

1984

ДОКЛАДЫ
АКАДЕМИИ НАУК СССР

1984

ТОМ 278 № 4

(ОТДЕЛЬНЫЙ ОТТИСК)

В.А. СЕЛИВЕРСТОВ, А.В. КОЛОСКОВ, И.П. ЛАПУТИНА,
Т.М. ФИЛОСΟΦОВА, В.М. ЧУБАРОВ

**ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ О СОСТАВЕ МИНЕРАЛОВ ГЛУБИННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ
В МЕЙМЕЧИТАХ КАМЧАТКИ**

(Представлено академиком Д.С. Коржинским 6 III 1984)

Включения разного рода несут важную информацию об эволюции пород верхнемелового геосинклинального меймечит-пикритового комплекса Камчатки. Преобладающая в составе комплекса разновидность, представленная вкрапленниками оливина и стекловатой основной массой, содержащей переменное количество микролитов клинопироксена, называется нами меймечитами в соответствии с рекомендациями "Петрографического словаря" [1], а также по праву приоритета этого термина, введенного в литературу В.Н. Котульским и Ю.М. Шейнманном в 1945 г. Меймечиты встречаются в северной части Валагинского хребта на Восточной Камчатке (рис. 1) в виде лав, туфов, даек и небольших субвулканических массивов. Эффузивно-пирокластические разности объединены в алешкинскую свиту мощностью около 300 м [2, 3]. В ее составе преобладают псаммитовые и псефитовые туфы, сложенные угловатыми и округлыми обломками стекла с кристаллитами и микролитами моноклинного пироксена и вкрапленниками оливина, составляющими 40–60% объема породы. Стекло девитрифицировано, оливин в разной степени серпентинизирован.

Пирокластические породы очень неоднородны и содержат многочисленные включения, среди которых преобладают ксенолиты родингитизированных базальтов из подстилающей валагинской серии [4], составляющие 3–5%, а в некоторых пластах — до 30%. Незначительное количество крупных обломков представлено полнокристаллическими разностями меймечитов — верлитами [5] и порфиroidными оливинитами. В меймечитах преимущественно базальных горизонтов свиты встречается примесь псаммитовых обломков неизмененных базальтов и пикритов, содержание которой местами превышает 50% объема породы. В некоторых пластах ультраосновных туфов обнаруживаются единичные глубинные включения, которые обычно дезинтегрированы на отдельные минералы: омфациит, пироп, ильменит, хромит, оливин, биотит. Эти минералы и их сростки наблюдались как в штуфах, так и в шлифах. Наибольшее разнообразие ксенокристаллов установлено в обр. 66–20, отобранном в верховьях руч. Алешка (левый приток р. Перевальной, впадающей в Кроноцкое озеро).

Меймечитовый псаммитовый кристаллолитокластический туф обр. 66–20 характеризуется обломочной структурой. Фрагменты пород (не более 15%) представлены базальтами и пикритами с микролитовой структурой. Преобладают обломки кристаллов и кристаллы серпентинизированного оливина с максимальными размерами 1,5–2,0 см, в среднем 0,8–1,0 мм. Серпентинизация крупных индивидов происходит вдоль трещинок отдельности (или спайности?), между которыми иногда сохраняются реликты неизменного минерала со слабой зеленоватой окраской. Некоторые кристаллы оливина содержат довольно крупные (до 1,5 мм) идиоморфные включения хромитов и гранатов разных цветов и оттенков — лилово-красные и малиновые с ярко выраженным александритовым эффектом, темно-красные, темно-

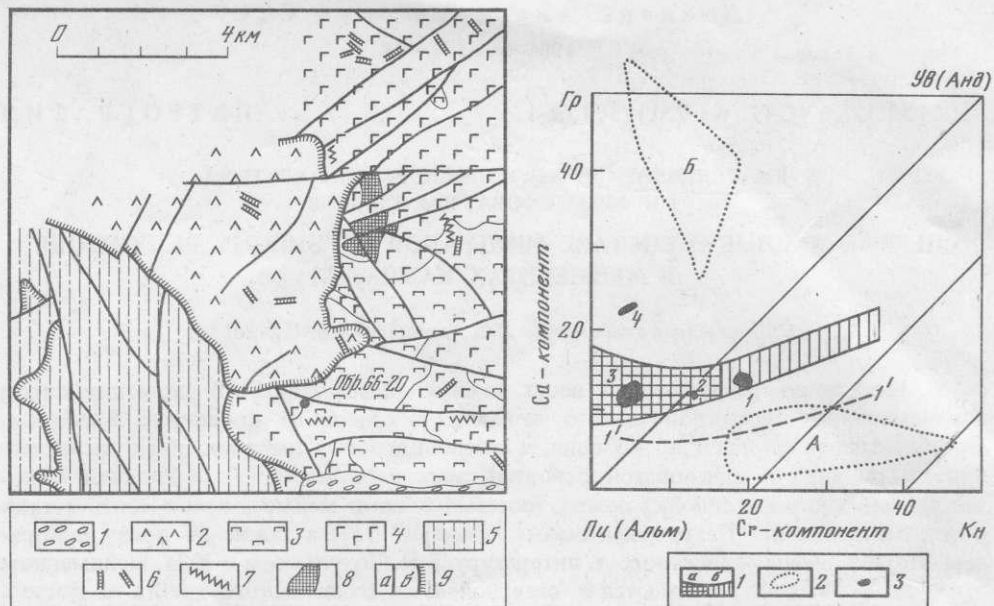


Рис. 1. Схема геологического строения района развития толщи ультраосновных вулканитов в северной части Валагинского хребта на Восточной Камчатке. 1 – аллювий; 2 – субщелочные базальты и андезиты кампан-датского (?) возраста; 3–5 – верхнемеловые породы валагинской серии [3, 4]: 3 – меймечиты, 4 – порфириновые базальты, 5 – вулканогенно-кремнистые образования нижней части разреза серии; 6, 7 – дайки порфирированных диоритов и сиенитов (6) и меймечитов (7); 8 – интрузия габброидов; 9 – разломы: а – сбросы, сдвиги, б – надвиги

Рис. 2. Диаграмма Са-компонент – Ст-компонент гранатов глубинных включений из меймечитов Камчатки, по Н.В. Соболеву [7] с упрощениями. 1 – поле гранатов из парагенезисов с двумя пироксенами: а – из порфирированных лерцолитов кимберлитовой трубки "Удачная", б – наиболее обычные гранаты из кимберлитов; 2 – поля фигуративных точек гранатов из алмазов (А) и из хромсодержащих гроспидитов и дистеновых эклогитов (Б); 3 – поля фигуративных точек гранатов из глубинных включений в меймечитах Камчатки (1–4 – разновидности, соответствующие табл. 1). 1'–1' – нижняя граница содержания кальция в гранате из парагенезиса с натровыми клинопироксенами. Пи – пироп, Альм – алмадин, Гр – гроссуляр, Ув – уваровит, Анд – андрадит, Кн – кноррингит

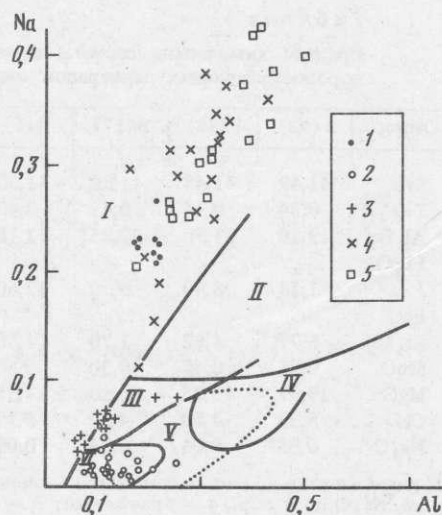
розовые, светло-розовые и оранжевые. В свою очередь, гранат или среднекристаллические агрегаты его зерен включают мелкие (0,1–0,15 мм) идиоморфные кристаллы зеленого клинопироксена – омфацита, а сам он в некоторых случаях обрастает ильменитом и биотитом.

Все перечисленные минералы образуют обособленные включения в основной массе меймечитовых туфов, куда они, видимо, попали в результате разрушения "кристаллов-носителей" оливина. Их зерна здесь, как правило, корродированные, имеют неправильную, угловатую форму. По трещинкам в гранатах наблюдаются затеки ультраосновного девитрифицированного стекла. Выделения ярко-зеленого омфацита размером до 0,5–0,7 мм, извлеченные при дроблении из основной массы, по краям обесцвечены и гранулированы. Фрагменты ксенокристаллов биотита до 0,8 мм обычно деформированы и изменены. Суммарное содержание ксенокристаллов в некоторых шлифах достигает 3–5%.

Полученные материалы позволяют установить следующий порядок кристаллизации минералов глубинных включений: омфацит → гранаты → ильменит → хромит? → оливин. Позиция биотита в этом ряду остается неясной. Можно полагать

Рис. 3. Диаграмма Na—Al (ф.ед.) клинопироксенов глубинных включений и породообразующих пироксенов меймечитов и пикритов Камчатки: 1 — из глубинных включений в меймечитах Камчатки, 2 — из основной массы меймечитов ([5, 6] и материалы авторов), 3 — ксенолитов перидотитов из трубки "Удачная" [7], 4 — ксенолитов эклогитов из кимберлитовых трубок [7], 5 — из включений в алмазы трубки "Мир" [7].

Поля фигуративных точек клинопироксенов из включений: I — в кимберлитах и карбонатитах, II — гранатовых перидотитов, III — шпинелевых перидотитов, IV — "черных пироксенитов" в щелочных базальтоидах, V — плагиоклазовых перидотитов в базальтоидах, VI — дунит-гарцбургитовой ассоциации в толеитовых базальтах и клинопироксены альпинотипных гипербазитов



равновесность таких минеральных пар, как омфацит—гранат и хромит—оливин.

Химические составы некоторых минералов глубинных включений помещены в табл. 1. Здесь же для сравнения приведены данные по породообразующим оливинам, клинопироксенам и хромитам, кристаллизовавшимся в приповерхностных условиях [5, 6]. Как следует из таблицы, составы гранатов последовательно меняются в направлении уменьшения густоты окраски (от лилово-красных к красным, розовым и оранжевым), что заключается в уменьшении содержаний Cr_2O_3 и CaO и увеличении Al_2O_3 , FeO и MgO (рис. 2). Их общим свойством является повышенное содержание Na_2O (0,03–0,13%). Клинопироксены глубинных включений существенно отличаются от пироксенов, кристаллизующихся в основной массе меймечитов и пикритов (рис. 3), и характеризуются однородностью, высоким содержанием юриитового (6,15–8,45%) и жадеитового (13,58–17,43%) компонентов, практически отсутствием Al^{IV} , низкой железистостью и отношением $Ca/(Ca + Mg)$ около 50%.

Хромитам глубинных включений, в отличие от акцессорных хромшпинелидов ультраосновных вулканитов, свойственны высокие содержания Cr_2O_3 и пониженные — Al_2O_3 (5,32–7,34%) и Fe_2O_3 (1,11–6,75%). Оливины мегакристов характеризуются гомогенностью, высокой магнезиальностью ($Fo = 90,6–93,2$), присутствием несколько повышенных содержаний хрома и практически отсутствием глинозема и извести, в то время как породообразующие оливины неоднородны и содержат повышенные количества CaO [5].

Минеральные парагенезисы, подобные описанным выше, до сих пор были известны только для глубинных включений в кимберлиты и карбонатиты платформенных (Южная Африка, Якутия, Америка, Австралия) и субплатформенных (Новая Зеландия) областей [7–9]. В связи с этим определение условий возникновения "кимберлитовых" минеральных ассоциаций из включений в геосинклиналильные вулканиты представляет особый интерес, хотя однозначное решение этого вопроса на данном этапе исследований затруднительно и может иметь лишь предварительный характер. Высокая хромистость, низкие кальциевость и железистость пиропов, близость их составов составам лерцолитового парагенезиса из включений в кимберлитовые трубки (см. рис. 2), а также наличие устойчивой примеси Na_2O — все это позволяет говорить об их происхождении в парагенезисе с омфацитами при высоких температурах и давлениях (более 30 кбар [7]). Эксперименты по плавлению перидотитовых коматиитов [10], весьма близких к камчатским меймечитам по соотношению основных породообразующих окислов [11], показали, что гранат

Таблица 1

Средние химические составы минералов глубинных включений обр. 66-20 (1-4) и породообразующих минералов меймечит-пикритового комплекса Камчатки (6-10)

Окисел	1 (13)	2 (2)	3 (12)	4 (5)	5 (9)	6 (12)	7 (6)	8 (18)	9 (12)	10 (10)
SiO ₂	41,49	41,48	41,82	41,30	54,00	51,38	—	—	40,80	40,86
TiO	0,34	0,14	0,49	0,40	0,32	0,30	0,14	0,22	0,01	0,02
Al ₂ O ₃	19,19	21,50	22,25	22,18	4,62	3,25	6,12	7,67	0,00	0,18
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	4,64	17,01	—	—
	7,15	8,49	9,10	12,60	1,30	5,77				
FeO							16,56	15,30	7,58	9,61
Cr ₂ O ₃	6,77	4,62	1,70	1,56	2,46	0,45	61,66	48,48	0,02	0,02
MnO	0,35	0,48	0,30	0,60	0,05	0,13	0,31	0,33	0,17	0,21
MgO	19,97	20,23	20,50	14,57	13,47	16,65	10,63	11,69	49,59	48,03
CaO	5,32	4,70	4,52	8,77	18,84	21,34	—	0,06	0,01	0,44
Na ₂ O	0,08	0,04	0,06	0,09	3,22	0,36	—	—	—	—

Примечание. 1-4 — гранаты: 1 — лилово-красный, Na₂O по 8 опр., 2 — красный, 3 — розовый, Na₂O по 9 опр., 4 — оранжевый; 5 — омфациит; 7 — хромит; 9 — оливин, Cr₂O₃ по 8 опр., NiO 0,30% (по 4 опр.); 6 — клинопироксен ([5, 6] и материалы авторов); 8 — хромит [5]; 10 — оливин [5, 6], NiO 0,25% (по 4 опр.). В скобках — число анализов. Анализы выполнены на микроанализаторах MS-46 "Самеса" и "Самебах". Аналитики И.П. Лапутина и Т.М. Философова (1-5,9) и В.М. Чубаров (7).

в ассоциации с оливином и пироксеном начинает появляться при 1600° С и 33 кбар. Пироп, близкий по составу к одной из обнаруженных нами малохромистых разновидностей, был получен при 1625° С и 40 кбар. Следует подчеркнуть, что температуры, вычисленные при помощи гранат-клинопироксенового геотермометра [7, 12], значительно ниже температур, полученных экспериментальным путем. Сравнение с данными по включениям в кимберлитовые трубки позволяет предполагать, что образование рассматриваемого минерального парагенезиса (за исключением биотита) происходило в условиях коэситовой субфации графит-пироповой фации [7], а биотит относится к менее глубинному парагенезису шпинель-пироповой субфации той же фации [9].

Касаясь тектонических условий проявления ультраосновного вулканизма на Восточной Камчатке, следует еще раз указать на его приуроченность к зоне торцевого сочленения разновозрастных офиолитовых поясов [3, 4, 11]. Находка глубинных включений в меймечитах открывает возможность получения дополнительной характеристики тектонической обстановки геосинклинального этапа. Интерпретируя приведенные выше материалы, мы должны предположить существование в этот период развития региона мощной и консолидированной литосферы, жесткость которой была достаточной для заложения сверхглубоких разломов. В то же время, отдавая дань необычности обнаруженных включений, мы вынуждены считать, что высокое давление, при котором они образованы, могло создаваться не только за счет одной литостатической нагрузки, но в какой-то мере могло быть связано с локальным подъемом давления летучих в одном из промежуточных очагов либо частично обусловлено тектоническими подвижками. Дальнейшие суждения по этому вопросу можно будет сделать только после накопления фактического материала.

Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии
Академии наук СССР, Москва
Институт вулканологии
Дальневосточного научного центра
Академии наук СССР, Петропавловск-Камчатский

Поступило
19 III 1984

ЛИТЕРАТУРА

1. Петрографический словарь. М.: Наука, 1982. 496 с.
2. Seliverstov V.A., Tsikunov A.G. Symposium on volcanoes and their roots. Oxford, 1969, p. 168.
3. Селиверстов В.А., Цикунов А.Г. — ДАН, 1974, т. 217, № 2, с. 424–427.
4. Селиверстов В.А. Петрологические исследования базитов островных дуг. М.: 1978, с. 177–239.
5. Марковский Б.А., Рогман В.К. Геология и петрология ультраосновного вулканизма. Л.: Недра, 1981, 248 с.
6. Колосков А.В., Селиверстов В.А., Долгова Т.В. Минералогические исследования на Дальнем Востоке. Владивосток, 1977, с. 47–58.
7. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.
8. Соболев Н.В., Ефимова З.С., Усова Л.В. Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983, с. 3–16.
9. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия/Под ред. В.С. Соболева, Н.Л. Добрецова, Н.В. Соболева. Новосибирск: Наука, 1975. 272 с.
10. Arndt N.T. Carnegie Inst. of Wash. Year Book 75, 1976, p. 555–562.
11. Селиверстов В.А. Геосинклинальный магматизм Камчатки. Автореф. канд. дис. М., 1981. 19 с.
12. Ellis D.J., Creen D.H. Contrib. mineral. Petrol., 1979, vol. 71, № 1, p. 13–22.