

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИТОВ КЛЮЧЕВСКОГО ВУЛКАНА, КАМЧАТКА

Е.В. Сидорова

Научный руководитель доцент Л.А. Краснощекова

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, Россия

Камчатка располагается вблизи зоны схождения литосферных плит и является частью Тихоокеанского вулканического кольца. Выделяемые на Камчатке два протяженных среднегорных хребта Срединный и Восточный разделены узкой Центрально-Камчатской депрессией. Ключевская группа, состоящая из 12 вулканов, образует гигантский горный массив, расположенный в северной части Центрально-Камчатской депрессии, ограниченной с запада Козыревско-Быстринской системой сводов, а с востока – горстанклинорием Восточных хребтов (Хубуная и др., 1993).

Вулкан Ключевской – один из самых активных вулканов мира. На его долю приходится почти половина ювенильного материала, поступающего на поверхность в пределах Курило-Камчатской островной дуги (Селиверстов, 2007). Постройка Ключевского вулкана сложена базальтовыми и андезитовыми лавовыми потоками с прослоями пирокластики и льда. Объем пирокластического материала, слагающего вулканический конус, существенно превышает объем лавовых потоков.

За последние 250 лет произошло 34 извержения Ключевского вулкана, которые в среднем повторялись с интервалом примерно семь лет. Результаты исследований вулканов Камчатки приведены в ряде монографий и в многочисленных статьях отечественных и зарубежных исследователей (Влодавец, 1940; Ритман, 1964; Аносов 1978; Раст, 1982; Боговяленская и др., 1985, 2004; Озеров, 1993, 1995, 2003; Kersting et al., 1994; Плечов и др., 2000 и т.д.).

Автором изучались образцы пород Ключевского вулкана из коллекции кафедры геологии и разведки полезных ископаемых ТПУ (10 образцов). Вулканиды представлены преимущественно средними по составу породами: андезитами, андезибазальтами, гиалоандезитами. Исследование шлифов проводилось на поляризационном микроскопе Olympus BX53.

Андезибазальты – породы от темно-серого до черного цвета, для некоторых образцов характерны слабые зеленовато-серые оттенки. Породы представлены порфировыми разностями, вкрапленники которых могут составлять до 50...60 % от объема породы. В качестве фенокрист отмечают плагиоклазы (35...40 %), пироксены и роговая обманка суммарно составляют до 15...20 %. Из пироксенов преобладают моноклинные и только первые проценты приходится на долю ромбических разновидностей, единично фиксируются зерна роговой обманки (рис. 1).

Основная масса сложена микролитами плагиоклазов и вулканическим стеклом в различных соотношениях, микроструктура пилотаксовая и гиалопилитовая, интергранулярная, реже наблюдается интерсерральная (рис. 2).

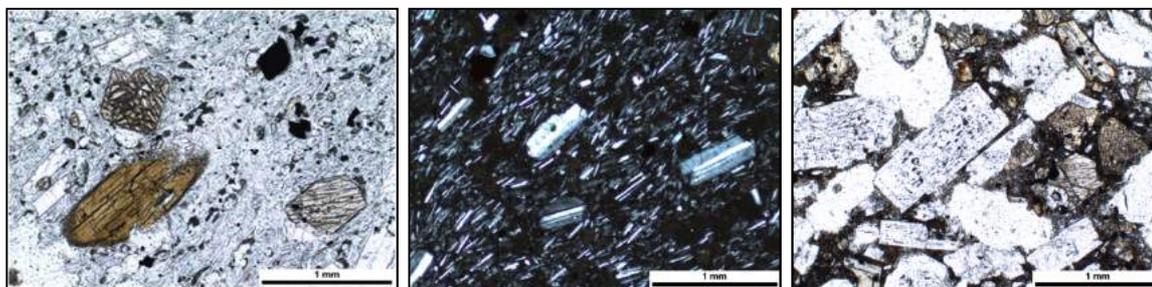


Рис. 1. Фенокристы плагиоклазов и темноцветных минералов в андезибазальте. Без анализатора

Рис. 2. Микроструктуры андезибазальтов: слева - порфировая и пилотаксовая (с анализатором), справа – стекловатая с порфировыми вкрапленниками (без анализатора)

Андезиты представлены породами от светло-серого до темно-серого цвета, имеют большей частью пористую и реже массивную текстуру (рис. 3). Основная масса пород состоит из вулканического стекла с погруженными в него микролитами плагиоклаза и мелкими кристалликами пироксена. В пористых разностях пород в основной массе вулканического стекла фиксируются преимущественно микролейсты плагиоклазов, в то время как для андезитов с небольшим количеством пор в основной массе помимо микролитов плагиоклазов наблюдаются и субизометричные зерна пироксенов (рис. 4).

Средний плагиоклаз является доминирующим минералом (30...50 %) и представлен двумя генерациями: фенокристаллами и микролитами. Вкрапленники плагиоклаза образуют кристаллы размером до 2 мм призматической и удлиненной формы с полисинтетическим или зональным погасанием (рис. 5). Зональность отмечается примерно у 30 % фенокристов плагиоклазов. Углы симметричного погасания полисинтетических двойников составили в среднем 20° , что позволило отнести плагиоклаз к андезинам. В зернах плагиоклаза наблюдаются мелкие включения вулканического стекла.

Содержание пироксенов (авгит, редко гиперстен) варьирует в пределах 5...20 % в зависимости от породы. Авгит, также как и плагиоклаз, образует две генерации: фенокристаллы и кристаллы в вулканическом

стекле. По размерам фенокристы пироксена обычно меньше, чем плагиоклаза, и в некоторых из них может наблюдаться двойникование (рис. 6). Кристаллы пироксена хорошо образованы и обладают многими гранями.

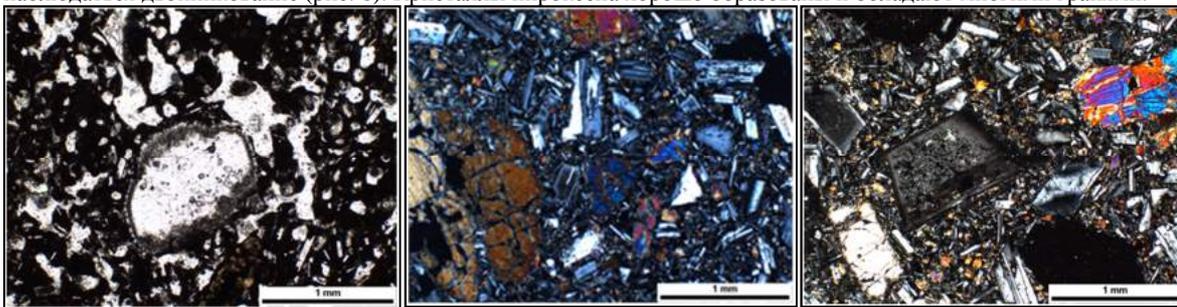


Рис. 3. Пористая структура андезитов. Без анализатора

Рис. 4. Интергранулярная структура андезитов. С анализатором

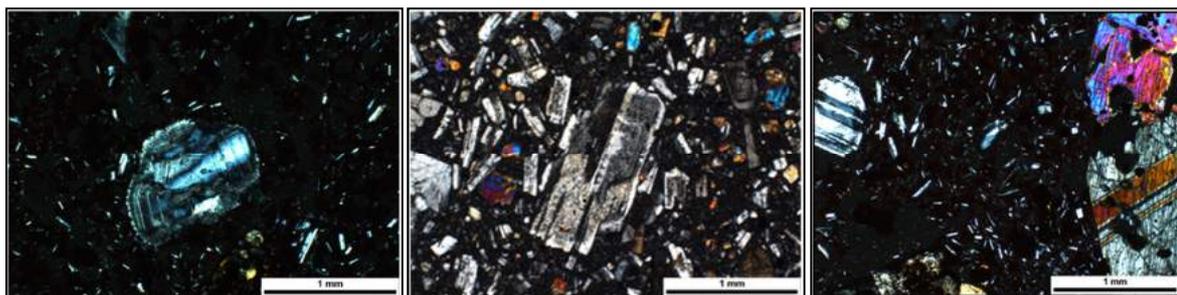


Рис. 5. Зональность в плагиоклазе. С анализатором

Рис. 6. Двойники в авгите. С анализатором

Гиалоандезиты темно-серые, бурые до черных цветов породы, примерно на 80...85 % состоят из вулканического стекла. Для пород характерна полосчатая, флюидальная текстура, обусловленная чередованием материала с различным минеральным составом и разного цвета (рис. 7). Основная масса пород стекловатая и гиалопилитовая. В участках с гиалопилитовой структурой наблюдается погружение незначительного количества микролитов плагиоклаза в вулканическое коричневое стекло. Области пород со стекловатой структурой характеризуются практически полным отсутствием выделений микролитов плагиоклаза. Гломеропорфировые образования развиты незначительно и не превышают 10 % от объема породы (рис. 8).

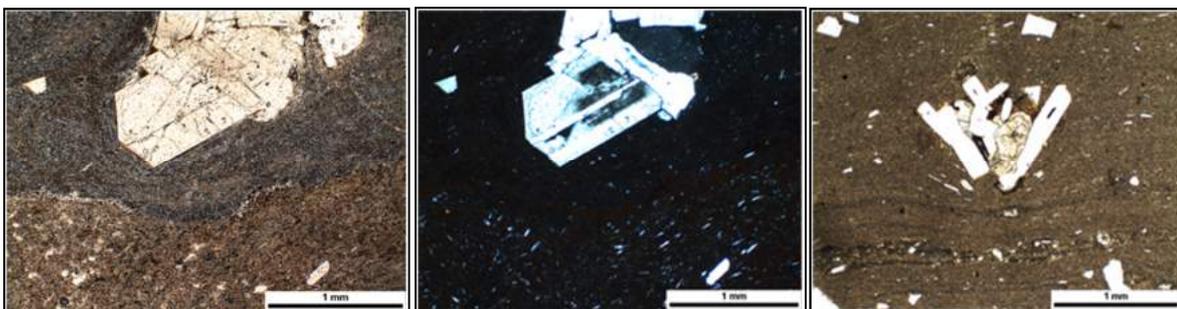


Рис. 7. Флюидальная текстура. Слева без анализатора, справа с анализатором

Рис. 8. Гломеропорфировые сростки плагиоклаза и пироксена. Без анализатора

По результатам петрографического изучения пород Ключевского вулкана отметим некоторые их особенности. Петрографический состав вулканитов варьирует от роговообманково-пироксеновых, двупироксеновых андезибазальтов до двупироксеновых андезитов и гиалоандезитов. Этот факт позволяет предположить, что происходило излияние различных по составу магм. В изученных образцах преобладают пористые текстуры, в меньшей степени наблюдаются массивные разновидности пород с небольшим проявлением пористости, что указывает на насыщенность магматических расплавов газо-флюидными компонентами. Автором предпринята попытка исследовать газово-жидкие включения (ГЖВ) в плагиоклазах в термокамере Lincam, позволяющей гомогенизировать флюидные включения в минералах в интервале температур 180...600⁰С. Отсутствие эффекта гомогенизации ГЖВ в пластинах пород указывает на то, что температуры, при которых стал возможным захват включений в плагиоклазе, превышали 600⁰С.

Литература

1. Богоявленская Г.Е., Наумов В.Б., Толстых М.Л. и др. Составы расплавов и условия кристаллизации андезитов вулканов Авачинский, Безымянный, Шивелуч и Карымский (по данным изучения расплавных включений) // Вулканология и сейсмология. – 2004. – № 6. – С. 1-14.
2. Ладыгин В.М., Гирина О.А., Фролова Ю.В. Петрофизические особенности лавовых потоков вулкана Безымянный, Камчатка // Вулканология и сейсмология. – 2012. – № 6. – С. 18-30.
3. Миронов Н.Л. Происхождение и эволюция магм Ключевского вулкана, Камчатка, по данным изучения расплавных включений в оливине: Автореферат. дис. канд.геол.-минер. наук. – М., 2009 г. – 31 с.

МИНЕРАЛОГИЯ СПЕРРИЛИТА Р. ИЗАС И Р. БЕЙКА КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ**В.А. Силкин**

Научный руководитель профессор В.А. Макаров
Сибирский федеральный университет, г. Красноярск, Россия

Минералы платиновой группы в различных количествах установлены во многих разведанных золотоносных россыпях Алтае-Саянской области. Минералы платиновой группы отмечались здесь при отработке и разведке золотоносных россыпей в бассейнах рек Амыла, Уса, Ургуна – Западного Саяна, рек Мана, Караган, Сисим, Кувай – Восточного Саяна, рек Кельбес, Тисуль – Кузнецкого Алатау и других. В их составе обычно присутствуют Fe-Pt, Ir-Os-Ru -соединения и сперрилит. В зависимости от приуроченности к различным геологическим структурам предшественниками выделены сперрилитовая, иридоосминовая, рутениридоосминовая и ферроплатиновая ассоциации [2]. Следует отметить, что независимо от наличия или отсутствия в концентрате минералов платиновой группы, во многих из них в разных количествах отмечается сперрилит. Источниками иридоосминовой, рутениридоосминовой и ферроплатиновой ассоциаций платиноидов являются, как правило, основные и ультраосновные породы [3], а источники сперрилита в большинстве случаев недостаточно ясны.

В пределах Кузнецкого Алатау самостоятельная сперрилитовая минерализация без примесей других минералов платиновой группы (иридоосминов, рутениридоосминов и т.д.) отмечалась значительно реже [1], чем в Восточном и Западном Саянах.

Нами проанализирован сперрилит из золотоносных россыпей рр. Изас и Бейка восточного склона Кузнецкого Алатау. Сперрилит россыпей Уйбат-Немирского (верховья р. Бейка) и Балыксинского золотоносных районов (среднее течение р. Изас) представлен в разной степени окатанными монокристаллическими зёрнами и их обломками и в меньшей степени слабоокатанными зёрнами с кристаллографическими очертаниями, близкими к кубу. Также встречаются зёрна с комбинацией других габитусов. По материалам из обеих рек отмечается, что наиболее крупные зёрна сперрилита менее окатаны, чем мелкие, в составе которых преобладают зёрна, имеющие близкую к сфероиду форму. Также следует отметить несколько крупную размерность сперрилитов р. Бейка – размерность от 90 до 390 мкм при размерности зерен р. Изас от 64 до 210 мкм.

Анализы выполнены в Объединенном институте геологии, геофизики и минералогии СО РАН на микроанализаторе "Camebax", аналитик Л.Н.Поспелова. Напряжение при анализе составляло 20 кВ, сила тока 60 нА, время определения – 10 с. В качестве эталонов для Pt, Ir, Pd использовались чистые металлы, для мышьяка - арсенипирит (FeAsS), для железа – халькопирит (CuFeS₂), для сурьмы – халькостибит (CuSbS₂).

Химический состав сперрилитов характеризуется стехиометричностью, однако, следует отметить в некоторых зёрнах присутствие сурьмы (до 0,134 мас. %), никеля (до 0,060 мас. %) (табл.).

*Таблица**Химический состав сперрилитов рр. Изас и Бейка*

№ п/п	Pt	Ir	As	Pd	Fe	Ni	Sb	Total
р.Изас								
1-3	54,860	0,000	43,850	0,000	0,000	0,000	0,000	98,710
р.Бейка								
3-1	55,450	0,000	43,910	0,000	0,000	0,000	0,060	99,420
3-3	55,990	0,000	44,160	0,000	0,000	0,000	0,000	100,150
3-4	55,540	0,000	43,560	0,000	0,000	0,000	0,040	99,137
3-7	56,340	0,000	43,940	0,000	0,000	0,000	0,134	100,417
3-9	55,100	0,000	44,080	0,000	0,000	0,000	0,131	99,308
3-10	55,410	0,000	44,060	0,000	0,000	0,000	0,077	99,550
3-13	55,770	0,000	44,010	0,000	0,000	0,000	0,073	99,850
Предел обнаружения, вес. %	0,167	0,153	0,038	0,066	0,028	0,039	0,046	-