

В. В. КЕПЕЖИНСКАЯ, Ю. Г. ЛАВРЕНТЬЕВ, Л. В. УСОВА

МЕГАКРИСТЫ КЛИНОПИРОКСЕНА В КАЙНОЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОИДАХ МОНГОЛИИ

(Представлено академиком В. С. Соболевым 20 VI 1974)

Развитие экспериментальных исследований по плавлению вулканических пород и изучение фазовых отношений базальтовых расплавов стимулировали формирование представлений о глубинном генезисе многих типов включений, обнаруженных главным образом в недосыщенных базальтовых лавах. Эти включения (ксенолиты и родственные фазы) приобретают таким образом большое значение как индикаторы состава и P — T -условий в мантии и как источники информации о режиме фракционирования базальтовых расплавов в условиях высокого давления и значительных температур.

Особое место среди глубинных включений занимают крупные кристаллы клинопироксена (мегакристы), описанные в базальтовых породах многих районов мира как алюминиевые авгиты и чермакитовые пироксены. Они отличаются по составу от эквивалентных фаз вмещающих лав, и большинством исследователей интерпретированы в качестве родственных образований высокого давления.

Подобные гигантские кристаллы клинопироксена обнаружены нами в базальтах кайнозойской щелочной провинции Монголии, где они присутствуют вместе с включениями шпинелевых дерцолитов, пироксенитов, а также мегакристаллов титанбиотита, санидина и апортотлаза. Их своеобразная геология, редкая ассоциация с мегакристами санидина, состав и соотношение с авгитами из фенокристов и пироксенитовых включений обращают на себя внимание. Они имеют также близкое отношение к проблеме происхождения черных пироксенитовых включений.

Вмещающие лавы принадлежат калиевой и натровой петрохимическим провинциям щелочных базальтоидов (¹, ²). В целом это слабо дифференцированная и сильно недосыщенная щелочная ассоциация, включающая на Хангае в Центральной Монголии лейцитовую тефрит-базанитовую серию пород, а на Дариганге (юго-восток МНР) натровую серию щелочных оливиновых базальтов. Клинопироксеновые мегакристы встречаются в кайнозойских лавах различного возраста и химического типа. Они наблюдаются в покровах, пекках, силлах и наземных вулканических постройках. Отсюда вытекает важная для понимания их генезиса особенность — региональность распространения, исключающая случайный фактор появления, свойственный ксенолитам. Они явно тяготеют к натровым щелочным базальтоидам Дариганги, где характеризуются поистине повсеместным распространением в лавах, агглютинатах и брекчиях подавляющего большинства вулканических конусов. В разрезе плато мегакристы встречаются только в верхних покровах и лавовых шлейфах вулканических конусов, в туфовом цементе конгломератов и туфовых брекчиях основания разреза. В пирокластических выбросах и лавах лейцитовый тефрит-базанитовой серии они наблюдаются реже. Ассоциации включений в калиевой и натровой ветви щелочных базальтоидов различаются. В Тарятской впадине и Долине Озер они сопровождаются мегакристами титанбиотита, санидина

и ксенолитами шпинелевых лерцолитов. На Дарингане — это ассоциация клинопироксена и анортоклаза, наряду с которыми встречаются ксенолиты шпинелевых лерцолитов и включения верлит-пироксенитовой серии.

Клинопироксеновые мегакристы представлены одиночными кристаллами средних размеров в 2—5 см, но иногда они достигают 10 см в длину. Кристаллографическая форма сохраняется не часто и обычно изменена коррозией и фрагментацией. Они имеют черный цвет и стекловидный выпуклый облик, слабо кливажированы и характеризуются раковистым изломом. Мегакристы окружены пограничной зоной губчатого пироксена, пронизанного стекловидными выделениями. Иногда эти реакционные зоны пересекают кристалл и связаны с его трещиноватостью. Реакционные

Таблица 1

Средние составы клинопироксенов из натриевой (I) и калиевой (II) серий щелочных базальтоидов кайнозоя Монголии

Компонент	I						II		
	мегакристы		вкрапленники		пироксены из черн. пироксенитовых включ.		мегакристы		вкрапленники
	$\bar{X}$	S^2	$\bar{X}$	S^2	$\bar{X}$	S^2	$\bar{X}$	S^2	$\bar{X}$
SiO ₂	50,83	0,33	52,13	1,38	49,96	1,42	50,50	0,44	50,27
TiO ₂	0,99	0,21	1,39	0,07	1,17	0,05	1,44	0,14	1,76
Al ₂ O ₃	7,88	0,25	3,31	0,19	6,64	1,33	8,29	0,25	4,25
FeO	8,91	0,53	7,13	1,15	5,97	0,62	7,81	1,7	8,06
MnO	0,13	0,00	0,12	0,10	0,11	0,00	0,13	0,1	0,12
MgO	13,31	1,28	14,32	0,24	13,27	0,62	12,77	3,9	13,71
CaO	15,35	0,25	21,68	1,23	22,12	0,26	17,12	0,33	21,22
Na ₂ O	2,21	0,21	0,56	0,00	1,02	0,00	2,11	0,39	0,61
Cr ₂ O ₃	—	—	0,25	0,05	0,21	0,01	—	—	0,07
Al ^{IV}	0,134	0,00	0,089	0,00	0,164	0,00	0,152	0,00	0,132
Al ^{VI}	0,206	0,00	0,054	0,00	0,123	0,00	0,204	0,00	0,054
Число анал.	13		3		4		6		1

Примечание. Средние содержания и их дисперсии вычислены по данным наших анализов пироксенов на рентгеноспектральном микроанализаторе и пересчетов их на 6 O² (3).

короны и зоны указывают на неравновесное состояние клинопироксеновых мегакристаллов с вмещающей лавой при низких давлениях.

Концентрационные кривые, записанные в разных частях мегакристаллов на рентгеноспектральном микроанализаторе, показали их высокую гомогенность по сравнению с фенокристами. По составу они резко отличаются от клинопироксенов вмещающих лав и содержат в два раза больше Al₂O₃, в три раза больше Na₂O и существенно меньше CaO (табл. 1). Это сближает их с клинопироксеновыми мегакристами Забайкалья, Дальнего Востока, Чулымо-Енисейской впадины (3, 4) и с крупными клинопироксеновыми кристаллами в щелочных лавах Восточной Азии, Америки, Африки, Австралии и Европы (5-11).

По классификации Н. Л. Добрецова клинопироксеновые мегакристы Монголии относятся к натровым салит-авгитам и омфацил-авгитам, в противоположность субкальцевым авгитам обычных вкрапленников и черных пироксенитовых включений. Зарубежные исследователи такие составы классифицируют как алюминиевые авгиты или чермакитовые клинопироксены. Наиболее заметной чертой их химизма является высокое содержание Al₂O₃, который, по мнению большинства, включен главным об-

разом в Са-чермакитовую молекулу. Обращает на себя внимание повышенное содержание жадеитовой составляющей в авгитовых мегакристах Монголии, значительно превышающее содержание жадеитового компонента в авгитах из пироксенитовых включений и вкрапленников вмещающих лав. Наиболее информативны окислы СаО, Na₂O и Al₂O₃, концентрации которых резко различаются в мегакристах и обычных вкрапленниках. Соотношение Al^{IV} и Al^{VI} в силикатах зависит от физико-химических условий минералообразования. Al имеет тенденцию входить в 4-ную координацию при повышении температуры и в 6-ную — при повышении давления. В монгольских клинопироксеновых мегакристах большая часть Al₂O₃ находится в 6-ной координации и обнаруживает более значительные концентрации, чем в клинопироксеновых вкрапленниках. Таким образом, высокоалюминиевые составы мегакристов могут быть противопоставлены как фазы относительно более высокого давления титанавгитам и богатым Са авгитам из вкрапленников, типичным для низкого давления.

Известно, что обогащение авгитов Са-чермакитовой молекулой в безгранатовой базальтовой ассоциации является функцией давления (¹¹⁻¹³). Составы высокоалюминиевых клинопироксенов из мегакристов весьма близко сопоставимы с близкравдусными фазами, кристаллизующимися из расплава природного щелочного оливинового базальта при 14—16 кбар и 1200° с содержанием H₂O в расплаве ~2% (¹⁴). Интерпретация основных особенностей химизма монгольских мегакристаллов алюминиевого авгита в свете экспериментальных данных выявляет глубинную природу этих образований и кристаллизацию их в условиях высоких давлений, реализуемых в верхних горизонтах мантии или на границе земной коры и мантии. Сопоставление этих составов с эквивалентными фазами низкого давления во вкрапленниках вмещающих лав подтверждает эту точку зрения.

Вопрос о том, являются ли глубинные клинопироксены чуждыми включениями, захваченными магмой из глубоко расположенных источников и вынесенными к поверхности, или же это родственные образования, большинством петрологов решается в пользу второго предположения. Наши данные также свидетельствуют о происхождении мегакрист в результате отделения высокоалюминиевой и богатой Na клинопироксеновой фазы на первых этапах кристаллического фракционирования щелочной базальтовой магмы при высоком давлении. Пропорция мегакрист по отношению к вмещающей лаве такова, что их выделение оказывает слабое влияние на смещение состава родоначального расплава. Вычисленный гипотетический состав материнского расплава из расчета комбинации в 30% мегакристов и 70% оставшейся породы мало отличается от анализов вмещающих пород (⁹). Это соображение не противоречит принятой гипотезе, а ряд физических свойств мегакристов и особенности их геологии трудно примирить с альтернативной позицией.

Важными признаками родственного происхождения являются: 1) преимущественное распространение в виде одиночных кристаллов, а не полиминеральных агрегатов; 2) огромные размеры мегакристов в противоположность размерам зерен изверженных ксенолитов; 3) высокая однородность мегакристаллов в отличие от неоднородных, часто зональных вкрапленников — фаз более низкого давления; 4) корреляция составов мегакристовых ассоциаций и вмещающих лав, четкая в монгольских базальтах. В лейцитовой базальтовой серии наблюдается сочетание мегакристов клинопироксена, титанфлогопита и санидина, а в натровых лавах клинопироксен сопровождается натровым плагиоклазом.

Признаки неравновесного отношения с вмещающей лавой, обилие нерастворенных мегакристаллов клинопироксена в монгольских базальтах указывают на значительную скорость подъема магмы, сравнительно высокое содержание летучей составляющей и отсутствие промежуточных камер высокого уровня, где магма могла бы фракционироваться и прийти в равновесие с фазами высокого давления.

Составы авгитов из черных пироксенитовых включений занимают промежуточное положение между фазами высокого и низкого давления, что заставляет противопоставить их мегакристам и более осторожно отнестись к интерпретации кумулятивной природы черных пироксенитовых включений.

Институт геологии и геофизики
Сибирского отделения Академии наук СССР
Новосибирск

Поступило
12 X 1974

Совместная советско-монгольская
научно-исследовательская геологическая экспедиция
Академии наук СССР и Академии наук МНР

ЛИТЕРАТУРА

- ¹ В. В. Кеппежинская, И. В. Лучицкий, ДАН, т. 205, № 3, 669 (1972). ² В. В. Кеппежинская, Тр. Инст. геол. и геофиз. СО АН СССР, в. 271, Новосибирск, 1974.
³ В. А. Кутюлин, В. Н. Фролова, В сб.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород, М., «Наука», 1972. ⁴ Е. П. Денисов, Геология и геофизика, т. 3, 34 (1973). ⁵ К. Aoki, Am. Mineral., v. 49, 1199 (1964). ⁶ К. Aoki, E. Kamayama, J. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol., v. 64, 107 (1970). ⁷ M. G. Best, Contr. Mineral. and Petrol., v. 27, 1, 25 (1970). ⁸ T. Frisch, I. B. Wright, News Jahrb. Mineral., B. 7, 289 (1971). ⁹ R. A. Binns, M. Duggen, J. G. Wilkinson, Am. J. Sci., v. 269, 132 (1970). ¹⁰ J. S. Dickey, Am. Mineral., v. 53, 1304 (1968). ¹¹ K. Aoki, I. Kushiro, Contr. Mineral. and Petrol., v. 18, 326 (1968). ¹² I. Kushiro, Carnegie Inst. Wash. Yearbook, v. 64, 112 (1965). ¹³ Ito Keisuke, G. C. Kennedy, Contr. Mineral. and Petrol., v. 19, 177 (1968). ¹⁴ D. H. Green, W. Hibberson, Phys. Earth Planet Interiors, v. 3, 247 (1970).