_6Al_2 = 60$  молекул. % Чешуйки биотита отмечаются также внутри порфировых выделений щелочного полевого шпата.

Граносиениты, встречающиеся в нескольких местах среди липаритовых порфиров массива Восточного, слагают изометричные участки, достигающие 100—200 м в поперечнике. Для этих пород характерна порфировая структура. Вкрапленники представлены кристаллами калиевого полевого шпата олигоклаза или альбит-олигоклаза, количество которых достигает 20—60% объема породы, а размеры — 5 мм. Основная масса, имеющая гипидиоморфнозернистую структуру, сложена изометричными или слегка удлиненными табличками калиевого полевого шпата и олигоклаза размером до 1 мм, кварцем (10—30%), обыкновенной зеленой роговой обманкой ( $N_g = 1,675$ ,  $N_p = 1,662$ ,  $2V = 82^\circ$ ), биотитом, изредка титан-авгитом, магнетитом, апатитом, сфеном и цирконом.

## ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ

Широкое развитие жильных образований разнообразного состава, наблюдающихся в пределах группы массивов Алташин-Холбо, свидетельствует об активных тектонических процессах, происходивших в период формирования магматических тел. По времени внедрения одна часть жильных пород более ранняя по отношению к субвулканическим массивам, другая — явно сечет их, представляя собой более поздние фазы магматизма. Большая часть даек имеет одинаковый состав с субвулканическими массивами (липаритовый). Различие заключается в несколько большей раскристаллизации и форме залегания жильных тел.

Поздние дайки представлены широкой гаммой пород от кислого до базальтоидного состава. Среди них выделяются липаритовые порфиры, микросиениты, гранит-порфиры, спессартиты и диабазовые порфириты. Поздний возраст их, как уже было сказано, устанавливается на основании многочисленных их пересечений с субвулканическими телами липа-

ритовых порфиров. Дайковые тела располагаются веерообразно, расходясь по радиусу от массивов в различных направлениях. В большинстве случаев дайки характеризуются довольно крупными углами падения.

Дайки диабазов отличаются мелкозернистым строением основной массы, в которой, как правило, не видно порфировых выделений. Лишь у спессартитов появляются макроскопически видимые порфировые выделения плагиоклаза. Цвет пород темно-серый, часто с зеленоватым оттенком до черного.

Среди даек базальтоидного состава можно выделить две разновидности: роговообманково-плагиоклазовые и пироксеновые. От спессартитов они отличаются меньшим количеством вкрапленников, а также характером строения основной массы. Фенокристы плагиоклаза почти всегда замещаются вторичными минералами и основной массой и часто сохраняются лишь в виде скелетных форм. Вкрапленники плагиоклаза достигают 1—1,2 мм. Несколько хуже сохраняются вкрапленники роговой обманки. В редких случаях в порфировых выделениях встречается кварц. Для него характерна округлая, оплавленная форма зерен (0,5—0,25 мм), корродируемых основной массой и замещаемых вторичными минералами (хлоритом, серицитом).

Основная масса пород имеет различное строение: призматическизернистое, микродиабазовое и до микролитового, в зависимости от степени раскristализации базиса. Состав плагиоклаза в основной массе колеблется от конечных номеров олигоклаза до андезина № 40 и отличается от состава порфировых выделений более низким содержанием анортитовой молекулы.

В пироксеновых диабазовых порфиритах порфировые вкрапленники представлены плагиоклазом и пироксеном. Характерно более мелкозернистое сложение пород, присутствие небольшого количества вкрапленников, высокая степень сохранности пироксена и микролитовое строение основной массы. Пироксен представлен авгитом, образующим мелкие (до 0,3 мм) идиоморфные выделения кайнотипного облика. Основная масса состоит из мелких (менее 0,1 мм) зерен пироксена, тонких лейст хлоритизированного плагиоклаза и участков раскristализованного стекла.

Спессартиты образуют группу пород, отличающихся наиболее высокой раскristализацией. Плагиоклаз в них представлен хорошо ограниченными призматически-таблитчатыми кристаллами, корродируемыми основной массой, и относится к андезину, состав которого колеблется в пределах от № 35—50 до начальных номеров лабрадора. Величина кристаллов плагиоклаза максимально достигает 1,5—2 мм. По нему часто развивается зеленый хлорит, эцидот и агрегаты мелкочешуйчатого серицита. Хлорит и серицит часто образуют по плагиоклазу полные псевдоморфозы. Обыкновенная роговая обманка ( $c:Ng = 14 - 20^\circ$ ;  $2V = 61 - 62^\circ$ ) образует удлиненно-призматические кристаллы с максимальными размерами в 0,5—1 мм. Степень плеохроизма ее зависит от степени замещенности вторичными минералами: актинолитом, хлоритом и карбонатом. Изредка появляется биотит в виде отдельных пластинок (0,3 мм), замещенных хлоритом. Очень редко присутствует кварц, который образует довольно крупные (до 0,15 мм) зерна с оплавленными краями и глубокими заливками основной массы, состоящей из плагиоклаза, роговой обманки и иногда присутствующих в небольших количествах (менее 1%), биотита и кварца.

Микросиениты и тонкозернистые сиениты — полнокристаллические афировые породы с размером зерен 0,2—0,3 мм в микросиенитах и до 0,5—0,6 мм в тонкозернистых сиенитах. В некоторых случаях они имеют структуру, близкую к бостонитовой. Сиенитовые породы в качестве аксессуарного минерала всегда содержат апатит, количество которого может достигать 0,5—1%.

Микрограниты и гранит-порфиры встречаются только в ви-

де единичных даек. По составу они очень близки кварцевым микросиенитам, отличаясь несколько бóльшим содержанием кварца. Они состоят из калиевого полевого шпата, размер зерен которого 0,03—0,07 мм, кварца (0,05—0,1 мм) и зеленой роговой обманки (0,15—0,3 мм). В породах присутствуют единичные чешуйки биотита, а из аксессуарных минералов — апатит и сфен. Микрограниты имеют микрогранитную, гипидиоморфную, иногда гранофировую структуру.

### Эффузивная фация

Эффузивные образования, приуроченные к северным окраинам массивов Восточный и Западный, несомненно связаны с историей формирования последних и являются наземной фацией этих субвулканических тел. Эффузивы образуют выдержанную и довольно протяженную полосу (6—10 км), простирающуюся с запада на восток, которая охватывает северные и северо-восточные края субвулканических массивов. В одном из оврагов, у северо-западного края изученной площади можно наблюдать постепенные переходы липаритовых порфиров, имеющих нераскристаллизованную стекловатую основную массу, к породам крупно- и среднезернистым, порой очень хорошо раскристаллизованным и представляющим собой образования экструзивного и субвулканического характера. Можно полагать, что эта зона излившихся пород характеризует эффузивную фацию близповерхностных магматических тел, которые сейчас обнажены благодаря эрозии и тектоническим процессам. Поскольку химизм излившихся пород (табл. 3) мало чем отличается от химизма субвулканических образований, то их описание здесь приводить не имеет смысла, так как характеристика липаритовых порфиров массивов уже была дана выше.

Близость составов излившихся и субвулканических фаций допускает существование здесь единого источника липаритовой магмы. Появление в близповерхностных условиях различных магматических фаций обусловлено исключительно различием в структурных условиях при выходе магмы на поверхность. Сопоставление данных химических анализов (табл. 3) показывает полное тождество субвулканических и эффузивных пород. Излившиеся породы так же, как и породы массивов, пересечены целой сетью даек и дайкообразных апофизов, отходящих от массивов. Мощность даек варьирует от 2—3 до 15—17 м. С удалением от массивов их мощность, как правило, уменьшается. Часто секущие тела имеют тупое или клиновидное окончание. Протяженность — десятки, а иногда и сотни метров. По химическому составу дайки липаритовых порфиров также очень близки породам субвулканической и излившейся фации. Дайки и апофизы тесно связаны между собой, образуя в плане очень сложное переплетение. Но одна особенность сразу же бросается в глаза — все они, за небольшим исключением, радиально расходятся во все стороны от массивов. Эта особенность, несомненно, подтверждает предположение о единстве процессов, приводящих к формированию даек и субвулканических тел, хотя последние и возникли на более ранних стадиях развития позднемезозойской вулканической деятельности.

### Пирокластические образования

Помимо субвулканических тел и лавовых покровов, которые широко развиты в пределах группы массивов Алташия-Холбо, здесь в ограниченном объеме распространены и различные туфы липаритовых порфиров.

Мелкообломочные туфы имеют массивную текстуру, фиолетово-серые или серые, реже темно-серые окраски. На фоне тонкозерни-

Таблица 3

## Химические анализы пород субвулканических массивов группы Алташин-Холбо (северо-восточная Монголия)

Окисел	Субвулканические тела			Эффузивная фация			Дайки		Штоки				Дайки	
	Липаритовые порфиры			Флюидалные лавы липаритовых порфиров, северный фланг массива Восточный			Микро-сиенит	Гранит-порфир	Трахиты, гора Алташин-Холбо		Сиениты		Спессартит	Диабаз
	обр. 662, массив Восточный	обр. 666, массив Западный	обр. 652, юго-западная оконечность массива Восточный	обр. 631	обр. 632	обр. 634	обр. 680	обр. 648	обр. 679-АС	обр. 679а	обр. 672	обр. 672а	обр. 650	обр. 650-М
SiO <sub>2</sub>	73,35	74,39	77,65	75,71	76,47	76,26	67,54	72,21	65,73	64,55	70,18	75,10	47,38	50,81
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,21	0,10	0,20	0,18	0,15	0,33	0,30	—	—	0,33	0,16	1,57	0,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,10	13,11	12,11	12,66	12,90	11,71	15,81	14,17	15,89	18,98	13,89	12,67	17,61	16,45
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,30	0,23	0,13	1,11	0,83	0,70	1,65	1,40	5,33	3,92	0,65	0,08	2,35	4,69
FeO	2,66	1,66	0,63	1,10	0,52	0,52	3,26	1,33	—	—	2,71	1,64	8,66	6,81
MgO	0,42	0,29	0,27	0,29	0,19	0,18	0,27	0,25	1,27	0,71	0,21	0,84	6,25	4,52
CaO	0,55	0,85	0,70	0,37	0,40	0,46	1,03	1,04	4,16	1,55	0,88	1,28	6,73	6,33
MnO	0,14	0,09	0,02	0,05	0,03	0,03	0,13	0,08	—	—	0,10	0,03	0,08	0,11
Na <sub>2</sub> O	0,91	2,92	3,67	1,92	2,89	3,61	3,80	2,87	4,37	4,40	4,96	3,35	2,11	3,28
K <sub>2</sub> O	6,77	5,80	4,71	5,48	5,31	5,15	5,35	4,88	3,19	4,70	5,17	4,20	5,65	2,42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	0,10	—	—	—	—	0,10	0,06	—	—
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,06	—	—	—	—	—	—	—	0,62	0,31	0,51	—	0,14	0,66
П.п.п.	1,50	0,40	—	1,20	—	1,03	0,50	1,50	—	—	—	0,49	2,03	3,42
Сумма	99,97	99,85	99,90	100,09	99,72	99,90	99,67	100,03	100,53	99,12	99,78	99,90	100,46	100,24

Примечание: Все образцы — из коллекции А. Я. Салтыковского. Анализы выполнены в химической лаборатории ВНИИСтром'а,

стой пирокластической основной массы выделяются крупные (до 7 мм) часто округлые зерна кварца и таблички полевых шпатов, реже — темные листочки биотита, распределенные в породе неравномерно. По объему осколки этих минералов составляют от 40 до 80%. Часто в туфах можно наблюдать отдельные угловатые обломки пород, а местами также хорошо окатанные гальки. В обломках породы представлены липаритовыми порфирами. В некоторых местах в составе обломочного материала в туфах наблюдались граниты, аплиты, жильный кварц и т. д. Количество обломков пород обычно не превышает 5—10%, реже доходит до 30—40%.

Второй разновидностью туфов являются тонкообломочные туфы липаритовых порфиров, чаще всего витрокластические или кристалло-витрокластические. Макроскопически — это массивные, иногда слоистые породы светло-серого, реже темно-серого цвета. Только под микроскопом можно установить их обломочную природу, так как внешне они мало чем отличаются от скрытокристаллических разновидностей липаритовых порфиров.

Таким образом, во время формирования вулканогенных образований в этом регионе накапливался тонко- и мелкообломочный пирокластический материал. По-видимому, район располагался неподалеку от центров извержения, что подтверждается субвулканическими и дайковыми телами, причем эти центры скорее всего локализовались в северо-западной части изученной территории. В южных районах (восточнее тракта Чойбалсан — Баян-Дунг), где широко развиты субвулканические тела, пирокластические образования практически отсутствуют.

#### О ХИМИЗМЕ ПОРОД ЛИПАРитОВОЙ ФОРМАЦИИ

Попробуем отметить некоторые особенности химизма пород группы массивов Алташин-Холбо, несмотря на то, что в нашем распоряжении имеется ограниченное количество химических анализов. Так как субвулканические тела сложены породами липаритового состава, в редких случаях отклоняющихся в сторону дацитов, то в общем виде весь набор пород можно отнести к липаритовой формации.

В табл. 3 приведен химический состав основных разновидностей пород, встречающихся в этом районе. Породы формации характеризуются высоким содержанием (без учета даек и секущих тел спессартитов и диабазов) кремнезема, максимально достигающим 77,65%. Почти все разновидности кислых пород по содержанию  $\text{SiO}_2$  можно отнести к группе липарита-гранита. Содержание щелочей варьирует от 5,6 (в диабазах) до 10, 10% (в граносиенитах), при повышенном содержании окиси калия в большинстве пород. Верхний предел содержания щелочей довольно высокий, что отличает их от среднего типа липарита.

Относительно высокое содержание извести, по-видимому, обусловлено послемагматической карбонатизацией и характерно для всех близковерхностных фаций, где породы легко подвержены процессам вторичных изменений. Этим же можно объяснить и повышенное содержание закисного железа, особенно в тех местах, где отмечалась интенсивная сульфидизация вулканогенных пород.

Из данных химических анализов (см. табл. 3) следует, что по содержанию главнейших петрогенных элементов все фациальные разновидности, входящие в состав липаритовой формации, очень близки (исключая диабазы и спессартиты). Этот факт, наряду с геологическими наблюдениями, проведенными в районе группы массивов Алташин-Холбо, подтверждает высказанное выше предположение о комагматичности пород этого района.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Соотношения различных магматических образований липаритового состава (рис. 2), вытекающие из всего изложенного выше фактического материала, позволяют представить историю формирования всей серии магматических пород массивов Алташин-Холбо следующим образом.

Формирование субвулканических массивов протекало в тесной связи с тектоническим развитием, когда в юре и раннем мелу начались сводово-глыбовые поднятия палеозойского основания (Нагибина, 1970). Движение отдельных блоков фундамента сопровождалось серией разломов, которые могли использоваться поднимающимся к поверхности кислым расплавом. Внедрение последнего, по-видимому, происходило в результате выдавливания вулканических (экструзивных) куполов под напором магматических масс, локализованных в нижних горизонтах коры. Вязкий липаритовый расплав прорывался на поверхность (северные участки массива Восточный) и давал излившуюся фацию, в которой отчетливо прослеживаются изменения структур от стекловатых до полнокристаллических. В момент формирования субвулканический массив оказывал динамическое воздействие на вмещающую осадочную толщу, о чем свидетельствуют интенсивные дислокации в горизонтах конгломератов и песчаников.

Сильное дробление вмещающей толщи способствовало формированию даек, штоков и других секущих тел, широко представленных в изученном нами районе. Можно предполагать, что весь магматический узел Алташин-Холбо был сформирован за относительно небольшой интервал времени, а основная его часть — породы субвулканических массивов — закристаллизовалась (судя по структурам) в близповерхностных условиях.

Имеющиеся данные о родственных связях различных типов магматических пород массивов Алташин-Холбо и их возрастные соотношения позволяют говорить о вероятном образовании всей серии пород в результате дифференциации единого магматического очага путем его последовательной эволюции. Внедрение более поздних штоков трахитов и сиенитов можно объяснить постепенным накоплением и концентрацией щелочей в магматической камере, которая лишилась части липаритового расплава.

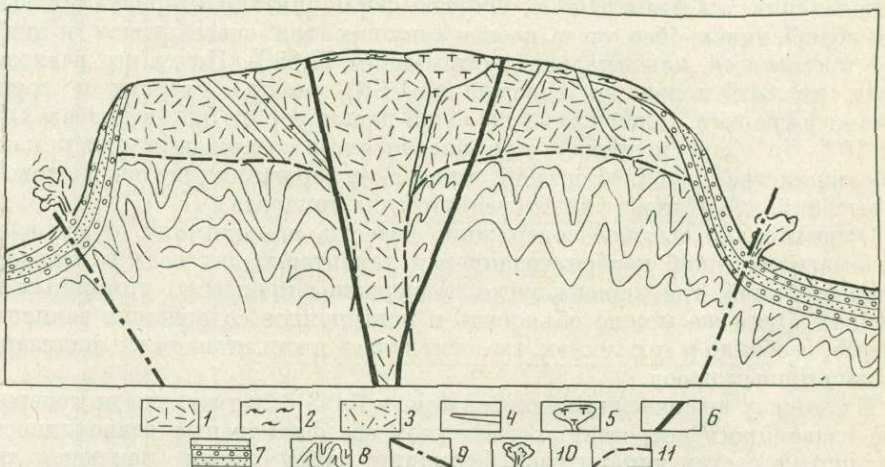


Рис. 2. Сводный гипотетический разрез, иллюстрирующий соотношение различных магматических фаций массивов группы Алташин-Холбо

1 — субвулканическая фация липаритовой формации; 2 — излившаяся фация; 3 — туфы липаритовых порфиров; 4 — дайковые тела; 5 — штоки и секущие тела сиенитов и трахитов; 6 — дайки диабазов и спессартитов; 7 — вмещающая осадочная толща средней — верхней юры (песчаники, конгломераты); 8 — породы досреднеюрского фундамента; 9 — тектонические нарушения; 10 — предполагаемые места расположения вулканов; 11 — предполагаемая подошва субвулканического тела

В условиях активной тектонической жизни могли формироваться и вулканические аппараты, которые в небольшом объеме поставляли на поверхность пирокластический материал.

Наконец, самыми поздними являются дайки диабазов и спессартитов, которые секут все известные в этом районе разновидности магматических пород. Их возникновение можно связывать с разломами, но, по-видимому, неглубокого заложения. Генерация базальтовой магмы скорее всего происходила в том же очаге в результате дифференциации и отсадки наиболее тяжелого расплава в нижних частях магматического столба.

Формирование субвулканических тел такого типа сопровождается наземной вулканической деятельностью, следы которой мы можем обнаружить вблизи куполов в виде лавовых и пирокластических образований. На Северо-Востоке СССР близкие по времени формирования и по морфологии магматические образования были описаны в пределах цепи Черского К. Н. Рудичем (1966).

Можно предположить, что возникновение описанных выше вулканических куполов составляет характерную особенность областей активной вулканической деятельности. Подтверждением этого являются наблюдения, проведенные на южной оконечности о. Хоккайдо во время рождения в 1943 г. горы Сёва (вулкан Усу). Детальное описание происшедшего там явления приведено Г. Тагиевым (1963). По его мнению, возникновение купола происходило под воздействием вязкой, относительно кислой магмы, поднимавшейся к поверхности и приподнимавшей породы кровли на высоту около 130 м.

Можно предположить, что причины, обусловившие формирование описанных выше вулканических тел на северо-востоке Монголии и в Японии, были сходными. Сопоставление площадей Алташин-Холбо — около 24 000 000 м<sup>2</sup> горы Сёва — 500 000 м<sup>2</sup> — показывает, что объемы магматических масс, поступавших из глубин, были одного порядка. Большая площадь массивов Алташин-Холбо, вероятно, объясняется более длительным периодом формирования всей магматической серии, когда в процесс была вовлечена большая площадь. Можно полагать, что и относительные высоты этих куполов были близкими, так как подъем горы Сёва на 130 м вполне сопоставим с предполагаемой высотой массива Восточный (Алташин-Холбо), если учесть длительную денудацию последнего и структурные особенности липаритов, обнаженных в настоящее время.

Наши наблюдения, проведенные в некоторых других районах Северо-Восточной Монголии, например по р. Дучи-Гол (совместно с Л. П. Зоненшайном), свидетельствуют об аналогичных магматических сериях и на крайнем северо-востоке страны. Близкие по морфологии и составу комплексы наблюдались также М. С. Нагибиной, З. Баллой, Д. Фрих-Харом и другими по правобережью р. Керулен.

Все данные позволяют считать, что широкое развитие субвулканических тел, сопровождаемых вулканогенными образованиями липаритового состава, были одной из характерных особенностей вулканической деятельности на территории Монгольской Народной Республики.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Борсук А. М., Масуренков Ю. П. 1964. Об эксплозивных формах интрузивного процесса.— Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Быковская Е. В., Потапова З. П., Соколов Р. П. 1960. История вулканизма южной части Дальнего Востока в позднем мезозое и кайнозое.— В кн.: Материалы к 1-й Всесоюзной конференции по геологии и металлогении Тихоокеанского рудного пояса, вып. 2. Владивосток.
- Гельман М. Л. 1963. О связи вулканической деятельности с интрузиями гранитоидов на Западной Чукотке.— Изв. АН СССР, серия геол., № 12.
- Зоненшайн Л. П. 1970. Тектоническая история Центрально-Азиатского складчатого пояса. М., Автореф. докт. дисс.

- Иванкин П. Ф.* 1962. О происхождении минерализованных брекчий некоторых месторождений колчеданного типа Алтая и Урала.— Докл. АН СССР, 142, № 2.
- Нагибина М. С.* 1970. Типы мезо-кайнозойских структур Монголии и закономерности их развития.— Геотектоника, № 5.
- Рудич К. Н.* 1957. Геологические и структурные особенности хребта Сарычева.— Колыма, № 1.
- Рудич К. Н.* 1959. Магматизм хребта Сарычева. М., Госгеолтехиздат.
- Рудич К. Н.* 1966. Вулкано-плутонические формации цепи Черского (северо-восток Азии). М., «Наука».
- Рудич К. Н.* 1970. О типах и условиях становления субвулканических тел.— В кн.: Магма малоглубинных камер. М., «Наука».
- Сперанская И. М.* 1962. О связи интрузивных образований с эффузивами на левобережье реки Нилчысы.— Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
- Тазиев Г.* 1963. Вулканы. М., ИЛ.
- Устиев Е. К.* 1949. Мезозойский и кайнозойский магматизм Северо-Востока СССР.— Материалы по геологии Северо-Востока, вып. 4.
- Устиев Е. К.* 1959. Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— Сов. геол., № 3.
- Устиев Е. К.* 1963. Охотский структурный пояс и проблемы вулкано-плутонических формаций.— В кн.: Проблемы магмы и генезис изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР.
- Устиев Е. К.* 1964. Проблемы вулкано-плутонических формаций и связанных с ними рудных месторождений.— В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский.
- Фогельман Н. А.* 1964. Эксплозивно-инъекционные золотоносные брекчии Ильинского месторождения в Забайкалье.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 34, вып. 2.
- Яковлева Е. Б.* 1967. Геолого-петрографическая характеристика автомагматических брекчий.— В кн.: Вулканогенные породы и методы их изучения. М., «Недра».

## ПЕРМСКИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ

Период времени, отвечающий позднему палеозою и раннему мезозою в Монголии и на смежных с ней территориях Советского Союза, отмечен крупными тектоническими преобразованиями. Они привели к завершению процесса формирования структур, соответствующих герцинской эпохе складчатости, и к начальным фазам развития мезозойских структур, сыгравших огромную роль в формировании металлогенического облика обширных пространств Монголии и Забайкалья. Этот важный рубеж в истории геологического развития Центральной Азии отмечен значительной активизацией магматической деятельности, в частности, бурными проявлениями вулканизма.

Несмотря на широкое развитие и практическую ценность вулканогенных образований верхнего палеозоя — нижнего мезозоя, с которыми в Монголии связаны рудопроявления золота, молибдена и других металлов, они характеризуются недостаточной изученностью стратиграфии, тектоники и в особенности вещественного состава.

Настоящая статья посвящена характеристике главным образом пермских вулканогенных образований Центральной Монголии, а также проявлению триасового кислого экструзивного вулканизма, которые пространственно в некоторых случаях тесно связаны с пермскими вулканическими полями.

Общеизвестны и, по-видимому большинством исследователей приняты представления о значительной фациальной изменчивости вулканических серий и вероятно необходимость крайне осторожного использования в корреляционных целях признаков их состава. При отсутствии, как правило, достаточной палеонтологической характеристики таких серий создаются значительные трудности для палеовулканологических исследований на большой площади. Поэтому, чтобы получить представление о характерных для пермского времени вулканических проявлениях, были выбраны геологически и стратиграфически определенные объекты в пределах главных вулканических зон Центральной Монголии — Орхон-Селенгинского и Предхэнтэйского прогибов. В результате детального изучения этих объектов была получена характеристика пермских вулканических ассоциаций Центральной Монголии. Распределение этих ассоциаций в пределах Монгольской Народной Республики подчиняется известной закономерности, установленной прежними исследованиями Р. А. Хасина, Н. А. Маринова и других геологов.

Главная масса пермских вулканогенных пород сосредоточена в пределах областей, продолжающих в юго-западном направлении крупные структурные зоны, сравнительно полно изученные на территории СССР. Первая из них, северная, следует от верховий Амура и долин рек Шилки и Ингоды вдоль долины р. Чикой к границам Монголии, где эта зона продолжается в виде вытянутого почти в широтном направлении Орхон-Селенгинского прогиба. На западе названного прогиба рассматриваемая зона, по-видимому, не прекращается, а следует вдоль системы разломов далее на запад, в общем по направлению к озеру Убса-Нур. Эта крупная Монголо-Охотская тектоническая зона на территории СССР отделяет варисские

(герцинские) и более молодые, мезозойские, складчатые структуры южных и юго-восточных областей от более древних, раннекаледонских или докембрийских, расположенных на севере и северо-западе. Именно к этой зоне приурочены области интенсивного прогибания, происходившего в конце палеозоя и начале мезозоя, установленные к югу от долины р. Чикой и в низовьях р. Онон и подтверждаемые распространением морских пермских, а далее на восток также морских триасовых отложений. Отдельные звенья рассматриваемой тектонической зоны кулисообразно подменяют друг друга на протяжении от верховий Амура до территории Монголии, но общее единство зоны подчеркивается не только соответствующим размещением ее вдоль границ, разделяющих разновозрастные структурные области, но и расположением приуроченных к ней верхнепалеозойских и нижнемезозойских прогибов.

Орхон-Селенгинский прогиб, расположенный на крайнем западе всей этой протяженной прогнутой зоны, занимает определенное место. Он отличается от прогибов, расположенных восточнее, свойственным ему комплексом континентальных осадков верхнего палеозоя — нижнего мезозоя, вследствие чего на западе сохраняются только обрывки континентальных отложений данного возраста, сопровождаемых вулканогенными породами, типичными для Орхон-Селенгинского прогиба. К востоку от последнего вулканическая активность среди синхронных образований прогнутой зоны была, по-видимому, менее значительной, а в ряде районов, вероятно, практически вообще не проявлялась (в частности, от низовий р. Онон на восток).

В среднем течении р. Ингоды Монголо-Охотская тектоническая зона на территории СССР разветвляется. Наряду с отмеченным выше ее продолжением на запад, которое сопровождается, по-видимому, кулисообразной подменной звена, отвечающего низовьям р. Ингоды, Ингодино-Чикойским звеном, появляется еще другая ветвь. Эта вторая ветвь четко прослеживается по данным детального изучения разломов в районе ст. Карымской (Лучицкий, 1940), круто поворачивает на юг и следует почти в меридиональном направлении, с небольшими отклонениями к юго-западу, вдоль восточных подножий Даурского хребта. Вдоль этой ветви тоже прослеживается зона раннемезозойских прогибов, установленная в Восточном Забайкалье уже давно И. В. Лучицким и А. А. Арсеньевым (Лучицкий, 1940, 1941). Рассматриваемая вторая ветвь Монголо-Охотской тектонической зоны по направлению к границам Монголии приобретает юго-западное направление, и с этим простиранием вступает на ее территорию, следуя долине р. Онон. На продолжении этой ветви Монголо-Охотской тектонической зоны расположены разобщенные поля распространения пермских и мезозойских отложений, тяготеющие к междуречью Онона и верховьев Керулена, которые сравнительно слабо изучены.

Более строго прослеживается на территории Монголии еще одна крупная тектоническая зона, известная под названием Центральной синклинали зоны Восточного Забайкалья (Лучицкий, 1953). Эта зона имеет строгое северо-восточное простирание и отличается некоторыми существенными характерными чертами строения. Во-первых, в ее пределах близ границ с Монголией наблюдаются мощные накопления пермских морских терригенных осадков, образующих крупный прогиб северо-восточного простирания. Во-вторых, внутри рассматриваемой зоны сосредоточены наиболее мощные толщи терригенных, тоже морских, юрских отложений. Эта зона в Восточном Забайкалье выделяется как наиболее прогнутая в позднем палеозое и раннем мезозое. Восточнее Агинского поля рассматриваемая прогнутая зона подходит к границам Монголии и следует далее на юго-запад к долине р. Керулен, вдоль которой тоже распространены прогибы, заполненные верхнепалеозойскими (пермскими) и мезозойскими осадочными и вулканогенно-осадочными толщами. На крайнем юго-западе этой зоны размещается крупный прогиб, известный под названием Пред-

хэнтэйского, сходный с Орхон-Селенгинским прогибом и так же как и последний характеризующийся распространением верхнепалеозойских и нижнепалеозойских вулканогенных толщ, ассоциирующих, в отличие от Восточного Забайкалья, с терригенными континентальными и очень редко с морскими отложениями.

Одной из наиболее интересных, вполне закономерных, по-видимому, черт в распределении верхнепалеозойских и нижнепалеозойских вулканических ассоциаций Монгольской Народной Республики, является та, которая определяет почти полное отсутствие соответствующего возраста вулканогенных пород на западе. Опираясь на существующие в настоящее время данные, можно достаточно определенно сказать, что такого возраста вулканогенные породы не распространяются сколько-нибудь существенно за пределы линии, следующей в северо-западном направлении примерно вдоль Хангайского хребта. Вдоль намечаемой, таким образом, северо-западной зоны отмечается общее расширение и, вероятно, наибольшее прогибание Орхон-Селенгинского и Предхэнтэйского прогибов.

### ОРХОН-СЕЛЕНГИНСКИЙ ПРОГИБ

Вулканическая зона Орхон-Селенгинского прогиба выделяется среди главнейших орогенных структур на всех схемах тектонического районирования Монголии и сопредельных областей (Амантов и др., 1968; Зоненшайн, 1968; Дергунов и др., 1971 и т. д.). Она расположена вдоль северного обрамления Хангай-Хэнтэйской варисской геосинклинальной зоны и представляет обширную наложенную впадину, заполненную так называемыми орогенными формациями карбона и перми.

Вулканогенные толщи Орхон-Селенгинского прогиба привлекают внимание многих исследователей, начиная с 20-х годов текущего столетия, когда стали поступать первые отрывочные сведения о распространении вулканических пород на этой территории. Долгое время этим толщам приписывался мезозойский, главным образом нижнетриасовый, возраст на основании литологического сходства с аналогичными толщами весьма отдаленных районов Южного Прибайкалья (Маринов, 1957; Васильев и др., 1959). Дальнейшие исследования Ю. Я. Петровича и В. А. Ботезату, опиравшиеся главным образом на материалы поисково-съёмочных работ, привели к созданию новой стратиграфической схемы, по которой возраст всех вулканогенных пород Орхон-Селенгинского прогиба определяется в интервале от среднего карбона до нижней перми включительно (Петрович, 1963). Основанием для этого послужили общегеологические соображения и находки флоры в туффитовой толще — одной из пяти свит, выделенной Ю. Я. Петровичем в осадочно-эффузивном комплексе северной части Монголии. Однако впоследствии выяснилась ошибочность этих стратиграфических представлений, и наряду с пермскими вулканогенными толщами в Орхон-Селенгинском прогибе вновь стали выделяться обширные поля триасовых и даже юрских вулканогенных пород.

Уточнение стратиграфической схемы позднего палеозоя и раннего мезозоя первоначально основывалось преимущественно на новых геологических данных и новой палеонтологической аргументации, полученных при ревизионных маршрутах 1963—1965 гг. В. А. Амантовым и Л. П. Зоненшайном.

В последние годы веские основания для выделения триасовых моласовых и вулканических толщ были получены в результате детальных исследований А. А. Моссаковского, Т. А. Грецкой и О. Томуртоого на юге Орхон-Селенгинского прогиба (междуречье Толы и Орхона). Здесь А. А. Моссаковским в сравнительно небольшой раннемезозойской впадине, возникшей на южном крыле Орхон-Селенгинского прогиба, были изучены и документированы новыми находками флоры терригенные триасовые отложения, а также выявлены главные особенности состава и строения

вулканогенных триасовых образований (Грецкая, Моссаковский, 1969). В результате сложилось представление о широком распространении в Орхон-Селенгинском прогибе пермских и триасовых вулканогенных толщ, возраст которых определяется находимой в них флорой и взаимоотношениями с палеонтологически охарактеризованными терригенными триасовыми и каменноугольными отложениями.

Тем не менее до последнего времени нет достаточно определенных (кроме самых общих) данных о формационном составе пермских и триасовых вулканических серий, об особенностях их внутреннего строения и фациальной изменчивости. В ряде случаев неясной остается граница между рассматриваемыми разнообразными отложениями, отсутствуют сформулированные хотя бы в общей форме критерии различия сходных петрографически, но разных по возрасту вулканических ассоциаций. Все это тормозит изучение стратиграфии и тектоники такого весьма перспективного в металлогеническом отношении района. Не приходится говорить о том, что совершенно отсутствуют петрохимические исследования вулканических серий, без чего их изучение нельзя считать полноценным.

### Строение разрезов пермской вулканической серии

Пермские вулканические толщи широко распространены в северной части Орхон-Селенгинского прогиба. Они прослеживаются почти непрерывной полосой от отрогов Хангайского нагорья в северо-восточном направлении, где участвуют в строении междуречья Селенги и Орхона, часто заходя на левый берег р. Селенги. На западе прогиба их выходы образуют более обширные вулканические поля, расширяя область распространения пермских вулканогенных пород к северу в район г. Мурэна и к югу по р. Хануй-Гол. К северо-востоку полоса их выходов постепенно сужается, уступая место вышележащим триасовым вулканическим толщам.

Строение пермской вулканической серии было изучено в западной части прогиба в бассейне р. Хануй-Гол и примерно в центральной части пермской полосы к северо-востоку от сомона Бугут по р. Хучжирыйн-Гол — правому притоку р. Селенги.

В бассейне р. Хануй-Гол наблюдается наиболее полный разрез пермской вулканической серии. Возраст этой серии помимо общего положения в разрезе определяется находками флоры в различных горизонтах вулканогенно-осадочных пород средней части пермского разреза. Эта часть разреза, выделенная ранее под названием «туффовая толща», характеризуется выдержанностью по простиранию и обнаруживает изменения лишь в соотношении осадочных и вулканогенных пород. Таким образом, рассматриваемая часть разреза является прекрасным маркирующим элементом, который к тому же в ряде пунктов содержит обильную ископаемую флору. Находки флоры известны по данным А. А. Моссаковского в «туффитовой толще» изученного нами разреза р. Хануй-Гол; эта флора обнаружена восточнее тракта Булган — Мурэн на продолжении туффитовой толщи и к северо-востоку от него в вулканогенно-осадочных породах левого берега р. Харанаин-Гол — правого притока р. Селенги. Первоначально флора была найдена Ю. Я. Петровичем, а затем А. А. Моссаковский и Т. А. Грецкая провели дополнительные сборы, изученные С. В. Мейеном. Определения С. В. Мейена показали, что в этой флоре имеются формы, характерные для нижнепермских отложений Северной Евразии: *Pecopteris* sp., *Rufloria* cf. *intermedia* (Radcz) S. Meyen, *R. cf. derzavini* Neub., *Cordaites* cf. *singularis* (Neub.) S. Meyen.

Еще далее на северо-восток в этой же полосе вулканогенно-осадочных пород к северо-востоку от аймака Булган нами впервые в 1969 г. была собрана пермская флора.

Возвращаясь к хануйгольскому разрезу пермской вулканической серии следует отметить, что здесь в 100 км к западу от аймака Булган,

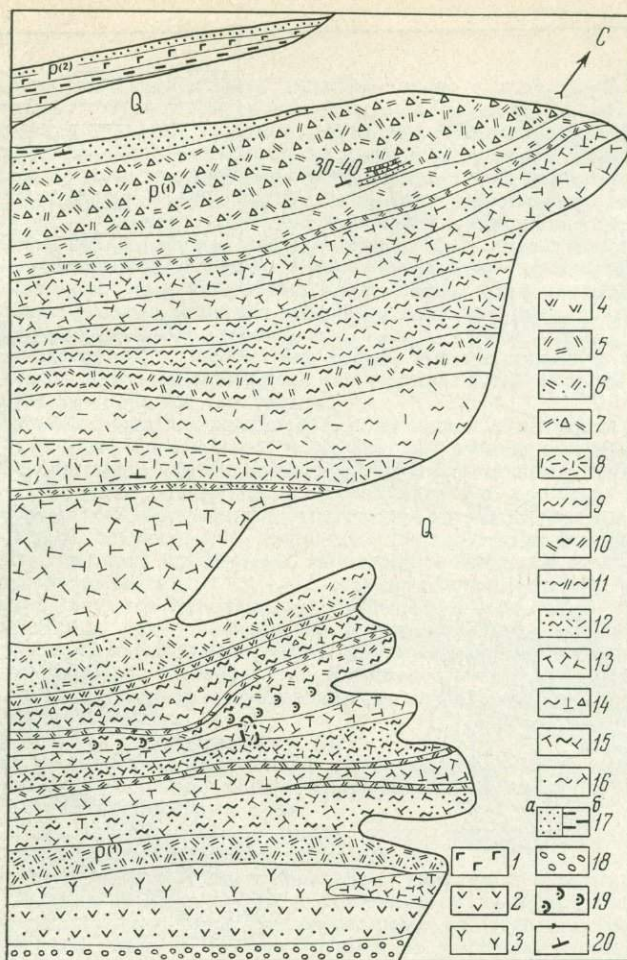


Рис. 1. Схема геологического строения пермского трахилипаритового массива р. Хануй-Гол в районе горы Хусутай-Обо (составила В. В. Кежежинская, 1969)

1 — базальтовые лавы; 2 — андезитовые туфы; 3 — трахиандезитовые лавы; 4 — андезиодацитовые лавы; 5 — дацитовые лавы; 6 — дацитовые туфы; 7 — дацитовые туфовые брекчи; 8 — липаритовые лавы; 9 — липаритовые игнимбриты; 10 — дацитовые игнимбриты; 11 — дацитовые игнимбриоподобные туфы; 12 — липаритовые игнимбриоподобные туфы; 13 — трахилипаритовые лавы; 14 — трахилипаритовые игнимбриовые брекчи; 15 — трахилипаритовые игнимбриты; 16 — трахилипаритовые игнимбриоподобные туфы; 17 — песчаники (а), туфовые аргиллиты (б); 18 — конгломераты; 19 — туфовые песчаники; 20 — элементы залегания

непосредственно к югу от сомона Байя-Агт по берегам р. Хануй-Гол обнаружены трахилипаритовые и базальтовые породы. Наряду с подчиненными им туфогенно-осадочными и осадочными образованиями они составляют мощный разрез пермских вулканогенно-осадочных образований. Это своеобразная ассоциация кислых и основных пород почти лишена пород промежуточного состава — андезитов. Рассматриваемая ассоциация характеризуется четким трехчленным строением, обусловленным присутствием трахилипаритовых и липаритовых пород в нижней части, а базальтовых лав в верхней части разреза. Средняя его часть представлена тонкослойной толщей часто чередующихся базальтовых лав, туфов, туфогенно-осадочных и терригенных пород.

Вулканогенные породы всех трех частей пермского разреза образуют удивительно выдержанную моноклираль с общим широтным и субширотным простиранием пород и падением на север (рис. 1). В основании этой

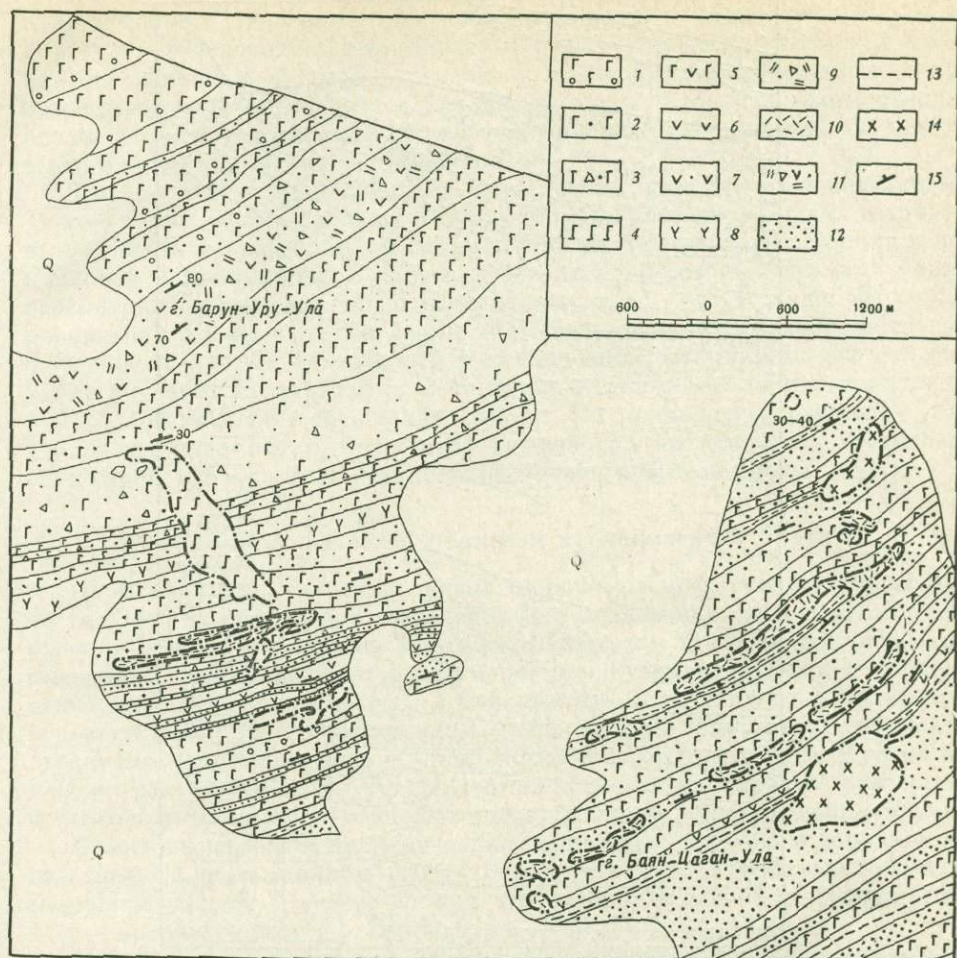


Рис. 2. Схема геологического строения пермского базальт-трахибазальтового вулканического массива р. Хануй-Гол в районе сомона Баян-Агт (составила В. В. Кеппинская, 1969)

1 — базальтовые лавы, миндалекаменные базальтовые лавы; 2 — базальтовые туфы; 3 — базальтовые туфовые брекчи; 4 — ортоклазовые базальтовые лавы (трахибазальты); 5 — андезит-базальтовые лавы; 6 — андезитовые лавы; 7 — андезитовые туфы; 8 — трахиандезитовые лавы; 9 — дацитовые туфовые брекчи; 10 — липаритовые лавы; 11 — андезит-дацитовые туфовые брекчи; 12 — песчаники; 13 — туфовые аргиллиты; 14 — габбро-монциты; 15 — элементы залегания

последовательности углы падения слоев пологие, иногда наблюдается почти горизонтальное залегание пород, но чаще отмечаются северные падения под углом от 20 до 35—40°. На север и вверх по разрезу наклон слоев увеличивается, а в верхней базальтовой части разреза, особенно вблизи разлома, который обрывает пермский разрез, он становится весьма значительным.

Нижняя, кислая часть разреза пермских вулканических пород правого берега р. Хануй-Гол, где они участвуют в строении гряды с вершиной Хусутай-Обо. В 5,5 км к северо-востоку от этой вершины на конгломератах, туфовых песчаниках, туфах и лавах среднего состава общей мощностью около 300 м, составляющих, как это установлено А. А. Моссаковским, основание пермского разреза (рис. 2, колонка 1) согласно лежат (снизу вверх):

- |     |   |     |
|-----|---|-----|
| 1)  | липаритовые и трахилипаритовые пепловые туфы с характерными осколками розовато-бурых кристаллов калиевого полевого шпата и кислого плагиоклаза; этим породам подчинены литокластические туфы, содержащие, наряду с осколками щелочных полевых шпатов, обломки кислых, реже андезитовых, существенно полевошпатовых лав; туфы чередуются с туфовыми брекчиями; пирокластическая пачка четко стратифицирована; в ней отмечаются единичные горизонты и линзы лейкократовых трахилипаритовых и андезито-дацитовых лав; характерным элементом пирокластических накоплений служат трахилипаритовые игнимбриты, обломочные компоненты которых включают розовые таблички калиевого полевого шпата и плагиоклаза и лавовые обломки размером от 0,5 см до нескольких сантиметров; в игнимбритах, в отличие от туфов, эти кристаллы и обломки расположены субпараллельно и подчеркивают текстуру течения, свойственную породам такого типа . . . . . | 200 |
| 2)  | трахилипаритовые лавы, окрашенные в коричневые с розовым оттенком тона; отмечаются афировые и порфиновые разновидности, последние с буроватыми целитизированными фенокристаллами калиевого полевого шпата и олигоклаза; особенностью лав является их лейкократовый состав, связанный с отсутствием цветных минералов; в редких случаях встречаются единичные вкрапленники биотита; размер полевошпатовых порфиновых выделений колеблется от микрокрупнейших до таблиц (0,5 × 1 — 2 мм); в отдельных горизонтах породы характеризуются щелевидными пустотами и полостями длиной до 5 см длины, ориентированными субпараллельно; в верхних лавовых горизонтах наблюдаются реликты обломочной структуры игнимбритового типа; это указывает на возможность того, что часть лав может оказаться перекристаллизованными игнимбритами . . . . .  | 50  |
| 3)  | дацитовые афировые лавы . . . . .   | 10  |
| 4)  | туфовые алевриты светло-зеленого цвета . . . . .  | 10  |
| 5)  | липаритовые пепловые туфы зеленого цвета с осколками розовых табличек калиевого полевого шпата и кислого плагиоклаза . . . . .  | 10  |
| 6)  | дацитовые игнимбритоподобные туфы . . . . .   | 150 |
| 7)  | трахидацитовые перекристаллизованные лавы кирпично-красного цвета, местами с многочисленными пустотами . . . . .  | 10  |
| 8)  | трахилипаритовые игнимбриты, изобилующие, наряду с ориентированными осколками розовых табличек олигоклаза и калиевого полевого шпата, субпараллельными линзообразными включениями темноокрашенных лав кислого состава (размер от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров); часто наблюдаются характерные для игнимбритов пламевидные включения лав; нижняя часть игнимбритовой пачки сложена пепловыми туфами с алевритовой примесью полевошпатовых осколков; туфы не обнаруживают ни признаков спекания, ни следов течения . . . . .  | 100 |
| 9)  | трахидацитовые афировые лавы, неясно флюидальные, местами с параллельно ориентированными пустотами . . . . .  | 30  |
| 10) | трахитовые андезито-дацитовые лавы темно-серого цвета, с редкими фенокристаллами андезина . . . . .   | 40  |
| 11) | трахилипаритовые лавы с фенокристаллами калиевого полевого шпата и кислого плагиоклаза; лавы окрашены в коричневые с лиловым оттенком тона . . . . .  | 40  |
| 12) | липаритовые пепловые туфы зеленого цвета с иголками плагиоклаза и реже калиевого полевого шпата, а также светлоокрашенные, почти белые пепловые туфы без осколков полевошпатовых кристаллов; вверх по разрезу они переходят в трахилипаритовые игнимбриты, которые в отличие от игнимбритов нижних горизонтов содержат очень мало лавовых включений и переполнены осколками полевошпатовых кристаллов; по своим структурно-текстурным особенностям они — наиболее типичные представители этого типа пород; в пирокластической пачке отмечены горизонты дацитовых туфовых брекчий . . . . .  | 50  |
| 13) | трахилипаритовые игнимбриты, аналогичные породам пачки 8 . . . . .  | 10  |
| 14) | трахилипаритовые игнимбриты, как правило, сильно перекристаллизованные, в отдельных горизонтах превращенные в реоигнимбриты, трахилипаритовые туфы и туфовые брекчии . . . . .  | 200 |
| 15) | андезито-дацитовые афировые лавы темно-коричневого цвета, существенно полевошпатовые, лейкократового типа . . . . .   | 10  |
| 16) | трахилипаритовые лавы коричневые, светлоокрашенные на выветрелой поверхности, с полевошпатовыми вкрапленниками . . . . .  | 300 |
| 17) | трахилипаритовые туфы зеленого цвета, аналогичные туфам пачки 12 . . . . .  | 10  |
| 18) | липаритовые лавы розового и коричневого цвета, тонкофлюидальные,  |     |

	местами брекчированные, со 100-метровым горизонтом трахилипаритовых лав, аналогичных пачке 16 в средней части . . . . .	220
19)	липаритовые игнимбриты с крупными (до 5 см) обломками подстилающих лав и с осколками кристаллов кварца, калиевого полевого шпата и плагиоклаза; среди них отмечаются горизонты кварцевых липаритовых туфов и фельзитовых трахилипаритовых лав . . . . .	300
20)	липаритовые игнимбриты, отличающиеся от трахилипаритовых лав присутствием среди крупнообломочной фракции, наряду с полевошпатовыми обломками, кристаллов кварца . . . . .	150
21)	липаритовые лавы темно-коричневого цвета с фенокристаллами кварца, калиевого полевого шпата, олигоклаза, местами тонкофлюидальные . . . . .	150
22)	дацитовые литокластические туфы, трахилипаритовые игнимбритоподобные туфы и пепловые туфы с горизонтами липаритовых лав, афировых, фельзитового сложения, и трахилипаритовых туфовых брекчий . . . . .	200—300
23)	туфовые брекчии смешанного состава, с пепловым цементом и обломками основных и кислых лав и кристаллов полевых шпатов; отмечаются прослойки слоистых туфов и туфовых песчаников . . . . .	300

Общая мощность разреза нижней трахилипаритовой толщи пермской вулканической серии приблизительно равна 3000 м.

Туфовые брекчии и туфы пермской трахилипаритовой толщи согласно перекрыты туфогенно-осадочной толщей пермского же возраста, которая составляет среднюю часть разреза пермской вулканогенно-осадочной серии. Наиболее полный разрез этой толщи наблюдается не непосредственно на продолжении разреза трахилипаритовой толщи, а северо-восточнее, по правому берегу р. Хануй-Гол, в 5 км к северо-востоку от сопки Баян-Цаган-Ула (см. рис. 2). Послойный разрез вулканогенно-осадочной толщи нецелесообразно делать, ибо он состоит из незакономерного чередования примерно одних и тех же пород. Это тонкослоистая, четко стратифицированная толща, состоящая из чередующихся пачек базальтовых пепловых туфов, очень тонкозернистых, имеющих в разрезе вид осадочной породы, базальтовых зернистых кристаллолитокластических туфов, туфовых песчаников и туфовых алевролитов, которые переслаиваются с пироксен-плагиоклазовыми базальтовыми лавами, трахибазальтовыми лавами и кварцсодержащими разновидностями пироксен-плагиоклазовых базальтовых пород. В некоторых горизонтах встречены пойкилофитовые базальтовые лавы с зеленым биотитом. Соотношения между отдельными типами пород изменчивы, вследствие чего наблюдаются переходы от разрезов с преобладанием туфов и туфовых песчаников и алевролитов (такие толщи выделяются под названием «туффитовых») до разрезов с весьма значительным объемом базальтовых лав. В разрезе выявлены тела неправильной формы и силлы габбро-монцонитов.

Примерная суммарная мощность средней туфогенно-осадочной толщи — 1500—2000 м. На рис. 3 эта часть разреза помечена пачкой 24 в колонке 1.

Верхняя часть пермского разреза, представленная базальтовой толщей, прослеживается по левому берегу р. Хануй-Гол, к югу от сомона Баян-Агт, и составляет непосредственное продолжение разреза средней туфогенно-осадочной толщи.

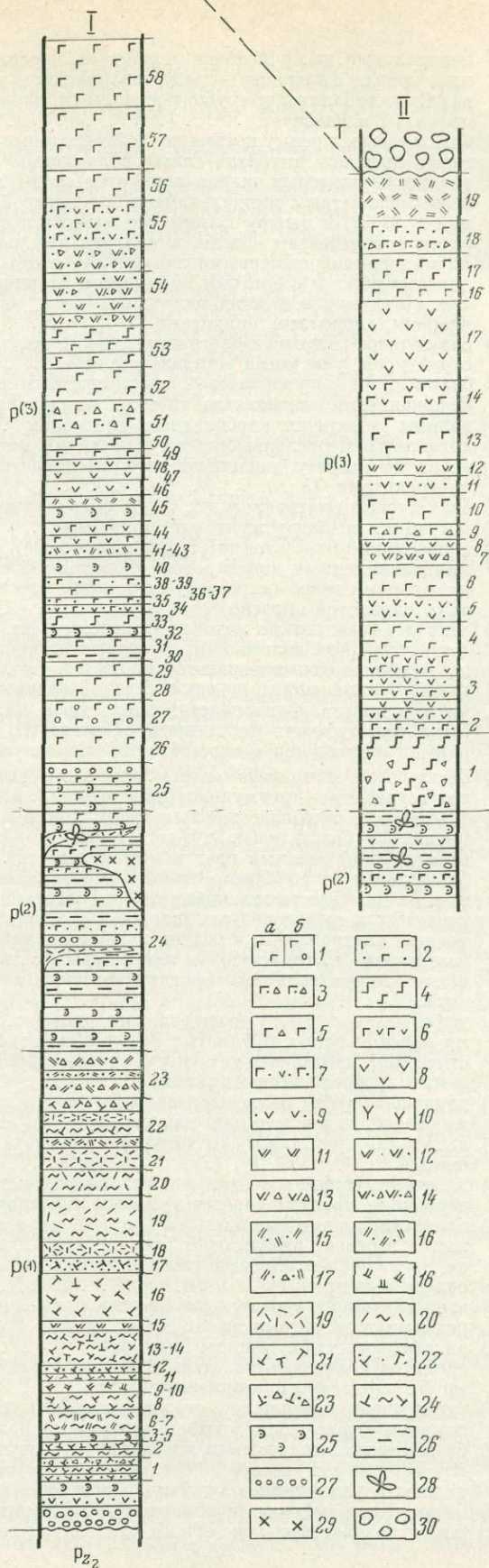
В отличие от согласного, но литологически резкого контакта между нижней трахилипаритовой и средней туфогенно-осадочной толщами граница между туфогенно-осадочной и верхней базальтовой толщами условна. В 4 км к югу от горы Барун-Уру-Ула (1613. 8 м) в обрывах левого берега р. Хануй-Гол снизу вверх обнажаются (см. рис. 2):

25)	базальтовые лавы, туфы и туфовые песчаники, часто переслаивающиеся . . . . .	300
26)	базальтовые лавы афировые, реже порфировые, с фенокристаллами плагиоклаза; они образуют серию потоков. мощностью от 3 до 10 м;	

Мощность, м

Рис. 3. Разрезы пермской вулканической ассоциации Орхон-Селенгинского прогиба

- 1а — базальтовые лавы,  
 1в — миндалекаменные базальтовые лавы;  
 2 — базальтовые туфы;  
 3 — базальтовые туфовые брекчи;  
 4 — ортоклазовые базальтовые лавы (трахибазальты);  
 5 — лавовые брекчи ортоклазовых базальтов;  
 6 — андезито-базальтовые лавы;  
 7 — андезито-базальтовые туфы;  
 8 — андезитовые лавы;  
 9 — андезитовые туфы;  
 10 — трахиандезитовые лавы;  
 11 — андезито-дацитовые лавы;  
 12 — андезито-дацитовые туфы;  
 13 — андезито-дацитовые лавовые брекчи;  
 14 — андезито-дацитовые туфовые брекчи;  
 15 — дацитовые лавы;  
 16 — дацитовые туфы;  
 17 — дацитовые туфовые брекчи;  
 18 — трахидацитовые лавы;  
 19 — липаритовые лавы;  
 20 — липаритовые игнимбриты;  
 21 — трахилипаритовые лавы;  
 22 — трахилипаритовые туфы;  
 23 — трахилипаритовые туфовые брекчи;  
 24 — трахилипаритовые игнимбриты;  
 25 — туфовые песчаники;  
 26 — туфовые аргиллиты;  
 27 — конгломераты;  
 28 — местонахождения флоры;  
 29 — габбро-диориты монцонитового типа;  
 30 — туфовые конгломераты и брекчи



	центральные части потоков зернистые, хорошо раскристаллизованные, кровля и подошва — полустекловатые; в кровле потоков наблюдаются миндалины и трубчатые полости, заполненные карбонатами, пренитом и альбитом	200
27)	базальтовые, преимущественно лейкократовые (почти без вкрапленников цветного минерала) лавы, обладающие шаровым строением; размер базальтовых шаров варьирует от 10 до 50 см; характерна полустекловатая с миндалекаменной текстурой лавовая корка, шириной до 3 см; к центру количество миндалин сначала увеличивается, затем они исчезают совсем, и центральная часть шаров представлена массивными афировыми лавами; это интерсертальные и гиалонилитовые породы с богатым комплексом вторичных минералов, развитых по стеклу и в миндалинах: пренитом, карбонатами, альбитом, кварцем, хлоритами, эпидотами	200
28)	базальтовые пироксен-плагноклазовые лавы с четкой порфировой структурой, участками миндалекаменные	50
29)	базальтовые плагноклазовые лавы лилового цвета, с таблитчатыми фенокристами плагноклаза, типична миндалекаменная текстура; миндалины выполнены карбонатным минералом	100
30)	аргиллиты, переслаивающиеся с песчаниками зеленого цвета (5 м), вверх по разрезу сменяющиеся красноцветными тонкослоистыми алевролитами (5 м)	100
31)	базальтовые плагноклазовые лавы, аналогичные породам пачки 28	100
32)	песчаники и алевролиты красноцветные	10
33)	андезиновые базальтовые (трахибазальтовые) лавы сиреневого цвета, миндалекаменные, порфировые; фенокристы сложены андезином и пироксеном; вверх по разрезу сменяются массивными афировыми лавами пятнистой окраски	100
34)	андезито-базальтовые литокластические туфы, серые с зеленоватым оттенком; среди обломков преобладают миндалекаменные существенно полевошпатовые базальтовые лавы	50
35)	тонкослоистая пачка чередующихся базальтовых туфов, мелкообломочных кристаллолитокластических туфов пироксен-плагноклазовых базальтов, туфовых песчаников, базальтовых туфовых брекчий; пирокластическая пачка окрашена в зеленоватые и бурые тона	50
36)	базальтовые миндалекаменные лавы и лавовые брекчии; в миндалинах встречается преимущественно пренит	10
37)	базальтовые литокластические туфы, тонкослоистые, с горизонтами пятнистых базальтовых туфов; туфовая пачка хлоритизирована, имеет общий зеленый цвет и весьма выветрелый облик	10
38)	базальтовые туфы бурого цвета, представляющие собой своеобразную разновидность шлаковых туфов, которые состоят из хлоритизированных и ожелезненных шлаков с ромбическим пироксеном и основным плагноклазом в редких вкрапленниках	10
39)	базальтовые плагноклазовые лавы, бурые, с лиловым оттенком; отмечаются миндалекаменные разновидности, в которых выполнены пренитом	20
40)	туфовые песчаники грязно-зеленого цвета, с отдельными горизонтами красноцветных пятнистых базальтовых туфов, литокристаллокластических, изобилующих обломками микролитовых лав с вкрапленниками пироксена и плагноклаза	100
41)	дацитовые туфы, щелочные, зеленого цвета, с редкими обломками лав и кристаллов кислого плагноклаза	1
42)	дацитовые кристаллотуфы тонкообломочные и тонкослоистые, серого цвета	10
43)	дацитовые туфы переотложенные, тонкослоистые, серого цвета, содержащие прослой черных туфовых аргиллитов	40
44)	андезито-базальтовые лавы лилового цвета; в основании пачки содержится горизонт базальтовых брекчий (10—20 м); верхняя часть пачки прорвана последними габброидными телами, породы которых сильно выветрелые	150
45)	слоистая пачка туфовых песчаников и андезито-дацитовых туфов, с редкими горизонтами андезитовых лав	150
46)	андезитовые туфы, тонкообломочные	100
47)	трахитовые андезитовые лавы лилового цвета с редкими таблитчатыми фенокристами олигоклаз-андезина	40
48)	туфы очень измененные, темноокрашенные, с многочисленными обломками существенно полевошпатовых миндалекаменных лав	50
49)	базальтовые лавы черного цвета, характеризующиеся микропорфировой структурой, которая обусловлена присутствием мелких лейстовидных вкрапленников андезип-лабрадора	80
50)	базальтовые туфовые брекчии и туфы с горизонтами калиевых афировых базальтовых лав; общий цвет пачки зеленовато-серый	70

51) базальтовые туфовые брекчии и туфы красноцветные, нередко по простиранию переходящие в зеленоцветные породы того же состава; обломки сложены почти исключительно базальтовыми лавами, туфами, изредка микродиоритами . . . . .	200
52) базальтовые афировые лавы, чередующиеся с порфировыми пироксен-плагиоклазовыми лавами . . . . .	200
53) базальтовые лавы, представленные темными, почти черными минда-лекаменными пироксеновыми базальтами, чередующимися с серыми калишпатсодержащими рогаобманковыми базальтами и афировыми трахитовыми пироксен-андезитовыми базальтами . . . . .	200—300
54) андезито-дацитовые туфовые брекчии и слоистые туфы светло-зеле-ной окраски; встречаются горизонты основных эпидотизированных туфов и альбитизированных кварцсодержащих андезито-базальтов	
55) андезито-базальтовые туфы с подчиненными горизонтами туфовых брекчий; общий цвет пачки буровато-лиловый; для всех пород харак-терно присутствие в обломках большого числа мелких лейстовидных оскольчатых кристаллов плагиоклаза; наблюдаются отдельные облом-ки пироксеновых андезито-базальтовых лав . . . . .	200—300
56) базальтовые пироксеновые лавы темно-серого цвета с единичными прослоями светлых кремнистых пород; в верхней части пачки отме-чен горизонт базальтовых туфов мощностью 10 м . . . . .	200
57) базальтовые пироксен-плагиоклазовые лавы темно-серого цвета, мес-тами миндалекаменные; вверху преобладают массивные породы; в отдельных горизонтах лавы обнаруживают шаровое строение . . . . .	300
58) базальтовые лабрадоровые крупнолейстовые лавы . . . . .	300

Суммарная мощность верхней базальтовой толщи оценивается пример-но в 4000 м. Однако следует указать, что она может быть несколько пре-увеличена за счет того, что в самых верхних горизонтах при приближении к разлому, ограничивающему моноклиальный блок перм-ских вулканогенных пород, в ряде пунктов наблюдаются крутые, почти вертикальные углы падения. Они были приняты во внимание при расчете мощностей, хотя не исключена возможность, что такие крупные падения относятся к локальным явлениям.

Общая мощность всего разреза пермской вулканогенной серии дости-гает 8000—9000 м, что указывает на значительную интенсивность процес-сов пермского вулканизма в Орхон-Селенгинском прогибе.

Анализируя приведенный разрез, необходимо отметить главные осо-бенности пермской вулканической ассоциации. Ее первой бросающейся в глаза особенностью является сочетание пород липаритового и трахили-паритового состава, с одной стороны, и базальтового состава, с другой. Породы промежуточного андезитового ряда практически отсутствуют. До 70% верхней базальтовой части разреза представлено базальтами, 10% — андезито-базальтами и только 20% приходится на андезиты и андезито-дациты, приуроченные к верхней части разреза. Средняя, вулканогенно-эсадочная, часть разреза пермской вулканогенной серии также характери-зуется присутствием производных базальтовой магмы. Поэтому контакт между нижней трахилипаритовой толщей и всей остальной базальтовой частью разреза резкий при совершенно согласном залегании тех и дру-гих пород.

Таким образом, в западной части Орхон-Селенгинского прогиба перм-ская вулканическая ассоциация представлена контрастным сочетанием кислых и основных пород, вызывающих известный интерес и в петрологи-ческом плане. Возможно, что эти породы были связаны с различными ис-точниками питания и являются производными трахилипаритовой и ба-зальтовой магм, но не исключены и другие толкования происхождения подобного типа ассоциаций.

Другая особенность пермской вулканической ассоциации бассейна р. Хануй-Гол — повышенная щелочность принадлежащих ей пород. Осо-бенно наглядно это можно видеть в нижней части разреза, где резко пре-обладают трахилипариты. Однако и в верхней «базальтовой» части раз-реза установлено появление трахибазальтовых лав, хотя они здесь усту-пают нормальным породам базальтового щелочноземельного ряда. Важно

также, что это не обычная, а относительно редко встречающаяся ассоциация калиевых субщелочных пород, особенно производных базальтовой магмы. Во всех трахитовых породах пермской вулканической ассоциации повышенная щелочность связана главным образом с повышенным содержанием  $K_2O$ . Минералогически это выражается в более высоком процентном содержании калиевого полевого шпата в липаритах и в появлении калиевого полевого шпата, скорее всего его высокотемпературной модификации — ортоклаза — в базальтах.

Среди производных трахилипаритовой магмы выявлены в значительном количестве игнимбриты, образующие мощные накопления особенно в верхней половине трахилипаритовой толщи. Не исключена возможность того, что часть лав, особенно их флюидальных разновидностей, относится к перекристаллизованным игнимбритам, так как в некоторых трахилипаритовых лавах обнаружены реликты структур, свойственных игнимбритам. В разрезе трахилипаритовой толщи, как это обычно наблюдается, преобладают пирокластические породы, в то время как в двух верхних толщах господствуют базальтовые лавы, а туфы и туфовые брекчии им подчинены. Среди базальтовых лав наблюдаются пачки лав с четко выраженным шаровым строением.

В целом пермская вулканогенно-осадочная серия четко стратифицирована даже в своих существенно вулканогенных разрезах.

В заключение необходимо отметить присутствие большого количества рвущих базальтовых тел, главная масса которых сосредоточена в средней туфогенно-осадочной толще. Эти тела своеобразны, сложены черными оливковыми базальтами, выделяющимися в поле по присутствию во вкрапленниках листочков бурого биотитоподобного минерала, образующих гомоосевые псевдоморфозы по оливину. Такие породы в общем не характерны для стратифицированного разреза «базальтовой» части пермской вулканической серии. Здесь же обнаружены мелкие гиабиссальные тела габбро-диоритов монцититового типа.

Выходы пермских вулканогенных пород с такими же субширотными простираниями прослеживаются, как уже было отмечено, на многие километры в северо-восточном направлении вдоль р. Селенги. В центральной части этого субширотного пермского поля, примерно в 150 км к северо-востоку от р. Хануй-Гол, нами был детально изучен еще один разрез пермской вулканогенно-осадочной серии. Пермские вулканогенные и осадочные породы здесь наблюдаются по берегам р. Селенги преимущественно в области ее правых притоков.

В бассейне р. Хучжирыйн-Гол, впадающей справа в р. Селенгу, к северо-востоку от аймачного центра Булган пермская вулканогенно-осадочная серия также имеет трехчленное строение. Слагающие ее породы образуют моноклиналь с общим падением на юг, осложненную многочисленными складками, которые особенно хорошо прослеживаются среди вулканогенных и осадочных пород «туффитовой» толщи. Породы нижней «кислой» части пермского разреза обнажаются на крайнем севере пермского поля, главным образом на левом берегу р. Селенги, и только узкой полосой заходят в область правобережья, что можно наблюдать в устье р. Хучжирыйн-Гол. Далее разрез надстраивается туфогенно-осадочной толщей («туффитовой»), которая в среднем течении р. Хучжирыйн-Гол в районе пос. Бугут сменяется верхней базальтовой толщей. Последняя в верховьях этой реки перекрыта триасовой трахиандезитовой толщей, содержащей мощные горизонты туфовых конгломератов и брекчий в основании.

Долина р. Хучжирыйн-Гол пересекает вкрест простирания пермскую и триасовую вулканогенно-осадочную серии и, казалось бы, является прекрасным объектом для составления их послойных разрезов (рис. 4). Однако в нижнем и среднем течении реки пермская серия на многих участках прорвана биотит-роговообманковыми гранитами, с которыми местами связана интенсивная турмалинизация пермских лав. В связи с этим в дан-

ном районе была изучена главным образом верхняя часть пермского разреза и отчасти средняя туфогенно-осадочная толща.

Туфогенно-осадочная толща в бассейне р. Хучжирыйн-Гол отличается от аналогичной толщи района р. Хануй-Гол значительно большим количеством терригенных пород. Наряду с туфами и базальтовыми лавами в ее строении принимают участие многочисленные прослои конгломератов, песчаников, алевролитов и туфовых песчаников. В верхних горизонтах этой толщи в среднем течении р. Хучжирыйн-Гол непосредственно выше устья ручья Могойн-Гол, впадающего в нее справа, на восточных склонах гряды, нами впервые в этом районе обнаружены два горизонта с обильной флорой, приуроченной к черным неяснослоистым туфовым аргиллитам, слагающим два пласта мощностью в 2 и 5 м. В составе этой ископаемой флоры по нашим сборам М. В. Дуранте определила: *Cordaites ex gr. gracilenta* (Gorel.) S. Meyen, *Cordaites* sp., *Rufloria ex gr. olzerassica* (Gorel.) S. Meyen, *Rufloria* sp. (с желобками «верхнепермского типа»), *Crassinervia* sp. (верхнепермского облика), *Lepeophyllum ex gr. acfaeonelloides* (Gein) Zal., *Tungussocarpus ex gr. tychtensis* (Zal.) Such., *Carpolithes* sp.

По заключению М. В. Дуранте, растительные остатки в обоих горизонтах достаточно однотипны. Комплекс видов характерен для верхней части нижнего подотдела верхней перми Тунгусского бассейна (целятнинская свита) и Кузбасса (верхняя половина кузнецкой — ильинской свиты). Дуранте отмечает, что подобный же растительный комплекс известен в Центральном Хангае и что в целом такие местонахождения принадлежат выделяемому ею мурэнгольскому флоростратиграфическому горизонту.

Переход от средней туфогенно-осадочной толщи пермского разреза к верхней базальтовой толще такой постепенный, как и в районе р. Хануй-Гол. Базальтовые лавы сначала появляются в виде отдельных маломощных горизонтов в туфогенно-осадочной толще, затем образуют пачки мощностью до 100 м и, наконец, окончательно вытесняют терригенные породы из разреза. Послойное описание верхней базальтовой толщи приводится ниже. На участке, где наблюдается этот контакт, на восточных склонах гряды (левый берег р. Хучжирыйн-Гол) породы падают на юго-восток под углом 60°. К югу и вверх по разрезу углы падения выстилаются до 30—20°. На аргиллитах с флорой снизу вверх по разрезу наблюдается следующая последовательность пород:

Мощность, м

- |   |         |
|---|---------|
| 1) ортоклазовые андезин-лабрадоровые базальтовые лавы лейкократовые (существенно полевошпатовые), темно- и светло-серые; в них присутствует большое количество фенокристаллов андезин-лабрадора, слагающих либо широкопластинчатые порфириновые выделения, либо серии субпараллельных игольчатых микролитов; порфириновые светлоокрашенные породы чередуются с темными, почти черными, афировыми базальтами; отдельные участки сложены базальтовой лавовой брекчией . . . . . | 500     |
| 2) базальтовые туфы зелено-серые, с хорошо заметными осколками полевошпатовых фенокрист и микролитовых лав . . . . .  | 30      |
| 3) андезито-базальтовые лавы, темно-серые, с характерными широкопластинчатыми выделениями андезина; в лавах присутствуют прослои и линзы бурых андезитовых туфов и афировых андезитовых лав . . . . .   | 400—500 |
| 4) базальтовые порфириновые лавы, светло-серые, отличающиеся обильными (до 30%) фенокристами плагиоклаза . . . . .  | 200     |
| 5) андезитовые туфы зеленовато-серого цвета, с обломками андезитовых и андезито-базальтовых лав . . . . .   | 150     |
| 6) базальтовые лавы темноокрашенные, в отдельных участках интенсивно эпидотизированные . . . . .  | 200     |
| 7) андезито-дацитовые лавовые брекчии, светлоокрашенные . . . . .   | 70—100  |
| 8) андезитовые порфириновые лавы с обильной вкрапленностью пирита; фенокристаллы сложены олигоклазом и андезином . . . . .  | 50      |
| 9) базальтовые лавовые брекчии . . . . .  | 100     |
| 10) базальтовые лавы темно-серые, с зеленоватым оттенком и серые; афировые породы чередуются с порфириновыми, вкрапленники которых представлены только лабрадором . . . . .   | 200     |

11) андезитовые зернистые и пепловые туфы черного цвета; преобладают кристаллокластические зернистые туфы . . . . .	100
12) андезито-дацитовые и дацитовые лавы с редкими игольчатыми фенокристаллами, а в отдельных горизонтах с многочисленными широкотабличчатыми вкрапленниками среднего плагиоклаза . . . . .	100
13) базальтовые лавы, темно-серые, порфировые; наряду с фенокристаллами плагиоклаза встречаются псевдоморфозы хлорита и эпидота по вкрапленникам цветного минерала; породы имеют зеленокаменный облик . . . . .	300
14) андезито-базальтовые лавы и лавовые брекчии, чередующиеся с прослоем черных пепловых туфов . . . . .	200
15) андезитовые порфировые лавы темноокрашенные; характерно присутствие широкотабличчатых вкрапленников плагиоклаза; в эндоконтакте с биотит-амфиболитовыми гранитами лавы сроговикованы . . . . .	500
16) базальтовые лавы крупнопорфировые, отличающиеся присутствием крупных лейт плагиоклаза во вкрапленниках и псевдоморфозами по цветному минералу . . . . .	100
17) базальтовые афировые лавы, темно-серые, лавы прорваны многочисленными мелкими телами микрогранитов эффузивного облика; в микрогранитах и в лавах экзоконтакта наблюдается местами интенсивная турмалинизация . . . . .	200
18) базальтовые туфовые брекчии и базальтовые туфы с горизонтами афировых и порфировых базальтовых лав; в порфировых разновидностях отмечены преимущественно вкрапленники плагиоклаза и пироксеиа . . . . .	100—200
19) дацитовые темноокрашенные лавы с обильными порфировыми выделениями плагиоклаза . . . . .	300

Общая мощность верхней вулканогенной толщи пермского разреза около 4000 м. Выше с базальными конгломератами и брекчиями в основании, по-видимому с азимутальным несогласием, залегают вулканогенные породы триасовой ассоциации (см. рис. 4). Верхняя часть пермского разреза по р. Хучжирыйн-Гол сохраняет в целом основной состав и даже примерно такую же мощность, как и в верхней части этого разреза по р. Хануй-Гол, но имеет свои отличительные особенности. Во-первых, это почти исключительно лавовая толща, в которой широкотабличчатые породы играют резко подчиненную роль. Во-вторых, эта толща более пестрая по набору пород. Собственно, базальтовые породы слагают около 50% объема толщи; 20% приходится на андезито-базальты, а остальные 30% распределяются между породами андезитового и дацитового ряда. Хотя базальтовые и андезито-базальтовые лавы преобладают, более кислые дифференциаты образуют довольно значительную часть разреза и закономерно появляются в разных его частях. В-третьих, здесь сокращена роль трахитовых базальтовых пород. На протяжении всей мощной лавовой толщи ортоклазовые базальтовые лавы наблюдаются только в нижних частях ее разреза, локально, хотя и образуют относительно мощную 500-метровую пачку. Однако тот же калиевый характер субщелочных базальтовых лав сохраняется.

### Петрографический и петрохимический состав пермских вулканических пород

Состав продуктов пермской вулканической деятельности в Орхон-Селенгинском прогибе определен на основании петрографического изучения пород приведенных выше разрезов и данных петрохимического исследования, опубликованных в другой нашей работе (Кележинская, 1973). Там приведено 30 силикатных анализов, 10 из которых характеризуют верхнюю андезито-базальтовую толщу района р. Хучжирыйн-Гол, а остальные 20 — трахилипарит-базальтовую ассоциацию бассейна р. Хануй-Гол. Приводим очень сжатое описание главных типов вулканогенных пород пермской ассоциации Орхон-Селенгинского прогиба.

Базальтовая группа пород отличается известным разнообразием, которое наблюдается как в минеральном составе, так и в структурно-

текстурных свойствах. Минералогия базальтовых лав (и отчасти туфов) определяется сочетанием моноклинного пироксена и основного плагиоклаза, главным образом лабрадора и андезит-лабрадора. В некоторых базальтовых лавах р. Хануй-Гол наблюдается ортопироксен. В качестве конечных продуктов кристаллизации иногда в основной массе лав наблюдается кварц. В базальтовых лавах близповерхностных рвуциях тел появляется оливин, замещенный бовлингитом. Среди порообразующих минералов калиевых (трахитовых) базальтовых лав, кроме плагиоклаза и клинопироксена, присутствует бурая базальтическая и зеленая роговая обманка, а также калиевый полевошпат. Однако плагиоклаз базальтов часто представлен более кислой разновидностью, нередко андезитом, а клинопироксен отличается заметной окраской, хотя и не плеохроирует, как это наблюдается обычно в титан-авгитах.

Комплекс вторичных минералов включает хлорит, минералы группы эпидота, пренит, альбит и карбонаты. Особенно типичны сочетания пренит — альбит с карбонатными минералами, свойственные шаровым базальтовым лавам р. Хануй-Гол, где они наблюдаются как в миндалинах и полостях, так и в псевдоморфозах (пренит) по цветному минералу и стеклу. Часто отмечаются сосюритизированные агрегаты по плагиоклазу.

Базальтовые лавы, как правило, характеризуются порфировой структурой, хотя наблюдаются и афировые породы преимущественно среди лейкократовых существенно полевошпатовых базальтов и хорошо раскристаллизованных лав диабазового сложения. Фенокристы порфировых лав обычного базальтового состава с нормальным для щелочноземельных пород содержанием щелочей представлены плагиоклазом и моноклинным пироксеном. Широко развиты лейкократовые базальты, в которых присутствуют только порфировые выделения плагиоклаза. Они особенно часто встречаются в базальтовой пермской толще р. Хучжирийн-Гол. Значительно реже встречаются двушироксеновые лабрадоровые лавы с клино- и ортопироксеном во вкрапленниках, а также меланократовые пироксеновые породы, в которых обильные фенокристы сложены только моноклинным пироксеном, и плагиоклаз-пироксен-оливиновые лавы. Они более характерны для пермских базальтов р. Хануй-Гол.

Основная масса базальтовых лав обладает значительным структурным разнообразием. Присутствуют все разновидности базальтов — от витрофировых до полностью раскристаллизованных. В строении основной массы принимают участие плагиоклазы, клинопироксен, или один плагиоклаз, в редких случаях незначительное количество кварца (кварцсодержащие базальты). Соответственно наблюдаются витрофировые, гиалоцилитовые, пилотакситовые и особенно часто офитовые, гиалоофитовые, пойкилоофитовые, интерсертальные и интергранулярные структуры.

В шаровых базальтовых лавах р. Хануй-Гол основная масса представлена бурым измененным стеклом, в котором беспорядочно расположены отдельные тонкие (игольчатые), но очень длинные лейсты плагиоклаза («фиброкристаллы»). Текстура лав массивная и миндалекаменная, которая особенно характерна для шаровых базальтовых лав.

Вторичные процессы, связанные с замещением вкрапленников и стекла, крайне неравномерно проявлены в базальтовых породах, часто в пределах одного горизонта.

Калиевые базальтовые лавы, обладающие аномальной щелочностью главным образом за счет повышенного содержания  $K_2O$ , реже  $Na_2O$ , почти всегда характеризуются порфировой, часто крупнопорфировой структурой. По составу вкрапленников среди них выделяются плагиоклазовые лавы, пироксеновые и плагиоклаз-амфиболовые ортоклазсодержащие лавы. Фенокристы основного плагиоклаза обычно образуют каймой калиевого полевого шпата. Для основной массы трахибазальтовых лав типичны гиалопилитовая и офитовая структуры, причем в интерстициях наблюдаются выделения калиевого полевого шпата.

Базальтовые лавовые брекчии отличаются от описанных выше лав обломочной структурой. Это или взломанные лавы верхних частей лавовых потоков, или лавы, содержащие большое количество как правило родственных по составу обломков базальтов.

Базальтовые туфы представлены литокластическими, реже пепловыми породами. В пепловых туфах среди алевритовой обломочной фракции присутствуют все те минералы, которые встречаются во вкрапленниках лав.

Трахилипаритовая и липаритовая группа пород в противоположность базальтовой имеет бедную минералогию, но отличается разнообразием петрографических типов. Общей особенностью всех без исключения лав нормального и субщелочного состава является их лейкократовый характер. Нигде не отмечено появление цветных минералов за исключением редких случаев, когда наблюдаются единичные фенокристы биотита. Минеральный состав представлен сочетанием калиевого полевого шпата, кварца и кислого плагиоклаза, как правило олигоклаза.

Изменчивость в соотношениях между этими главными порообразующими минералами определяет распространение трахилипаритов, липаритов, которые, таким образом, имеют одинаковый качественный минеральный состав и тесно связаны парагенетически.

Липаритовые и трахилипаритовые лавы обладают порфировой структурой, обусловленной присутствием фенокристов калиевого полевого шпата и олигоклаза. Полевые шпаты пелитизированы (пелитизация наблюдается и по плагиоклазу). Их розовые таблитчатые порфиновые выделения в некоторых случаях ориентированы в одном направлении: они на темном или светлом буроватом фоне кислых лав создают характерный структурный рисунок этих пород.

В липаритах, наряду с полевошпатовыми вкрапленниками, наблюдаются крупные, часто бипирамидальные фенокристы кварца. Обычные для кислых лав явления оплавленности и коррозии кварцевых кристаллов в липаритах р. Хануй-Гол почти не наблюдаются. Основная масса кислых лав сложена фельзитовыми, микрофельзитовыми, сферолитовыми, но наиболее часто микропйкритовыми агрегатами. Последние характеризуются субпараллельным расположением микропйкритовых вростков полевого шпата внутри крупных изометрических зерен кварца, что нередко служит признаком вторичности микропйкритовых агрегатов, сформированных в процессе перекристаллизации стекла.

Липаритовые и трахилипаритовые туфы содержат мелкообломочную пепловую массу, в которой в зависимости от типа породы присутствуют порознь или вместе осколки кристаллов кварца, калиевого полевого шпата, плагиоклаза и кислых лав преимущественно фельзитового сложения.

Игнимбриты трахилипаритовые обладают минералогией трахилипаритовых лав и структурно-текстурированными особенностями этой своеобразной группы пород, которые в одних разновидностях легко и просто распознаются в поле, в других же обнаруживаются только при изучении пород под микроскопом. Среди игнимбритов р. Хануй-Гол встречены две разновидности. В одной из них обломочная фракция представлена почти исключительно кристаллами калишпата и плагиоклаза. Именно эти породы плохо диагностируются в поле, несмотря на флюидальную текстуру. Другие разновидности игнимбритов переполнены обломками кислых и микролитовых, видимо андезитовых и дацитовых лав, которые имеют различную, в том числе и пламевидную форму. Все обломки вытянуты по длинной оси, ориентированы в одном направлении и образуют узкие червеобразные с расщепленными концами срезы по вертикали и плоские лещковидные в плане. Основная масса игнимбритов — пепловая, крупнообломочная. Пепловые частицы собраны в субпараллельные потоки изгибающиеся вокруг обломков и обтекающие их, создавая четкий рису-

нок флюидалной текстуры пород, в которой тем не менее без труда распознается форма пепловых частиц и признаки обломочного строения. Эти структурные особенности подчеркиваются присутствием гидроокисей железа, неравномерно окрашивающих основную массу игнимбритов.

Игнимбриты липаритовые отличаются от трахилипаритовых присутствием кварца в крупных псевдофенокристаллах и меньшим количеством калиевого полевого шпата. Кроме того, среди них почти не встречаются разновидности «кристаллокластические», лишенные обломков лав. Эти породы обычно насыщены лавовыми обломками различной величины (до 8—10 см в редких случаях) и скорее напоминают игнимбритовые брекчии.

Группа пород промежуточного состава включает андезитовые, андезито-дацитовые и дацитовые разновидности, которые независимо от того, ассоциируют ли они с базальтовыми лавами верхней части пермского разреза или с липаритовыми и трахилипаритовыми лавами нижней части, имеют почти одинаковую минералогию и близкие структурные особенности. Как правило, все они очень мелкозернистые, исключительно полевошпатовые лейкократовые лавы, в которых в зависимости от номера плаггиоклаза выделяются более кислые дацитовые или андезитовые породы. Те и другие имеют сходную структуру основной массы. Поэтому в тонкозернистых лавах, где затруднена микроскопическая диагностика плаггиоклаза, без химического анализа их невозможно различить.

Андезитовые лавы порфировой структуры имеют фенокристаллы среднего плаггиоклаза, к которым в редких случаях присоединяется роговая обманка. Основная масса пород сложена пилотакситовыми, гиалоцилитовыми и крупномикролитовыми агрегатами.

Дацитовые лавы порфировой структуры содержат вкрапленники только плаггиоклаза, заключенные в фельзитовую, микропиклитовую и микролитовую массу. От липаритовых лав аналогичной структуры они отличаются отсутствием во вкрапленниках калиевого полевого шпата и кварца.

Необходимо подчеркнуть, что андезитовые и дацитовые дифференциаты пермских базальтовых и трахилипаритовых магм отличаются минералогической «бесцветностью» и однообразием структурных типов от весьма разнообразных и интересных в минералогическом отношении андезитовых лав триасовой вулканической ассоциации рассмотренных районов.

Результаты изучения пермской вулканической ассоциации Орхон-Селенгинского прогиба приводят к существенно иным, в сравнении с предыдущими исследованиями, выводам о составе продуктов пермской вулканической деятельности, о последовательности вулканических проявлений и об особенностях внутреннего строения пермских континентальных вулканогенно-осадочных толщ.

Основные представления о составе и строении пермской вулканогенно-осадочной серии, сложившиеся к настоящему времени, сводились к следующему. Пермская серия междуречья рек Толы, Орхона и Селенги сложена туффитами, андезитовыми порфиритами, туфонесчаниками и конгломератами, которые вверх по разрезу сменяются кислыми эффузивами (бескварцевыми порфирами) и кислыми туффитами (Амантов и др., 1966; Петрович, 1963).

Таким образом, сохраняется та же тенденция к выделению кислых эффузивов вверху и основных в нижней части разреза, хотя уже здесь, по данным Л. П. Зоненшайна и Ю. Я. Петровича, намечается трехчленное строение Хануйгольского пермского разреза и местами отмечается появление кислых эффузивов в низах разреза, а основных, наряду с кислыми, в верхах. Основные и средние породы, как правило, выделяются под общим названием порфириты без разделения на андезиты и базальты.

Совместные исследования в бассейне р. Хануй-Гол А. А. Моссаковского и наши установили новую последовательность пермских вулканогенно-осадочных толщ, в которой кислые вулканогенные породы образуют нижнюю часть пермского разреза с туфами и конгломератами в основании, а его верхняя часть сложена основными лавами. Детальное картирование участка, расположенного к югу от сомона, показало совершенно согласное налегание пермской туфогенно-осадочной толщи («туффитовой свиты») на трахилипаритовые и липаритовые образования нижней толщи. Одновременно был изучен постепенный переход вверх туфогенно-осадочной толщи в верхнюю базальтовую толщу.

Трехчленное строение пермской вулканогенно-осадочной серии наблюдается и в бассейне р. Хучжирыйн-Гол, с такой же приуроченностью кислых вулканогенных пород к нижней части, вулканогенно-осадочных и терригенных пород с растительными остатками к средней и основных вулканических пород к верхней части разреза.

Петрохимическое и петрографическое исследование пермских вулканогенных пород показывает, что в западной и северной частях Орхон-Селенгинского прогиба пермская континентальная вулканическая ассоциация отличается контрастным характером и состоит из трахилипаритовых и базальтовых пород. Наблюдается резкая смена химического состава вулканических продуктов в процессе эволюции пермского вулканизма. Породы промежуточного состава составляют ничтожный процент от общего объема вулканогенных образований и появляются преимущественно в самых верхах разреза как дифференциаты базальтовой магмы.

Пермский вулканизм начался мощными накоплениями пирокластических пород, среди которых широко распространены игнимбриты трахилипаритового и липаритового состава. Эксплозионный и игнимбритовый вулканизм сопровождался излиянием субщелочных и нормальных по щелочности кислых лав, часть из которых, однако, является, вероятно, перекристаллизованными игнимбритами. Подчиненную роль играют дацитовые лавы и туфы. Кварц-полевошпатовый минеральный парагенезис липаритов и трахилипаритов, лишенный цветных минералов в скольконибудь заметном количестве, указывает на лейкократовый характер кислых субщелочных пород пермской ассоциации.

Следующий затем этап вулканизма привел к формированию мощной серии пирокластических и лавовых пород базальтового состава. В подавляющей части это нормальный щелочноземельный ряд базальтовых пород, который, тем не менее, в отдельные периоды развития вулканической деятельности характеризовался появлением трахитовых, преимущественно калиевых, базальтовых лав. Наряду с плагиоклазовыми, пироксеновыми, плагиоклаз-пироксеновыми, двупироксеновыми и кварцсодержащими базальтовыми лавами пермская базальтовая серия включает соответственно ортоклазовые, андезитовые, лабрадор-пироксеновые ортоклазсодержащие и роговообманково-плагиоклазовые, а также ортоклазовые базальтовые породы. Среди экструзий установлены оливиновые базальты нормального по щелочности типа.

Сравнение разрезов пермской вулканической ассоциации в бассейнах рек Хануй-Гол и Хучжирыйн-Гол показывает, что на значительном расстоянии в пределах северной части Орхон-Селенгинского прогиба (150--200 км по простиранию) выдерживается трехчленный тип ее строения. При этом в общих чертах сохраняется и своеобразный формационный состав, определяемый сочетанием кислых и основных пород. Фациальные изменения связаны с тем, что в северо-восточном направлении увеличивается количество терригенного, часто грубообломочного материала в средней туфогенно-осадочной толще, изменяется соотношение между лавами и пирокластическими породами в сторону резкого преобладания первых в верхней базальтовой толще, а также среди продуктов базальтового вулканизма увеличивается количество андезитовых дифференциатов, хотя они по-прежнему подчинены базальтовым лавам.

Типичную черту пермской базальтовой серии составляет также присутствие шаровых базальтовых лав на западе по р. Хануй-Гол и более лейкократовый характер базальтов р. Хучжирыйн-Гол.

Отличительной особенностью химизма пермской липарит-базальтовой ассоциации Орхон-Селенгинского прогиба является субщелочной характер вулканогенных образований. Особенно ярко он выражен в нижней «кислой» части разреза, представленной трахилипаритовыми пгнимбри-тами и трахилипаритовыми лавами, среди которых присутствуют кварцевые липариты. В верхней базальтовой серии пород также отмечено появление трахитовых калиевых базальтовых лав, которые, однако, занимают подчиненное положение по отношению к нормальным щелочноземельным породам. Повышенная щелочность связана главным образом с аномально высокими содержаниями  $K_2O$ . При отсутствии регионального калиевого метасоматоза это дает основание считать отличительной петрохимической чертой пермской вулканической ассоциации Орхон-Селенгинского прогиба калиевую тенденцию как в производных кислых трахилипаритовых магмах, так и в продуктах базальтового вулканизма.

### ПРЕДХЭНТЕЙСКИЙ ПРОГИБ

Верхнепалеозойские образования Предхэнтейского прогиба обрамляют с юга Хангай-Хэнтейскую геосинклинальную варисскую зону и образуют обширную впадину, заполненную пермскими молассами и наземными эффузивами (Дергунов и др., 1974). Эта пермская впадина расположена в пределах Центрально-Монгольской геоантиклинальной зоны варисцид (Зоненшайн, 1968). Центральная часть этой впадины заполнена пермскими молассовыми накоплениями (Центрально-Монгольское поле), по периферии же в пределах крыльев этой структуры наблюдаются области широкого распространения вулканогенных толщ, возраст которых ранее считался в одних случаях верхнепалеозойским, в других — триасовым.

Проведенные нами палеовулканологические исследования отмеченных выше представлений не подтверждают и свидетельствуют о близком возрасте вулканических толщ этих районов (Кебезинскас и др., 1970). Стало известно, что как в пределах северного крыла Предхэнтейского прогиба, так и по его южной периферии вулканические толщи и липаритового и андезитового состава занимают приблизительно одинаковое стратиграфическое положение. На всех изученных участках (районы хр. Адациг, гор Саба-Ула и Баян-Ула к востоку от Дэлгэр-сомона, горы Цахир-ула и хр. Мандалыйн) вулканические образования перекрыты верхнепермской молассой и являющейся, таким образом, доверхнепермскими. Наблюдающиеся одновременно на некоторых из указанных участков явления фациального замещения вулканогенных образований осадочными породами, содержащими верхнекаменноугольную — нижнепермскую фауну (гора Цахир-Ула), и случаи согласного налегания вулканических толщ на терригенные породы с средне-верхнекаменноугольной фауной (гора Бор-Ондор-Обо в районе хр. Адациг) дают основание с большой долей вероятности считать их пермскими.

Калий-аргоновое датирование базальтов из района горы Цахир-Ула также подтверждает пермский возраст развитых здесь базальтов (Фирсов, Кебезинскас, 1970).

Вещественный состав и особенности внутреннего строения изученных пермских вулканических полей Предхэнтейского прогиба разнообразны. Наблюдаются сложные пространственные взаимоотношения между различными типами вулканогенных пород и резкая фациальная изменчивость их даже на весьма небольших расстояниях. Тем не менее, общей чертой верхнепалеозойской вулканической ассоциации Предхэнтейского прогиба можно считать резкое преобладание вулканогенных пород андезито-липа-

ритового ряда. Породы базальтового состава, как правило, не характерны для этих вулканогенных толщ, хотя их ограниченное распространение устанавливается на отдельных участках территории.

Анализ разрезов пермских вулканических толщ Предхэнтейского прогиба (Кебезинскас и др., 1970) показывает, что этот прогиб был асимметричен в отношении состава продуктов и особенностей проявления пермского вулканизма. На юге (хр. Мандалыйн) наибольшим распространением пользуются липаритовые лавы и туфы с подчиненным количеством андезитовых и андезито-дацитовых пород, хотя здесь наблюдается смена по простиранию кислых толщ существенно андезитовыми, причем на очень коротком расстоянии. Северо-западное крыло Предхэнтейского прогиба, наоборот, отличается подавляющим развитием продуктов андезитового вулканизма. Кислые породы весьма редко отмечаются в покровных андезитовых толщах пермских разрезов. Некоторые участки северной периферии прогиба характеризуются проявлениями пермского базальтового вулканизма, который на юге пока не отмечен.

Сравнительно плохая обнаженность препятствует выделению некой фации пермского вулканизма или каких-либо других вулканических аппаратов. Тем не менее можно наметить возможные центры извержений, анализируя состав и мощности вулканических продуктов. Один из таких центров извержений, вероятно, располагался в районе озера Шар-Дель-Обо вблизи хр. Адациг, где отмечаются мощные накопления глыбовых андезитовых туфовых и лавовых брекчий, сравнительно быстро выклинивающихся их разреза. На юге интерес в этом отношении вызывает северо-западная часть хр. Мандалыйн, характеризующаяся развитием липаритовых образований итгнимбритового генезиса.

Вещественный состав пермских вулканических пород Предхэнтейского прогиба испытывает вариации в пределах одного и того же петрографического типа на разных участках рассматриваемой территории. Так, кислые и андезитовые лавы южных районов отличаются более лейкократовым характером, в то время как те же типы пород на севере впадины имеют минеральные парагенезисы с широким участием цветных металлов, главным образом биотита и амфибола.

Таким образом, материалы, характеризующие геологические и петрохимические особенности пермского вулканизма в Предхэнтейском прогибе (Кебезинскас и др., 1970; Кебезинскас, 1973), определенно указывают на асимметрию этой структуры, которая может быть связана с различными причинами, в том числе с различным строением более глубоких горизонтов земной коры на разных участках.

Минеральные ассоциации изученных вулканогенных пород, как уже отмечалось, указывают на существование двух петрографических типов ряда андезит — дацит — липарит, имеющих различную пространственную приуроченность. По-видимому, эти особенности отражают различие в составе магматических расплавов, формирующих пермскую вулканогенную серию в разных частях Предхэнтейского прогиба. В то же время необходимо подчеркнуть, что для пермской вулканической ассоциации Предхэнтейского прогиба в целом характерен щелочно-земельный тип вулканогенных пород, и все вариации химизма вулканических пород не выходят за рамки этого типа.

#### АРЕАЛЬНЫЙ ТИП МЕЗОЗОЙСКОГО КИСЛОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ВУЛКАНИЗМА

Нижнемезозойские липаритовые и дацитовые секущие тела в изученных разрезах верхнепалеозойских и триасовых отложений Центральной Монголии обладают своеобразными формами залегания исключительно в виде мелких секущих (субвулканических) тел и экструзивных куполов, обычно не сопровождаемых покровами. Они отличаются широким пло-

щадным распространением и представляют многочисленные одноактные моногенные близповерхностные и поверхностные внедрения липаритовой магмы, типичные для ареального вулканизма вообще. Этот своеобразный тип кислого континентального вулканизма известен и в других регионах, в частности на Камчатке и в Средиземноморской провинции, где он также приурочен к этапам развития, чаще всего определяемым как орогенные этапы (Кежежинскас, 1971).

Изученные ареальные липаритовые поля приурочены к Орхон-Селенгинскому и Предхэнтейскому прогибам, в которых наблюдается широкое распространение верхнепалеозойских и нижнемезозойских формаций, сложенных вулканогенными, в меньшей степени терригенными породами. Липаритовые и дацитовые тела, отнесенные нами к проявлениям кислого ареального вулканизма, обычно наблюдаются в полях распространения пермских и триасовых базальтовых, андезитовых и липаритовых толщ и обнаруживают секущие контакты с вмещающими вулканогенными породами. Это наиболее молодые проявления позднепалеозойского — раннемезозойского вулканизма, не имеющие аналогов в стратифицированном разрезе пермо-триасовых отложений. Калий-аргоновая датировка липаритовых и дацитовых тел Предхэнтейского прогиба определяет их возраст в интервале 200—220 млн. лет (Фирсов, Кежежинскас, 1970), что согласуется с геологическими данными, свидетельствующими о прорывании этими телами пермских и триасовых вулканогенных толщ. В Орхон-Селенгинском прогибе липаритовые тела секут андезитовые и трахиандезитовые толщи триаса и являются, таким образом, наиболее поздними проявлениями триасового вулканизма.

Морфология кислых лавовых тел Центральной Монголии разнообразна. Размеры их также различны. Среди них можно выделить пластовые, согласные и резкосекущие тела. К первым относятся овальные линзообразные залежи, размером от 100 × 500 м и до 300 × 900 м, и типичные силы, протяженностью до 4—5 км, при мощности в 10—15 м; ко вторым — дайки, длиной в 200—500 м и мощностью в 1—5 м, а также изометрические тела от 100 до 1000 м в поперечнике.

Субвулканические тела сложены различными петрографическими разновидностями пород, принадлежащими ряду дацит — липарит. Внешний облик их разнообразен. Это преимущественно светлоокрашенные в розоватых и палевых тонах тонкофлюидальные и массивные вулканические породы, в основном афировые или с небольшим количеством полевошпатовых и кварцевых фенокрист, нередко крупносферолитовые. Реже встречаются разновидности невадитового типа, изобилующие вкрапленниками салических и фемических минералов. Наиболее типичны кварцевые липарито-дациты, липариты и липариты невадитового типа. Они характеризуются двумя типами минеральных ассоциаций: 1) кварц + калиевый полевоый шпат + плагиоклаз и 2) кварц + калиевый полевоый шпат + плагиоклаз + клинопироксен + биотит. Все минералы этих ассоциаций встречаются в виде фенокрист, а салические минералы к тому же участвуют в сложении основной массы пород, для которой типичны витрофировая, сферолитовая, фельзитовая, микропойкилитовая и реже микрогранитная структуры.

Петрохимический тип кислых продуктов ареального орогенного вулканизма Центральной Монголии определяется как щелочноземельная ассоциация с некоторой тенденцией к накоплению  $K_2O$  и  $SiO_2$  (Кежежинскас, 1971).

#### ОБЩИЕ СРАВНЕНИЯ

Изучение пермских вулканических ассоциаций Центральной Монголии приводит к выводу о существенных различиях в проявлениях пермского вулканизма в зависимости от их структурной приуроченности. Устанавливается, что две крупнейшие вулканические зоны Центральной

Монголии, пространственно совпадающие с Орхон-Селенгинским и Предхэнтейским прогибами, различаются по типу пермских вулканических ассоциаций и особенностям химизма вулканогенных пород.

Пермское время на севере Центральной Монголии в Орхон-Селенгинском прогибе было отмечено формированием главным образом контрастной трахилипарит-базальтовой (с трахибазальтами) вулканической ассоциации. Для кислой части характерно широкое развитие игнимбритов и щелочной уклон, связанный в основном с повышенным содержанием  $K_2O$  (трахилипариты, трахидациты). Базальтовая часть ассоциации включает породы нормальной щелочности и трахибазальтовые разности, в которых повышенная щелочность, как правило, также обусловлена аномально высокой калиестью. Устойчивая, выдерживающаяся на протяжении значительного отрезка времени калиевая тенденция в кислых и основных расплавах указывает на существование в пермское время в пределах Орхон-Селенгинского прогиба калиевой субщелочной вулканической провинции.

На юге Центральной Монголии — в Предхэнтейском прогибе — пермское время характеризуется широким развитием андезитового и липаритового вулканизма, продукты которого сформировали нормальные по щелочности андезитовые и липаритовые ассоциации щелочноземельного ряда. Вполне возможно, что контрастная трахилипарит-базальтовая (с трахибазальтами) ассоциация Орхон-Селенгинского прогиба и липаритовая и андезитовая ассоциации Предхэнтейского прогиба не строго синхронны. Последние более характерны для начала пермского этапа, а первые — для его конца. И тем не менее их строго различная пространственная локализация и приуроченность в целом к пермскому времени дает основание говорить о различных типах пермского вулканизма в Орхон-Селенгинском и Предхэнтейском прогибах и о существовании в Центральной Монголии в этот период геологического времени двух вулканических провинций: субщелочной калиевой на северо-западе и щелочноземельной на юге. Эти две различные пермские вулканические провинции разделялись областью варисцид Хангай-Хэнтейской зоны.

Наиболее вероятной причиной, во всяком случае одной из многих возможных причин возникновения провинциальных петрохимических различий в пермских вулканических ассоциациях Центральной Монголии могут оказаться различия в строении фундамента рассматриваемых вулканических зон и различия в составе соответствующих участков более глубоких оболочек Земли.

В триасе, во время проявления кислого ареального вулканизма, провинциальные петрохимические различия были выражены не столь резко. Липаритовые тела и Предхэнтейского и Орхон-Селенгинского прогибов характеризуются близким петрохимическим составом и близким химическим типом. Сглаживание петрохимических различий в период ареальных кислых излияний представляет собой, видимо, временное явление, ибо намеченные для пермского этапа петрохимические различия в проявлениях вулканизма этих двух зон углубляются со временем и особенно четко обозначаются в период кайнозойского вулканизма.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Амантов В. А., Котляр Г. В., Попеко Л. И. 1966. Стратиграфия и палеогеография верхнего палеозоя Забайкалья и Монголии.— Изв. Забайкальск. фил. Геогр. общ-ва СССР, 2, вып. 4.
- Амантов В. А., Борзаковский Ю. А., Лувсанданзан Б., Магросов П. С., Суетенко О. Д., Хасин Р. А., Хурц Ч. 1968. Основные черты тектоники Монголии.— В кн.: Орогенные пояса. (Международный геологический конгресс, XXIII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 3). М., «Наука».
- Васильев В. Г., Волхонин В. С., Гришин Г. Л., Иванов А. Х., Маринов Н. А., Мокшанцев К. Б. 1959. Геологическое строение Монгольской Народной Республики (стратиграфия и тектоника). Л., Гостоптехиздат.

- Грецакая Т. А., Моссаковский А. А. 1969. Некоторые вопросы стратиграфии и структурных соотношений карбона и триаса на севере Центральной Монголии (междуречье Орхона и Толы).— Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.
- Дергунов А. Б., Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С. 1971. Герциниды Монголии и проблема Палеотетиса.— В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., «Наука».
- Зайцев Н. С., Моссаковский А. А., Перфильев А. С., Томур-Тогоо О., Лхасурэн Б. 1969. О времени замыкания Хангайского прогиба в варисцидах Центральной Монголии.— Геотектоника, № 5.
- Зоненшайн Л. П. 1968. Палеозойские тектонические структуры складчатого пояса Центральной Азии и их сравнение со Среднеевропейскими палеозоидами.— В кн.: Орогенетические пояса. (Международный геологический конгресс, XXIII сессия. Доклады советских геологов. Проблема 3). М., «Наука».
- Кежежинская В. В., Моссаковский А. А., Салтыковский А. Я. 1970. О верхнепалеозойских вулканических породах Предхэнтэйского прогиба (МНР).— Бюлл. МОИП, отд. геол., 45, вып. 5.
- Кежежинская В. В. 1971. Ареальный тип кислого континентального вулканизма.— Геол. и геоф. № 3.
- Кежежинская В. В. 1973. Петрохимия позднепалеозойских вулканических ассоциаций Центральной Монголии.— В кн.: Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры. Новосибирск. Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 182.
- Луцицкий И. В. 1940. О структурах Центрального Забайкалья.— Сов. геол., № 1.
- Луцицкий И. В. 1941. Материалы по стратиграфии и тектоники Центрального Забайкалья.— Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Луцицкий И. В. 1953. Геологическое строение среднего течения р. Онон (Восточное Забайкалье).— Очерки по геологии Сибири, вып. 17.
- Маринов Н. А. 1967. Геологические исследования Монгольской Народной Республики. М., «Недра».
- Петрович Ю. Я. 1963. Стратиграфическое положение осадочно-эффузивных образований Селенгинского прогиба в Северной Монголии и некоторые особенности их формирования.— В кн.: Материалы по геологии Монгольской Народной Республики. М., Гостоптехиздат.
- Фирсов Л. В., Кежежинская В. В. 1970. Пермо-триасовые вулканогенные породы района Дэлгэр-Хав-Сомона (МНР).— Докл. АН СССР, 194, № 5.

## ТРИАСОВЫЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ И МОЛАССОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ ОРХОНСКОЙ ВПАДИНЫ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ

(Стратиграфия, петрографический  
и петрохимический состав)

Как известно, проблема разграничения близких по составу и очень слабо палеонтологически охарактеризованных верхнепалеозойских и нижнемезозойских вулканических серий в Центральной и Северной Монголии стоит очень остро. Это важно как для решения общих вопросов эволюции мезозойского вулканизма на территории Монголии, так и для правильного понимания особенностей тектонического развития этой области на рубеже палеозоя и мезозоя. В связи с этим возникает необходимость выявить возможные петрографические и петрохимические особенности вулканических пород и их ассоциаций, которые были бы специфичны для вулканических серий определенного возраста и структурного положения. Понятно, что для этого в первую очередь необходимо тщательное изучение петрографии и петрохимии пород соответствующих вулканических серий в их опорных разрезах, стратиграфическое положение и датировка возраста которых не вызывала бы никаких сомнений. В этом отношении нижнемезозойские вулканогенные образования Орхонской впадины представляют самый подходящий объект для исследований подобного рода.

Впервые на существование в междуречье Орхона и Толы терригенных отложений, содержащих флористические остатки триасового времени, обратили внимание В. А. Амантов и Э. В. Михайлов в 1963 г. во время проведения ревизионно-увязочных геологических маршрутов (Маринов, 1967). В последующие годы (1964—1968 гг.) стратиграфия и условия залегания образований триаса в этом районе специально изучались Т. А. Грецкой, А. А. Моссаковским, Л. П. Зоненшайном, О. Томуртогоо и А. Я. Салтыковским, в результате исследований которых была установлена приуроченность триасовых образований к самостоятельной тектонической конседиментационной впадине, названной нами Орхонской.

Орхонская впадина расположена в междуречье Орхона и Толы, недалеко от места слияния этих двух крупнейших рек Центральной Монголии. В плане впадина имеет близкую к треугольной форму. Она вытянута в северо-восточном направлении более чем на 150 км. Наибольшая ширина впадины (около 80 км) отмечена в ее юго-западной части, в районе оз. Угей-Нур; в северо-восточном направлении впадина постепенно суживается и у места слияния рек Орхона и Толы ее ширина не превышает 10—15 км.

Основанием Орхонской впадины служат каменноугольные терригенные или нижнепермские вулканогенные толщи пород Орхон-Селенгинского верхнепалеозойского межгорного прогиба. Впадина заложилась на южном крыле этого прогиба, причем, как уже было показано раньше (Грецкая, Моссаковский, 1969; Томуртогоо, 1972), она совершенно согласно «вложилась» в неосложненную складками простую синклиналичную конседиментационную структуру Орхон-Селенгинского прогиба. Первые значительные тектонические деформации верхнепалеозойских и нижнемезозойских пород произошли только в послетриасовое время, скорее всего в середине юрского периода, когда собственно и сформировалась в главных чертах сложная современная складчато-глыбовая структура

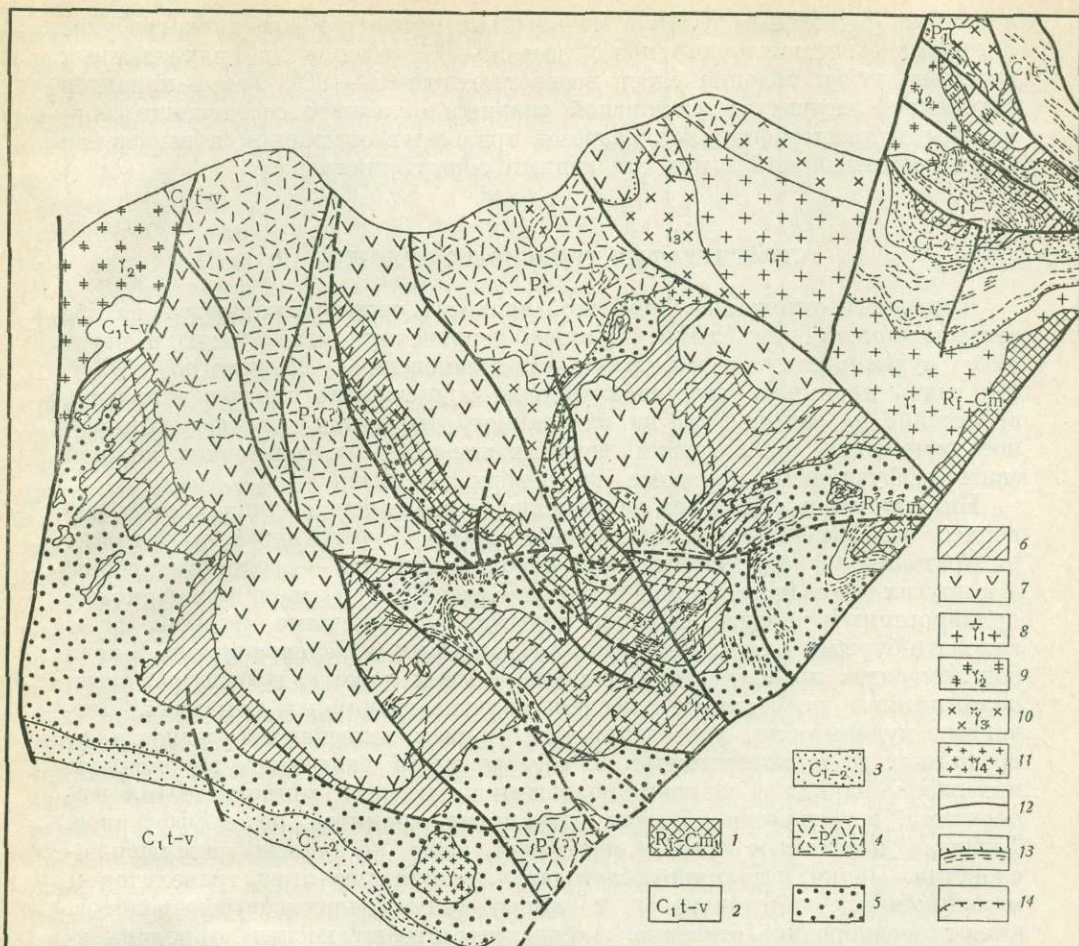


Рис. 1. Структурно-геологическая карта междуречья Орхона и Толы (составили А. А. Моссаковский и О. Томуртогов)

1 — рифей — нижний кембрий: метаморфизованные песчаники, сланцы, мраморы; 2 — нижний карбон, турнейский и визейский ярусы: серые кремнистые алевролиты, песчаники, конгломераты; 3 — нижний карбон, наморский ярус — средний карбон, башкирский ярус: зелено-серые и бурые «мусорные» песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты; 4 — нижняя пермь: лиловые и розовые фельзиты, липаритовые порфиры, плагиопорфиры, андезитовые порфиры, туфы и вулканические брекчии; 5—6 — средний-верхний триас, абзугская свита: 5 — нижняя конгломератовая и нижняя песчанико-алевролитовая подсвиты, 6 — средняя конгломератовая, верхняя песчанико-алевролитовая подсвиты; 7 — верхний триас — нижняя юра (?), могодская свита: андезито-базальты, трахиандезиты, трахибазальты, туфы и вулканические брекчии; 8 — донижнекаменноугольные розовые порфиоровидные граниты, гранодиориты, диориты; 9 — средне-верхнекаменноугольные (?) граниты и гранодиориты; 10 — пермские серые и розовые средне- и крупнозернистые биотитовые граниты; 11 — юрские красные граносиениты и сиениты; 12 — разломы; 13 — границы серий и свит; 14 — маркирующие горизонты, отдешифрованные на аэрофотоснимках и прослеженные в поле

Орхонской впадины. Об этом свидетельствует тот факт, что верхнепалеозойские и триасовые отложения дислоцированы совместно и участвуют в строении одних и тех же структур.

Главными элементами структуры Орхонской впадины, как можно видеть на рис. 1, являются крупные угловатые, иногда изометричные мульды и односторонние грабены и горсты, разделенные северо-западными субмеридиональными разломами. Они образуют в целом ярко выраженную ступенчатую структуру, в каждом отдельном тектоническом блоке которой юго-западное крыло оказывается вздернутым, а северо-

восточное опущенным. Слои и на крыльях мульд и в пределах грабен и горстов залегают полого под углом  $10-30^\circ$  и лишь на приразломных участках углы падения слоев возрастают до  $50-60^\circ$ . Такой характер внутренней структуры Орхонской впадины облегчает составление нормальных стратиграфических разрезов триасовых отложений и выяснение их взаимоотношений с подстилающими образованиями.

### СТРАТИГРАФИЯ ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Триасовые отложения Орхонской впадины четко распадаются на две согласно залегающие свиты: нижнюю терригенную — абзогскую и верхнюю вулканогенную — могодскую (Моссаковский, Томуртогоо, 1972). Обе свиты настолько тесно связаны одна с другой, что иногда (например, в бассейне р. Тэгий-Гол) на их границе отмечается сложное фаціальное замещение по латерали верхних терригенных горизонтов нижней свиты эффузивными породами низов верхней свиты.

Нижняя абзогская свита, залегающая с разрывом в одних местах (севернее оз. Угей-Нур, юго-восточнее сомона Бурэг-Хангай, в бассейне р. Аратэли-Гол) на терригенных породах нижнего — среднего карбона, а в других (западнее сомонов Абзог и Бурэг-Хангай) на нижнепермских вулканогенных породах, сложена серыми, зелено-серыми, бурыми, реже лиловато-бурыми конгломератами, песчаниками и алевролитами. Среди конгломератов преобладают крупногалечные и даже валунные разности, полимиктовые по составу, с песчаным, реже гравийным цементом. Песчаники пуддинговые, разнозернистые, причем встречаются разности от гравийных до тонкозернистых. В составе плохо окатанного обломочного материала, наряду с кварцем, полевыми шпатами и темноцветными минералами, встречаются обломки песчаников, гранитов, реже эффузивов. Текстура песчаников обычно массивная, реже косо- или параллельно-слоистая. Пачки песчаников благодаря присутствию линз гравелитов и мелкогалечных конгломератов, а также тонких прослоев алевролитов, имеют неоднородное строение. Алевролиты играют несколько подчиненную роль и образуют слои и маломощные пачки, которые всегда перемежаются с песчаниками. В верхней части свиты иногда появляются отдельные редкие покровы андезитовых порфиритов, которые по простиранию часто сменяются туфами, переходящими в свою очередь в песчаники. Мощность абзогской свиты подвержена очень большим колебаниям — от 4000 м в юго-западной части Орхонской впадины, севернее оз. Угей-Нур, до 2000 м в центральной части впадины на крыльях Бурэг-Хангайской мульды и до 800 м в северо-восточной части, в бассейне р. Аратэли-Гол.

В наиболее полных разрезах юго-западной и центральной частей Орхонской впадины нижняя абзогская свита подразделена по литологическим признакам на четыре подсвиты, которые нами откартированы на большей части территории (рис. 2).

Нижняя конгломератовая подсвита образована в основном валунными конгломератами, которые выше по разрезу сменяются перемежающимися пачками крупно- и среднегалечных конгломератов. В составе хорошо окатанной гальки представлены различные эффузивы, граниты, яшмоиды, песчаники. Характерны линзовидные прослои красновато-серых грубозернистых песчаников и ярко-красных алевролитов. Мощность нижней конгломератовой подсвиты 100—1200 м.

Вышележащая песчанико-алевролитовая подсвита (первая) состоит из пачек буровато-серых пуддинговых грубозернистых песчаников с «плавающей» мелкой галькой, которые переслаиваются с пластами тонкозернистых серых песчаников и пачек часто чередующихся пластов зеленовато-серых глинистых алевролитов, темно-серых полосчатых линзо-

виднослоистых алевролитов и тонкозернистых серых и зеленовато-серых песчаников. В алевролитах обычно встречаются в изобилии растительные остатки, представленные *Neocalamites cf. carcinoides* Harris, *Cladophlebis* sp., *Tersiella* sp., *Nilssonia* sp., *Equisetites* sp., и др. (Сборы А. А. Моссаковского, О. Томуртоого, Л. П. Зоненшайна, определения В. А. Вахрамеева, И. А. Добрускиной). Мощность первой песчанико-алевролитовой подсвиты 500—1100 м.

Средняя конгломератовая подсвита представлена крупно-, средне- и мелкогалечными конгломератами с галькой кислых эффузивов, гранитов, яшм, песчаников, которые перемежаются с пачками серых и желтовато-серых грубозернистых песчаников. Мощность средней конгломератовой подсвиты 250—1000 м.

Верхняя песчанико-алевролитовая подсвита (вторая) образована многократно перемежающимися мощными пачками зеленовато-серых и светло-зеленых (оливковых) тонкослоистых алевролитов, желтоватых и зеленоватых тонкозернистых песчаников и бурых, желтовато-бурых аркозовых и полимиктовых грубозернистых и разнозернистых косослоистых и линзовиднослоистых песчаников, иногда содержащих горизонты мелкогалечных конгломератов. На разных стратиграфических уровнях встречены многочисленные остатки флоры, представленной *Cladophlebis cf. ichümensis* Sze., *Tersiella* sp., *Nilssonia* sp., *Equisetites* sp., *Taeniopteris ensis* (Oldh.) Zeiller, *Czekanowskia rigida* Heer., *Leptostrobus laxiflora* Heer и др. (Сборы А. А. Моссаковского и О. Томуртоого, определения В. А. Вахрамеева и И. А. Добрускиной). Мощность верхней песчанико-алевролитовой подсвиты 250—800 м.

Как отмечает В. А. Вахрамеев, нет принципиальных различий в родовом и видовом составе флористических остатков, собранных из нижней и верхней половины абзогской терригенной свиты, хотя вверху комплекс разнообразнее. По его заключению, обнаруженные флористические остатки свидетельствуют о поздне триасовом, возможно, средне-поздне триасовом возрасте вмещающих отложений.

Общий грубообломочный состав, типичный набор песчанико-конгломератовых пород, обломочный материал которых имеет местное автохтонное происхождение, а также такие особенности строения, как грубая неправильная ритмичность и присутствие конгломератов в самых разных

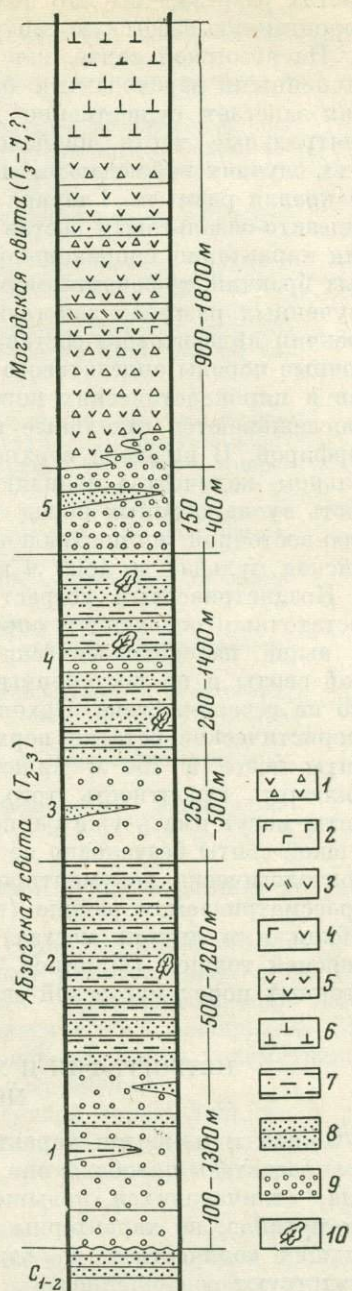


Рис. 2. Сводный стратиграфический разрез триасовых отложений Орхонской впадины

- 1 — лавовые брекчии андезитовых порфиритов;
- 2 — трахибазальты;
- 3 — андезито-дациты;
- 4 — трахиандезито-базальты;
- 5 — туфы трахиандезитов;
- 6 — трахибазальты и трахиандезиты;
- 7 — алевролиты;
- 8 — песчаники;
- 9 — конгломераты;
- 10 — местонахождения флористических остатков

частях разреза,— все это позволяет с полным основанием рассматривать терригенную абзогскую свиту в качестве молассовой формации.

На абзогской свите, как уже отмечалось, совершенно согласно с постепенными переходами и базальной конгломератовой толщей в основании залегают существенно вулканогенная могодская свита, слагающая центральные части наиболее крупных мульд Орхонской впадины. Во всех случаях наблюдаются неполные разрезы могодской свиты, так как ее кровля размыта. Главная вулканогенная часть могодской свиты имеет андезито-базальтовый состав при преобладании андезитов. Для ее строения характерно неправильное чередование различного состава лав, лавовых брекчий, туфоконгломератов и туфов. В нижней части свиты во всех изученных разрезах залегают крупногалечные лаво-туфоконгломераты и брекчии андезитового состава. Выше следуют лавы и вулканогенно-обломочные породы андезитового и трахиандезитового состава (соотношение лав и пирокластических пород в разных разрезах различно), в которых прослеживаются отдельные горизонты дацитовых порфиритов и плагио-порфиров. В видимой верхней части разреза могодской свиты в значительном количестве появляются пачки трахибазальтов. Неполная мощность вулканогенных пород могодской свиты изменяется от 900 м в северо-восточной и центральной частях Орхонской впадины (Бурэг-Хапгайская мульда) до 1800 м в ее юго-западной части.

Позднетриасовый возраст большей части пород могодской свиты с достаточным основанием определяется по ее положению в едином разрезе выше палеонтологически доказанной средне-верхнетриасовой абзогской свиты и по постепенным переходам между ними. Можно добавить, что на северо-востоке Орхонской впадины, в бассейне р. Аратэли-Гол флористические остатки верхнего триаса встречены в разрезе абзогской свиты всего в 150 м ниже подошвы могодской свиты. Однако нельзя исключить вероятность того, что породы верхней части вулканогенной свиты могут иметь уже раннеюрский возраст. Вместе с тем возраст могодской свиты безусловно не поднимается выше ранней юры, так как палеонтологически документированные средне- и верхнеюрские отложения в рассматриваемом районе (в окрестностях оз. Угэй-Нур, около сомона Сайхан и в других местах) представлены песчано-конгломератовой угленосной толщей (Маринов, Петрович, 1964), резко отличной от вулканогенных пород могодской свиты.

### ПЕТРОГРАФИЯ И ХИМИЗМ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД МОГОДСКОЙ СВИТЫ

Общей и наиболее характерной чертой верхнетриасовых вулканитов можно считать преобладание вулканических пород базальт-андезитового ряда, отличающихся повышенной щелочностью. Типичные базальты, как правило, не характерны для этой толщи, хотя и встречаются в небольших количествах на отдельных участках. Породы кислого состава отсутствуют совершенно.

Для получения детальной петрографической и петрохимической характеристики верхнетриасовых вулканических пород нами был изучен разрез могодской свиты в 50 км северо-восточнее оз. Угэй-Нур. Ниже приводится описание этого разреза (снизу вверх):

Мощность, м

- 1) конгломераты бурые и буровато-серые, в нижней части мелко- и среднегалечные, в верхней — крупногалечные и даже валунные; в хороши окатанной гальке в изобилии представлены андезиты, андезитобазальты, лейкократовые граниты и песчаники; конгломераты расчленены пластинами разнозернистых песчаников и гравелитов; песчаный цемент конгломератов вверх по разрезу обогащается туфогенным материалом и происходит постепенная смена конгломератов туфоконгломератами . . . . .

2) лавовые брекчии андезитовых порфиритов, характеризующиеся обломочной структурой; во вкрапленниках обломков лав присутствуют плагиоклаз, пироксены и амфиболы . . . . .	500
3) трахибазальты темно- и стально-серые, с вкрапленниками оливина и полевого шпата . . . . .	10
4) андезито-дациты с общей порфировой структурой; фенокристов немного — 10—15%; они представлены плагиоклазом и амфиболом, частично (особенно плагиоклаз) альбитизированными и серицитизированными . . . . .	40
5) трахибазальты сиреневых оттенков с четко различимыми вкрапленниками полевого шпата . . . . .	60
6) лавовые брекчии андезитовых порфиритов, аналогичные породам пачки 2; попадают в небольшом количестве обломки более кислых пород . . . . .	120
7) трахиандезит-базальты темных окрасок с редкими фенокристами пироксена; структура микропорфиривая, фенокристы представлены гиперстеном размером 0,4—0,6 мм . . . . .	30
8) лавовые брекчии андезитовых порфиритов . . . . .	70
9) авгитовые и плагиоклазовые трахиандезиты светло-серых и малиновых окрасок с ясно выраженными фенокристами плагиоклазов и пироксенов; тонкостолбчатая отдельность в верхней части потока переходит в неясно выраженную комковатую отдельность; по текстурным особенностям выделяются полнокристаллические афанитовые андезиты и пористые и шлаковые разновидности (спумолитовые), содержащие значительное количество стекла . . . . .	100
10) лавовые брекчии андезитовых порфиритов, содержащие обломки андезито-базальтов и андезитов . . . . .	35—40
11) серия даек сиенит-порфиритов и микросиенит-порфиров . . . . .	
12) туфы трахиандезитов, в которых обломки трахиандезитов цементированы пепловым материалом . . . . .	40
13) трахиандезиты и трахиандезито-базальты фиолетового и темно-серого цвета с вкрапленниками пироксена и плагиоклаза; структура порфиривая . . . . .	150
14) лавовые брекчии андезитовых порфиритов и плагиоклаз-авгитовых порфиритов . . . . .	140
15) трахибазальты темно-серые, порфиривые; фенокристы плагиоклаза серпентинизированы и карбонатизированы . . . . .	500

Общая видимая мощность вулканогенной серии в данном разрезе достигает 1800 м.

Главная масса пород вулканогенной серии, вопреки обычному в базальтовых и андезитовых сериях широкому развитию лав, представлена вулканогенно-обломочными образованиями, преимущественно накоплениями грубого, часто глыбового пирокластического материала. Можно полагать, что такая особенность андезитовой толщи на рассматриваемом участке обусловлена близостью к очагам извержений.

Разрез характеризуется отсутствием четкой стратификации и линзовидным строением, которое связано с фаціальными замещениями отдельных разновидностей вулканогенно-обломочных пород и быстрой сменой их по вертикали.

Вулканические породы характеризуются довольно однообразным минеральным составом. Основные породообразующие минералы представлены оливином, пироксеном, амфиболом и плагиоклазом. Среди аксессуаров отмечались апатит, титаномагнетит и магнетит, а среди вторичных кварц, карбонат, хлорит и эпидот.

Плагиоклаз присутствует в виде андезина № 42—48 и альбита, замещающего андезин. Он наблюдается в виде вкрапленников, а также присутствует в основной массе. В основной массе иногда определяется олигоклаз.

Замеры на столике Федорова с определением номера плагиоклазов и угла  $2V$  показывают, что все плагиоклазы пород изученной вулканической серии относятся к низкотемпературным разновидностям, хотя в отдельных породах встречались и высокотемпературные плагиоклазы.

Пироксен представлен авгитом со следующими оптическими свойствами:  $c : Ng = 42^\circ$ ;  $2V = + 50^\circ$ ;  $Ng = 1,710 \pm 0,03$  и определяется как ди-

оксидовый авгит. Он наблюдается почти исключительно в виде порфировых выделений и лишь в отдельных случаях отмечался в основной массе. Пироксен встречается как свежий, не затронутый вторичными процессами, так и реликтовый, замещенный хлоритами и карбонатами. Характерны гломеропорфировые сростки пироксена. Часто встречаются двойники.

Менее распространен ромбический пироксен, относящийся по оптическим свойствам ( $c:Ng = 0^\circ$ ;  $Ng = 1,718 \pm 0,003$ ) к гиперстену.

Роговые обманки по оптическим свойствам ( $c:Ng = 18-20^\circ$ ;  $2V = -70^\circ$ ;  $Ng = 1,700 \pm 0,003$ ) соответствуют бурой роговой обманке и представлены крупными вытянутыми выделениями размером до  $2 \times 1$  мм (реже  $3 \times 0,8$  мм). Нередко встречаются опалитовые каймы различной ширины; в мелких индивидах кристаллы полностью замещены рудным агрегатом.

Магнетит присутствует в виде правильно ограненных зерен различных размеров и мельчайшей пыли. Титаномагнетит образует отдельные морфологически не оформленные индивиды и агрегаты неправильных зерен, частично замещенных лейкоксеном. Апатит встречается в виде тонких изломанных призмочек и крупных призматических выделений размерами  $0,2 \times 0,05$  мм.

Вторичные минералы развиты незначительно. В порах и изредка в виде псевдоморфоз по цветным фенокристам наблюдаются агрегаты мелкозернистого кварца. В мицелинах по пироксену и амфиболу развивается бесцветный хлорит, ассоциирующий с эпидотом и карбонатом, а в качестве продуктов деанортизации по плагиоклазу встречается эпидот.

Среди рассматриваемых пород намечается несколько групп, участвующих в строении разреза: трахиандезиты, трахиандезитовые базальты, андезиты-дациты, трахибазальты и лавовые брекчи андезитовых и трахиандезитовых порфиров.

Трахиандезиты слагают покровы видимой мощностью до 10—20 м. Макроскопически это плотные темно-зеленые или зеленовато-серые породы с афанитовой основной массой и вкраплениями плагиоклаза и темноцветных минералов.

Вкрапления представлены светлыми табличками плагиоклаза (2—5 мм) и чешуйками бурого биотита (1—3 мм), реже оливином и авгитом. Табличчатые и удлиненно-призматические полисинтетически сдвойникованные зерна плагиоклаза соответствуют андезину № 50 (определения на столике Федорова). Плагиоклаз свежий, лишь в отдельных случаях замещается серицитом или карбонатом. В более измененных разностях плагиоклаз замутнен тонко рассеянным рудным веществом и чешуйками хлорита, развивающимися по трещинам спайности. Биотит образует мелкие включения в зернах плагиоклаза. Плеохроизм биотита бурый по  $Ng$  и бледно-серый или почти бесцветный по  $Nr$ . Оливин в породе устанавливается довольно условно. К нему, по-видимому, относятся ромбические и слегка вытянутые кристаллы, частично или полностью замещенные магнетитом, иногда вместе с хлоритом. Количество таких псевдоморфоз достигает 3—5%. Моноклинный пироксен (авгит) часто бесцветный, иногда с едва заметным зеленоватым оттенком. Среди прочих вкраплений он составляет 2—3%. Основная масса трахиандезитов имеет трахитовую структуру, обусловленную субпараллельным расположением лейсточек плагиоклаза, калиевого полевого шпата, авгита и биотита. В незначительном количестве присутствуют магнетит, апатит, хлорит и карбонат. Нередко отмечается гиалопилитовая структура.

Трахиандезитовые базальты и трахибазальты представляют собой полнокристаллические породы, сложенные микролитами плагиоклазов, между которыми в изобилии присутствуют рудный минерал, мельчайшие зерна пироксена, в более редких случаях — роговая обманка и апатит. Структура этих пород порфировая, часто с пилотакситовой структурой основной массы. Фенокристы представлены андезином

(№ 45—48) с размерами зерен до 1,5 мм, моноклинным пироксеном с углом угасания  $c:Ng = 45^\circ$ , образующим таблички размером до 1,2 мм. Очень редко наблюдаются роговообманковые трахиандезитовые базальты, в которых среди фенокристаллов присутствуют зерна бледно-зеленой роговой обманки. Трахиандезитовые базальты во всех случаях претерпели значительные изменения, которые проявляются в хлоритизации темноцветных минералов, эпидотизации и серицитизации плагиоклазов. Апатит встречается в виде тонких игольчатых выделений, нередко в форме короткостолбчатых кристалликов присутствует циркон (размер зерен от 0,08 до 0,1 мм). Магнетит составляет около 1—5% объема породы и представлен мелкими зернами, равномерно рассеянными по всей породе.

Среди трахиандезитов и трахиандезитовых базальтов наблюдаются порфировые разности с флюидалной структурой основной массы, характеризующейся направленной ориентировкой микролитов. В таких разновидностях стекло, как правило, содержится в незначительных количествах. В некоторых обнажениях, в основном по юго-западным склонам массива Абзог, были встречены разновидности с миндалекаменной структурой. Миндалины составляют около 10—15% от объема всей породы и достигают в диаметре 3—5 мм. Сами миндалины выполнены хлоритом, кальцитом, кварцем и эпидотом, причем характерно то, что по периферии миндалин развивается преимущественно хлорит и эпидот, а в ядре преобладают карбонат и кварц.

Андезито-дациты слабо распространены. Они образуют обычно небольшой мощности покровы, чередующиеся с покровами основных или средних пород. Это мелкозернистые породы серовато-зеленого цвета с хорошо различимыми под микроскопом вкрапленниками полевых шпатов и в исключительных случаях мелкими зернышками кварца.

Андезито-дациты характеризуются общей порфировой структурой, которая чаще всего видна только под микроскопом. Фенокристов очень немного (15—20%), и они почти всегда представлены плагиоклазом и амфиболом, находящимися примерно в равном соотношении. Размер вкрапленников достигает 0,8—1,5 мм; они нередко изменены. Плагиоклаз альбитизирован, серицитизирован и часто покрыт бурым пелитовым веществом. Фенокристы амфибола распознаются лишь по характерным для этой группы минералов разрезам. Они очень мелки, неизменно окружены опацитовой каемкой и полностью замещены вторичными минералами, чаще всего мелкозернистым кварцем и агрегатом карбонатов и хлорита. Рудное вещество образует не только кайму, но часто заполняет все зерно.

Основная масса лав представляет собой существенно полевошпатовый агрегат, иногда с очень небольшой примесью кварца. Структура в основном двух типов: микрофельзитовая, вместе с флюидалной, и фельзопилитовая, представляющая сложное построенный, пропитанный рудной пылью агрегат зернистых выделений плагиоклаза с его микролитами. Текстура миндалекаменная, с хлоритами, карбонатами и кварцевыми мелкими (диаметр менее 0,1 мм) миндалинами, тонкофлюидалная и массивная.

Лавовые брекчи андезитов, как это следует из приведенного выше разреза, неоднократно встречаются в этой толще. Они слагают либо маломощные (до 5 м) линзы и пласты, не выдержанные по простиранию, либо крупные (50—60 м) тела. Лавовые брекчи обладают отчетливо выраженной обломочной структурой, но, в отличие от туфовых брекчий или крупнообломочных туфов, в них основной цементирующей массой является лава, что обуславливает чрезвычайную плотность и прочность этих пород.

Окраска лавовых брекчий светло-серая, зеленовато-серая, розовато-серая до пестрой, иногда цвет цементирующей массы резко отличается от цвета обломков. В случае одинаковой их окраски обломочная структура

Таблица 1

## Химические анализы триасовых вулканических пород Орхонской впадины (междуречье Толы и Орхона)

Окисел	Трахибазальт						Трахиа- ндезито-ба- зальт (97/68)	Андезитовый порфирит					Трахиандезитовый порфирит	
	82/68	93/68	456 (1) 68	122/68	456 (4) 68	87 68		456 (2) 68	95/68	456 (7) 68	98/68	1028/68	101/68	90/68
SiO <sub>2</sub>	49,72	51,12	51,40	51,63	51,81	53,57	52,39	53,03	53,33	53,47	53,59	53,94	53,04	53,82
TiO <sub>2</sub>	1,79	1,21	1,02	1,56	0,92	1,29	1,88	0,98	1,15	0,93	1,68	0,93	1,55	1,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,80	16,31	18,11	12,25	18,13	15,73	16,61	16,36	16,90	17,99	16,69	17,08	16,28	17,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,36	4,58	3,11	3,97	3,22	6,74	5,37	6,98	6,00	3,62	6,88	3,47	8,14	6,96
FeO	1,58	4,17	4,43	4,24	3,63	1,29	3,01	2,44	1,15	3,96	2,48	5,30	0,94	1,39
MnO	0,14	0,14	0,11	Сл.	0,11	0,16	0,10	0,12	0,10	0,11	—	0,14	0,06	0,12
MgO	9,55	9,89	5,32	5,54	4,38	8,17	5,87	5,32	6,30	4,61	6,96	2,78	6,00	7,90
CaO	6,21	5,43	7,29	3,46	7,33	4,50	4,44	7,42	2,86	7,34	2,10	6,88	1,94	3,25
Na <sub>2</sub> O	3,75	3,14	3,91	4,23	4,76	5,70	4,84	4,18	5,83	4,60	3,18	4,70	4,39	4,80
K <sub>2</sub> O	1,99	1,96	2,33	3,33	1,53	2,13	3,25	2,06	2,91	1,53	2,34	1,86	3,17	2,13
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,91	1,14	1,90	0,65	1,79	0,61	1,47	1,33	1,52	1,52	0,63	1,87	0,55	0,82
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,53	0,42	0,32	3,26	0,29	0,40	0,48	0,24	0,50	0,23	3,32	0,41	3,29	0,39
CO <sub>2</sub>	0,06	—	—	—	0,88	—	—	—	1,20	—	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,50	0,25	0,27	1,22	0,33	0,46	0,50	0,30	0,39	0,33	0,99	0,62	0,77	0,30
Сумма	99,89	99,76	99,52	99,81	100,11	100,12	99,81	100,46	100,14	100,24	99,64	100,23	99,59	99,99

Таблица 1 (окончание)

Окисел	Трахиандезитовый порфирит			Андезито-базальтовый порфирит (78м, 64)	Андезитовый порфирит						Трахиандезито-дацит (94/68)
	462 (2) 68	456 (3) 68	462 (3) 68		92,68	1018 68	100,68	84 68	77м/64	420 (1) 67	
SiO <sub>2</sub>	54,03	54,07	54,53	54,95	55,30	55,84	56,22	56,28	57,30	57,71	61,52
TiO <sub>2</sub>	1,12	0,97	1,16	1,05	1,04	0,97	1,19	0,97	1,17	0,86	1,13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,94	16,95	18,84	18,30	16,13	18,25	17,39	16,65	18,75	16,90	13,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,40	3,67	1,12	2,41	5,66	2,21	4,32	3,97	1,28	4,15	2,92
FeO	5,84	3,29	5,56	4,24	2,23	5,59	2,01	2,83	3,99	2,92	2,73
MnO	0,17	0,10	0,10	0,13	0,11	0,11	0,10	0,14	0,10	0,11	0,09
MgO	2,63	4,96	2,50	3,05	8,64	3,36	6,40	7,00	2,47	3,55	4,74
CaO	6,40	6,24	6,59	7,90	3,52	6,28	3,04	4,42	6,23	5,05	2,06
Na <sub>2</sub> O	3,65	4,02	3,65	3,43	5,02	4,02	4,20	4,19	4,37	4,19	5,15
K <sub>2</sub> O	3,78	2,71	4,04	1,76	0,89	2,04	1,65	1,65	2,40	1,76	2,20
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	1,69	2,32	0,99	1,74	1,03	1,27	1,56	1,12	1,28	0,40	1,20
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,30	0,25	0,21	0,25	0,25	0,17	0,35	0,50	0,31	—	0,49
CO <sub>2</sub>	—	—	—	—	—	—	1,60	—	—	—	—
C	—	—	—	—	—	—	—	—	0,08	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,32	0,34	0,38	0,39	0,27	0,32	0,27	0,27	0,41	0,25	0,41
SO <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,04	—
Сумма	100,27	99,89	99,67	99,60	100,09	100,43	100,30	99,99	100,14	99,86	100,19

Примечание: В скобках указаны полевые номера образцов; все образцы из коллекций А. А. Моссаковского, А. Я. Салтыковского, О. Томуртоого. Анализы выполнены в химической лаборатории Геологического института АН СССР.

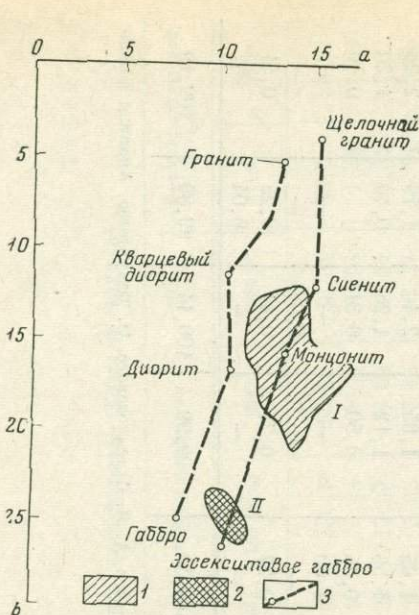


Рис. 3. Петрохимическая диаграмма (по А. Н. Заварицкому) средних типов пород и ареалов начальных точек векторов для вулканических пород верхнего триаса Орхонской впадины

1 — ареалы начальных точек векторов пород среднего состава;  
2 — то же для пород основного состава;  
3 — средние типы пород, по Дэли

пород выражена плохо, очертания обломков расплывчаты или почти совсем не заметны. Форма обломков обычно остроугольная или слегка округлая, размеры от 2—3 до 20—25 см. Цемент имеет массивную текстуру. В лавовых брекчиях в результате частичной перекристаллизации основная масса нередко превращена в плотный кварц-полевошпатовый агрегат.

Таким образом, в описанном нами разрезе представлены различные разновидности вулканогенных пород, отличающиеся как по химизму, так и по своим структурным признакам. Преобладание в разрезе пирокластического материала позволяет высказать предположение об интенсивной взрывной деятельности в поздне триасовое время в пределах Орхонской впадины.

Петрохимическая характеристика вулканогенных пород Орхонской впадины основывается на 25 анализах, приведенных в табл. 1.

На петрохимической диаграмме (рис. 3) четко обособляются две группы пород (ареалы точек I и II), между которыми практически не отмечается переходных разновидностей. Один ареал (I) соответствует породам среднего состава и другой (II) — основного. Можно установить следующие отклонения от средних мировых типов пород:

а) повышенное содержание щелочей, в основном, в разновидностях среднего состава; это выражается в резком сдвиге ареала начальных точек векторов вправо по проекции *ab*, в сравнении с площадью, где обычно располагается рой фигуративных точек средних пород;

б) то же относится и к базальтовым разновидностям пород, которые также обогащаются щелочами (ареал начальных точек сдвинут резко вправо в сторону эссекситового габбро);

в) почти во всех анализируемых породах среди щелочей натрия преобладает над калием.

Следует отметить, что значительный разброс точек на петрохимической диаграмме может свидетельствовать о проявлении процессов гибридизации и контаминации при формировании этих пород, что подтверждается и их петрографическими особенностями.

Приведенный выше материал, характеризующий петрографические и петрохимические особенности вулканогенных пород Орхонской впадины, позволяет отнести всю серию вулканогенных образований этой впадины к трахиандезитовому типу пород щелочно-известковой серии. По определению Ю. А. Кузнецова, к трахиандезитовому типу относятся такие «вулканические ассоциации, которые при преобладающем количестве средних по составу пород отличаются повышенной щелочностью, достигающей в некоторых случаях таких значений, при которых появляются фельдшпатоидные породы» (Кузнецов, 1964, стр. 131). Если в нашем случае пренебречь отсутствием типичных фельдшпатоидных пород, то рассмотренная нами вулканогенная серия в основном вполне соответ-

ствуется такому определению трахиандезитового типа щелочно-известковой серии.

По химизму вулканогенных пород триасовая вулканогенная серия Орхонского прогиба очень близка к детально описанным в литературе кайнозойским вулканогенным сериям плато Колорадо и Сан-Франциско (Заварицкий, 1950), а также к нижне-среднедевонским вулканогенным образованиям Минусинских впадин (Лучицкий, 1960).

### РЕКОНСТРУКЦИЯ ДРЕВНИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОСТРОЕК И ВОЗМОЖНЫЕ ТИПЫ ИЗВЕРЖЕНИЙ

Выше отмечалось, что вулканогенная серия локализуется в центральных частях наиболее крупных мульд Орхонской впадины, и, хотя мы нигде не отмечали полных разрезов вулканогенных толщ (благодаря эрозионному срезу), тем не менее можно попытаться представить себе характер и тип извержений (или излияний), а также морфологию вулканических построек. Материала, который бы позволил нам с определенной долей уверенности провести все эти реконструкции, чрезвычайно мало. Фациальная изменчивость вулканогенных пород по простиранию, вариации их мощностей на различных участках впадины, подсчет коэффициента эксплозивности — все это дает возможность количественно оценить только соотношения между главными типами встречающихся здесь пород. В работе приведен разрез вулканогенной серии, который может в какой-то мере дать представление о типе и характере извержений. Ориентировочный подсчет мощности вынесенного на поверхность вулканического материала показывает, что коэффициент эксплозивности<sup>1</sup> равен приблизительно 50%.

При подсчетах объемов изверженных пород мы вводим одно допущение, а именно то, что площади, покрытые различными разновидностями вулканогенных пород, примерно одинаковы. Такое допущение обусловлено главным образом отсутствием детальной фациальной схемы распространности вулканогенных пород в пределах Орхонской впадины.

Количественно соотношения между главными типами пород в общем разрезе могодской вулканогенной свиты можно выразить при помощи формулы по методу, предложенному И. В. Лучицким (Лучицкий, Бровков, Пилипенко, 1963):

Эта формула

$$\frac{O_{12}P_0}{O_{64}P_{18}} O_{64}E_{50}$$

для пород Орхонской впадины свидетельствует о том, что основные вулканические породы составляют 12% от мощности всей осадочно-вулканогенной толщ, в том числе эффузивов (ОЭ) — 12% при полном отсутствии пирокластических пород (П). Породы среднего состава (С) составляют 24%, в том числе эффузивов 6% и пирокластических пород 18%. Осадочные породы (О) составляют 64%, а коэффициент эксплозивности (Е) равен примерно 50%.

Коэффициент эксплозивности показывает, что в пределах Орхонской впадины в течение позднего триаса — ранней юры, наряду со спокойными излияниями, происходила, по-видимому, и эксплозионная деятельность, приводившая к накоплению пирокластического материала. Последнее, вероятно, было связано с существованием аппаратов центрального типа. Грубый, часто глыбовый материал в юго-западных частях впадины свиде-

<sup>1</sup> Эта величина выражает процентное отношение рыхлых продуктов вулканической деятельности ко всему изверженному материалу (Риттман, 1964).

тельствуется о близком расположении здесь магматических очагов. Непостоянство мощностей лавовых и пирокластических пород, а иногда выклинивание и фациальное замещение некоторых из них является указанием на существование в пределах юго-западной оконечности Орхонской впадины стратовулканов в местах резкого увеличения мощностей вулкано-генных пород.

Деятельность вулканических центров проявлялась не только в излияниях лав (к примеру, трахибазальтов), мощность которых оценивается в 500 м, и в выбросах на поверхность пирокластического материала, но также в формировании различных маломощных секущих тел диоритового и базальтоидного состава (в 40 км северо-восточнее оз. Угэй-Нур); последние можно условно рассматривать в качестве корневых зон вулканических построек, полностью денудированных в настоящее время.

\* \* \*

Таким образом, для рассматриваемого комплекса триасовых образований Орхонской впадины характерна тесная ассоциация грубых континентальных моласс и вулканических пород андезитового, трахиандезитового и трахибазальтового состава, принадлежащих в целом к трахиандезитовой формации.

Подобная ассоциация пород обычна для наложенных орогенных впадин Минусинского типа, заложение которых, как правило, происходило после длительного перерыва в осадконакоплении и сопровождалось структурной перестройкой и раздроблением их фундамента. Важной отличительной особенностью Орхонской впадины является то, что ее заложению предшествовал довольно длительный перерыв в седиментации на протяжении поздней перми и раннего триаса. Перерыв не сопровождался ни перестройкой структурного плана, ни сколько-нибудь существенными тектоническими деформациями. Это обстоятельство несомненно представляет интерес для разработки проблемы связи вулканизма с тектоникой.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Грецака Т. А., Моссаковский А. А. 1969. Некоторые вопросы стратиграфии и структурных соотношений карбона и триаса на севере Центральной Монголии.— Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Заварицкий А. Н. 1950. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР.
- Кузнецов Ю. А. 1964. Главные типы магматических формаций. М., «Недра».
- Луцицкий И. В. 1960. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба. М., Изд-во АН СССР.
- Луцицкий И. В., Бровков Г. Н., Пилипенко В. Н. 1963. Проблема палеовулканологии и палеовулканологические карты.— Труды Лабор. палеовулканол. Каз. ин-та мин. сырья, вып. 3.
- Маринов Н. А., Петрович Ю. Я. 1964. К стратиграфии мезозойских континентальных отложений Северной Монголии.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 39, вып. 6.
- Маринов Н. А. 1967. Геологические исследования Монгольской Народной Республики. М., «Недра».
- Моссаковский А. А., Томуртогоо О. 1972. Схема стратиграфии пермских и раннемезозойских вулкано-генно-осадочных образований Орхон-Селенгинского прогиба (МНР).— Докл. АН СССР, 206, № 5.
- Ритгман Н. 1964. Вулканы и их деятельность. М., «Мир».
- Томуртогоо О. 1972. Тектоника и история развития Орхонской впадины.— (север Центральной Монголии).— Геотектоника, № 3.

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие . . . . .	5
<i>В. В. Кепежинская, Е. В. Девяткин, И. В. Лучицкий, В. П. Чичагов, З. Дашдаваа</i>	
Кайнозойские щелочные оливиновые базальты Монголии . . . . .	7
<i>Е. В. Девяткин, И. Г. Лискин, М. А. Певзнер, Д. Бадамгарав</i>	
К стратиграфии кайнозойских базальтов Центральной Монголии (опыт геолого-геоморфологической и палеомагнитной стратиграфии базальтов) . . . . .	13
<i>В. И. Багин, Е. В. Девяткин, А. Я. Салтыковский</i>	
Некоторые результаты термомагнитных исследований кайнозойских базальтов Центральной Монголии . . . . .	47
<i>А. Я. Салтыковский, Ю. С. Геншафт</i>	
Об условиях генерации щелочных базальтовых магм района плато Дариганги (по экспериментальным данным) . . . . .	53
<i>А. Я. Салтыковский, Д. Оролмаа</i>	
О проявлениях субвулканического магматизма на Северо-Востоке Монгольской Народной Республики . . . . .	57
<i>В. В. Кепежинская, И. В. Лучицкий</i>	
Пермские вулканические ассоциации Центральной Монголии . . . . .	71
<i>А. А. Моссаковский, А. Я. Салтыковский, О. Томуртоого</i>	
Триасовые вулканогенные и молассовые образования Орхонской впадины в Центральной Монголии (стратиграфия, петрографический и петрохимический состав) . . . . .	94

## ГАРЧИГ

Омнох уг . . . . .	5
<i>В. В. Кепежинскас, Е. В. Девяткин, И. В. Лучицкий, В. П. Чичагов, З. Дашдаваа</i>	
Монголын кайнозойн оливин бүхий шүлтлэг базальтууд . . . . .	7
<i>Е. В. Девяткин, И. Г. Лискун, М. А. Певзнер, Д. Бадамгарав</i>	
Тов монголын кайнозойн базальтийн стратиграфи . . . . .	13
<i>В. И. Багин, Е. В. Девяткин, А. Я. Салтыковский</i>	
Тов монголын кайнозойн базальтийн термо-соронзон судалгааны зарим дүн . . . . .	47
<i>А. Я. Салтыковский, Ю. С. Геншафт</i>	
Дариганга нутгийн шүлтлэг базальтийн магмын үүсг тогтсон нөхцлийн тухай (туршилтын дүнгээр) . . . . .	53
<i>А. Я. Салтыковский, Д. Оролмаа</i>	
Монгол ард улсын зүүнхойт хэсгийн субвулканик магматизмын илэрлийн тухай . . . . .	57
<i>В. В. Кепежинскас, И. В. Лучицкий</i>	
Тов монголын пермийн насны вулканоген чулуулгийн бүрдэл . . . . .	71
<i>А. А. Моссаковский, А. Я. Салтыковский, О. Томуртогоо</i>	
Тов монголын Орхоны хотгорын триасийн насны вулканоген ба тунамал хурдсууд (стратиграфи, петрографи ба петрохимийн бүрэлдэхүүн) . . . . .	94

## CONTENTS

Foreword . . . . .	5
<i>V. V. Kepezhinskas, E. V. Devyatkin, J. V. Lutshitsky, V. P. Chichagov, E. Dashdavaa</i>	
Cenozoic alcali-olivine basalts of Mongolia . . . . .	7
<i>E. V. Devyatkin, I. G. Liskun, M. A. Pevzner, D. Badamgaraav</i>	
On the Stratigraphy of the Central Mongolia Cenozoic basalts . . . . .	13
<i>V. I. Bagin, E. V. Devyatkin, A. Y. Saltykovsky</i>	
Some results of the termomagnetic study of the Central Mongolia cenozoic basalts . . . . .	47
<i>A. Y. Saltykovsky, U. S. Genshaft</i>	
On the conditions on the generation of the alkaline basalt magma at the Dariganga area . . . . .	53
<i>A. Y. Saltykovsky, D. Orolmaa</i>	
On the manifestations of the sub-volcanic magmatism in the Mongolia north-east . . . . .	57
<i>V. V. Kepezhinskas, I. V. Lutshitsky</i>	
Permian volcanic associations of the Central Mongolia . . . . .	71
<i>A. A. Mossakovsky, A. Y. Saltykovsky, O. Tomortogoo</i>	
Triassic volcanic and molassic rocks of the Orchonsky basin in the Central Mongolia . . . . .	94

**Кайнозойские щелочные оливиновые базальты Монголии.** Кепежинская В. В., Девяткин Е. В., Лучицкий И. В., Чичагов В. П.—Сб. «Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение». М., «Наука», 1973 г.

Определяется петрохимический тип и формационный состав кайнозойских базальтовых серий Монголии как пример континентальных ассоциаций щелочных оливиновых базальтов. Устанавливаются провинциальные различия химизма, связанные с распространением щелочных базальтов калиевого типа на севере и в центральной части Монголии, а базальтов натрового типа — на юге. Приведена характеристика состава строения базальтовых накоплений в двух петрографических провинциях. Табл. 2. Библ. 10 назв.

УДК 551.77—552.33(517.3)

**К стратиграфии кайнозойских базальтов Центральной Монголии.** Девяткин Е. В., Лискун И. Г., Певзнер М. А., Бадамгарав Д.—Сб. «Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение». М., «Наука», 1973 г.

Впервые для Монголии приведено детальное описание стратиграфии кайнозойских базальтоидов ряда районов Центрального Хангая и Долины Озер. На основании геолого-стратиграфических взаимоотношений с осадочным разрезом кайнозоя, палеомагнитных исследований и абсолютных датировок (по калий-аргону) намечена схема стратификации базальтов с выделением нескольких разновозрастных комплексов. Илл. 20. Библ. 52 назв.

УДК 552.33—551.77—550.38(517.3)

**Некоторые результаты терромагнитных исследований кайнозойских базальтов Центральной Монголии.** Багин В. И., Девяткин Е. В., Салтыковский А. Я.—Сб. «Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение». М., «Наука», 1973 г.

В статье впервые для Центральной Монголии приведены данные по терромагнитным исследованиям кайнозойских базальтов. Намечена возможность использования этих методов для определения возможных глубин зарождения базальтовых расплавов и уровней расположения магматических очагов. Илл. 4. Библ. 11 назв.

УДК 552.33(517.3)

**Об условиях генерации щелочных базальтовых магм района плато Дариганги (по экспериментальным данным).** Салтыковский А. Я., Генштафт Ю. С.—Сб. «Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение». М., «Наука», 1973 г.

Излагаются результаты экспериментального изучения щелочных базальтов плато Дариганги, содержащих включения ультраосновных пород. Плавление образцов базальта проводилось при давлении до 30 кбар. Показано, что щелочно-базальтовые магмы Дариганги образовывались при температурах не ниже 1200°С, предполагается, что эти магмы были дифференциатами более глубоких первичных базальтовых магм. Табл. 1. Илл. 1. Библ. 8 назв.

УДК 552.313—551.76 (517.3)

**О проявлениях субвулканического магматизма на Северо-Востоке Монгольской Народной Республики.** Салтыковский А. Я., Оролмаа Д.—Сб. «Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение». М., «Наука», 1973 г.

В статье изложены результаты изучения субвулканических массивов на северо-востоке Монголии (северо-западнее г. Чойбалсан).

Дается геологическая, петрографическая и петрохимическая характеристика субвулканических образований.

Показано, что субвулканический магматизм был характерной чертой тектонической активности в позднем мезозое на изученной территории.

Табл. 3. Иллюстраций 2, библ. 18 назв.

УДК 551.21:551.217

**Пермские вулканические ассоциации Центральной Монголии.** Кепежинская В. В., Лучицкий И. В.—Сб. «Ассоциация вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение». М., «Наука», 1973 г.

Изучение пермских вулканических ассоциаций Центральной Монголии, а также продуктов раннемезозойского ареального вулканизма на этой территории выявило существенные различия в проявлениях пермского вулканизма в двух главнейших вулканических зонах — Орхон-Селенгинском и Предхэнтэйском прогибах. В первом была сформирована трахитовая липарит-базальтовая контрастная ассоциация, характеризующаяся повышенным содержанием калия, во втором — андезитовая и липаритовая ассоциация нормальной щелочности. Установлены главные особенности строения и химизма соответствующих вулканических толщ. Илл. 4. Библ. 16 назв.

**Триасовые вулканогенные и молассовые образования Орхонской впадины в Центральной Монголии (стратиграфия, петрографический и петрохимический состав).** Москаковский А. А., Салтыковский А. Я., Томуртоого О.—Сб. «Ассоциации вулканогенных пород Монгольской Народной Республики, их состав и стратиграфическое положение». М., «Наука», 1973 г.

Впервые дана детальная геолого-петрографическая характеристика вулканогенных и молассовых образований Орхонской впадины Монголии. Приведены новые данные по возрастному расчленению некоторых осадочных толщ. Показано, что вулканогенные образования Орхонской впадины относятся к трахиандезитовому типу пород щелочно-известковой серии. Табл. 1. Илл. 3. Библ. 10 назв.

**Ассоциации вулканогенных пород  
Монгольской Народной Республики,  
их состав и стратиграфическое положение**  
Труды Совместной Советско-Монгольской  
геологической экспедиции, выпуск 7

*Утверждено к печати  
Советско-Монгольской научно-исследовательской  
геологической экспедицией*

Редактор *А. А. Моссаковский*  
Редактор издательства *Л. В. Миракова*  
Художник *В. А. Назаров*  
Художественный редактор *В. Н. Тихунов*  
Технический редактор *Н. П. Кузнецова*

Сдано в набор 27/XII 1972 г.  
Подписано к печати 22/V 1973.  
Формат 70 × 108<sup>1/16</sup>. Бумага № 2  
Усл. печ. л. 10,7. Уч.-изд. л. 10,3  
Тираж 800. Т-04870  
Тип. зак. 1661. Цена 1 р. 36 к.

Издательство «Наука».  
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21  
2-я типография издательства «Наука».  
121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

731

731

731



ГОСУДАРСТВЕННАЯ БИБЛИОТЕКА