

УДК 551.21(571.55)

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО УДОКАНСКОГО ЛАВОВОГО ПЛАТО: ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И АССОЦИИ ПОРОД

© 2012 г. Ф. М. Ступак, В. А. Лебедев, Е. А. Кудряшова

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, геохимии и минералогии РАН

119017 Москва, Старомонетный пер., 35, e-mail: fms38@mail.ru

Поступила в редакцию 22.03.2011 г.

Приведена новая схема разделения позднекайнозойских вулканитов Удоканского лавового плато, базирующаяся на изотопных датировках пород, полученных за последние 15 лет. Схемой предусмотрено выделение 5 структурно-вещественных комплексов (СВК) пород: среднемиоценового, позднемиоценового, ранне-среднеплиоценового, позднеплиоценового и четвертичного. В каждом СВК продукты извержений центрального типа и субвулканических внедрений обособлены в конкретные породные комплексы; продукты массовых трещинных излияний из трех СВК (позднемиоценового, ранне-среднеплиоценового и позднеплиоценового) – в 3 стратиграфические серии. Каждая из серий включает 3 свиты пород со срединной (в разрезах серий) позицией свит, сложенных дифференциатами базальтовых расплавов.

ВВЕДЕНИЕ

Расположенное на северо-восточном фланге Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) Удоканское лавовое поле (УЛП) с давних пор привлекало к себе внимание геологов и петрологов как разнообразием характера и условий проявления вулканических извержений, так и своеобразием возникших при этом вулканических структур и ассоциаций пород. Здесь впервые для Байкальского рифта были установлены кальдерные вулканы и эксплозивные кратеры, вулканиты ультраосновного состава (оливиновые мелалейцититы и меланефелиниты), трахиты и щелочные трахиты, роговообманковые базальты, мегакристаллы циркона и т.д.

Особенно интенсивно УЛП изучалось в 60–80-х гг. прошлого столетия, когда были проведены средне- и крупномасштабное геологическое картирование плато и разного рода тематические исследования, получены обширные данные по петрохимии пород и первые результаты определений изотопного возраста вулканитов. За это время появилось много публикаций, освещающих отдельные аспекты геологии УЛП, в том числе и несколько монографических работ [Киселев и др., 1979; Рассказов, 1985; Ступак, 1987], в которых были предприняты попытки обобщения имеющихся геологических материалов.

В последние 10–15 лет опубликован ряд работ, освещающих изотопный возраст и состав пород УЛП по результатам преимущественно высокоточных измерений [Покровский, 1991; Рассказов и др., 1997, 1998, 2000; Ступак и др., 2008]. Они позволяют более доказательно трактовать историю образования УЛП и эволюцию его вулканизма и петрогенезиса.

В предлагаемой работе сделана попытка обобщения и систематизации имеющихся геохронологических данных и разработки на этой основе новой схемы разделения вулканогенных образований УЛП, приведена характеристика его структурно-вещественных комплексов.

НОВАЯ СХЕМА РАСЧЛЕНЕНИЯ НЕОГЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНИТОВ УЛП (НА ОСНОВЕ ИЗОТОПНЫХ ДАТИРОВОК ПОРОД)

Единственное на северо-восточном фланге Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) позднекайнозойское лавовое поле хр. Удокан выделяется среди других подобных полей БРЗ присутствием значительных объемов пород ряда трахиандезиобазальта – трахита. Замеченное уже на ранних стадиях изучения УЛП тяготение таких пород к средней части разреза вулканической толщи при детальном картировании плато привело к обособлению их в самостоятельное стратиграфическое подразделение – амнанакчинскую свиту [Ступак, 1979]. Выделенная впервые в 1967 г. в бассейне реки Сакукан (ныне – Южный Сакукан), свита явилась в дальнейшем важнейшим маркирующим элементом разреза лавовой толщи. Светлоокрашенные, преимущественно тонкоплитчатые (до листоватых) породы амнанакчинской свиты легко узнавались и картировались, разделяя темные, глыбово-плитчатые ниже- и вышележащие базальты базисной и несмураканской свит.

Выработанная для юго-восточной части УЛП схема расчленения позднекайнозойских вулканитов в дальнейшем использовалась при детальном

картировании остальной его части, а также при составлении листов Геолкарты-200 второго поколения. В последнем случае стратифицируемые образования плато были объединены в трехсвитную чукчудинскую серию, а не стратифицируемые — в эффузивно-жерловый и субвулканический (ЭЖС) чукчудинский комплекс, совместно составляющие чукчудинскую вулканическую ассоциацию. В данной схеме возраст пород конкретных подразделений вулканогенной толщи определялся на основании возраста редких, в целом, остатков флоры (споры, пыльца) в осадочных отложениях, подстилающих и прослаивающих вулканисты, и (или) корреляции с лучше датированными позднекайнозойскими осадочными толщами сопредельных районов. В меньшей мере для этих целей привлекались и весьма противоречивые в своей массе результаты изотопного датирования пород. Редкость как палеонтологических, так и изотопных возрастных меток пород, субъективизм их интерпретации отразились в противоречиях схем их расчленения, предложенных для отдельных частей УЛП. Незыблемым оставался только главный постулат таких схем — одновозрастность пород каждой из свит разреза плато на всей его площади.

Появившиеся в течение последних 15 лет многочисленные высокоточные ^{40}Ar - ^{39}Ar и К-Аг датировки удоканских вулканистов, выполненные на современной методической и инструментальной основе [Рассказов и др., 2000; Ступак и др., 2008; Чернышев и др., 2006] по навескам преимущественно из основной массы пород, обнаружили, что УЛП не является латерально одновозрастным. Оказалось, что плато в своей стратифицированной части представляет собой аппликацию из трех разновозрастных, но с одинаковым строением разреза, частей: восточной, центральной и западной. ЭЖС образования УЛП проявлялись в его истории неоднократно как при формировании толщ стратифицированных вулканистов, так и предшествовали и последовали им. Схема размещения ареалов разновозрастных вулканистов УЛП и положение в них датированных разрезов стратифицируемых образований показаны на рис. 1 (см. также дополняющий его рис. 2 в работе [Ступак и др., 2008]).

Новые данные по изотопному возрасту пород УЛП свидетельствуют, что существующая схема их разделения устарела и не соответствует современному уровню наших знаний. Если для восточной части плато, где она и была разработана, ее применение, в целом, допустимо, то для других его частей необходимо выделение других свит и комплексов.

Ниже приводится новая схема последовательности формирования УЛП (от древних к молодым образованиям), опирающаяся на изотопные (в том числе и по ^{14}C) датировки последних полутора десятков лет, приведенные в работах [Девирц и др., 1981; Рассказов и др., 1997, 1998, 2000; Ступак, 1987; Ступак, Ступак, 1987; Ступак и др., 2008].

Время формирования конкретных возрастных подразделений УЛП (в млн лет) обозначено в схеме после их индексов.

Средний миоцен. Лурбунский фойдитовый ЭЖС комплекс ($\epsilon\sigma N_1^2 l$). **15–14.** Лавы, изредка туфы построек центрального типа, экструзивные тела, штоки.

Поздний миоцен. Чукчудинская серия ($N_1^3 \epsilon k$) (восточная часть УЛП).

Базисная свита ($N_1^3 bz$). **9.95–9.6.** Лавы базанитов, трахибазальтов, базальтов; в основании и низах разреза гиалокластиты и терригенные отложения.

Амнанакчинская свита ($N_1^3 am$). **9.6–9.35.** Лавы трахибазальтов, трахиандезиобазальтов, трахиандезитов, трахитов и щелочных трахитов, изредка щелочных базальтов, тефритов, фонолитов и тефронолитов.

Несмураканская свита ($N_1^3 ns$). **9.35–8.4.** Лавы базанитов, трахибазальтов, щелочных базальтов, редко гиалокластиты.

Чукчудинский базальт-трахитовый ЭЖС комплекс ($\beta\text{-}\tau N_1^3 \epsilon$). **8.95–6.85.** Лавы, агглютинаты и туфы построек центрального типа, экструзии, силлы, дайки и штоки.

Ранний–средний плиоцен. Амутычинская серия ($N_2^{1-2} am$) (центральная часть УЛП).

Куасская свита ($N_2^{1-2} ks$). **5.6–4.0.** Лавы базанитов, трахибазальтов, щелочных базальтов; гиалокластиты, в основании и низах разреза местами терригенные отложения.

Эймнахская свита ($N_2^{1-2} em$). **4.0–3.38.** Лавы трахибазальтов, трахиандезитов, трахитов и щелочных трахитов, изредка щелочных базальтов.

Октокитская свита ($N_2^{1-2} ok$). **3.32–2.50.** Лавы базанитов, трахибазальтов, щелочных базальтов; местами по разрезу терригенные отложения.

Амутычинский трахит-базальтовый ЭЖС комплекс ($\tau\text{-}\beta N_2^{1-2} a$). **4.6–2.57.** Лавы, агглютинаты и туфы, редко гиалокластиты построек центрального типа, экструзии, силлы, дайки и штоки.

Поздний плиоцен. Туруктакская серия ($N_2^3 tr$) (западная часть УЛП).

Дагалдынская свита ($N_2^3 dg$). **2.50–2.3.** Лавы базанитов, трахибазальтов, щелочных базальтов.

Инаричинская свита ($N_2^3 in$). **2.3–2.02(?)**. Лавы трахибазальтов, трахиандезитов, фонтотефритов, трахитов и щелочных трахитов, редко фонолитов.

Иссакачанская свита ($N_2^3 is$). **2.15–1.8.** Лавы базанитов, щелочных базальтов, трахибазальтов, фонтотефритов.

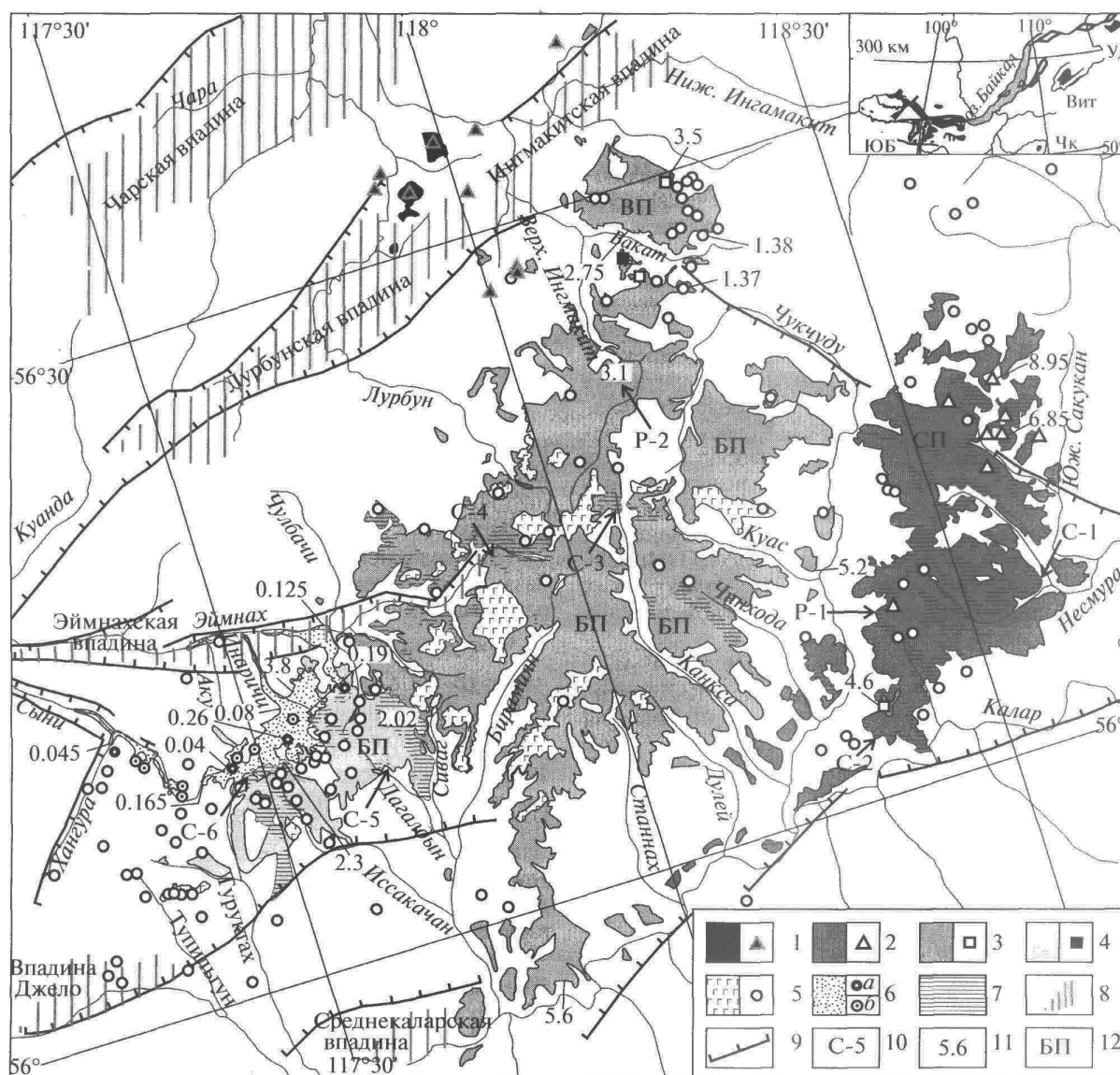


Рис. 1. Удоканское лавовое плато.

1–6 – лавовые поля (показаны цветом и крапом), вулканы и экструзивные тела (показаны значками): 1 – среднемиоценовые, 2 – позднемиоценовые, 3 – ранне-среднеплиоценовые, 4 – позднеплиоценовые, 5–6 – четвертичные (генерализовано): 5 – эоплейстоценовые, 6 – позднечетвертичные (а – неоплейстоценовые, б – голоценовые); 7 – участки развития трахитовых пород в разрезах платобазальтов; 8 – впадины; 9 – кайнозойские разломы; 10 – расположение датированных и некоторых опорных разрезов: С – авторских, Р – Рассказова и др. [Рассказов, 1985; Рассказов и др., 1997]; 11 – расположение единичных авторских датировок и их значения (в млн лет); 12 – покровы плато (БП – Бирамнянский, ВП – Вакатский, СП – Сакуканский). На врезке показано положение Удоканского плато в системе кайнозойских вулканических полей Прибайкалья и Забайкалья. Вулканические поля – черные залитые участки; вулканические области: ЮБ – Южно-Байкальская, Вит – Витимская, Уд – Удоканская, Чк – Чикойская.

Туруктакский базальтовый ЭЖС комплекс (βN_2^3). 2.38. Лавы и туфы построек центрального типа, экструзии, штоки и силлы.

Ранний плейстоцен. Вакатский базальтовый ЭЖС комплекс ($\beta Q_1 v$). 1.8–0.73. Лавы, шлаки и

туфы построек центрального типа, экструзии, силлы, дайки и штоки.

Средний–поздний плейстоцен. Акунский базальт-трахитовый ЭЖС комплекс ($\beta-Q_{2-3a}$). 0.26–0.04. Лавы, шлаки и туфы построек центрального типа, экструзии, некки.

Голоцен. Синийский базальт-трахитовый ЭЖС комплекс (β -тQ_{4s}). **0.01205–0.0021.** Пемзы, пеплы, лавы, редко игнимбриты, агглютинаты построек центрального и трещинного типа, некки.

Не для всех подразделений схемы имеется достаточное количество датировок пород, но, в целом, возрастные их группы выделяются достаточно хорошо. Тем не менее, для позднемиоценовых образований имеется ряд дат с возрастом 7.46–7.40 млн лет, тяготеющих к западной части этого ареала вулканизма. Возможно, они свидетельствуют о существовании в позднем миоцене еще одного этапа извержений, по составу пород близких породам чукчудинской серии. Другое замечание касается объема инаричинской свиты туруктакской серии. К ней условно отнесены трахитовые лавы между речья Сивага-Дагалдына, венчающие здесь разрез плато и датированные в 2.02 млн лет. Не исключена их принадлежность к самостоятельному стратиграфическому подразделению, наращивающему разрез серии.

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ УЛП

Опираясь на приведенную выше схему разделения вулканогенных образований УЛП, следует различать пять их структурно-вещественных комплексов (СВК): среднемиоценовый, позднемиоценовый, ранне-среднеплиоценовый, позднеплиоценовый и четвертичный (в составе эоплейстоценового, неоплейстоценового и голоценового ЭЖС комплексов).

Среднемиоценовый СВК

Самые древние кайнозойские магматические образования хребта Удокан, объединенные в лурбунский (по р. Лурбун, левому притоку р. Чары в ее верховьях) ЭЖС комплекс, распространены на северной окраине плато (см. рис. 1), где максимально приближены к оси Байкальского рифта. Они образуют небольшой вулканический ареал грушевидной формы, вытянутый в северо-восточном направлении вдоль зоны разломов, оформляющих южный фланг рифтогенной Чарской впадины. В современном эрозионном срезе древнейшие вулканы плато образуют 11 разновеликих и разобщенных выходов общей площадью около 10 км² и объемом до 1 км³. Три из них являются постройками вулканов центрального типа, остальные — достоверными и предполагаемыми экструзивными телами или штоками [Ступак, 1983]. Вероятно, таких выходов больше, но они или скрыты под рыхлыми четвертичными отложениями двух небольших межгорных впадин — Ингамакитской и Лурбунской, или не выделены из серии мелких выходов базальтов на южном обрамлении обеих впадин. За исключением экструзии в истоках руч. Левый Сангиях, все выходы лурбунских вулканов находятся в западной части их ареала, преимуще-

ственно на низкогорной перемычке, разделяющей обе упомянутые впадины.

Вулканические постройки среднего миоцена (Ингамакит, Правый Лурбун, Перемычка) занимают вершинные части массивных гор межвпадинной гряды. Несмотря на значительную “изношенность” построек, хорошо заметно почти горизонтальное залегание подошвы их лавовых панцирей, свидетельствующее о значительной степени выровненности довулканического рельефа. Единство построек нарушают последующие разломы преимущественно рифтового (северо-восточного) простирания.

Центры извержений обозначены округлыми в плане кратерными углублениями с поперечником в 200–250 м, почти до краев заполненными продуктами разрушения построек (влк. Ингамакит), перекрытыми финальными лавами (влк. Правый Лурбун) или занятыми экструзивными телами (влк. Перемычка) поздних лав. Среди продуктов извержений доминируют лавы, эксплозивные образования (туфы, агглютинаты) в небольшом количестве обнаружены только в реликтах жерловой воронки вулкана Ингамакит.

Лавовые панцири построек сложены наслоениями потоков лав, количество которых может достигать 5–6 (влк. Ингамакит). Их выделение обычно затруднено как недостаточной обнаженностью и редкостью коренных выходов, так и низкой (до отсутствия) пористостью приподошвенной и прикровельной частей лавовых слоев. Пористость заметно проявлена преимущественно в лавах поздних стадий извержений всех трех вулканов и максимальна в окисленных лавах самых верхних, прижерловых, потоков и пирокластике вулкана Ингамакит.

Экструзивные тела лурбунского ЭЖС комплекса присутствуют в постройках вулканов Перемычка и Ингамакит, но в большинстве случаев находятся среди пород докайнозойского фундамента. Форма тел преимущественно овальная, реже округлая, площадь варьирует от 0.03 до 0.5 км².

В сложении как вулканических построек, так и экструзивных тел принимают участие фойдитовые породы ультраосновного (доминируют) и основного (резко подчинены) составов и переходные между ними разности. Группу доминирующих фойдитовых пород составляют оливиновые мелалейцититы и оливиновые меланефелиниты, а также переходные разности с присутствием модальных щелочного или кальциевого полевых шпатов; остальные разновидности (базаниты) количественно незначительные.

Возраст пород лурбунского ЭЖС комплекса устанавливается по результатам изотопного их датирования, полученным разными авторами, разными методами и в разное время. Наиболее молодые его значения установлены ⁴⁰Ar–³⁹Ar методом для оливиновых мелалейцититов вулкана Ингамакит: 13.98 ± 0.15 млн лет по основной их массе и

14.08 ± 0.39 млн лет по монофракции лейцита [Рассказов и др., 2000]. Все, кроме одной, К–Аг датировки показывают более древний возраст пород: 14.0 ± 0.4 млн лет для оливиновых мелалейцититов экструзии Мундужак (по основной массе) [Рассказов и др., 2000], 14.6 ± 0.2 и 15.2 ± 0.8 для оливин-лейцитовых меланефелинитов вулкана Ингамакит, 15.3 ± 0.2 для таких же пород вулкана Перемычка, 15.7 ± 0.8 для них же из экструзии Мундужак (все — по породе) [Поляков, Багдасарян, 1986]. Приведенные датировки определяют время формирования пород лурбунского ЭЖС комплекса в диапазоне 15.7–13.98 млн лет, с учетом погрешности измерений он сужается до 15–14 млн лет.

Известно, что определения возраста пород УЛП в работах А. И. Полякова и его коллег, которые выполнены по породе в целом, характеризуются удревнением его на 1–3 млн лет [Рассказов и др., 1998], а по нашим данным и более значительным. Но сказанное характерно не для всех проб, проанализированных указанными авторами, ряд из них совпадает или близок (в пределах погрешности определений) к датировкам, полученным по основной массе пород. Удревнение рельефно проявлено в более молодых вулканитах плато, где избыточный аргон, захваченный фенокристами, мог повлиять на результаты измерений. Лурбунские вулканиты являются достаточно древними и определения по породе своими величинами, видимо, не сильно отличаются от определений по ее основной массе, что и проявлено в близких значениях К–Аг и К–Аг их датировок.

В завершение раздела отметим, что аналогов фойдитовых пород лурбунского ЭЖС комплекса в дальнейшей истории УЛП неизвестно.

Позднемиоценовый СВК

После продолжительного, около 4 млн лет, затишья вулканические извержения в хр. Удокан возобновились, но уже на максимальном удалении от оси рифта, в междуречье Чукчуду–Южного Сакукана, правых притоков р. Калара (см. рис. 1). Они контролировались системой разломов того же северо-восточного простирания, определивших южную границу УЛП, отстоящую от северной на 50–60 км. Возникший здесь грабен, протянувшийся от русла р. Калар до истоков р. Южный Сакукан, заполнили вулканиты и резко подчиненные им терригенные отложения, образовав крупный, сейчас уже значительно эродированный Сакуканский покров. Западная граница ареала позднемиоценовых образований УЛП проводится по р. Чукчуду, но южнее р. Куас в его контур условно включены эрозионные останцы плато из правобережной части рек Чукчуду и Калар вплоть до устья р. Станнах. Общая площадь ареала в таких его рамках составляет около 400 км², а объем со-

хранившейся части позднемиоценовых вулканитов — до 200 км³.

В позднемиоценовый СВК включены стратифицированные образования чукчудинской серии и одноименного ЭЖС комплекса.

Серию составляют породы трех свит (снизу вверх) — базисной, амнанакчинской и несмураканской, нижняя и верхняя из которых сложены только базальтами, а разделяющая их средняя — преимущественно более кремнекислыми светлосветными и тонкоплитчатыми вулканитами. В конкретных разрезах мощности пород амнанакчинской свиты нередко достигают 200–300 м (максимально 380 м), а их общий объем оценивается в 45–50 км³, что близко четверти объема всей серии. Другой особенностью чукчудинской серии является широкое развитие в ее базальтовой части полнокристаллических разностей пород — долеритов и долеритобазальтов (анамезитов). Их пластовые залежи распространены по всему разрезу серии, но чаще всего ассоциируют с породами несмураканской свиты, где не всегда удается разделить излившиеся и внедрившиеся тела. Следует отметить и присутствие среди образований серии гиалокластитов, почти целиком сосредоточенных в базисной свите. Особенно характерны они для разрезов из северной окраины Сакуканского покрова, в которых гиалокластиты нередко перемежаются с терригенными отложениями, образуя пачки, иногда достигающие 150 м мощности. В целом же, в объеме серии доминируют лавы. Количество их потоков в разрезах всех свит очень изменчиво — от 1–2 до 7–8; локально описаны разрезы, состоящие из 15–18 потоков лав. Столь же широко варьируют и их мощности — от долей м до 100–120 м, но преимущественно их толщина редко превышает 40–50 м; многочисленные разрезы, как правило, тонкослойные.

Более полные сведения по характеристике разрезов и образований всех трех свит чукчудинской серии изложены в работах [Ступак, 1979, 1987]. Здесь их дополняют два новые датированные разрезы из южной части Сакуканского покрова: С-1 ($118^{\circ}35'$ в.д., $56^{\circ}7'$ с.ш.) и С-2 ($118^{\circ}20'$ в.д., $56^{\circ}33'$ с.ш.). В графическом виде они изображены на рис. 2.

Как следует из опубликованных работ и приведенных выше данных, чукчудинская серия пород включает разновидности от базанитов до трахитов, которые доминируют в своей совокупности над более редкими разностями, обогащенными или обедненными щелочами. Представляется логичным ограничить объем маркирующей амнанакчинской свиты породами ряда базальтовый трахиандезит-трахит, а все светлоокрашенные разности базальтового состава относить к выше- и нижележащей свитам. Но в процессе картирования плато этот критерий не выдерживался и к данной свите относились почти все светлоокрашенные разности пород, кроме обогащенных фенокристами оливи-

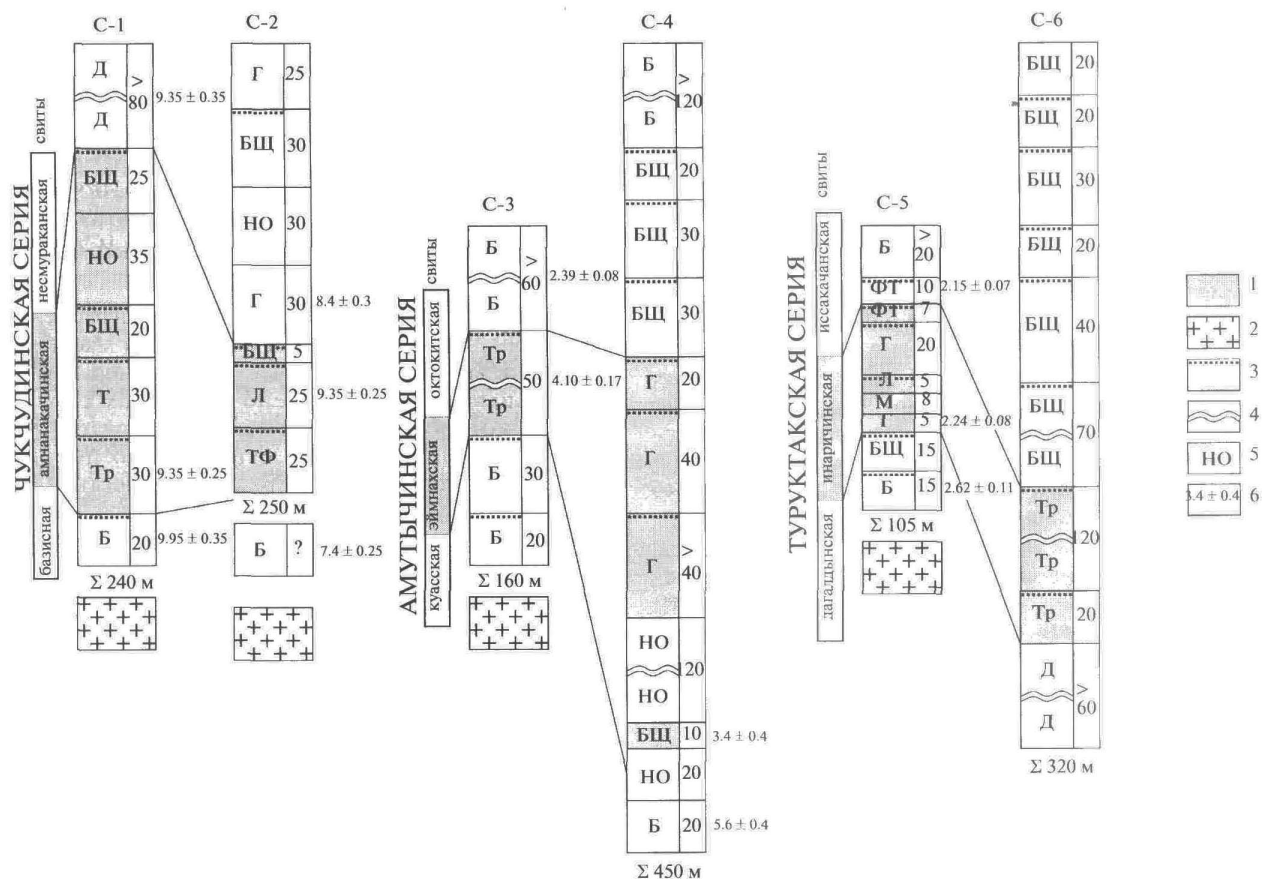


Рис. 2. Колонки к разрезам стратифицированных вулканитов УЛП.

1 — светлоцветные базальт-трахитовые породы маркирующих свит; 2 — породы фундамента УЛП; 3 — пористые лавы верхов потоков; 4 — сокращенные интервалы мощных слоев и пачек; 5 — не обнаженные части разрезов; 6 — авторские К-Аг датировки пород.

Б — базаниты, БЩ — базальты щелочные, Г — гавайиты, Д — долериты, Л — латиты, М — муджириты, Т — тефриты, ТФ — тефрифенолиты, Тр — трахиты, ФТ — фонотефриты.

на и пироксена. Последние, при отсутствии типовых разновидностей, включались в объем вышележащей (несмураканской) свиты, обособляясь в ранге ее подсвит.

Возраст пород чукчудинской серии по имеющимся изотопным возрастным датировкам уверенно определяется как позднемiocеновый, но существенно различен в свете ^{40}Ar - ^{39}Ar и К-Аг датировок. Аг-Аг методом датированы базальтовые лавы нижней и верхней свиты серии из разреза Ч (Р-1, см. рис. 1) на левобережье низовий р. Чукчуду [Расказов и др., 2000]. Оказалось, что щелочные оливковые базальты базисной свиты изливались 8.71 ± 0.08 , а базаниты несмураканской — 8.51 ± 0.05 млн лет тому назад. По мнению авторов указанной работы, вся толща пород Сакуканского покрова «сформировалась в узком временном интервале (первые тысячи—десятки тысяч лет)» (стр. 169). Такое заключение они подтверждают и приводимой в этой работе Аг-Аг датировкой (8.73 ± 0.68 млн лет) гавайита базисной свиты из

левобережной части р. Западного Сакукана. Самую молодую Аг-Аг датировку базальтов серии (7.41 ± 0.13 млн лет) из выхода по правобережью р. Калар авторы той же работы относят ко второму эпизоду позднемиоценовых извержений.

К-Аг датировки свидетельствуют о более раннем начале вулканических извержений позднего миоцена. Наши данные для базанитов базисной свиты из бассейна р. Несмура (разрез С-1) относят это событие к почти 10 млн лет, а данные Г.П. Багдасарьяна и др. [1981] для пород той же свиты из левобережья приустьевой части р. Чукчуду — еще дальше, до почти 12 млн лет. С учетом удешевления датировок последних авторов (см. выше) можно считать, что Сакуканский лавовый покров начал формироваться 10 млн лет назад. Его нижняя (базисная) свита оформилась примерно за 0.4 млн лет, поскольку в упомянутом выше разрезе Ч трахиандезиты (бенмориты) амнанакчинской свиты, разделяющие базальтовые лавы двух других свит серии, датированы К-Аг методом в 9.6 ± 0.47 млн лет

[Рассказов и др., 1998]. Возраст бенморитов разреза Ч гораздо древнее возраста базальтов нижней его свиты, определенным Аг-Аг методом, но вполне согласуется с другими К-Аг датировками: как нашими (см. разрезы С-1 и С-2), так и А.И. Полякова [Багдасарьян и др., 1983] по трахиандезитам бассейна р. Западный Сакукан (10.5 ± 0.1 млн лет) — с учетом удешевления последней датировки в примерно 1 млн лет. Приведенные данные позволяют определить время формирования амнанакчинской свиты в 9.6–9.35 млн лет. Завершили образование Сакуканского покрова излияния лав несмураканской свиты, единичные Аг-Аг и К-Аг датировки которых (разрезы Ч и С-2) в пределах ошибки измерений идентичны. Более поздние базальты второго эпизода позднемиоценовых извержений (текст выше и лавы из нижней части разреза С-2 рис. 2) мы условно связываем с деятельностью неизвестного пока вулкана и относим к образованиям чукчудинского ЭЖС комплекса.

Чукчудинский ЭЖС комплекс представлен породами вулканических построек центрального типа и многочисленных экструзивных и субвулканических тел, рассеянных в пределах или вблизи Сакуканского покрова плато.

Достоверно позднемиоценовым является лишь один вулкан центрального типа (Западно-Сакуканский), предположительно, тот же возраст имеют еще два таких вулкана (Якутский и Двойной). Они расположены в северной части Сакуканского покрова и находятся на юго-западном окончании Сакукан-Ингамакитской вулканической линии. Положение такой линии (или зоны) определено ориентировкой одного из краевых разломов УЛП, активного на протяжении всей его истории [Ступак, 1987]. Описание и характеристика пород перечисленных вулканов приведены в работах [Ступак, 1978, 1980, 1987]. Здесь лишь отметим высокую степень “изношенности” построек, небольшие их размеры (самый крупный вулкан Якутский — около 0.4 км^2), существенно эффузивный тип деятельности (Кэ вулкана Западно-Сакуканского — 77%, остальных — менее 1%), доминирующий трахибазальтовый (вулкан Якутский) и базанитовый (остальные вулканы) состав лав, присутствие в минеральном составе трахибазальтов вулкана Якутского вкрапленников базальтической роговой обманки (до 20% объема пород). К-Аг изотопная датировка (6.85 ± 0.18 млн лет) имеется только для базанитовых лав вулкана Западно-Сакуканского, маркируя собой последний магматический эпизод позднего миоцена в пределах УЛП.

Субвулканические внедрения позднемиоценового возраста довольно многочисленные и представлены двумя группами пород — основного и среднего составов.

Долериты вулканогенной толщи Сакуканского покрова формируют довольно многочисленные пластовые залежи, реже дайки и небольшие штокообразные тела. Силлы тяготеют в своем распо-

ложении к внешней (с фундаментом плато) и внутренним границам покрова. Они представлены как единичными телами, так и сопряженными, состоящими из нескольких, расположенных одно на другом, интрузивных тел. Мощность единичных тел колеблется в широких пределах, достигая в максимуме 110 м (силл ручья Якутского), но чаще всего не превышает два-три десятка м; “этажные” залежи могут достигать толщины 150 м [Ступак, 1987].

Все пластовые интрузии в той или иной степени расслоены, их нижние части обогащены мафическими, а верхние — салическими минералами. Особенно ярко это проявлено Каларском силле, в низах которого отмечены слои кумулятов существенно оливинового и существенно пироксенового составов, а в верхах — существенно плагиоклазовых. В прикровельной части силлы появляются также пятна и полосы средне-крупнозернистых пористых пегматоидов, содержащих переменные количества щелочных минералов (эгирина-авгита, эгирина, нефелина) [Ступак, 1988].

Экструзии пород среднего состава прерывистой цепью на расстоянии около 30 км протягиваются в северо-восточном направлении, пересекая под острым углом почти весь Сакуканский покров (см. рис. 1). Достоверно установлено 6 таких тел, одно из которых расположено на юго-западном окончании их цепи, остальные — на 8-ми км северо-восточном ее отрезке.

Все тела небольшого размера (менее 0.3 км^2), округлые или овальные в плане. Они размещаются в полях лав амнанакчинской свиты или прорывают породы фундамента УЛП. Связанных с ними пирокластических образований не обнаружено. Ряд тел сложен преимущественно плитчатыми лавами трахитового состава, другие — брекчиевидными полнокристаллическими трахит-порфирами. По своему минеральному и химическому составам почти все средние породы чукчудинского ЭЖС комплекса относятся к щелочным трахитам, изредка среди них появляются фонолитовые разновидности. Возраст их внедрений, в целом, позднемиоценовый, но охватывающий довольно значительный отрезок времени. Самыми древними являются породы экструзивного тела на северной оконечности их цепи, возраст которых датирован К-Аг методом в 8.95 ± 0.20 млн лет [Ступак и др., 2008], самыми молодыми — породы лавового купола на южном окончании той же цепи, датированные тем же методом в 7.46 ± 0.33 млн лет [Рассказов и др., 1998]. Промежуточное положение занимают породы из района верхнего течения р. Зап. Сакукан: фонолиты тела на правобережье реки К-Аг методом датированы в 8.46 ± 0.33 млн лет, а щелочные трахит-порфиры левобережья реки — в 8.49 ± 0.38 млн лет [Рассказов и др., 1998].

Ранне-среднеплиоценовый СВК

Образования данного СВК занимают более половины сохранившейся площади УЛП (см. рис. 1) и составляют две трети его объема (500 км³). В его составе объединены эффузивы и терригенные отложения амутычинской серии и вулканиты одноименного ЭЖС комплекса.

Амутычинская серия (по оз. Амутычи в северной части плато) — новое стратиграфическое подразделение УЛП, породами которого почти целиком сложен крупнейший Бирамийский, а также Вакатский и некоторые другие покровы плато. Характером разреза и ассоциациями пород амутычинская серия почти идентична позднемиоценовой чукчудинской серии. Здесь также наблюдается трехчленный разрез вулканогенной толщи с положением менее основных (до трахитов) пород в средней его части, что и послужило основанием для разделения серии на три свиты: нижнюю — куасскую (по р. Куас), среднюю — эймнахскую (по р. Эймнах) и верхнюю — октокитскую (по руч. Октокит, притоку р. Бирамийан в ее верхнем течении).

Вместе с тем, амутычинскую серию отличает гораздо меньшее как по площади, так и по объему развитие пород эймнахской свиты. На участках отсутствия их в разрезах лавовой толщи затруднено проведение границы между двумя другими свитами, породы которых имеют близкие характеристики. В основном лавы эймнахской свиты локализованы в центральной части Бирамийского покрова, где образуют разновеликие и разобщенные поля в бассейнах верхних течений рек Эймнаха, Канксы и Чинходы. На остальной части покрова их проявления единичные и незначительные по размерам. Более широко, но также неравномерно и лоскутно, преимущественно в восточной его части, распространены и базальтовые лавы куасской свиты. Их нередко подстилают линзы, слои и горизонты грубообломочных, как правило, терригенных отложений и гиадокластитов, локально (верхнее течение р. Канксы) — тонкие слои игмбриотов базальтового состава [Ступак, 1987].

Разобщенные поля вулканитов двух нижележащих свит серии спаяны в единый покров базальтовые лавы октокитской свиты. Среди них, как и в лавах позднемиоценовой несмураканской свиты, присутствуют как темные (преимущественно черные), так и светлые (серые) разности основного состава, пачки которых при детальном картировании плато обособлялись в подсвиты. Но степень достоверности корреляций таких подсвит в частных разрезах октокитской свиты в условиях отсутствия надежных маркирующих элементов невысока, о чем необходимо помнить при проведении разного рода геологических построений.

В частных разрезах всех трех свит чередуются многочисленные, до 1–2 десятков, потоки лав, мощности которых варьирует в широких пределах, но преимущественно не превышает 20–30 м. Суммарная их мощность достигает для куасской свиты

300 м, для эймнахской — 200, для октокитской — 500. Отмечено тяготение повышенных мощностей первой и третьей свит к центральной части ареала развития пород серии и особенно к району междуречья верхних течений Бирамийана и Канксы, а средней — к левобережной части верхний р. Эймнах.

На рис. 2 приводятся два разреза лавовых наслоений амутычинской серии, для которых имеются изотопные датировки пород: С-3 (118°4' в.д., 56°16' с.ш.) и С-4 (117°54' в.д., 56°16' с.ш.). Последний из них уточняет в деталях разрез, составленный ранее А.И. Поляковым и в упрощенном виде приведенный в работе [Багдасарьян и др., 1981]. Указанными авторами датировались (К-Аг методом, по валу) породы, названные оливиновыми базальтами и афировыми базальтами. Сравнивая положение слоев датированных пород с нашими данными, можно коррелировать поток лав с возрастом 14.0 ± 0.5 млн лет со слоем 3 нашего разреза, три потока лав с датировками 5.8 ± 0.5 , 5.5 ± 0.34 (2 пробы) — с породами эймнахской свиты, а находящиеся еще выше базальты с возрастом 2.90 ± 0.4 млн лет — с базанитами октокитской свиты нашего разреза. Последняя датировка уточнена более надежно (по основной массе породы) и равна 2.69 ± 0.12 млн лет (получена для базанитов той же свиты в 2 км восточнее) [Рассказов и др., 2000].

Особый интерес представляет разрез толщи пород амутычинской серии, составленный еще в 1978 г. при детальном картировании плато в районе ущелья р. Верхний Ингамакит между озерами Амутычи и Буричи (Р-2, см рис. 1). Полное его послойное описание приведено в работе [Ступак, 1987]. Позднее он был опубликован в работе [Рассказов и др., 1997] с приведением данных по составу и изотопному возрасту пород под названием “Верхнеингамакитский”. Единичные изотопные датировки пород из данного разреза приведены в работах [Багдасарьян и др., 1981; Ступак и др., 2008].

Надежным маркирующим элементом толщи платобазальтов на данном участке является силл долеритов, внедрившийся по контакту двух лавовых толщ (или подсвит): нижней, сложенной светлоцветными породами, и верхней — темноцветными. Первая из них лучше обнажена на правобережье реки и сложена более чем 6 потоками лав (ниже по разрезу не вскрыто эрозией), перемежающихся с терригенными отложениями ряда конгломерата-алевролита. По составу это трахибазальты (калиевые и гавайиты) и базальты щелочные и субщелочные. Вторая толща (подсвита) лучше обнажена на левобережье реки и сложена 8 потоками лав базанитового состава. Мощности обеих толщ (подсвит) составляют, соответственно, 116 и 188 м, суммарно — 304 м. В полном объеме они отнесены к образованиям октокитской свиты, хотя трахибазальты нижнего потока могут принадлежать и эймнахской свите. Интересны К-Аг воз-

растные метки пород по данным разных авторов. Долериты маркирующего уровня датированы в 5.2 ± 0.67 млн лет [Багдасарьян и др., 1981], 2.57 ± 0.11 и 2.62 ± 0.11 млн лет [Рассказов и др., 1997], трахибазальты нижнего потока толщи светлоцветных пород — в 5.7 млн лет [Багдасарьян и др., 1981], базаниты первого снизу потока темноцветной пачки — в 2.50 ± 0.18 млн лет [Рассказов и др., 1997], базаниты второго снизу потока — в 5.1 ± 0.76 [Багдасарьян и др., 1981], а по нашим данным — в 3.1 ± 0.15 млн лет [Ступак и др., 2008].

Помимо разрезов, имеется ряд единичных К-Аг датировок пород всех трех свит серии из разных участков ареала их развития (в млн лет): куасской — 5.2 ± 0.3 , 5.60 ± 0.25 , 3.80 ± 0.25 [Ступак и др., 2008], 9.6 ± 0.7 [Багдасарьян и др., 1981]; эймнахской — 3.93 ± 0.08 , 3.67 ± 0.07 , 3.38 ± 0.07 , 3.57 ± 0.29 , 2.65 ± 0.23 [Рассказов и др., 2000]; октокитской — 2.75 ± 0.15 [Ступак и др., 2008], 3.32 ± 0.11 , 3.11 ± 0.11 [Рассказов и др., 2000]. Помимо них, для куасской свиты имеется одна ^{40}Ar - ^{39}Ar датировка базальта из правобережья низовий р. Бирамиян — в 3.95 ± 0.34 млн лет [Рассказов и др., 2000].

Критический анализ результатов изотопного датирования пород амутычинской серии свидетельствует, что датировки Г.П. Багдасарьяна и его коллег значительно удревняют возраст пород (о чем уже сообщалось ранее) и не являются для серии валидными. Исключение составляет только датировка базанитов из верхов разреза С-4, которая согласуется с более точными (по основной массе) датировками пород октокитской свиты. Остальные изотопные метки возраста пород серии относят начало ее формирования к рубежу миоцена-плиоцена, а завершение — к рубежу среднего и позднего плиоцена. Интервалы времени накопления вулканитов каждой из свит амутычинской серии составляют (в млн лет, с поправками на ошибки измерений): для куасской свиты — 5.6–4.0, для эймнахской — 4.0–3.38 (без учета датировки 2.65 ± 0.23), для октокитской — 3.32–2.50 (без учета датировки 2.39 ± 0.08).

Амутычинский ЭЖС комплекс включает образования трех вулканов центрального типа, ряда экстрезий, силлов, даек и штоков. Достоверно ранне-среднеплиоценовыми являются три вулкана — Неожиданный, Учугей и Конгу. Последний из них расположен на поверхности позднемиоценового Сакуканского покрова в районе разреза С-2, два других — в северной части УЛП: Неожиданный — на левобережье р. Вакат, а Учугей — на северной окраине Вакатского покрова (см. рис. 1). Вулканические постройки, в целом, небольшие по размерам и только Учугей является одним из крупнейших базальтовых вулканов УЛП (площадь 4 км², объем 0.36 км³). Все названные вулканы извергали магмы основного состава, их постройки однотипны по своему строению: более ранние накопления материала эксплозий перекрыты лавовыми панцырями. Кэ варьирует в ши-

роких пределах (%): от 97 (Неожиданный) и 45 (Учугей) до 7 (Конгу). Состав эффузивных пород меняется от базанитового до трахибазальтового. Время извержений вулканов по результатам К-Аг (по основной массе) анализа составляет (в том же порядке, в млн лет): 2.66 ± 0.17 и 2.77 ± 0.16 [Рассказов и др., 2000], 3.50 ± 0.15 , 4.6 ± 0.2 [Ступак и др., 2008].

Экструзивные и субвулканические образования амутычинского комплекса немногочисленные, из них достоверно установлены только силлы долеритов в районе устья р. Верхний Ингамакит (см. выше) и единичные дайки трахитов в толще лав серии на левобережье верхнего течения р. Канкса (они рассматриваются как образования подводящих каналов эффузий эймнахской свиты).

Позднеплиоценовый СВК

Позднеплиоценовую часть УЛП представляют стратифицированные образования туруктаксской (по р. Туруктак, левому притоку р. Калар) серии и одноименного ЭЖС комплекса. Ареал их развития находится на западном окончании Бирамиянского покрова и охватывает приосевую часть и склоны (преимущественно южные) хр. Удокан между реками Туруктак и Сиваг (см. рис. 1).

Туруктакская серия, как и предшествующие ей чукчудинская и амутычинская, характеризуется трехчленным строением своих разрезов и по этому признаку разделена на три свиты (снизу вверх): дагалдынскую (по руч. Дагалдын, притоку р. Сиваг), инаричинскую (по р. Инаричи, притоку р. Эймнах) и иссакачанскую (по р. Иссакачан, притоку р. Бирамиян). Первая и последняя из них сложены основными по составу лавами с преобладающей темно-серой (до черной) окраской, их разделяет свита светлоцветных пород основного и среднего составов. В пределах ареала вулканиты выделенных свит распределены неравномерно: дагалдынские их представители концентрируются в восточной его части, инаричинские — в северной, западной и восточной, а иссакачанские — присутствуют повсеместно.

Как и в других частях УЛП, количество лавовых потоков, их мощности в частных разрезах отдельных свит весьма изменчивы, чем и обусловлена изменчивость мощностей самих свит. Максимальные их величины для выделенных свит (в порядке омоложения) составляют 200, 250 и 400 м. Общий объем вулканитов позднего плиоцена оценивается в 40 км³.

Опорный разрез (С-5, см. рис. 1) вулканитов серии составлен в междуречье верховий Дагалдына и его правого притока (координаты участка: $117^{\circ}41'$ в.д., $56^{\circ}9'$ с.ш.). В графическом выражении он приведен на рис. 2. Здесь доминируют светлоокрашенные породы основного и среднего составов двух верхних свит серии, а темноокрашенные базаниты

и щелочные базальты сосредоточены в объеме нижней (дагалдынской) свиты.

Иной характер имеют разрезы пород серии в верховьях рек Туруктак и Иссакачан. Там отсутствуют светлоцветные лавы иссакачанской свиты, “смазывающие” границу с такими же по окраске породами инаричинской свиты. Их место занимают темноцветные лавы щелочно-базальтового, реже гавайитового составов, формирующие чаще всего многослойные разрезы верхней свиты (разрез С-6, левый борт р. Туруктак, 117°27' в.д., 56°9' с.ш.).

Кроме приведенных на разрезах К-Аг датировок пород туруктакской серии, для района истоков р. Инаричи имеются две датировки тем же методом, по породе, для ее базальтовых лав (2.9 ± 0.4 и 2.75) и одна (2.9 млн лет) для трахиандезитов инаричинской свиты, приведенные в работе [Багдасарьян и др., 1981]; еще одна датировка (1.69 ± 0.09 , среднее из двух определений по основной массе) гавайитовых лав из середины разреза плато в вершине р. Туруктак [Рассказов и др., 2000]. Первые три даты, в сравнении с датировками пород опорного разреза С-5, заметно удревнены, в связи с чем они не учитывались при определении возрастных границ туруктакской серии.

Завершение формирования толщи стратифицированных лав туруктакской серии мы относим ко времени 2.02 ± 0.06 млн лет, которым датированы лавы щелочных трахитов из междуречья Сивага-Дагалдына. Они заметно моложе лав иссакачанской свиты и, как уже отмечалось выше, могут представлять финальные образования туруктакской серии.

Туруктакский ЭЖС комплекс проявлен слабо, он включает постройку центрального вулкана Вакат и единичные силлы и штоки долеритов. Возможно, количество вулканов позднего плиоцена больше, но отсутствие датировок не позволяет выделить их из большой группы вулканических построек условно эоплейстоценового возраста.

Вулкан Вакат находится далеко в стороне от ареала позднеплиоценовых вулканитов, в северной части УЛП на левом плече троговой долины р. Вакат. Его постройка детально описана ранее [Ступак, 1980; Ступак и др., 2008], здесь отметим низкий, менее 1% Кэ, наличие в ее низах потока лав, стекавших по склону древнего рельефа и почти повсеместно превращенных в гиалокластиты, базанитовый состав лав. Время извержений вулкана датировано К-Аг методом (по породе) в 2.38 ± 0.11 млн лет [Рассказов и др., 2000].

Пластовые залежи долеритов проявлены на левом берегу верховий р. Туруктак, где контролируются в своем расположении плоскостью контакта образований инаричинской свиты и фундамента плато. В силе из приведенного на рис. 2 разреза С-6 проявлена расслоенность, выраженная ростом количества цветных минералов от 3–5% в верхней его части до 25–30 в нижней. В правом борту вер-

ховий р. Сыни находится небольшое (500×250 м) штокообразное тело массивных мелкозернистых долеритов с вкраплениями более крупных зерен оливина, пироксена и плагиоклаза; в эндоконтактной зоне тела распространены пористые разновидности долеритов.

Четвертичный СВК

Включает в себя нестратифицированные образования четвертичного периода, объединенные в три ЭЖС комплекса: вакатский эоплейстоценовый, акунский неоплейстоценовый и сынильский голоценовый.

Наиболее распространены в пределах УЛП образования вакатского (по р. Вакат) комплекса. Их ареал почти целиком перекрывает общий контур плато, местами выходя и за его пределы. Следует заметить, что аргументация такого заключения пока еще слаба и опирается на немногочисленные качественные изотопные определения возраста пород, факты доледникового, но после платобазальтового относительного их возраста, а главным образом — на сложившиеся еще на ранних стадиях изучения УЛП и существовавшие до недавнего времени априорные представления о четвертичном возрасте вулканических построек УЛП. С ростом количества надежных датировок какая-то часть условно эоплейстоценовых вулканитов будет переведена в состав более древних СВК плато, но и тогда их общий объем, оцениваемый в $5\text{--}6 \text{ км}^3$, уменьшится незначительно.

В составе вакатского ЭЖС комплекса объединены породы более сотни вулканических построек центрального типа и около полусотни разнообразных экзотрихий, штоков и даек. Точное их количество неизвестно, представляется, что приведенные цифры близки к действительности. В пределах ареала своего развития вулканиты эоплейстоцена размещены неравномерно. Чаще всего они группируются в прерывистые линии или полосы, подчиняющиеся положению главных (краевых и внутренних) разломов УЛП [Ступак, 1987]. Особенно много вулканических построек и интрузий в пределах широкой (до 15 км) Сыни-Вакатской линии северо-восточного (рифтового) простирания, охватывающей осевую часть хребта Удокан и прилегающие части его склонов на отрезке от верховий р. Дело и до северной границы Вакатского покрова. На участках ее пересечения с подобными линиями северо-западного простирания отмечаются довольно значительные скопления вулканических тел. Одно из таких мест — район Вакатского покрова, где на обоих сторонах одноименной реки расположено 18 вулканических построек, из которых 15 отнесены к эоплейстоцену (две из них датированы), а остальные — к плиоцену. Выделяются также короткие вулканические линии и цепи, образованные близрасположенными или слившимися постройками, размещение которых контроли-

ровалось разломами более высоких порядков. Наиболее выразительна из них цепь ФРАД, вытянутая в субширотном направлении на 5 км в междуречье верховий Тупильгуна и Туруктака. Цепь образована слившимися постройками четырех небольших вулканов, приуроченных к трещине того же простираения.

По характеру извержений эоплейстоценовые вулканы относятся, как правило, к стромболианскому типу. Их деятельность начиналась с выбросов пирокластического материала (бомбы, лапилли, шлаки), сформировавших разновеликие насыпные конусы построек, а завершалась излияниями лав, часто образующих щиты, перекрывающие материал эксплозий и сохраняющие его от разрушения. Кэ вулканов варьирует от 0 до 100%, но крайние его значения редки. Лавовые потоки редко растекались дальше внешних границ построек и недалеко удалялись от них. В целом, размеры раннеплейстоценовых вулканов небольшие, их площади обычно меньше 1 км² и только в единичных случаях (при слиянии нескольких построек) достигает 2–3 км². Объем изверженного материала варьирует от нескольких десятитысячных до нескольких сотых долей км³.

Все вулканы вакатского ЭЖС комплекса извергали лавы основного состава: базанитов, реже трахибазальтов, иногда — щелочных базальтов и фонотэфритов.

Экструзивные, штокообразные тела округлой и короткоовальной в плане формы рассеяны по всей территории ареала. Многие из них залегают в породах фундамента УЛП и в состав комплекса включены условно; более очевидно это для даек долерито-базальтов, пересекающих пирокластические толщи некоторых вулканов. Состав интрузивных образований не отличается от состава пород вулканических построек.

Возраст пород вакатского ЭЖС комплекса обоснован крайне слабо. Имеются три К-Аг датировки для пород из вулканических построек северной части УЛП. Базанитовые лавы небольших вулканов Правый Вакат-2 и Левый Вакат-1 датированы (по породе) в 1.38 ± 0.10 и 1.37 ± 0.10 млн лет [Ступак и др., 2008], а породы вулкана Санидинового (по мегакристаллу санидина) — в 0.96 ± 0.05 млн лет [Рассказов и др., 2000]. В последней работе приводятся еще две датировки базальтовых лав из небольших построек западной части УЛП, равные 1.83 ± 0.11 и 0.73 ± 0.05 млн лет. Породы экструзий, штоков и даек не датированы.

Последующая за ареальными извержениями эоплейстоцена вулканическая пауза длилась почти до конца среднего плейстоцена. Новая (неоплейстоценовая) фаза четвертичного вулканизма УЛП значительно отличается от предшествующей и характеризуется деятельностью крупных вулканов, породы которых объединены в составе акунского (по р. Аку) ЭЖС комплекса.

К настоящему времени известны четыре неоплейстоценовых вулкана: Инаричи, Туруктак, Кислый Ключ (в работах С.В. Рассказова назван Обильным) и Усть-Хангура. Из них первые два извергали расплавы среднего, а остальные — основного составов. Их потоки растекались от центров извержений по долинам рек на значительные (до 10 км) расстояния. Первые три вулкана образуют относительно короткую, около 15 км, неоплейстоценовую вулканическую линию северо-восточного простираения, последний отстоит в стороне от них и связан с разломами ортогонального к этой линии направления.

Вулкан Инаричи — крупнейший на УЛП и единственный в пределах Байкальского рифта трахитовый кальдерный вулкан. Вместе с однотипным (но без кальдеры) вулканом Туруктак он детально охарактеризован в работах [Ступак, Ступак, 1986; Ступак и др., 2008]. Его породы диагностируются как трахиандезиты (латиты) и трахиты, единично — как трахиандезибазальты (шошониты) и фонолиты.

Довольно крупной является и постройка вулкана Кислый Ключ, включающая заметно эродированный лавово-пирокластический конус с двумя соприкасающимися жерловыми воронками и протяженный лавовый поток, излившийся из северо-западной воронки, достигший устья ручья и продвинувшийся далее по долине р. Эймнах почти до устья р. Инаричи. В противовес ему, вулкан Усть-Хангура почти уничтожен процессами эрозии и экзарации, от него сохранились только три нека и фрагмент долинного потока, почти достигшего русла р. Сыни. Породы обоих этих вулканов представлены трахибазальтами (гавайитами).

До недавнего времени возраст пород акунского ЭЖС комплекса определялся методами полевой геологии и данными палинологии (для рыхлых отложений, переслаивающихся с лавами) и принимался, в целом, как четвертичный, с попытками его уточнения от эоплейстоцена до голоцена. Мало помогли в решении проблемы и первые изотопные (К-Аг) датировки вулканогенных пород. Только появление качественных (высокоточных) изотопных определений возраста вулканитов УЛП позволило достаточно объективно определить время извержений вулканов акунского комплекса, но окончательное решение вопроса не достигнуто. Причина того кроется в расхождении результатов измерений возраста однотипных пород из конкретных вулканических построек, полученных нами и сотрудниками ИЗК СО РАН [Рассказов и др., 2000]. Примеры и возможная причина расхождений приведены в работе [Ступак и др., 2008]. Здесь отметим, что датировки лаборатории ИЗК СО РАН удревняют возраст пород вулканов акунского ЭЖС комплекса. Согласно нашим определениям, время извержений неоплейстоценовых вулканов УЛП укладывается в интервал времени 0.26–0.04 млн лет [Ступак, Лебедев, 2006; Ступак и др., 2008].

Возраст пород (по вулканам, в млн лет): Инаричи — 0.26 ± 0.02 (трахит-порфиры нека), 0.190 ± 0.025 (трахиандезиты восточной части постройки), 0.080 ± 0.015 (трахиты долинного потока); Туруктак — 0.165 ± 0.020 (трахиандезиты потока), 0.040 ± 0.015 (трахиты купола); Кислый Ключ — 0.125 ± 0.025 (гавайиты потока); Усть-Хангура — 0.045 ± 0.025 (гавайиты потока).

Голоценовый синийский (по р. Сыни) ЭЖС комплекс, как и неоплейстоценовый акунский, проявлен на западной окраине УЛП, в верховьях рек Инаричи, Аку и Сыни. Совместно они формируют небольшой позднечетвертичный вулканический ареал, расположенный в юго-западной части Сыни-Вакатской вулканической линии и вытянутый согласно ее северо-восточному простиранию. В состав комплекса входят породы шести вулканов. Пять из них, извергавших расплавы средней кислотности (Трахитовый, Верхняя Сыни, Аку, Долинный и Чепе), пространственно совмещены с северо-восточной линией неоплейстоценовых вулканов, а шестой (Сыни), с основными расплавами, — с поперечным к ней разломом, контролировавшим положение неоплейстоценового вулкана Усть-Хангура.

Первые пять голоценовых вулканов относятся к типу кратеров взрыва. Выброшенный при эксплозиях резургентно-пирокластический материал образовал тонкий покров площадью до 75 км^2 и объемом около 0.3 км^3 , трахитовая ювенильная часть которого составляет около половины общего объема выбросов. Местами, преимущественно на участках повышенных мощностей, материал эксплозий спекся и сварился до образования игнибригов. Из кратера вулкана Трахитовый излился поток трахитовых лав, достигший русла р. Сыни. На вулкане Чепе трахитами сложен выжатый внутрикратерный обелиск, они же цементируют обломки неоплейстоценовых лав в многочисленных прикратерных горнитосах. Отсюда агломератовые пирокластические потоки скатывались в ущелистую долину р. Инаричи, заполнив ее спекшимися пемзовидными шлаками на высоту до 10 м. Породный спектр упомянутых пяти вулканов идентичен таковому из неоплейстоценовых вулканов Инаричи и Туруктак.

Базальтовый вулкан Сыни расположен на крутом левом склоне грабен-долины р. Сыни. Здесь на крутопадающей трещине, протягивающейся в северо-западном направлении до устья р. Хангуры, расположены два центра извержений вулкана, отстоящие один от другого на расстояние в 500 м. Они замаркированы накоплениями пирокластического материала (шлаки, бомбы, туфы). От обоих центров по ложбинам склона спустились потоки лав, достигшие русла реки и продвинувшиеся уже единым потоком вниз по ее долине. Общая длина потока достигает 9 км. Состав пород вулкана Сыни трахибазальтовый (гавайитовый).

Более полные описания голоценовых вулканов содержатся в работах [Рассказов, 1982; Солоненко и др., 1966; Ступак, 1977, 1987].

Возраст пород синийского ЭЖС комплекса установлен радиоуглеродным анализом растительных остатков, обнаруженных в подстилающих вулканических рыхлых терригенных отложениях или в материале эксплозий. Нижняя их возрастная граница устанавливается датировкой обугленных растительных остатков, сохранившихся под лавовым потоком вулкана Трахитового на поверхности моренных отложений. Их возраст определен в 12050 ± 650 лет (ГИН-4086) [Ступак, Ступак, 1987]. Лавы потока датированы К-Аг методом в 0.29 ± 0.02 млн лет [Рассказов и др., 2000], что допустимо только при противоположных наблюдаемым соотношениях их с осадками. Более молодыми являются базальтовые лавы потока вулкана Сыни, обугленная древесина под которыми датирована в 9240 ± 120 (Мо-830) [Девирц и др., 1981], 8690 ± 220 , 8250 ± 70 , 8160 ± 70 лет (ГИН-4083, 4084, 4085) [Ступак, Ступак, 1987]; трахитовая пемза эксплозий вулкана Долинного с обломками слабо обугленной древесины, датированной в 7940 ± 110 лет (УПИ-276) [Ступак, 1987]; такая же пемза эксплозий вулкана Аку, обугленная травянистая растительность под которой восточнее купола вулкана Туруктак датирована в 4620 ± 100 лет (ГИН-4088) [Ступак, Ступак, 1987]. Наиболее молодыми оказались пемзы и пемзовидные шлаки эксплозий вулкана Чепе из каньона р. Инаричи, содержащие обломки обугленной древесины, датированной в 2230 ± 50 , 2230 ± 40 (УПИ-275, 274) [Ступак, 1987]; 2100 ± 80 лет (Мо-831) [Девирц и др., 1981].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главные результаты выполненной работы сводятся к следующему.

На основе известных к настоящему времени изотопных определений возраста пород разработана новая схема расчленения вулканогенных образований УЛП. Схема исходит из представлений о проявлении в позднем кайнозое хребта Удокан пяти этапов вулканических извержений, в течение которых сформировалось столько же структурно-вещественных комплексов пород — среднемиоценовый, позднемиоценовый, ранне-среднеплиоценовый, позднеплиоценовый и четвертичный (с эоплейстоценовым, неоплейстоценовым и голоценовым комплексами).

Структурно-вещественные комплексы УЛП сформированы продуктами извержений как центрального типа (т.н. нестратифицированные вулканиды), так и трещинного (стратифицированные лавы). Первые из них проявлены во всех СВК, где выделены в ранге экструзивно-жерловых и субвулканических комплексов: неогеновых — лурбунского фойдитового, чукчудинского базальт-трахитового, амутычинского трахит-базальтового, турук-

такского базальтового и четвертичных — вакатского базальтового, акунского и синийского базальто-трахитовых. Несмотря на столь широкое развитие во времени и пространстве нестратифицированных вулканитов, количественно они незначительны и даже общий их объем не превышает 10–12 км³, что составляет около 1.5% общего объема УЛП.

Продукты извержений трещинного типа проявлены в составе лишь трех СВК: позднемiocенового и обоих плиоценовых, господствуя не только в их объемах, но и в объеме всего УЛП. Стратифицированными лавами сложены три серии вулканогенных пород: чукчудинская, амутычинская и туруктацкая. Строение разрезов всех серий однотипное — они трехчленные (трехсвитные), со срединным положением свит трахитовых пород.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Багдасарьян Г.П., Герасимовский В.И., Поляков А.И., Лукасян Г.Х. Новые данные по абсолютному возрасту и химическому составу вулканических пород Байкальской рифтовой зоны // Геохимия. 1981. № 3. С. 342–350.
- Багдасарьян Г.П., Поляков А.И., Рощина И.А. Возраст и химический состав мезозойско-кайнозойских базальтов Прибайкалья // Геохимия. 1983. № 1. С. 102–108.
- Девирц А.Л., Рассказов С.В., Поляков А.И., Добкина Э.И. Радиоуглеродный возраст молодых вулканов хребта Удокан (Северо-Восточное Прибайкалье) // Геохимия. 1981. № 8. С. 1250–1253.
- Киселев А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.А. Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного магнезиализма. Новосибирск: Наука, 1979. 164 с.
- Покровский Б.Г. Изотопные характеристики щелочных эффузивов Удоканского хребта // Геохимия. 1991. № 7. С. 995–1003.
- Поляков А.И., Багдасарьян Г.П. О возрасте молодых вулканов Восточной Сибири и закономерностях эволюции составов вулканитов // Геохимия. 1986. № 3. С. 311–317.
- Рассказов С.В. Юные вулканиты хребта Удокан // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1982. С. 125–136.
- Рассказов С.В. Базальтоиды Удокана. Новосибирск: Наука, 1985. 142 с.
- Рассказов С.В., Бовен А., Андре Л. и др. Эволюция магматизма северо-востока Байкальской рифтовой системы // Петрология. 1997. Т. 5. № 2. С. 115–136.
- Рассказов С.В., Иванов А.В., Брандт И.С., Брандт С.Б. Миграция позднекайнозойского вулканизма Удоканского поля в структурах Байкальской и Олекма-Становой систем // ДАН. 1998. Т. 360. № 3. С. 378–382.
- Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт С.Б. и др. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя: (Южная Сибирь—Южная и Восточная Азия). Новосибирск: Наука, 2000. 288 с.
- Солоненко В.П., Тресков А.А., Курушин Р.А. и др. Живая тектоника, вулканизм и сейсмичность Станового нагорья. М.: Недра, 1966. 255 с.
- Ступак Ф.М. Эксплозивные кратеры хребта Удокан (Северное Забайкалье) // Известия АН СССР. Сер. геол. 1977. № 4. С. 28–36.
- Ступак Ф.М. Позднечетвертичные вулканы бассейна р. Сакукан (хребет Удокан, Северное Забайкалье) // Геология и геофизика. 1978. № 3. С. 87–95.
- Ступак Ф.М. Стратиграфия и интрузии юго-восточной части Удоканского лавового поля // Геология и геофизика. 1979. № 2. С. 108–114.
- Ступак Ф.М. Плейстоценовые вулканы хребта Удокан // Геологические формации региона Байкало-Амурской магистрали. Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер. Т. 307. Л., 1980. С. 67–79.
- Ступак Ф.М. Щелочно-базальтоидные вулканы низовой реки Лурбун (хребет Удокан, Северное Забайкалье) // Геология и геофизика. 1983. № 8. С. 79–87.
- Ступак Ф.М. Кайнозойский вулканизм хребта Удокан. Новосибирск: Наука, 1987. 169 с.
- Ступак Ф.М. Признаки дифференцированности и сульфидного оруденения в кайнозойских долеритовых интрузиях хребта Удокан // Материалы чтений памяти академика С.С. Смирнова “Рудоносные и рудные формации Забайкалья и смежных регионов”. Чита, 1988. С. 8–13.
- Ступак Ф.М., Лебедев В.А. Хронология неоплейстоценового вулканизма хребта Удокан (Забайкалье) // Материалы III Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии “Вулканизм и геодинамика”. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2006. Т. 2. С. 336–338.
- Ступак Ф.М., Лебедев В.А., Кудряшова Е.А. Этапы и ареалы позднекайнозойского вулканизма хребта Удокан (Забайкалье) по данным геохронологических исследований // Вулканология и сейсмология. 2008. № 1. С. 35–45.
- Ступак Ф.М., Ступак Р.М. Туруктац, Инаричи — новые вулканы Байкальского рифта // Известия АН СССР. Сер. геол. 1986. № 11. С. 69–81.
- Ступак Ф.М., Ступак Р.М. Последовательность вулканических проявлений кайнозоя в хребте Удокан // Материалы совещания “Геология кайнозоя юга Восточной Сибири”. Иркутск: ИЗК СО АН СССР, 1987. С. 36.
- Чернышев И.В., Лебедев В.А., Аракелянц М.М. К-Аг датирование четвертичных вулканитов: методология и интерпретация результатов // Петрология. 2006. Т. 14. № 1. С. 69–89.

Structural Material Complexes in the Late Cenozoic Udokan Lava Plateau: Patterns of Distribution and Rock Associations

F. M. Stupak, V. A. Lebedev, and E. A. Kudryashova

*Institute of Geology of Ore Fields, Petrography, Geochemistry, and Mineralogy, Russian Academy of Sciences,
Staromenetnyi per., 35, Moscow, 119017 Russia
e-mail: fms38@mail.ru*

Abstract—We provide a new scheme to classify Late Cenozoic volcanic rocks in the Udokan lava plateau based on isotope datings of rocks derived during the last 15 years. The scheme distinguishes five structural–material complexes (SMCs): Middle Miocene, Late Miocene, Early/Middle Pliocene, Late Pliocene, and Quaternary. Each SMC has its ejecta of central-type eruptions and subvolcanic emplacement episodes that classify themselves into individual rock complexes, while the ejecta of mass fissure effusions from three SMCs (the Late Miocene, the Early/Middle Pliocene, and the Late Pliocene) can be lumped into three stratigraphic series. Each series includes three suites, with the middle position (in the series section) being occupied by suites composed of basaltic melt differentiates.