

Продолжающийся процесс метасоматоза (флюидизации) в соответствии с экспериментальными исследованиями [5] приводит к понижению, тем более в условиях аплифта, температуры солидуса и к появлению расплавов (в нашем случае ладогалитовых) с различной степенью выплавления, как в эксперименте [6], в котором при давлении 30 кбар и температурах от 1225 до 1300°C получаются частичные (20, 30, 49 и 67%) выплавки из «угандийского» нодуля (рис. 1). Минеральный средний состав нодуля (клинопироксен – 51,5%, флогопит – 37%, апатит – 2%, титаномagnetит – 3,5%, сфен – 4% и акцессории – перовскит, кальцит, оливин, стекло), практически, мало чем различается с рассматриваемыми нодулями флогопит-клинопироксенового состава в ладогалитах, в которых только в несколько большем количестве (5-10%) присутствует апатит (табл.).

По аналогии химических составов угандитов и ладогалитов и их нодулей, ладогалиты своим источником также имели флюидизированную мантию, сравнимую с составом среднего нодуля.

Экстраполируя результаты эксперимента [6], с учетом температуры кристаллизации, полученной по мегакристам клинопироксенов до 1350-1400°C, был рассчитан химсостав 100% выплавки, который, также как и 67% выплавки очень близко соответствует составам невоитов и меланолодогитов (рудных, диатремовых и интрузивных), являющихся ультрабазитовыми членами ладогалит-тенсбергитовой серии пород. Об этом же свидетельствуют высокие (нормированные по хондриту) содержания редкоземельных элементов в ладогалитах и тенсбергитах, особенно легких La, Ce, Sm, Eu, значительно превышающих содержания их в щелочных базальтах, а также в кимберлитах и, частично, в лампроитах (рис. 2). Известно, что их высокие содержания требуют специфических условий для образования исходных магм, предопределяя их выплавление либо из сильно обогащенного этими элементами источника, либо из менее обогащенного, но при очень низкой степени (1-2%) плавления.

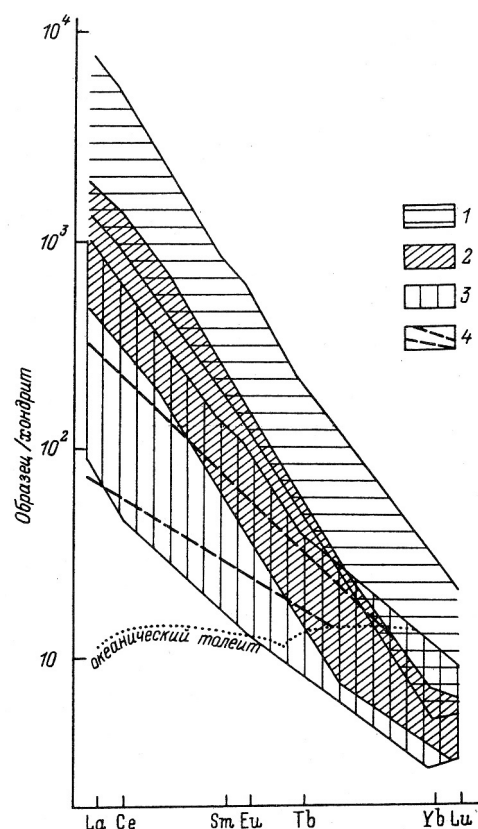


Рис. 2. Нормированное по хондриту распределение редкоземельных элементов в ладогалитах, лампроитах Западного Кимберли, кимберлитах и щелочных базальтах [2]

1 – поле ладогалитов, 2 – поле лампроитов, 3 – поле кимберлитов, 4 – поле щелочных базальтов

ЛИТЕРАТУРА

1. Лутц Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. М., 1975. 167 с.
2. Хазов Р.А., Попов М.Г., Бискэ Н.С. Рифейский калиевый щелочной магматизм южной части Балтийского щита. С.-П.: Наука, 1993. 218 с.
3. Хазов Р.А., Шаров Н.В., Исанина Э.В. Глубинное строение и металлогения Приладожья //Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск: Кар НЦ РАН, 2004. С. 55-74
4. Эдгар А.Д., Арима М. Экспериментальное изучение калиевого метасоматоза с использованием модели пиролитовой мантии и его значение для выявления генезиса высококалийных магм //Международный геологический конгресс. М. 1984. Т. 9. С. 246-258
5. Kushiro J. Stability amphibole and phlogopite in the upper mantle. Waschingon. Carnegie Inst. 1970 Year Book 68. P. 245-247
6. Lloyd F.E., Arima M., Edgar A.D. Partial melting of a phlogopite-clinopyroxenite nodule from south-west Uganda: an experimental study bearing on the origin of highly potassic continental rift Volcanics Contrib //Miner. Petrol., 1985. V.91. №4. P. 321-329

РТ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ ПРОТОПОРОД И МАГМЫ ЛАДОГАЛИТОВ ПРИЛАДОЖЬЯ

Хазов Р.А.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск

Одна из сложнейших проблем изучения калиевых щелочных пород, в том числе и ладогалитов, это установление их генезиса. Для ее решения необходимо определить, с какими процессами связано их образование, выяс-

нить вещественный и минеральный состав минералообразующей среды (магма, метасоматизирующие растворы), ее флюидность и состав флюидов, глубину формирования, РТ условия, магмообразующий субстрат и т.д.

Глубинные включения в кимберлитах, щелочных базальтах, лампроитах, а также и в ладогалитах являются важнейшим источником информации о составе и строении верхней мантии, что в совокупности с геофизическими данными позволяет, хотя бы приблизительно установить особенности верхней мантии в регионах с различными тектоническими позициями. В этом плане впервые выявленные в Приладожье, в пределах мантийно-корового свода, ограниченного рифтогенными рифейскими разломами [6], эксплозивные брекчии с глубинными ксенолитами представляют несомненно большой интерес. Доказательством внекоровой глубины формирования соответствующих включений является установление петрохимических и геохимических особенностей, подтверждающих их образование при высоких давлениях.

Таблица 1

РТ параметры кристаллизации мегакристов клинопироксена из трубок взрыва ладогитов

№ на рис.	№ пробы	Ca	T°C		P, кбар		K ₂ O (масс.%)	P, кбар (по геотерме, рис.)	
		Ca + Mg	по эксперименту Ллойда	по эксперименту Томпсона	по эксперименту Ллойда	по эксперименту Томпсона		по Ллойду	по Томпсону
	1433-10б	0,53	1250	-	30	-	0,71	52	-
	2188-12п	0,52	1255	1320	30	~23	0,5	52	57
	2439-23	0,5	1265	1220	30	~14	0,24	53	51
	1514-5	0,54	1245	1290	30	20	0,35	52	55
	1532-16	0,53	1250	1310	30	22	0,31	52	56
	1533-16	0,52	1255*	1370	30	~28	0,35	52	59
	1433-8	0,5	1265*	-	30	-	0,21	53	-
	1473-5	0,53	1250**	-	30	-	0,39	52	-
	1433-10а	0,52	1255*	1320	30	~23	0,1	52	57
	1893-4а	0,5	1265*	-	30	-	0,58	53	-
	1893-4п	0,46	1400	-	30	-	0,44	61	-
	1901-2п	0,54	1245	-	30	-	0,13	52	-
	1533-92/3	0,5	1265				0,41	53	
	1881-2	0,48	1275				0,25	54	
	2437-39	0,49	1300**				0,16	56	

Примечание: * пироксены идентичного или очень близкого химического состава в эксперименте по данным Геншафта Ю.С. (Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука, 1987) кристаллизуются при P=20 кбар и T≥1350°C. ** по данным Толмачевой Е.В. № 1473-5 и № 2437-39 имеют температуру гомогенизации расплавных включений, соответственно, 1340±10 и 1355±10°C [5]

Таблица 2

Сопоставление составов и температур кристаллизации клинопироксенов из мегакристов и нодулей в ладогалитах с полученными экспериментально [7]

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	48,04	46,84	49,62	50,94	50,84	51,39	51,25	50,09	51,09	50,49
TiO ₂	0,74	0,48	0,91	1,68	1,32	1,1	1,45	1	2,2	0,94
Al ₂ O ₃	7,76	5,7	9,34	2,64	3,52	4,32	3,34	4,33	2,91	4,87
Cr ₂ O ₃	0,02	0,001	0,07	0,08	0,07	0,25	0,25	0,36	-	-
Fe ₂ O ₃	2,98	1,83	3,73	-	-	-	-	-	-	-
FeO	4,99	3,66	8,25	6,9	6,23	5,37	5,36	5,15	5,54	5,44
MnO	0,16	0,12	0,19	0,07	0,06	0,01	0,11	0,06	0,16	0,05
MgO	12,66	11,31	14,04	13,08	14,1	15,75	16,14	16,34	13,96	14,73
CaO	18,8	16,12	20,11	23,27	22,21	21,47	20,73	21,69	22,49	22,49
Na ₂ O	1,51	1,05	1,82	1,73	2,18	0,67	0,71	0,62	2,21	1,1
K ₂ O	0,36	0,1	0,71	0,04	0,09	0,05	0,04	0,03	0	0
Сумма	-	-	-	100,43	100,62	100,38	99,38	99,67	100,56	100,11
Ca/Mg+Ca	0,52	0,46	0,54	0,56	0,53	0,5	0,48	0,49	0,54	0,52
Mg/Mg+Fe	0,74	0,7	0,79	0,77	0,8	0,84	0,84	0,85	0,82	0,83
t°C	780	700	900	750	700	750	720	-	735	-
T°C	-	-	-	1225	1250	1263	1275	1300	1235	1250

Примечание: 1-3 – клинопироксены из нодулей и мегакристов в диатремовых ладогалитах: 1 – среднее из 15 анализов, 2 – минимальное значение, 3 – максимальное значение; 4-10 – клинопироксены, полученные экспериментально: 4-8 – из расплава нодуля в угандитах, 9-10 – из расплава катунгита. t°C – температура кристаллизации клинопироксена, определенная по диаграмме фазового соответствия магнезиальности биотита и клинопироксена [4], T°C – температура кристаллизации клинопироксена, определенная экспериментально при давлении 30 кбар.

В пробах 4-10 все железо определено как закисное

Поскольку состав силикатных минералов реагирует на изменение физико-химической и термодинамической обстановок, представляется возможным, путем сравнительного анализа с учетом результатов ряда проведенных экспериментальных исследований, определить условия, в которых сформированы, захваченные ладогалитовым расплавом, мегакристы клинопироксенов, флогопит- Mg биотитов, апатитов и нодули апатитовых глиммеритов.

тов, а также флогопит-пироксеновой с апатитом породы. Клинопироксены, как минералы, обладающие переменным составом и встречающиеся в различных группах ксенолитов, являются в указанных целях весьма информативными. Из проведенного сопоставления с клинопироксенами других регионов отчетливо устанавливаются по соотношению Al^{IV}/Al^{VI} ; Al/Si ; содержания Al^{IV} , Ca, железистости (f); щелочей, железистости, Fe^{3+} и жадеитового компонента две группы клинопироксенов, слагающих мегакристы и нодулы в ладогитовых диатремах. Клинопироксены первой группы образовались при более высоких давлениях при близких температурах для обеих групп. В рассматриваемом случае, при отсутствии ортопироксена, полностью псевдоморфнозамещенного, использование для определения температуры величин $Ca/Ca+Mg$ только в клинопироксенах представляется не вполне обоснованным. Однако, получить представление о температуре кристаллизации клинопироксенов (табл. 1, 2) можно из экспериментальных данных Ф.Е. Ллойда и др. [7], а также Р.Н. Томпсона [8], согласно которому концентрации алюминия в клинопироксенах снижаются с уменьшением давления и температуры. В координатах Al-Si мегакристаллы клинопироксенов первой группы сопоставимы с клинопироксенами, кристаллизовавшимися при давлении 20-28 кбар и температуре 1290-1370°C. Полученная температура полностью соответствует температуре кристаллизации клинопироксена (1380-1300°C) в плутонических калиевых щелочных породах и базальтоидах, а также полученной при температуре гомогенизации расплавных включений – 1340-1355°C [5]. Сверка полученных результатов на диаграмме в координатах РТ с геофизической геотермой восточной части Балтийского щита показывает несовпадение приведенных для клинопироксенов субсолидусных параметров РТ с геотермой восточной части БЩ, а именно: 1. Температуре (по Томпсону) – 1370-1220°C по геотерме должно соответствовать давление около 59-51 кбар, а температуре (по Ллойд) – 1400-1245°C должно соответствовать давление 61-52 кбар; 2. Давление (по Томпсону) 28-20 и 14 кбар по геотерме должно соответствовать температуре 820-690 и 540°C, а давлению (по Ллойд) – 30 кбар по геотерме соответствует температура 870°. Однако, существует независимая проверка высоких давлений при образовании мегакристов в ладогалитовых диатремах, которой может служить достаточно стабильное содержание примеси K_2O в клинопироксенах, которое предлагается принять за функцию давления [1]. Самым веским доводом в пользу высокobarических условий кристаллизации несомненно является присутствие высокобарических аксессуаров (алмазов, пиропов и др.), которое соответствует расположению мегакристов клинопироксенов на схеме фаций метаморфизма верхней мантии (рис.) в области кристаллизации алмазов [1].

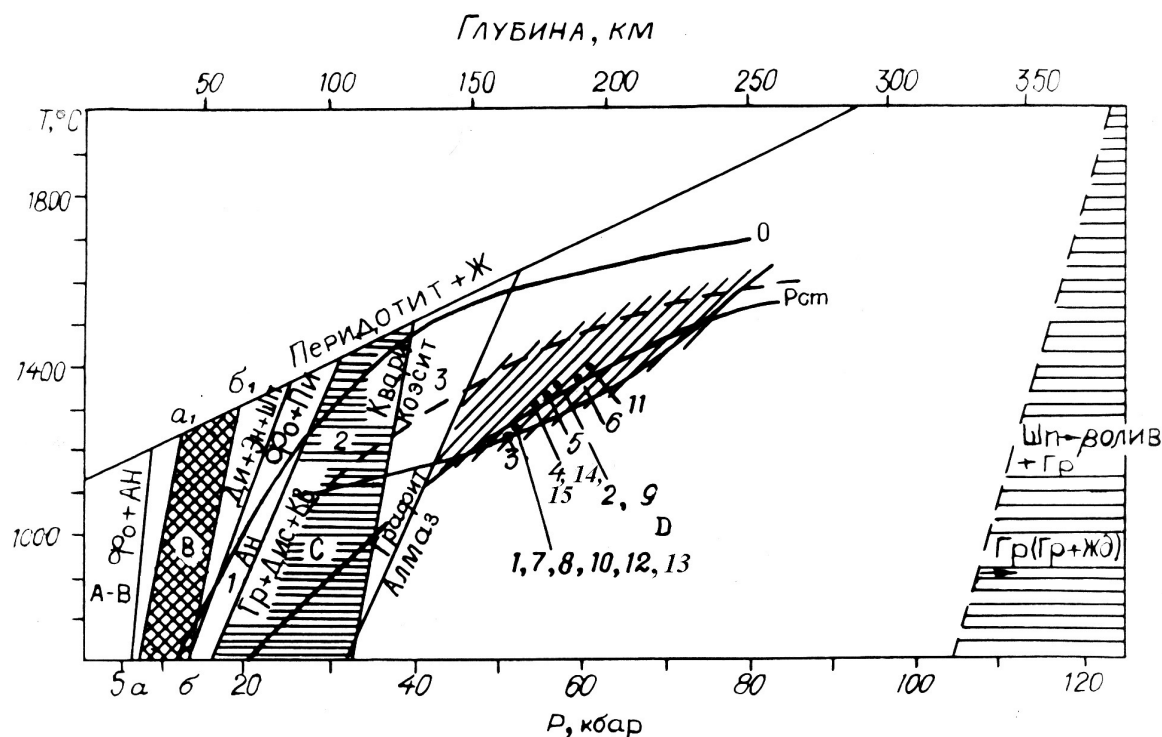


Схема фаций метаморфизма верхней мантии [1]

A-B, C, D – фация глубинности; 1-3 – субфации фации C: 1 – шпинель-пироповая, 2 – гроспидитовая, 3 – коэситовая, aa₁, bb₁ – переход базальт-эклогит для оливиновых базальтов. Область кристаллизации природных алмазов показана косой штриховкой, положение областей фазового перехода оливина и образование гранатов с дефицитом глинозема – редкой горизонтальной штриховкой в правой части диаграммы. О – геотермический градиент для океанических областей; Р_{см} – геотермальный градиент щитов. 1-15 – фигуративные точки мегакристов клинопироксенов из ладогитовых диатрем

Однако, сделанный выбор также не безупречен. Эксперименты Ллойда и Томпсона проводились в условиях «сухого» плавления, а упомянутые алмазы, имеющие первично мантийное происхождение (алмазосодержащие пироповые перидотиты и эклогиты) сохранились при последующих процессах метасоматоза мантии (алмазы установлены в мегакристах флогопита) и ее флюидного плавления. В связи с этим рассмотрены РТ условия плавления мантии во флюидной обстановке. Для шести проб клинопироксенов и Mg биотитов из мегакристов и нодулей определены приближенные значения T° кристаллизации [4]. Температура варьирует от 700 до 900 °С (табл. 2). Четыре из шести определений (со значением: 800° (два), 840° и 900°С) на глубинах 80, 110 и 150 км совпадают с солидусом флюидного локального плавления мантийного железистого перидотита [2, 3], а два – с T° 700 и 750°С располагаются вне его пределов, по-видимому, на глубинах менее 80 км. Обращает внимание близкая сходимости полученных РТ условий с условиями второго варианта по Ллойд и Томпсону: $T^\circ=690-870^\circ\text{C}$ и $P=23-30$ кбар (глубина 75-100 км). Как отмечает А.А. Маракушев, наиболее оптимальными условиями флюидного плавления мантии при температуре 800-900°С являются глубины 80-110 км. При этом алмаз и его спутники (пиропы, хромиты и др.) наследуются флюидными магмами, которые дают начало вторичным алмазоносным породам – кимберлитам и лампроитам [2], в данном случае и ладогалитам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975. 269 с.
2. Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Недра, 1988 а. 293 с.
3. Маракушев А.А. Петрология М.: Изд. МГУ, 1988 б 308 с.
4. Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Диаграммы фазового соответствия и их приложение // Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. Ч. III. С. 146-183
5. Толмачева Е.В., Качалов М.В., Хазов Р.А. и др. Включения минералообразующих сред в ладогитах и мегакристах клинопироксена // Проблемы золотоносности и алмазоносности Севера европейской части России. Петрозаводск: кар. НЦ РАН, 1997. С. 92-95
6. Хазов Р.А., Шаров Н.В., Исанина Э.В. Глубинное строение и металлогения Приладожья // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск: Кар НЦ РАН, 2004. С. 55-74
7. Lloyd F.E., Arima M., Edgar A.D. Partial melting of a phlogopite-clinopyroxenite nodule from south-west Uganda: an experimental study bearing on the origin of highly potassic continental rift Volcanics Contrib // Miner. Petrol., 1985. V.91. №4. P. 321-329
8. Thompson R.N. Some high-pressure pyroxenes // Miner. Mag. 1974. V/ 39. №307. P. 768-787

СТАДИЙНОСТЬ МИНЕРАЛЬНЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ, СЛАГАЮЩИХ В ЛАДОГАЛИТОВЫХ ДИАТРЕМАХ НОДУЛИ И МЕГАКРИСТЫ, А ТАКЖЕ ИХ НЕКОТОРЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ

Хазов Р.А., Кевлич В.И.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск

С открытием в Приладожье магматического комплекса ладогалитов [3], их трубок взрыва и даек с нодулями и мегакристами глубинных пород [4, 5], проводилось изучение минеральных парагенезисов нодулей, их химического состава и структурно-текстурных особенностей, в том числе зональности, как основополагающего признака, позволяющего отличать мегакристы от фенокристаллов в составе ладогалитов, а также зональность, возникшую при изменении РТ условий от более поздней – реакционно-магматического взаимодействия мегакристов и нодулей с ладогалитовым расплавом. Предпринимались также попытки моделирования флюидного щелочно-калиевого метасоматоза и реконструкции состава алмазоносных протопород, изучался генезис, реакционно-магматические и метасоматические процессы, сопровождающие становление щелочно-калиевого магматического комплекса ладогалитов [5].

В диатремах ладогалитов, наряду с ксенолитами известных в районе пород, установлены нодули, сложенные породами переменного флогопит (магнезиальный биотит)-клинопироксенового состава с апатитом, от мелко- до крупно-гигантозернистого сложения, а также их дезинтегранты в виде мегакристов клинопироксенов, магнезиального биотита и апатита. Наличие высоких содержаний несовместимых элементов и летучих компонентов в нодулях и цементирующих ладогитах, совместно с текстурно-структурными особенностями пород и данными изотопии (Sr, Pb), свидетельствует о локальном флюидном щелочно-калиевом метасоматозе пород верхней мантии и образовании, вследствие их частичного или полного плавления, ладогалитовой магмы [5]. В нодулях и мегакристах были выявлены реликты магматических минеральных фаз парагенезисов, предшествующих флюидному щелочно-калиевому метасоматозу. К ним, помимо широко распространенных высокоглиноземистых салитов и авгитов, относятся реже встречающиеся мегакристы и пироксены из нодулей