

НАУЧНЫЕ НОВОСТИ И ЗАМЕТКИ

И. Г. ЛИСКУН, М. А. ПЕВЗНЕР

К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ МОЛОДЫХ БАЗАЛЬТОВ ИСТОКОВ ЕНИСЕЯ

На крайнем севере Монгольской Народной Республики широкое развитие получили молодые базальтовые покровы. Нами были исследованы базальты северо-западной части Дархатской впадины по долине р. Шишхид, которая представляет собой один из истоков Енисея. Описанные ниже базальты образуют огромное поле на правобережье р. Шишхид, протягивающееся почти непрерывной полосой более чем на 20 км от р. Хогоргаин до р. Тэнгесин. Только перед впадением р. Тэнгесин в р. Шишхид, примерно на протяжении 1,5 км, они перекрываются водноледниковыми отложениями, вновь обнажаясь в устье р. Тэнгесин, по обоим ее берегам.

Базальтовый покров состоит из нескольких потоков. Залегание базальтов преимущественно горизонтальное, и только местами они слабо наклонены в сторону долины. Эти наклоны обусловлены местными неровностями рельефа. Многослойное строение базальтового покрова прекрасно видно в береговых обрывах р. Шишхид (рис. 1). Наиболее ярким примером, показывающим внутреннее строение этого базальтового комплекса, может служить разрез по р. Шишхид в нескольких километрах ниже впадения р. Хогоргаин. Общая видимая мощность базальтового покрова в данном разрезе достигает 33,5 м.

Отдельные базальтовые потоки имеют мощность от 2,5—3 до 20 м и различаются между собой по структуре, окраске и типу их отдельности. В описываемом разрезе обнажается четыре потока.

Верхний поток, мощностью около 3 м, представлен мелкозернистым, темно-серым, на выветрелой поверхности слегка буроватым, крепким, слабо пористым базальтом, обладающим прекрасной шаровой отдельностью. Диаметр шаров достигает 1,0—1,5 м. Внутри крупных шаров отчетливо наблюдается скорлуповатое строение. Слагающий этот поток базальт обладает диабазовой структурой и состоит из плагиоклаза, оливина, пироксена, рудного минерала и редких зерен кварца. Плагиоклаз — лабрадор и битовнит образуют идиоморфные, беспорядочно расположенные вытянутые сдвойникованные лейсты размером от 0,2 до 0,8 мм. Пироксен представлен авгитом слегка буроватым, со слабо выраженным плеохроизмом, размер от 0,09 до 0,7 мм. Оливин присутствует в виде неправильных зерен размером от 0,1 до 1,0 мм, местами по трещинам слабо ожелезнен. Средний размер зерен оливина и авгита обычно около 0,3—0,4 мм. Рудный минерал здесь и во всех последующих образцах изучался в полированных шлифах при увеличении 950 с иммерсией¹. Он представлен титаномagnetитом, который образует неправильной формы зерна, размер их сильно варьирует (от 0,4 до 0,009 мм), преобладают зерна размером 0,02—0,03 мм. В некоторых зернах заметны

¹ Авторы считают своим долгом выразить искреннюю благодарность О. В. Карповой, консультациями которой они пользовались при микроскопическом изучении рудных минералов.

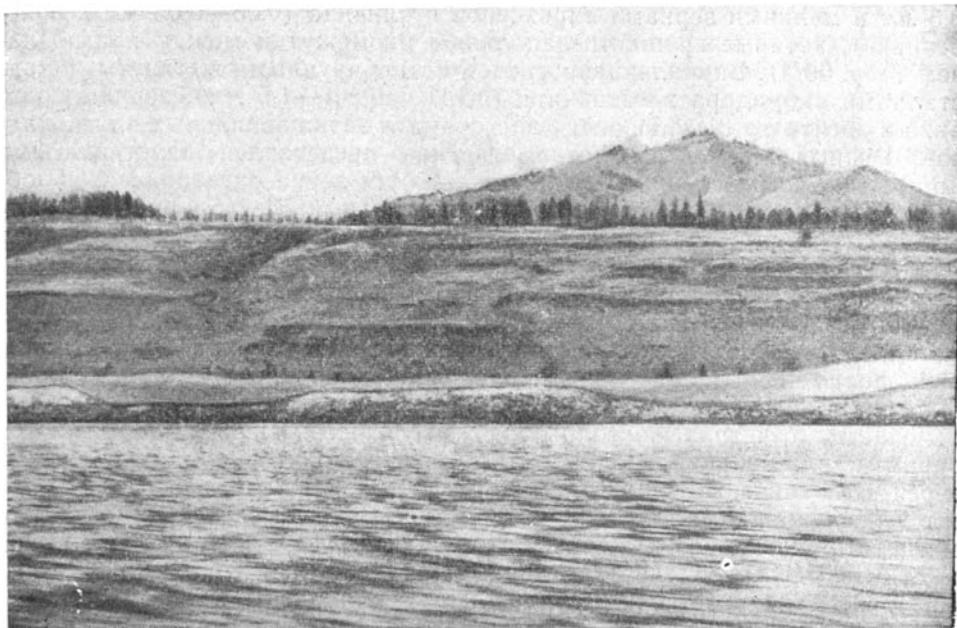


Рис. 1. Общий вид базальтового покрова по правому берегу р. Шишхид

сравнительно широкие пластинки распада. Местами титаномагнетит мартитизирован. Содержание рудного минерала в породе достигает 9% (обр. 54).

Залегающий ниже второй поток имеет мощность 7 м (обр. 50/2 — верхняя часть потока, 50/3 — нижняя часть потока). Слагающий его базальт тонкозернистый, темно-серый, массивный, плотный, однородный. Базальт обладает нечетко выраженной глыбовой отдельностью. Местами встречаются мельчайшие поры, нередко с каемкой зеленоватого глинистого вещества. Структура базальта диабазовая. Состав и размеры зерен слагающих его компонентов аналогичны базальту верхнего потока.

Рудный минерал представлен титаномагнетитом. В образце 50/2 титаномагнетит в основном не обнаруживает продуктов распада твердого раствора. Только в наиболее мелких зернах отмечаются широкие пластинки распада, представленные, вероятно, ильменитом. В базальте, взятом из нижней части потока (обр. 50/3), титаномагнетит образует два типа зерен. Первый имеет однородный светло-коричневый оттенок, без видимых (при увеличении 950) продуктов распада твердого раствора. Второй (менее распространенный) представлен более светлоокрашенными зернами, в которых отмечаются 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 направлениях, параллельно плоскостям октаэдра. Возможно, пластинки являются ульвешпинелевыми. Содержание титаномагнетита в обоих образцах второго потока порядка 10%.

Третий поток самый мощный — более 20 м. Верхняя часть представлена мелкозернистым, темно-серым, пористым базальтом. Пустоты полые, размер их изменяется от долей миллиметра до 3—5 см; они нередко имеют каемку зеленоватого вещества (возможно, глинистого). Состав базальта аналогичен вышеописанным, структура долеритовая. Основная масса породы сложена лейстами основного плагиоклаза длиной 0,1—

0,3 мм и мелкими зернами пироксенов и оливина (0,03—0,05 мм в поперечнике), которые группами заполняют промежутки между плагиоклазом (обр. 50/4). Вкрапленники представлены крупными вытянутыми кристаллами лабрадора и битовнита (до 2, чаще 1—1,5 мм), зернами оливина и авгита до 1 мм. Изредка встречаются зерна зональных плагиоклазов. Рудный минерал — титаномагнетит — представлен пластинчатыми призматическими зернами, реже встречаются зерна октаэдрического облика. Зерна титаномагнетита имеют однородный светло-коричневый оттенок и не обнаруживают продуктов распада твердого раствора. Размер рудных зерен изменяется от 0,09 до 0,009 мм, средний размер их около 0,02—0,03 мм. Содержание рудных зерен в породе 10—12%. Мощность пористого базальта 2,0—2,5 м.

Нижняя часть третьего потока сложена мелкозернистым, темно-серым, почти черным, массивным, плотным, однородным базальтом (обр. 50/5, 50/6). Местами, особенно ниже по течению р. Шишхид, в базальтах отмечается отчетливая столбчатая отдельность. Изредка встречаются округлые или неправильной формы пустоты. Характерна трещиноватость зерен всех слагающих породу минералов. Базальт того же состава, что и в вышележащих потоках, структура диабазовая. Рудные зерна титаномагнетита обычно не обнаруживают продуктов распада (обр. 50/6), лишь в отдельных зернах едва заметен тонкий пластинчатый распад (обр. 50/5). Средний размер их порядка 0,02 мм, процентное содержание на породу около 8%.

Четвертый поток полностью не вскрыт и уходит под урез реки. Видимая мощность его достигает 3,5 м. Он представлен пузыристо-шлаковид-

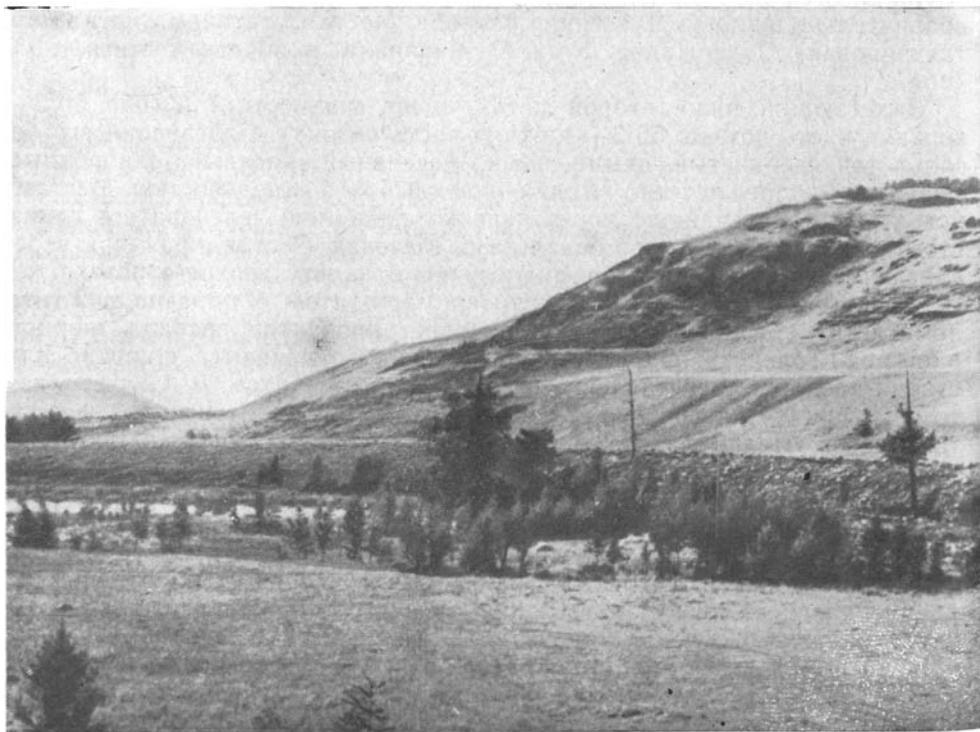
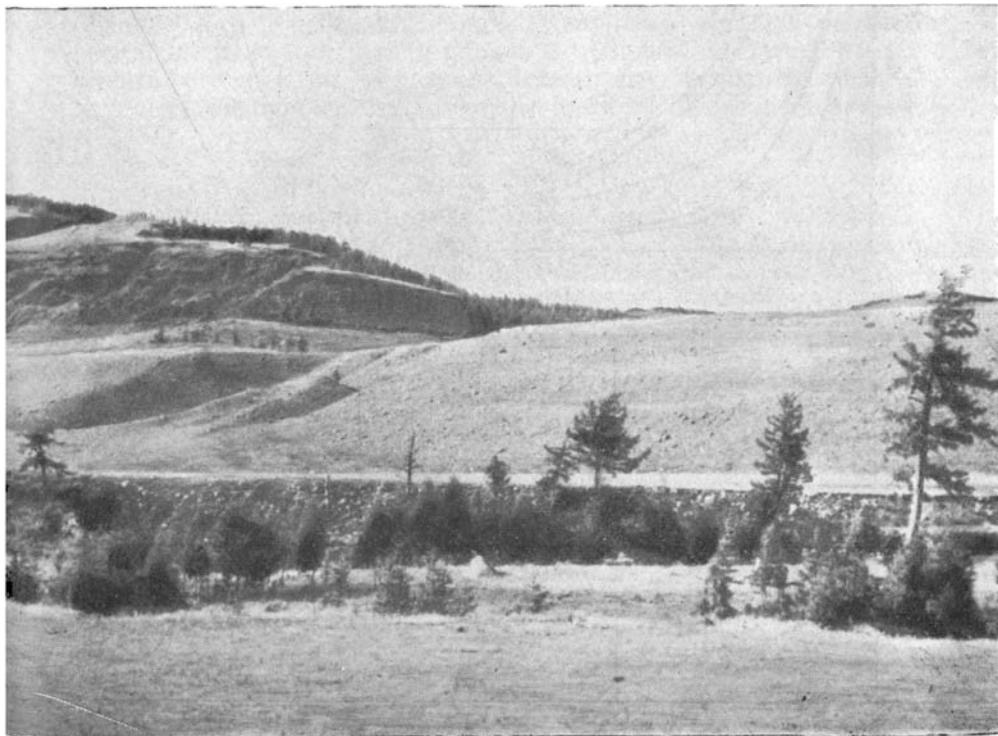


Рис. 2. Соотношение базальтов и ледниковых отложений в устье р. Тэнгесин

ным базальтом серовато-бурого цвета, с гипогидриновой структурой. Порода состоит из тонких удлиненных кристаллов (размер 0,45—0,2 мм) основного плагиоклаза (главным образом лабрадора), зерен авгита и оливина (от 0,09—до 0,7 мм), очень мелких (сотые и тысячные доли миллиметра) зерен рудного минерала, погруженных в основную массу, представленную аморфным, почти не действующим на поляризованный свет, темно-бурым вулканическим стеклом. Вкрапления плагиоклаза и пироксена свежие, а оливин по трещинам нередко ожелезнен. На стенках многочисленных пустот породы фиксируется каемка глинистого вещества.

Молодые базальты, аналогичные описанным, широко распространены не только в пределах Дархатской котловины, но и в прилегающих районах СССР и Монголии. Так, по данным А. Х. Иванова (1953), они занимают обширные площади на восточном побережье оз. Хубсугул, залегая на различной гипсометрической высоте и на породах весьма различного возраста. Время излияния этих базальтов по сопоставлению с соседними районами А. Х. Иванов определяет концом третичного и самым началом четвертичного периода и считает, что «базальты Восточного и Западного Прикосогорья составляют один и тот же эффузивный комплекс и, следовательно, должны иметь одинаковый возраст» (1953, стр. 130).

На изученном нами участке долины р. Шишхид пока что нет прямых геологических данных, позволяющих точно определить возраст базальтов. Известно, что в долине р. Хогоргаин базальты выходят из-под флювиогляциальных и моренных отложений верхнечетвертичного оледенения. Сходное соотношение базальтов и ледниковых отложений верхнечетвер-



тичного возраста видно и по долине р. Тэнгесин (рис. 2), что свидетельствует лишь, что базальты древнее верхнечетвертичного оледенения.

Для уточнения возраста этих базальтов нами был применен палеомагнитный метод исследования: были отобраны ориентированные образцы базальтов из описанного выше разреза. При лабораторных исследованиях было установлено, что все образцы имеют обратную намагниченность и довольно близкие магнитные характеристики. Величина естественной остаточной намагниченности (I_n) колеблется от $1,5 \times 10^{-3}$ до $5,6 \times 10^{-3}$ СГС. У всех образцов при недельной выдержке в поле лаборатории вязкая намагниченность практически не возникает. Лишь в обр. 50/5 за это время возникла вязкая намагниченность, составляющая 6% от стабильной части I_n , но она снималась при размагничивании образца переменным магнитным полем с амплитудой 50 э. Носителем I_n во всех образцах является титаномагнетит. Это следует из анализа кривых $I_n(H)$ (рис. 3), $I_{rs}(t)$, $I_n(t)$ (рис. 4) и из анализа параметров насыщения.

Все образцы, кроме одного, насыщались в полях до 1600 э и имели H'_{cs} от 100 до 300 э. И лишь один образец (50/5) насыщался в поле 2500 э и имел $H'_{cs} = 500$ э.

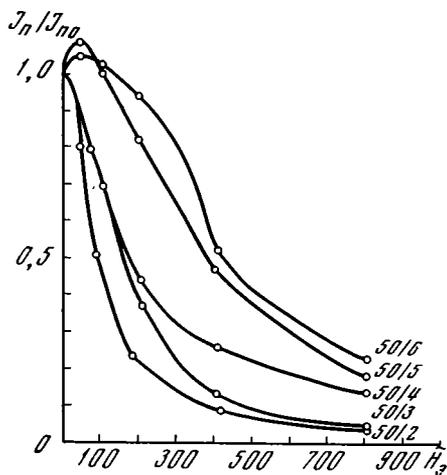
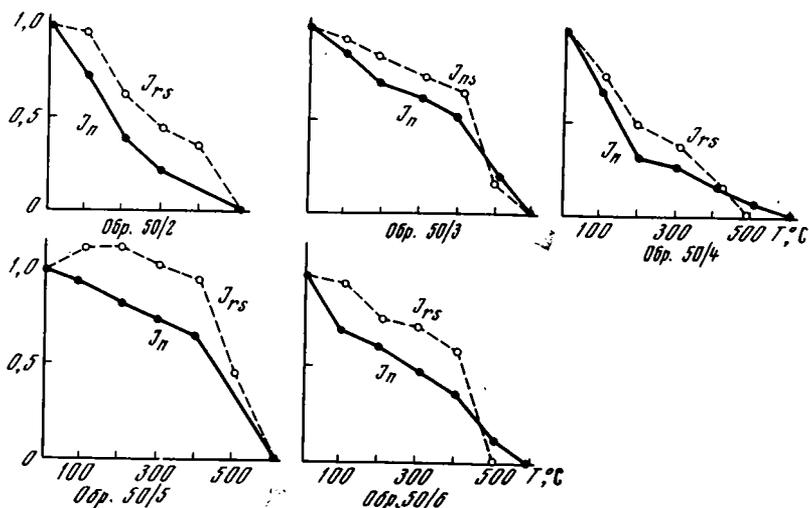


Рис. 3. Кривые размагничивания I_n переменным полем

Рис. 4. Кривые размагничивания I_n и I_{rs} температурой



Разрушение I_{rs} и I_n температурой производилось в скомпенсированном магнитном поле при температурах 500° и 600° С. Ход кривых I_n ($\overset{\infty}{H}$) (см. рис. 3) также характерен для намагниченности титаномагнетитов. Половина величины I_n снималась в полях 100—400 э, а в поле 800 э оставалось 5—25% I_n .

Поскольку кривые $I_n(t)$ имели такой же вид, что и кривые $I_{rs}(t)$, мы вправе предположить: за намагниченность I_n отвечают те же или такие же минералы, как и за I_{rs} , а поэтому минераграфические исследования позволяют нам судить о составе рудной фракции, ответственной за I_n образцов. При просмотре прозрачных и полированных шлифов было установлено, что во всех образцах рудный минерал представлен титаномагнетитом с размером зерен 0,4—0,009 мм. Основная масса зерен имеет размер 0,02—0,03 мм. Все минералы свежие без вторичных изменений.

При лабораторных прогревах в образцах происходили химические превращения (вероятно, распад титаномагнетита), в результате которых ферромагнетит становился более жестким, повышались поля насыщения, но не превышали 2000 э, параметр H'_{cs} , кривые $J_{rt}(\overset{\infty}{H})$, располагались выше кривых I_n ($\overset{\infty}{H}$). Отсутствие вторичных изменений в исследованных образцах и комплекс лабораторных исследований позволяют предположить, что образцы имеют первичную термонамагниченность.

Таким образом, изученные базальты образовались во время существования геомагнитного поля обратной полярности. Поскольку последняя инверсия произошла около 700 тыс. лет назад (Храмов, 1963; Cox and Dalrymple, 1967), можно совершенно определенно утверждать, что изученные базальты не моложе этого времени. Следовательно, возраст базальтового покрова по долине р. Шишхид является по крайней мере верхнеплиоценовым (эпоха обратной полярности Матуяма). Следует добавить, что нижний возрастной предел этих базальтов неясен — он может быть установлен лишь определением абсолютного возраста.

ЛИТЕРАТУРА

- Иванов А. Х. Геология и полезные ископаемые Кобдонского района Монгольского Алтая.— Труды Монгольской комиссии АН СССР, вып. 2, 1953.
 Храмов А. Н. Палеомагнитные разрезы плиоцена и постплиоцена Апшеронско-Закаспийской области и их корреляция. Тр. Всес. нефт. науч.-исслед. ин-та, вып. 204, 1963.
 Cox A., Dalrymple G. B. Geomagnetic polarity epochs, Nunivak Island, Alaska.— Earth and Planetary Sci. Letters, vol. 3, N 2, 1967.

О. А. РАКОВЕЦ

К ВОПРОСУ О РАСПРОСТРАНЕНИИ КЫЗЫЛГИРСКОЙ СВИТЫ В КУРАЙСКОЙ СТЕПИ

При среднемасштабной геологической съемке Горного Алтая в пределах его крупнейшей межгорной впадины — Чуйской степи было отмечено довольно широкое распространение своеобразных преимущественно галечниково-щебневых и песчаных неогеновых отложений, выделенных под названием кызылгирской свиты (рисунок) и изучавшихся многими исследователями: Г. Ф. Лунгерсгаузенем и О. А. Раковец (1958),