

Характеристика химического состава и эволюция клинопироксенов комплекса эвдиалитовых луявритов Ловозерского щелочного массива

А. М. Седова, М. Д. Евдокимов

Санкт-Петербургский государственный университет,
Российская Федерация, 199034, Университетская наб., 7–9

Для цитирования: Седова А. М., Евдокимов М. Д. Характеристика химического состава и эволюция клинопироксенов комплекса эвдиалитовых луявритов Ловозерского щелочного массива // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2018. Т. 63. Вып. 1. С. 69–102. <https://doi.org/10.21638/11701/spbu07.2018.105>

Ловозерский щелочной массив — самая крупная из известных щелочных расслоенных интрузий. В данной работе впервые комплексно рассмотрена эволюция составов клинопироксенов третьей интрузивной фазы основной магматической стадии (комплекс эвдиалитовых луявритов). Тем самым восполнен пробел по детальному изучению главного меланократового породообразующего минерала массива. Выявлены петрографические особенности клинопироксенов в разных ассоциациях среди главных пород комплекса: эвдиалитовых луявритов, фойяитов и пофиroidных луявритов. Впервые применен подход, учитывающий вариационное разнообразие зональности в кристаллах клинопироксенов, а также их форму. Детально исследованы зональность в кристаллах и их морфология. Показано возможное присутствие Zr-йохансенитового и Ti-Zr-эгириновое миналов. Намечены общие и частные тренды эволюции химического состава, соответствующие зональности в клинопироксенах. Установлено, что нет прямой связи химического состава клинопироксенов со стратиграфическим уровнем пород. Впервые в пироксенах из пород комплекса эвдиалитовых луявритов зафиксировано наиболее высокое содержание ZrO_2 (3,09 масс. %), несмотря на то что в этих породах широко распространена собственная фаза циркония — эвдиалит и предложена возможная схема обогащения пород этим элементом.

Ключевые слова: пироксены, эвдиалитовые луявриты, Ловозерский массив, цирконий.

Введение и постановка проблемы

Ловозерский массив — самая крупная из известных щелочных расслоенных интрузий на нашей планете (Семенов и др., 1974). Но до настоящего момента вопрос о его происхождении и становлении не считается до конца решенным. Одной из значимых является проблема генезиса комплекса эвдиалитовых луявритов, который не вписывается в классическую однофазную схему формирования расслоенных интрузивов, как остальные комплексы массива (Уэйджер и Браун, 1970). Считается, что он был сформирован вместе с другими породами массива, но из более дифференцированной порции магмы, внедрившейся в комплекс на заключитель-

ных этапах основной магматической стадии из малоглубинного промежуточного очага (Korobeynikov and Laaioki, 1994).

Единым источником расплавов крупнейших палеозойских интрузий — Хибинского и Ловозерского плутонов — считается глубинная магма, метасоматизированная и обогащенная редкоземельными элементами (Kogarko et al., 2010; Arzamastsev et al., 2013). Существуют две основные идеи формирования пород массива (Власов и др., 1959; Буссен и Сахаров, 1972; Kogarko et al., 2006; Féménias et al., 2005):

- 1) стратификация расплавов в магматической камере на глубине;
- 2) фракционная кристаллизация уже извергшихся расплавов, подразумевающая первичное образование кумулатов фельдшпатоидов, обусловленная разными механизмами.

Строение и минералогический состав Ловозерской интрузии активно изучали многие известные ученые, получившие основные данные о ее строении и минералого-петрографической характеристике. Массив представляет собой расслоенный комплекс — многофазное интрузивное тело (рис. 1), имеющее сложное двухъярусное строение (Arzamastsev et al., 2008):

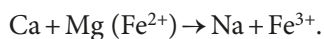
- 1) нижний ярус — шток, имеющий округлую форму в плане,
- 2) верхний ярус — пластообразная залежь мощностью около 2 км.

Датировки интрузивных фаз (Arzamastsev et al., 2013) и характеристика источника магматических расплавов (Kogarko et al., 2010) в совокупности с геологическими данными позволили четко определить последовательность их внедрения в докембрийские породы, а также осадочно-вулканогенные породы слабо метаморфизованной ловозерской толщи нижнего-среднего девона. В основную магматическую стадию (365 ± 5 млн лет) (Arzamastsev et al., 2013; Kramm et al., 1993) внедрялись следующие фазы (рис. 2) (Власов и др., 1959; Буссен и Сахаров, 1972):

- фаза I — соответствует комплексу содалитовых сиенитов (КСС),
- фаза II — соответствует дифференцированному комплексу (ДК),
- фаза III — соответствует комплексу эвдиалитовых луявритов (КЭЛ).

В последние десятилетия проводились геолого-геофизические исследования массива (Arzamastsev et al., 1998) и минералогические исследования пироксена (Korobeynikov, Laaioki, 1994; Kogarko et al., 2006; Suk et al., 2009), которые позволили уточнить строение интрузивного тела и обнаружить в нем скрытую расслоенность. Последняя прослеживается по закономерному изменению составов пироксена (Герасимовский и др., 1952; Korobeynikov and Laaioki, 1994; Kogarko et al., 2006) и эвдиалита (Kogarko, 2014) во всем разрезе интрузивного тела массива.

Ранее было установлено, что фракционная кристаллизация магматического расплава проходила в закрытой системе. Так, с возрастанием стратиграфической высоты содержание натрия, Fe^{3+} и титана увеличивается, а содержание магния и кальция уменьшается, и осуществляются переходы между конечными членами твердого раствора диопсид — геденбергит — эгирин. Состав клинопироксенов в массиве описывает следующая основная схема изоморфизма:



Также отмечено накопление титана в системе, что способствовало увеличению его содержания в клинопироксенах на поздних стадиях образования, но в неко-

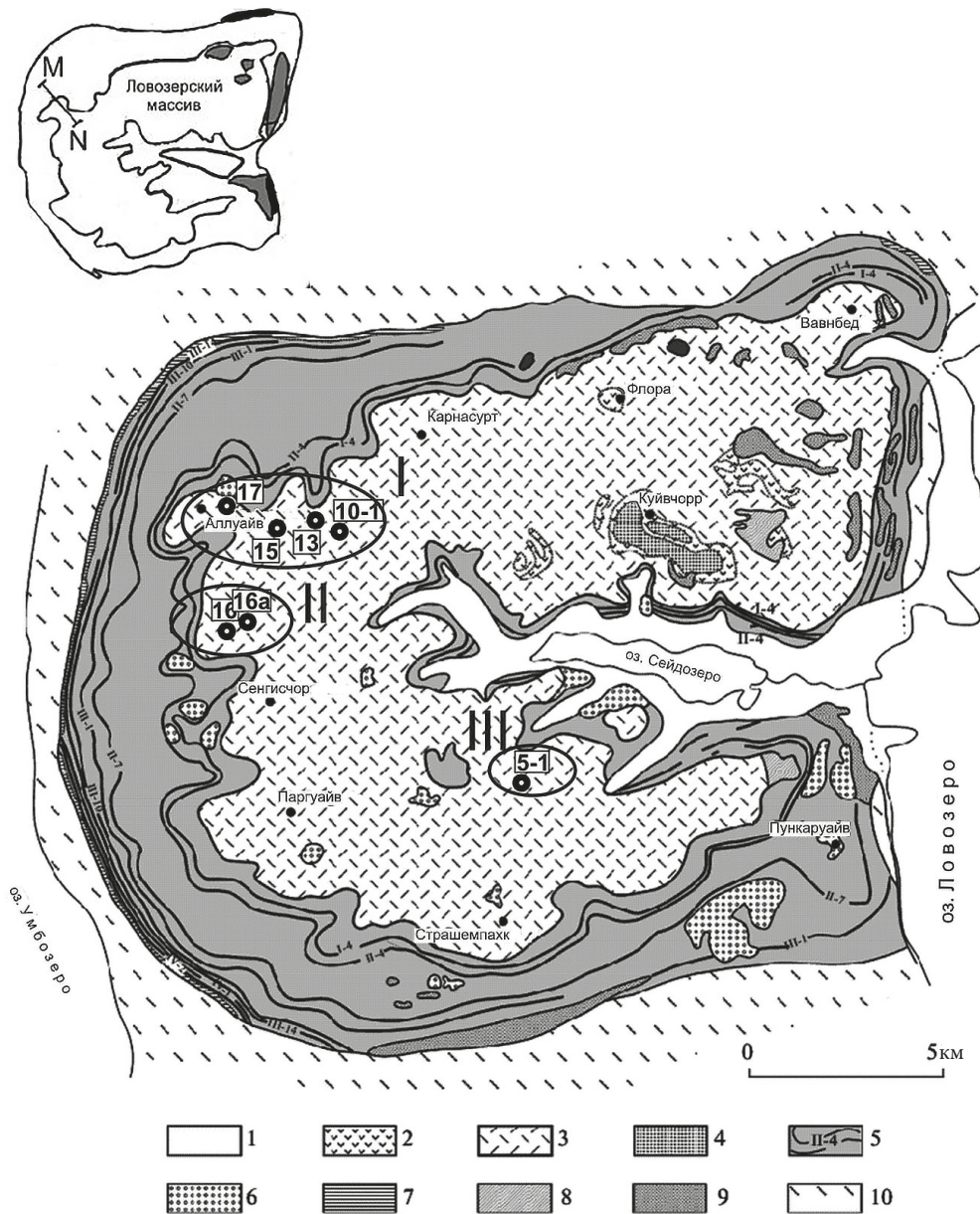


Рис. 1. Геологическая карта Ловозерского массива с точками отбора образцов (номера образцов выделены прямоугольниками) по данным работ (Герасимовский, 1966; Буссен и Сахаров, 1972) после доработки (Arzamastsev et al., 2013):

1 — четвертичные отложения; 2 — фойяит-луавриты; 3 — эвдиалитовые луавриты, ловозерит-мурманитовые луавриты; 4 — ийолит с апатитом и татанитом; 5 — дифференцированный комплекс; 6 — пойкилитовые нефелин-содалитовые сиениты; 7 — пегматоидные породы контактовой зоны; 8 — фonoлитовые порфиры; 9 — щелочные пикриты, лимбургиты; 10 — породы докембрийского фундамента; на фрагменте вверху слева показана линия геологического разреза MN (см. рис. 3)

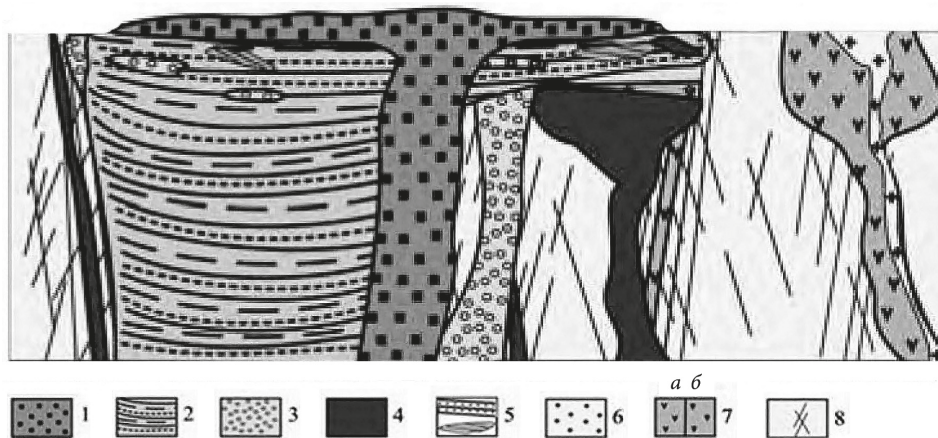


Рис. 2. Гипотетическая схема формирования массивов Ловозерского (1–5) и Курга (6–8):

1 — эвдиалитовые луавриты (КЭЛ); 2 — лопарит-содержащий луаврит — фойяит — уртитовый расслоенный комплекс (ДК); 3 — пойкилитовые содалитовые сиениты (КСС); 4 — щелочно-ультраосновные породы; 5 — щелочные вулканиты; 6 — щелочные сиениты; 7 — щелочно-ультраосновные породы (а — перидотит, б — пироксенит); 8 — дайки оливиновых меланефелинитов и пикритов (Arzamastsev et al., 2008)

торых образцах наблюдается резкое уменьшение его содержания (Kogarko et al., 2006), при этом предполагается, что титан содержится в клинопироксенах и в виде минала NaTiSiAlO_6 , и в виде нептунитовой составляющей ($\text{Na}_2\text{FeTiSi}_4\text{O}_{12}$), которая исчезает из системы на последних стадиях в связи с дефицитом Fe^{2+} . В работах (Korobeynikov and Laaioki, 1994; Kogarko et al., 2006; Когарко, 2015) установлено уменьшение содержания циркония в клинопироксенах в породах КЭЛ. Это уменьшение обычно связывают с повышением щелочности клинопироксенов. В посвященных изучению щелочных пород работах (Mann et al., 2006; Wu et al., 2016; Andersen et al., 2016) содержание циркония рассчитано в пироксенах нефелиновых сиенитов, луавритов и фойяитов в виде минала $\text{Na}(\text{Ti}, \text{Zr})_{0,5}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_{0,5}\text{Si}_2\text{O}_6$. Однако, по данным работ (Kogarko et al., 2006; Когарко, 2015), наиболее вероятно, что в ловозерских клинопироксенах цирконий содержится в виде минала NaZrSiAlO_6 , при этом предполагается возможное структурное замещение Fe^{2+} .

По результатам изучения температурного режима некоторых пород верхней части ДК, нижней части КЭЛ, а также КСС при помощи геотермометров установлено, что температурные тренды коррелируют с изменением щелочности пироксенов (Suk et al., 2009).

Исследования ритмов ДК показали, что пироксены на разных уровнях комплекса имеют различные тренды эволюции состава (Kogarko et al., 2006). Это объясняется эволюцией интерстиционного расплава, состав которого значительно меняется в зависимости от фракционной кристаллизации, при этом развитие системы предполагается в том же направлении, что и во всей интрузии. В работе (Féménias et al., 2005) показано, что породы ДК могли формироваться в несколько этапов, что следует из доказательства внедрения новых порций расплавов в уже затвердевший матрикс. Это несколько по-иному объясняет вариации составов клинопироксенов. Породы КЭЛ не исследовались с использованием такого подхода.

Когда вариации состава объясняются наличием интерстиционного расплава, распределение элементов в системе подчиняется геохимическим законам распределения макро- и микрокомпонентов в закрытой системе. Если же мы предполагаем внедрение новых порций расплава в существующий матрикс, то возможно обогащение системы различными элементами.

Минералогический состав пород КЭЛ в современных работах изучался комплексно с породами других интрузивных фаз, что не позволило детально остановиться на особенностях формирования клинопироксенов КЭЛ.

В статье подробно рассмотрена эволюция составов клинопироксенов КЭЛ и проведено сравнение последних с пироксенами ДК, КСС, пироксенами из различных серий пород Хибинского массива, а также с пироксенами дайковой фазы Хибинского массива. Это позволило получить следующие результаты:

- установить особенности фракционирования пироксенов в расплаве для наиболее поздних магматических стадий в условиях закрытой системы магматической камеры;
- сравнить тренды поведения пироксенов в разных типах пород из родственных Ловозерской и Хибинской интрузий — эволюцию пироксенов во времени и пространстве.

Характеристика объекта исследования и методы исследования

Основные интрузивные фазы массива и особенности КЭЛ

В основную магматическую стадию были сформированы три комплекса пород (рис. 1, 2).

Раньше всего (в фазу I) сформировался комплекс пойкилитовых нефелин-содалитовых и нозеановых сиенитов — КСС. В виде ксенолитов породы этого комплекса встречаются в двух последующих фазах II и III (Власов и др., 1959; Буссен и Сахаров, 1972) и отличаются более миаскитовым составом.

Во время интрузивной фазы II был сформирован дифференцированный комплекс (ДК) пород, слагающих мощное пластообразное тело внизу расслоенной части массива. Он отчетливо стратифицирован и состоит из многократно повторяющихся слоев уртитов, фойяитов и луявритов мощностью от нескольких сантиметров до десятков метров, иногда отмечается ритмичность их чередования (Власов и др., 1959; Буссен и Сахаров, 1972). Породы по составу более агапитовые.

Комплекс пород (КЭЛ), сформированных в течение интрузивной фазы III, главным образом состоит из пластообразных тел эвдиалитовых луявритов, фойяитов, ювитов. Также в нем встречаются ийолиты и другие породы основной ветви, контактовые и жильные порфиroidные луявриты (Власов и др., 1959; Буссен и Сахаров, 1972). Породы слагают пластовое тело мощностью от 150 до 1000 м и располагаются в верхней части массива, по своему строению неоднородны. Разные исследователи по-разному характеризовали эту неоднородность, наиболее ясное представление о строении этого комплекса (рис. 3) дано в работе (Arzamastsev, et al., 2013). В отличие от пород ДК, в породах КЭЛ хуже выражена трахитоидность, отмечается частое переслаивание пород с различной структурой и текстурой и крупностью зерен (Буссен и Сахаров, 1972).

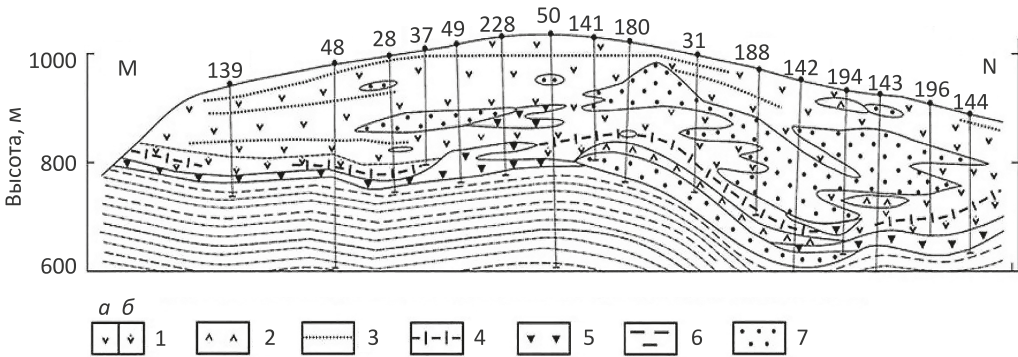


Рис. 3. Геологический разрез по линии MN (см. фрагмент на рис. 1) северо-западной части Ловозерского плутона:

1 — эвдиалитовые лувяриты (а — крупнозернистые, б — неравномернозернистые); 2 — эвдиалитовые фойяиты; 3 — эвдиалититы; 4 — лопаритовые ювиты; 5 — эвдиалит-ювитовые порфиры; 6 — лувяриты и фойяиты из ДК; 7 — пойкилитовые содалитовые и нозеановые сиениты (КСС) (Arzamastsev et al., 2013)

Несмотря на различный характер расслоения, во II и III фазах присутствуют породы, одинаковые по минералогическому составу, но с различным порядком кристаллизации и степенью идиоморфизма основных породообразующих минералов. В породах КЭЛ отмечается максимальное содержание пироксенов во всем массиве.

В схеме описания разреза КЭЛ, предложенной в работе (Буссен, Сахаров, 1972), выделяются три части: 1) верхняя, 2) средняя, 3) нижняя. При этом верх нижней части практически недоступен в эрозионном срезе, поэтому нами не исследован.

Верхняя часть разреза представлена главным образом следующими породами:

- средне- и крупнозернистыми эвдиалитовыми лувяритами (соответственно 67 и 13 %),
- «оспенными» эвдиалитовыми лувяритами (6 %),
- фойяитами крупнозернистыми (4 %),
- эвдиалитовыми порфиридовидными ювитами и лувярит-ювитами (3 %),
- эвдиалито-лампрофиллитовыми лувяритами (3 %),
- меланократовыми среднезернистыми эвдиалитовыми лувяритами (2 %),
- среднезернистыми содалитовыми ийолитами (2 %).

Средняя часть разреза следующими породами:

- серыми эвдиалитовыми среднезернистыми лувяритами (52 %),
- фойяитами и лейкократовыми лувяритами неравномернозернистыми (45 %),
- эвдиалитовыми порфиридовидными ювитами (3 %).

В ходе исследования изучался химический состав клинопироксенов из семи образцов, отобранных в КЭЛ, в табл. 1 приведено петрографическое описание пород. Для исследования было отобрано более 50 образцов, среди которых выбраны наиболее характерные образцы, определяющие неоднородность пород КЭЛ.

Также учитывалось процентное соотношения этих пород в данном комплексе. Среди них представлены все основные типы пород: лувяриты эвдиалитовые, фойяиты, ювиты, контактные порфиридовидные лувяриты. И по своему разнообразию, и по мощности они характеризуют основную часть разреза комплекса.

Таблица 1. Список отобранных образцов пород

Порода	Образец	Место отбора	Высота, м абс.	Характеристика породы по описанию в шлифах
Меланократовый среднезернистый эвдиалитовый луаврит	10-1	Долина р. Тулбньюнай	816	Структура луавритовая, текстура неправильнотрахитоидная. Крупные лейсты калиевого полевого шпата (КПШ) имеют неровные очертания, располагающиеся между ними зерна нефелина и амфибола образуют крупные идиоморфные призмы со следами катаклаза, эгирин образует игольчатые кристаллы, обволакивающее все остальные минералы, сфен, рудные.
Крупнозернистый лампрофилитовый фойяит	5-1	Река Куфтуай у подножья горы Маннепахх	880	Структура гипидиоморфнозернистая, текстура массивная. Крупные кристаллы КПШ, нефелина, лампрофилита с включениями пироксена и редко амфибола. Футляровидные идиоморфные призматические и игольчатые кристаллы пироксена и амфибола. С/S-структурные деформации кристаллов амфибола.
Эвдиалитовый луаврит среднезернистый с «очковой» структурой	13	Долина р. Тулбньюнай	893	Структура среднезернистая, текстура трахитоидная. Эгирин и амфибол образуют сплошные войлокоподобные массы, захватывая алюмосиликаты и эвдиалит. Призматические кристаллы пироксена и амфибола резорбированы. Внешние σ -структуры деформации и С/S-деформации, с пластическими напряжениями в кристаллах при субсолидусных условиях.
Порфиоровидный луаврит-ювит	16	Склон горы Ангвундасчорр	998	Структура порфиоровидная, текстура трахитоидная. В основной ткани мелкие лейсты КПШ, кристаллы нефелина, призмы эгирина, зерна эвдиалита. Порфиоровидные выделения: нефелина (1,0–2,5 мм), микроклина (1,5–2,5 мм) и содалита (до 2,5 мм) содержат включения пироксена, кристаллы которого ориентированы и идиоморфны; а в мурманите (1,5–3,0 мм), лоренцените (1,5–2,0 мм) и амфиболе (0,3–0,5 мм) пироксен всегда ксеноморфен и разориентирован. Крупные игольчатые выделения пироксена (0,7–1,5 мм) и амфибола (0,3–0,7 мм).

Порода	Образец	Место отбора	Высота, м абс.	Характеристика породы по описанию в шлифах
Эвдиалит-лампрофиллитовый луаврит	17	Перевал Геологов	1000	Структура луавритовая, текстура неявиотрахиитоидная. Крупные лейсты КПШ с неровными очертаниями, между ними — зерна нефелина; амфибол в виде призм со следами катаклаза, обволакивающий игольчатый эгирин; эвдиалит, лампрофиллит, натролит, крупные кристаллы магнетита. Сильная содалитизация (нозеан, анальцим), трещиноватость, в основном в пироксенах и амфиболах, развитая и вдоль кристаллов, и поперек, реже по спайности, но затем залеченная вторичным цеолитом.
Эвдиалитовый луаврит среднезернистый	15	Гора Кедыкверпакх	1004	Структура гипидиоморфная, текстура трахиитоидная. Крупные лейсты КПШ с неровными очертаниями, между ними — зерна нефелина и лейсты амфибола, резорбированные, иногда сильно ассимилированные нефелином по трещинам катаклазирования, игольчатые кристаллы эгирина, обволакивающие лейсты. Эвдиалит, натролит, крупные зерна магнетита. Вторичные изменения схожи с изменениями в образце 17.
Эвдиалитовый луаврит (какортokit)	16а	Гора Ангвундасчорр	1120	Структура панидиоморфная, текстура трахиитоидная. Идиоморфные кристаллы эвдиалита, крупные идиоморфные кристаллы эгирина и амфибола до 1 мм, резорбированные, редко во включениях нефелина в центре (футляры), обрастающие иглами эгирина. Мурманит с пойкилитовыми вростками идиоморфного эгирина и амфибола. Нефелин сильно цеолитизирован местами, содалитовые идиоморфные кристаллы, развивающиеся по мурманиту.

Таблица 2. Содержание макроэлементов в некоторых породах комплекса эвдиалитовых люавритов по результатам XRF-спектроскопии, масс. %

Макроэлемент	Образец									
	16st	17st	19st	10-1	11	13	14	16	15	16a
	Высота, м абс.									
	670	753	770	816	847	893	930	998	1004	1120
	Порода									
Люаврит	Эвдиалитовый люаврит	Эвдиалитовый люаврит— ювит	Эвдиалитовый люаврит	Фойяит	Эвдиалитовый люаврит	Эвдиалитовый люаврит	Эвдиалитовый люаврит	Порфири-видный эвдиалитовый люаврит — ювит	Эвдиалитовый люаврит	Какортокит
SiO ₂	53,9	52,1	52,9	53,6	57,3	51,6	51,1	53,1	51,8	50,6
Al ₂ O ₃	16,1	16,8	17,9	15,4	18,7	15,6	15,5	17,5	15,2	13,3
Fe ₂ O ₃	10,3	8,38	7,23	8,56	4,05	9,15	8,93	7,40	9,65	10,2
Na ₂ O	8,19	8,61	8,72	8,02	6,54	9,96	10,8	10	9,21	10,2
K ₂ O	5,37	4,75	5,17	5,89	8,46	5,20	4,42	5,84	4,41	4,95
CaO	1,53	1,71	1,38	1,47	0,71	1,41	2,08	1,21	1,69	1,38
ZrO ₂	0,19	1,58	0,90	1,30	0,78	1,40	2,27	1,29	1,98	1,99
TiO ₂	1,41	1,29	1,12	1,03	0,71	1,13	1,18	0,84	1,08	2,49
MgO	0,95	0,70	0,38	1,02	0,40	1,09	0,34	0,35	0,94	1,04
MnO	0,3	0,56	0,44	0,44	0,23	0,48	0,55	0,35	0,58	0,55
SnO	0,13	0,30	0,18	0,41	0,23	0,29	0,38	0,23	0,38	0,99
Nb ₂ O ₅	0,11	0,12	0,06	0,14	0,17	0,16	0,20	0,09	0,18	0,13
P ₂ O ₅	0,13	—	0,02	—	0,11	—	—	0,06	—	—
SO ₃	0,10	0,09	0,08	0,06	0,03	0,52	0,05	0,21	0,07	0,20
ППП	0,90	2,35	3,04	2,08	1,29	1,29	1,40	0,88	2,03	1,08
Сумма	100,02	99,98	100,02	99,92	100,02	99,94	100,04	100,02	99,93	99,87
Индекс апатитности	0,84	0,80	0,78	0,90	0,80	0,97	0,98	0,91	0,90	1,14

Примечания: 1) образцы 16st, 17st, 19st отобраны из ДК, образцы 10-1, 11, 13, 14, 16, 15, 16a — из КЭЛ; 2) прочерк — ниже порога обнаружения.

Петрохимический состав изученных пород приведен в табл. 2 (для сравнения введены луавриты из ДК). Индекс агпаитности ($IA = (K_2O + Na_2O)/Al_2O_3$) имеет более низкие значения в луавритах из ДК ($IA = 0,78 \div 0,84$) и более высокие в породах КЭЛ ($IA = 0,80 \div 1,14$). Породы постепенно изменяются от низко- до среднеагпаитовых. Содержание ZrO_2 в луавритах из ДК отчетливо ниже (0,19–1,58 масс. %), чем в луавритах КЭЛ 1,30–2,27 масс. %.

Методы исследования

Состав определяли при помощи оптической и электронной микроскопии (511 микрозондовых анализов) в плоско-полированных шлифах на двух сканирующих электронных микроскопах с энергодисперсионными приставками.

В лаборатории локальных методов исследования вещества геологического факультета МГУ получено 65 электронно-зондовых результатов анализа клинопироксенов при помощи СЭМ «Jeol JSM-6480LV» с вольфрамовым термоэмиссионным катодом и энергодисперсионным спектрометром «INCA-Energy 350». Обработка проводилась при помощи программ SEM Control User Interface, версия 7.11 (Jeol Technics LTD) и INCA, версия 17a (Oxford Instrument). Анализ осуществлялся при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока зонда 2,0 нА. Продолжительность непосредственного накопления спектра составляла 100 с. Использовались стандарты природных минералов и стекол. Итерационная поправка на средний атомный номер, поглощение и вторичную флюоресценцию вводилась в автоматическом режиме по модели ХРР-коррекции (INCA, версия 17a, Oxford Instrument). Для оптимизации условий измерений использовался металлический кобальт. Условия анализа выбраны с таким расчетом, чтобы относительные погрешности измерения (воспроизводимость анализа) по всем основным компонентам не превышали 1,5 отн.%. Процедуры стандартизации обеспечили абсолютную погрешность измерения главных элементов, равную 1,0–1,5%.

Остальные 350 электронно-зондовых результатов анализа клинопироксенов получены в РЦ СПбГУ «Геомодель» при помощи сканирующего электронного микроскопа (СЭМ) Hitachi S-3400N с энергодисперсионным спектрометром Oxford Instruments X-Max 20. Результаты обработаны при помощи программного обеспечения:

- Hitachi S-3400N Scanning Electron Microscope, версия 7.3;
- INCA Energy 350, версия 5.05;
- AZtek 2.2 SP1.

Анализ проведен при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока зонда 1,8 нА. Продолжительность непосредственного накопления спектра составляла 30 с. Для стандартизации использовались стандарты природных минералов и стекол (в том числе для циркония). Итерационные поправки на средний атомный номер, поглощение и вторичная флюоресценция вводились в автоматическом режиме по модели ХРР-коррекции¹ (INCA Energy 350, версия 5.05, Oxford Instrument). Для оптимизации условий измерений использовался металлический кобальт.

¹ От англ. *eXtended Puchou/Pichoir* — расширенный метод Puchou/Pichoir.

Содержания макроэлементов в породах получены в лаборатории рентгено-спектрального флуоресцентного анализа (XRF)² геологического факультета СПбГУ на спектрометре ARL Advant'X по программе QuantAS с применением эталонов. Съемка проводилась при напряжении на трубке 50 кВ, с силой тока 24 мА и средней скоростью 10° С/мин; последовательно снималось пять сканов на кристаллах LiF 220, LiF 200, Ge 111, PET, AX 06 (первые три со сцинтилляционным детектором, последние два на проточном пропорциональном детекторе). Съемка проводилась при напряжении на трубке 50 кВ, с силой тока 24 мА.

Результаты исследований

Морфологическое описание

Кристаллы клинопироксенов разнообразны по форме: имеют различную степень развития граней — от призматического до призматически-пинакоидального габитуса. Часто кристаллы имеют игольчатый облик (рис. 4 и 5).

При быстрой кристаллизации пироксен довольно часто захватывается другими пороодообразующими минералами, образуя идиоморфные футляровидные кристаллы (см. рис. 4, а, б). Плеохроируют такие индивиды от сине-зеленого (по Np) до зеленовато-желтого (по Ng) оттенков, они также имеют самое большое двупреломление из всех встречающихся клинопироксенов в породах комплекса.

Наиболее распространенным минералом группы пироксена среди большинства изученных пород является эгирин, представляющий собой спутанноволокнистые тонкоигольчатые агрегаты, заполняющие пространства между крупными вкрапленниками нефелина, микроклина, эвдиалита, амфибола, лампрофиллита, мурманита и лоренценита, а также трещины в них (см. рис. 4, в). В некоторых случаях сростания очень мелких игольчатых кристаллов образуют волокнистую (войлокообразную) массу вокруг пороодообразующих минералов. Крупные игольчатые кристаллы эгирина в шлифах имеют ярко-зеленый цвет (без анализатора), зональны (рис. 5, в). В ассоциации с ними встречаются постериорные минералы, представленные баритом и гидроксидами марганца и железа, иногда в интерстициях между кристаллами эгирина отмечается ториевая минерализация в виде рыхлых образований.

Среди кристаллов, постепенно эволюционирующих к увеличению содержания эгиринового минала, присутствует и серия, в которой кристаллы имеют обратную зональность (см. рис. 5, г), они являются ксенокристаллами по отношению к вмещающим их породам.

Также к ксенокристаллам, по всей видимости, относятся пироксены, захваченные в качестве включений в центральные зоны нефелина и микроклина (см. рис. 5, д). Они обнаружены во всех изученных породах и представлены призматическими кристаллами правильной формы (размером от 30 до 100 мкм), иногда встречаются обломки кристаллов. Пироксен из включений имеет неоднородный состав, хотя и близкий к эгирину, такие кристаллы не являются результатом распада твердого раствора или раскристаллизованными включениями. Вероятно, они были принесены расплавом и захвачены нефелином и микроклином в качестве реликтов, сформированных в условиях, когда дифференциация расплава достиг-

² От англ. *X-ray fluorescence*.

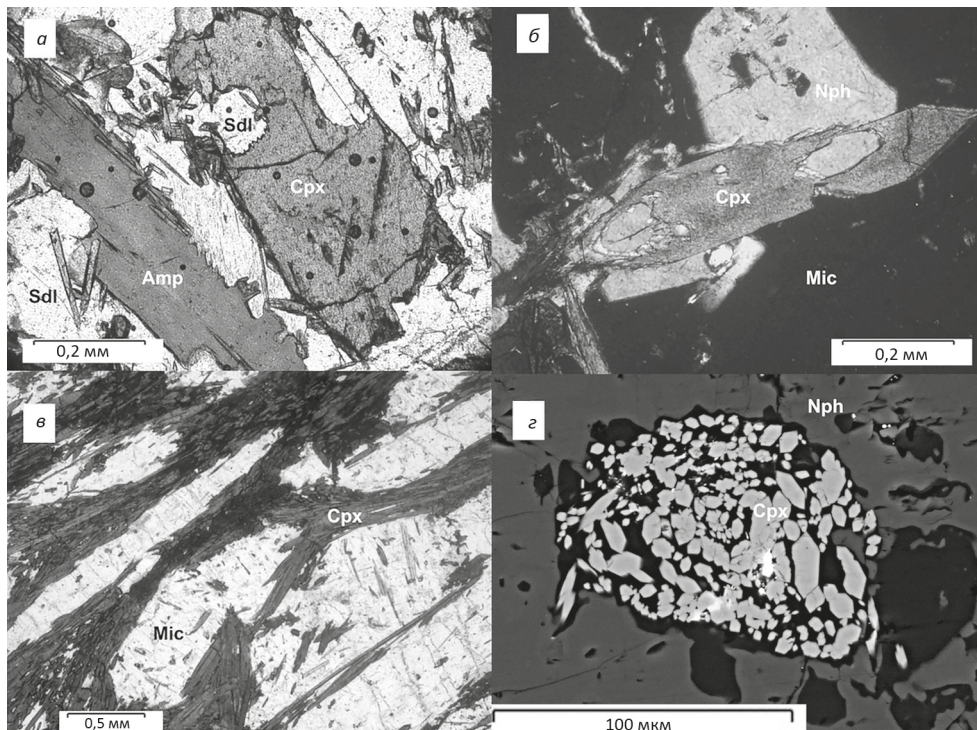


Рис. 4. Различные морфологические разновидности клинопироксенов:

а — образец 16а, призматический кристалл клинопироксена (изображение в параллельных николях); *б* — образец 5-1, футляровидный удлинено-призматический кристалл клинопироксена (изображение в скрещенных николях); *в* — образец 10-1, спутанноволокнистые агрегаты, сложенные иглами эгирина, заполняющие пространства между крупными вкрапленниками и трещины в них (изображение в параллельных николях); *з* — образец 16а, затвердевшее раскристаллизованное включение, представляющее собой полифазный агрегат

ла практически конечной точки для щелочных пироксенов. Доказательством этого является другой, уже зональный клинопироксен, кристаллы которого встречаются в виде включений во внешних зонах кристаллов нефелина и микроклина (см. рис. 5, *е*).

В редких случаях в нефелине наблюдаются скопления мельчайших (размером около 10 мкм) призматических кристалликов, которые по своему составу соответствуют практически идеальному эгирину (см. рис. 4, *з*). Скорее всего, они являются затвердевшими раскристаллизованными включениями — это захваченный нефелином расплав, который позже раскристаллизовался с образованием эгирина в качестве основной фазы. Такие включения описаны в работе (Базарова, 1969). Также отмечаются тонкие иголки (размером менее 5 мкм) эгирина в микроклин, которые, судя по всему, являются структурами распада.

Химический и минеральный состав клинопироксенов

Согласно химическому составу (табл. 3) и принятой классификации (Morimoto, 1988), клинопироксены КЭЛ главным образом представлены эгирином, в меньшей степени — эгирин-авгитом. В стандартной формуле, имеющей вид $M_2 M_1 T_2 O_6$,

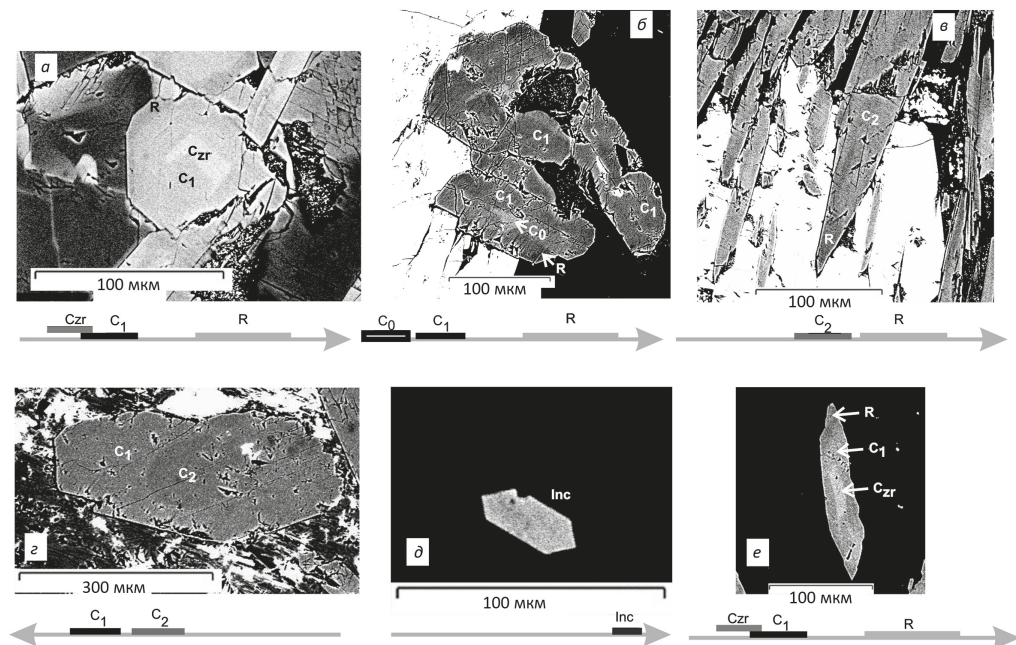


Рис. 5. Зональность в клинопироксенах (фото в отраженных электронах):

a — призматический кристалл клинопироксена с обогащенным цирконием ядром (образец 13); *б* — призматические кристаллы клинопироксена с повышенным содержанием диопсид-геденбергитового минала (зона C_0) (образец 5-1); *в* — сростки удлиненно-призматических кристаллов клинопироксена, секущие эвдиалит (образец 5-1); *г* — ксенокристалл клинопироксена (в реальности имеет зеленое ядро, на фото оно выделяется чуть более темным оттенком) (образец 5-1); *д* — кристалл эгирина из центральной части зерна нефелина (образец 13); *е* — кристалл зонального клинопироксена из внешней части зерна нефелина (образец 13)

тетраэдрическая позиция занята атомами кремния и алюминия, октаэдрическая позиция M2 — атомами кальция и натрия, а в позиции M1 находятся Fe^{3+} , магний, марганец, титан, Fe^{2+} , алюминий, цирконий, ниобий и ванадий.

Кристаллохимические коэффициенты были рассчитаны по стандартной методике на четыре катиона (Droop, 1987), после чего полученные кристаллохимические формулы были разложены на восемь миналов (в той же последовательности, как в табл. 2):

- | | |
|-----------------------|-----------------------------|
| 1) эгирин (Aeg), | 5) энстатит (En), |
| 2) диопсид (Di), | 6) ферассилит (Fer), |
| 3) геденбергит (Hed), | 7) Ti—Zr-эгирин (Ti—Zr)-Aeg |
| 4) жадеит (Jad), | 8) Zr-йохансенит (Zr—Jn) |

Вместе с основными Quad-компонентами (En + Fer + Di + Hed), эгирином (основным Na-содержащим компонентом) и малыми количествами жадеита к минальным формам были добавлены компоненты, связанные с титаном и цирконием.

Избыток натрия коррелирует с (Ti + Zr) в пропорции около 2 : 1, что указывает на возможное существование Ti—Zr-содержащего пироксена в качестве минальной формы $(Na(Ti, Zr)_{0,5}(Fe^{2+}, Mg)_{0,5}Si_2O_6)$ — Ti—Zr-эгирина (рис. 6, *a*), который

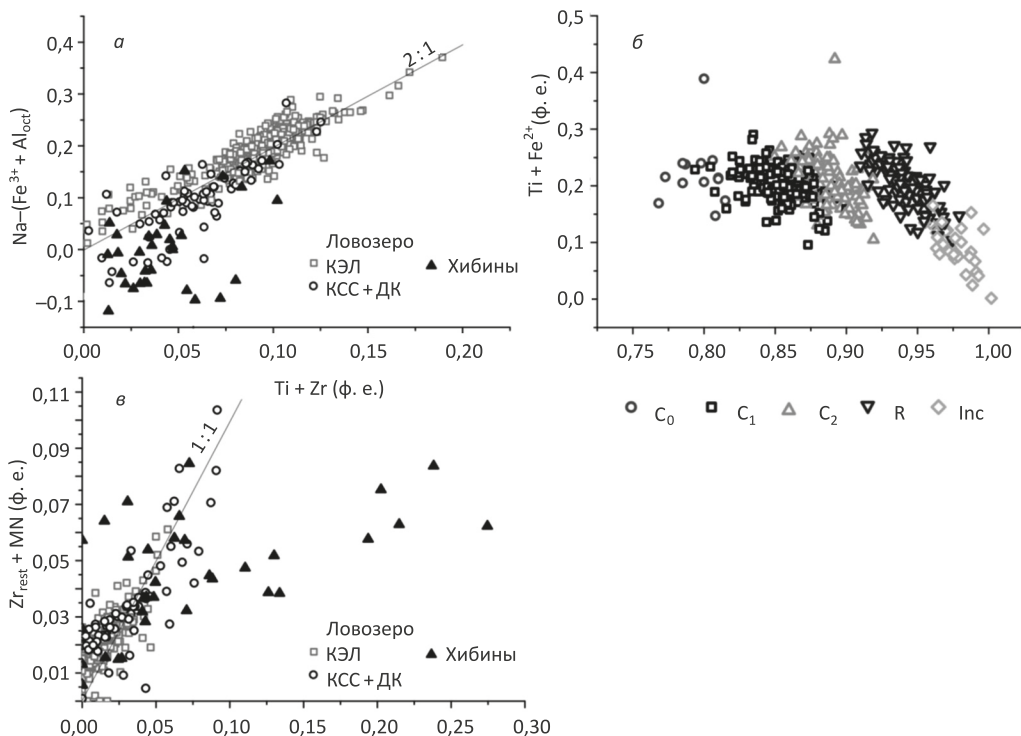


Рис. 6. Соотношение компонентов в породах Ловозерского массива:

а — пропорция соотношения избыточного Na-компонента и (Zr + Ti) — около 2:1. Показано существование Ti—Zr-эгирина в породах Ловозерского массива (наиболее хорошо проявленное в породах КЭЛ) и отсутствие Ti—Zr-эгирина в Хибинских клинопироксенах; *б* — соотношение Na- и (Ti + Fe²⁺)-компонентов, которые потенциально могут входить в Ti—Zr-эгириновый и нептунитовый миналы. Корреляционная зависимость практически отсутствует; *в* — соотношение компонентов (Zr_{rest} + Mn) и Al_{IV} в пропорции 1:1, свидетельствующее о возможном существовании минала Ca(Mn_{0,5}Zr_{0,5})AlSiO₆. Показано, что такая пропорция характерна только для ловозерских пород; ф. е. — здесь и на рис. 8, 10, 11 — формульные единицы

был обнаружен и в других щелочных породах (Mann et al., 2006; Wu et al., 2016; Andersen et al., 2016).

По предположениям некоторых авторов (Ferguson, 1977; Korobeynikov, Laaioki, 2004; Kogarko et al., 2006), кроме формирования Ti—Zr-эгирина титан участвует также и в формировании нептунита (Na₂Fe²⁺TiSi₄O₁₂), который невозможно отделить от Ti—Zr-эгирина из-за похожего набора химических элементов. Но на графике (см. рис. 6, б) отсутствует пропорциональная зависимость между компонентами нептунитового минала, что говорит, по всей видимости, об отсутствии последнего в данных клинопироксенах.

Избыточный Zr (Zr_{rest}) в сумме с Mn из йохансенитового минала коррелирует с Al_{IV} (где Al_{IV} — алюминий, входящий в тетраэдрическую позицию пироксена) в соотношении 1:1 (см. рис. 6, в). Мы предполагаем, что йохансенит, в который входят цирконий и Al_{IV}, будет иметь такой вид: Ca(Mn_{0,5}Zr_{0,5})AlSiO₆. Возможное присутствие такого минала подтверждает сильная корреляция циркония с марганцем (ее коэффициент составляет 0,50) и с кальцием (ее коэффициент — 0,74).

Зональность клинопироксенов

Наблюдается множество вариаций составов изученных минералов группы пироксена. На рис. 7 показаны различные варианты развития зональности. Каждая из обособленных зон отражает состав клинопироксена отдельной стадии эволюции. Так, мы выделили пять видов зон (табл. 3):

- 1) $C_0 = \text{Aeg}_{75-78} \text{Di}_{10-12} \text{Hed}_{10-14}$ — в центральной части кристаллов,
- 2) $C_{Zr} = \text{Aeg}_{78-87} \text{Di}_{5-9} \text{Hed}_{9-14}$ — там же,
- 3) $C_1 = \text{Aeg}_{82-87} \text{Di}_{6-8} \text{Hed}_{7-10}$ — в средней части кристаллов,
- 4) $C_2 = \text{Aeg}_{88-92} \text{Di}_{3-5} \text{Hed}_{5-7}$ — там же,
- 5) $R = \text{Aeg}_{94-96} \text{Di}_{1-2} \text{Hed}_{2-4}$ — во внешней зоне кристаллов.

В виде первичных твердофазных включений клинопироксен встречается в нефелине, микроклине, эвдиалите, содалите, мурманите, лоренцените и лампрофилите. По морфологии и составу различаются следующие включения клинопироксена (см. табл. 4):

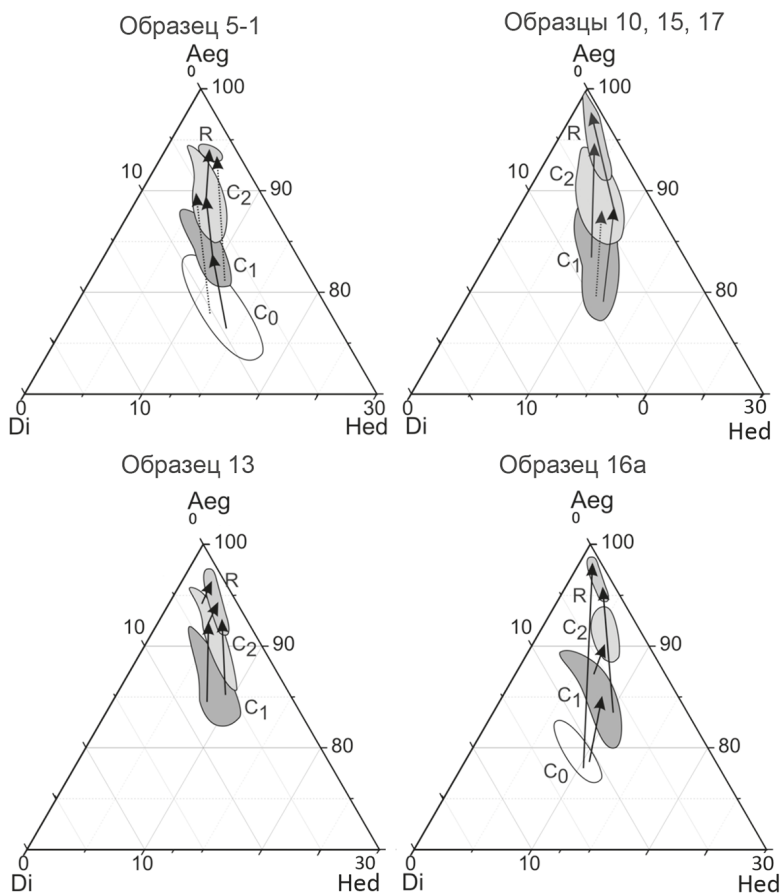


Рис. 7. Зональность клинопироксенов, нанесенная на тройные диаграммы Aeg—Di—Hed:

стрелки — последовательность смены зон в кристаллах (сплошные — преобладающая зональность, прерывистые — реже встречающаяся зональность)

Таблица 3. Средний состав клинопироксенов в изученных породах

Макроэлемент	Образец																																																					
	10-1 — меланократовый среднезернистый эвдиалитовый луюврит					17 — эвдиалит-лампрофиллитовый луюврит					15 — среднезернистый эвдиалитовый луюврит																																											
	C ₁	C _{Zr}	C ₂	R	Inc	C ₁	C ₂	R	Inc	C ₁	C ₂	R	Inc	C ₁	C ₂	R	Inc																																					
	Зональность																																																					
Группа пород																																																						
I					I					I																																												
Морфология																																																						
П, Кс					П, И					Кс, П, И					П					В, И					И, В					П, В					П					И					И, П					ОИ, П				
Число анализов																																																						
45	14	23	44	9	7	26	17	2	14	23	13	4																																										
SiO ₂	52,14	51,93	51,96	52,79	52,33	51,94	52,82	52,96	54,19	52,28	52,16	54,50																																										
TiO ₂	2,75	2,83	2,96	3,29	0,79	2,47	2,75	3,36	1,00	2,42	2,88	1,09																																										
Al ₂ O ₃	0,88	0,79	0,90	1,08	1,27	0,93	0,96	1,08	1,60	0,86	0,88	2,20																																										
Nb ₂ O ₅	0,05	0,08	0,06	0,06	0,04	0,03	0,06	0,04	0,15	0,09	0,08	0,02																																										
V ₂ O ₃	0,07	0,07	0,07	0,04	0,08	0,08	0,10	0,07	0,03	0,11	0,10	0,04																																										
Fe ₂ O ₃	22,01	21,79	22,52	23,97	28,20	22,15	24,03	23,97	27,90	22,14	22,77	28,03																																										
FeO	3,83	3,82	3,50	2,83	1,67	3,99	3,82	3,66	2,44	4,51	4,05	2,52																																										
MnO	0,47	0,58	0,49	0,46	0,17	0,56	0,41	0,38	0,00	0,46	0,47	0,29																																										
MgO	1,81	1,66	1,57	1,01	0,13	2,11	1,52	1,07	0,50	1,91	1,58	0,40																																										
ZrO ₂	0,85	1,55	0,93	0,16	0,15	0,76	0,45	0,17	0,16	1,04	0,83	0,06																																										
CaO	2,82	2,60	2,32	0,91	0,26	3,73	2,31	0,87	0,41	3,10	2,44	0,33																																										
Na ₂ O	11,67	11,83	11,99	12,91	13,09	11,13	12,09	12,81	13,39	11,44	11,87	13,76																																										
Сумма	99,42	99,59	99,32	99,58	98,27	99,84	100,82	100,55	101,77	100,38	100,15	100,29																																										

Расчет на четыре катиона															
	2,00	1,99	2,00	2,01	2,03	1,99	2,00	2,00	2,00	2,02	1,99	1,99	2,00	2,02	
Si															
Al	0,04	0,04	0,04	0,05	0,06	0,04	0,04	0,04	0,05	0,07	0,04	0,04	0,05	0,07	0,05
Ti	0,08	0,08	0,09	0,09	0,02	0,07	0,08	0,08	0,10	0,03	0,07	0,08	0,09	0,03	0,02
Nb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,64	0,63	0,65	0,69	0,82	0,64	0,67	0,67	0,68	0,78	0,63	0,65	0,68	0,78	0,80
Mg	0,10	0,09	0,09	0,06	0,01	0,12	0,09	0,09	0,06	0,03	0,11	0,09	0,06	0,03	0,00
Fe ²⁺	0,12	0,12	0,11	0,09	0,05	0,13	0,12	0,12	0,12	0,08	0,14	0,13	0,12	0,08	0,08
Mn	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00
Zr	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00
Ca	0,12	0,11	0,09	0,04	0,01	0,15	0,09	0,09	0,04	0,02	0,13	0,10	0,04	0,02	0,00
Na	0,87	0,88	0,89	0,95	0,98	0,83	0,89	0,89	0,94	0,97	0,85	0,88	0,94	0,97	0,97
Na—Mg	0,76	0,79	0,81	0,90	0,98	0,71	0,80	0,80	0,88	0,94	0,74	0,79	0,88	0,94	0,97
Al _{IV}	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Al _{VI}	0,04	0,03	0,04	0,05	0,06	0,03	0,04	0,04	0,04	0,07	0,03	0,03	0,04	0,04	0,10
Aeg	63,8	63,0	65,4	68,7	82,2	63,8	67,1	67,1	68,2	78,3	63,5	65,4	68,4	79,9	79,9
Jad	4,0	3,0	3,8	4,9	5,8	2,9	4,0	4,0	4,8	7,0	3,2	3,0	4,5	10,2	10,2
Ti—Zr—Aeg	18,6	22,1	20,1	19,4	5,1	15,9	17,2	17,2	19,7	6,1	17,8	19,4	19,4	3,6	3,6
Zr—Jn	0,1	0,6	0,3	0,0	0,0	1,3	0,2	0,2	0,0	0,0	0,7	0,9	0,0	0,0	0,0
Di	5,0	4,1	3,6	1,3	0,1	6,3	3,6	3,6	1,1	0,4	4,9	3,5	1,4	0,0	0,0
Hed	6,5	6,1	5,2	2,3	1,0	7,7	5,5	5,5	2,4	1,2	7,1	5,6	3,0	0,5	0,5
En	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Fer	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Сумма	98,0	98,8	98,6	96,6	94,1	97,9	97,7	97,7	96,3	93,1	97,1	97,8	96,7	94,2	94,2

Макроэлемент	Образец									
	13 — среднезернистый эвдиалитовый лунарит с «очковой» структурой					16а — эвдиалитовый лунарит (какортоцит)				
	C ₁	C _{Zr}	C ₂	R	Inc	C ₀	C ₁	C ₂	R	Inc
	Зональность									
	Группа пород									
	I					II				
	Морфология									
	П	И	И	П, И	П	И, Ф, П	П, И, Ф	П	П	П
	Число анализов									
	18	23	37	49	12	6	14	6	6	6
SiO ₂	52,53	52,32	52,51	53,40	53,48	51,87	52,35	51,60	52,56	52,61
TiO ₂	2,67	2,74	2,99	3,46	0,90	2,99	2,62	3,61	3,75	1,83
Al ₂ O ₃	0,83	0,78	0,88	1,08	2,09	0,89	0,94	0,99	1,04	2,67
Nb ₂ O ₅	0,06	0,07	0,05	0,05	0,04	0,04	0,06	0,10	0,08	0,17
V ₂ O ₃	0,08	0,07	0,07	0,05	0,02	0,16	0,11	0,05	0,04	0,00
Fe ₂ O ₃	22,87	22,25	23,29	24,10	28,59	22,24	22,65	21,90	23,41	26,37
FeO	4,17	4,51	4,11	3,78	2,04	3,48	3,73	4,80	3,72	2,11
MnO	0,54	0,61	0,47	0,51	0,20	0,54	0,45	0,47	0,41	0,34
MgO	1,78	1,74	1,55	1,10	0,11	1,91	1,92	1,33	1,09	0,50
ZrO ₂	1,17	1,64	0,88	0,14	0,07	1,11	0,66	0,64	0,37	0,19
CaO	2,96	2,90	2,28	1,03	0,21	3,27	3,20	1,74	0,90	0,26
Na ₂ O	11,69	11,65	12,01	12,83	13,37	11,40	11,63	11,95	12,79	13,34
Сумма	101,41	101,27	101,15	101,56	101,21	100,63	100,31	99,71	100,12	99,85

Расчет на четыре катиона													
	1,99	1,98	1,99	2,00	2,01	1,96	1,99	1,99	2,00	1,99	2,00	1,99	1,99
Si													
Al	0,04	0,03	0,04	0,05	0,09	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04
Ti	0,07	0,08	0,08	0,10	0,03	0,06	0,08	0,08	0,10	0,08	0,11	0,10	0,10
Nb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,67	0,63	0,66	0,68	0,81	0,64	0,65	0,65	0,63	0,63	0,67	0,63	0,75
Mg	0,10	0,10	0,09	0,06	0,01	0,16	0,11	0,08	0,06	0,08	0,06	0,08	0,02
Fe ²⁺	0,12	0,14	0,13	0,12	0,06	0,11	0,12	0,15	0,12	0,12	0,12	0,15	0,07
Mn	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00
Zr	0,01	0,03	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Ca	0,12	0,12	0,09	0,04	0,01	0,22	0,13	0,07	0,04	0,07	0,04	0,07	0,00
Na	0,86	0,86	0,88	0,93	0,97	0,77	0,85	0,89	0,94	0,89	0,94	0,89	0,98
Na—Mg	0,75	0,76	0,79	0,87	0,97	0,61	0,74	0,81	0,88	0,81	0,88	0,81	0,96
Al _{IV}	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,04	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al _{VI}	0,03	0,02	0,03	0,05	0,09	0,01	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,11
Aeg	66,8	63,3	66,5	67,9	80,8	63,8	64,8	63,1	66,9	64,8	66,9	63,1	75,3
Jad	2,5	1,8	2,6	4,8	9,2	0,7	2,8	3,2	4,4	2,8	4,4	3,2	11,3
Ti—Zr—Aeg	16,4	20,5	19,0	20,0	5,4	12,4	17,5	23,0	22,8	17,5	22,8	23,0	11,1
Zr—Jn	1,4	1,7	1,3	0,0	0,0	3,7	1,3	1,1	0,30	1,3	0,30	1,1	0,4
Di	4,6	3,8	3,0	1,3	0,1	9,8	5,4	2,0	1,10	5,4	1,10	2,0	0,0
Hed	6,0	6,3	4,9	2,8	0,8	8,4	6,6	4,3	2,3	6,6	2,3	4,3	0,0
En	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3
Fer	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,3
Сумма	97,8	97,4	97,4	96,9	96,3	98,7	98,5	96,7	97,7	98,5	97,7	96,7	99,7

Макроэлемент	Образец										
	16— порфировидный лувярит-ювит					5-1 — крупнозернистый лампрофилитовый фойяит					
	Зональность										
	C ₀	C ₁	C ₂	R	Inс	C ₀	C _{Zr}	C ₁	C ₂	R	
Группа пород											
II					III						
Морфология											
П	О. м., Фн	Вкл	П	Ф, П	П, И, Ф	П, Ф, И					
Число анализов											
1	12	9	5	3	10	3	38	32	10		
SiO ₂	53,92	52,39	52,52	53,68	53,92	52,28	52,55	52,78	53,26		
TiO ₂	1,94	2,42	3,27	2,78	1,15	3,98	2,92	3,08	2,89		
Al ₂ O ₃	0,88	0,95	0,91	1,18	1,31	0,78	0,89	0,94	1,15		
Nb ₂ O ₅	0,16	0,05	0,12	0,06	0,03	0,10	0,06	0,07	0,03		
V ₂ O ₃	0,24	0,10	0,05	0,04	0,00	0,14	0,09	0,09	0,03		
Fe ₂ O ₃	21,27	23,92	23,42	25,47	29,65	18,50	22,34	22,95	24,89		
FeO	5,22	3,18	3,91	2,92	1,85	5,66	4,03	3,69	2,80		
MnO	0,50	0,43	0,38	0,37	0,37	0,95	0,53	0,46	0,53		
MgO	2,62	1,80	1,34	1,00	0,43	2,19	2,02	1,72	1,16		
ZrO ₂	0,80	0,78	0,62	0,22	0,13	1,13	0,46	0,31	0,14		
CaO	5,09	2,88	1,64	0,85	0,37	3,99	3,21	2,26	1,07		
Na ₂ O	10,77	11,81	12,39	13,10	13,52	11,09	11,53	12,10	12,79		
Сумма	103,41	100,72	100,53	101,66	102,34	98,71	100,91	100,52	101,12		

Расчет на четыре каиона													
Si	2,00	1,99	1,99	2,01	2,01	1,97	1,99	1,99	1,99	1,99	2,01	1,99	2,01
Al	0,04	0,04	0,04	0,05	0,06	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,06	0,04	0,05
Ti	0,05	0,07	0,09	0,08	0,03	0,08	0,11	0,08	0,09	0,08	0,03	0,09	0,08
Nb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe ³⁺	0,59	0,68	0,67	0,72	0,83	0,60	0,53	0,60	0,67	0,64	0,83	0,67	0,69
Mg	0,14	0,10	0,08	0,06	0,01	0,14	0,12	0,14	0,10	0,11	0,01	0,10	0,07
Fe ²⁺	0,16	0,10	0,12	0,09	0,06	0,13	0,18	0,13	0,11	0,13	0,06	0,11	0,10
Mn	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02
Zr	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,03	0,02	0,03	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
Ca	0,20	0,12	0,07	0,03	0,01	0,18	0,16	0,18	0,09	0,13	0,01	0,09	0,04
Na	0,77	0,87	0,91	0,95	0,98	0,80	0,82	0,80	0,89	0,85	0,98	0,89	0,94
Na—Mg	0,63	0,77	0,84	0,89	0,96	0,66	0,69	0,66	0,79	0,73	0,96	0,79	0,87
Al _{IV}	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,03	0,01	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Al _{VI}	0,03	0,03	0,03	0,05	0,05	0,01	0,02	0,01	0,03	0,03	0,05	0,03	0,05
Aeg	59,2	68,3	66,9	71,7	83,1	60,4	52,9	60,4	66,6	63,8	83,1	66,6	69,5
Jad	3,4	2,8	3,4	5,2	5,8	1,0	2,3	1,0	3,6	3,1	5,8	3,6	5,1
Ti—Zr—Aeg	13,7	15,7	20,9	16,4	6,9	18,5	26,6	18,5	18,5	17,8	6,9	18,5	17,0
Zr—In	0,4	1,4	0,7	0,0	0,0	2,5	1,2	2,5	0,6	0,8	0,0	0,6	0,0
Di	8,9	4,9	2,1	1,2	0,2	7,4	5,7	7,4	3,8	5,4	0,2	3,8	1,6
Hed	10,9	5,5	3,8	2,2	0,9	8,3	9,3	8,3	4,8	6,8	0,9	4,8	2,7
En	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Fer	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Сумма	96,5	98,5	97,8	96,6	96,9	98,2	98,0	98,2	97,8	97,7	96,9	97,8	95,9

Примечание: И — иглы, Ф — фуляроподобные кристаллы, П — призмы, О. м. — основная масса, Фн — фенокристаллы, Вкл — захваченные включения, Кс — кристаллы ксеноморфной формы, ОИ — обломки игольчатых кристаллов.

Таблица 4. Исследованные включения пироксенов в различных минералах

Минерал	Образец						
	10-1	17	15	13	16а	5-1	16
Нефелин	C _{Zr} , C ₁ , C ₂ , R, Inc	C ₁ , C ₂ , R, Inc	C ₁ , C ₂ , R, Inc	C ₁ , C ₂ , R, Inc	C ₀ , C ₁ , C ₂ , R, Inc*	C ₀ , C ₁ , C ₂ , R	C ₁ , C ₂ , R, Inc
Микроклин	C ₁ , C ₂ , R, Inc	C ₁ , R	C ₁ , C ₂ , R	C ₁ , C ₂ , R, Inc	C ₀ , C ₁ , C ₂ , R*	C ₀ , C ₁ , C ₂	C ₁ , C ₂ *
Эвдиалит	C ₁ , C ₂						
Содалит		C ₁ , C ₂ , R	R				C ₁ , R
Амфибол	C ₂ , Inc	Inc		C ₂	C ₂ , R		
Лампрофиллит						C ₁	
Мурманит					C ₁		C ₁ , C ₂
Лоренценит							C ₁

Примечания. 1. Зональность пироксенов: C₀ и C_{Zr} — центральная часть, C₁ и C₂ — средняя часть, R — внешняя часть кристаллов, Inc — призмы эгирина, захваченные в центральную часть кристаллов нефелина и микроклина. 2. «*» — раскристаллизованные полифазные агрегаты и иглы эгирина в минералах, не использовались в сравнительных диаграммах

- 1) призмы эгирина (Inc = Aeg₉₈₋₁₀₀ Di₀₋₁ Hed₀₋₁), захваченные кристаллами нефелина и микроклина (см. рис. 5, д);
- 2) мелкие призматические и ксеноморфные обломки (см. рис. 5, е) клинопироксена пяти типов зон (C₀, C_{Zr}, C₁, C₂ и R), встречающиеся в нефелине, микроклине, амфиболе, содалите, эвдиалите, лампрофиллите, мурманите, лоренцените (табл. 4);
- 3) затвердевшие раскристаллизованные полифазные агрегаты в нефелине (см. рис. 2, з);
- 4) тонкие иголки (размером менее 5 мкм) эгирина в микроклине, образовавшиеся в результате распада твердых растворов.

Составы последних двух типов включений не использовались в сравнительных диаграммах.

Зональность распределения пироксенов весьма разнообразна: ее можно разделить на магматическую (с резкими и четкими переходами между зонами) и метасоматическую (с плавными переходами между зонами кристалла). Для метасоматической зональности иногда характерно неравномерное перемежение темных и светлых сом.

Для описания состава пироксенов мы представили полученные результаты в виде графиков зависимости содержания основных петрогенных элементов от индекса фракционирования (Stephenson, 1972) (рис. 8): его значения отложены по оси абсцисс. Этот индекс получил широкое распространение в работах, касающихся изучения составов клинопироксенов в щелочных породах, когда при большой доле щелочного компонента увеличивается минимальное разнообразие составов пироксенов. Таким образом, он отражает эволюцию развития пироксенов, формирующихся в щелочном расплаве.

Общий тренд эволюции изученных клинопироксенов из пород КЭЛ (см. рис. 8) имеет разрывы, соответствующие зональности их распространения. Разрывы хо-

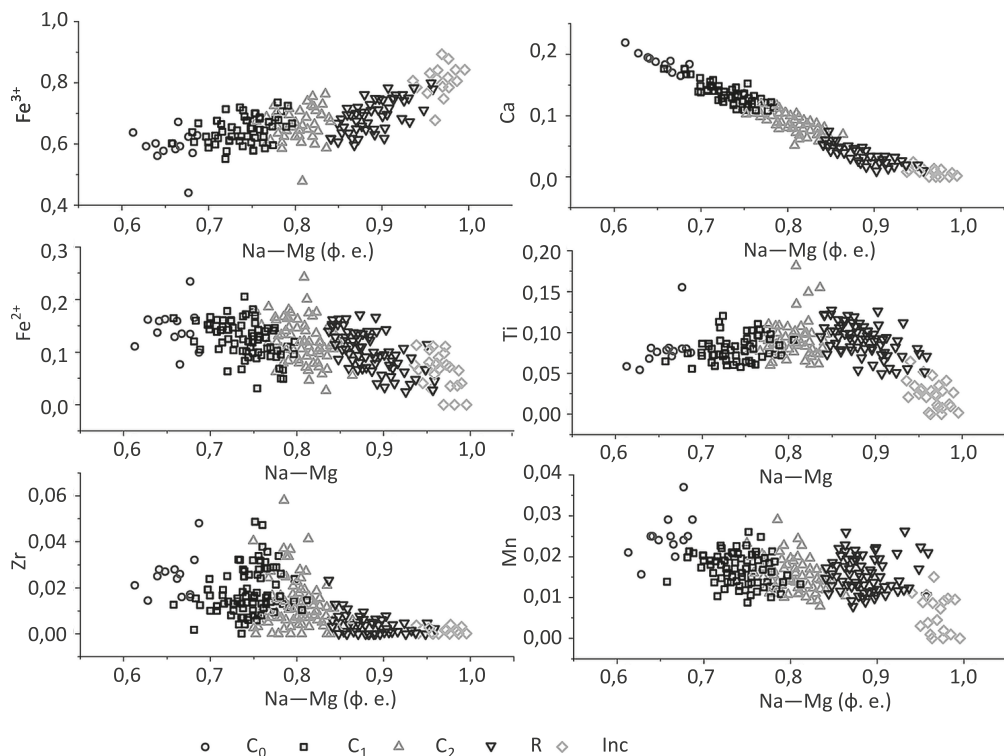


Рис. 8. Эволюция состава клинопироксенов с учетом зональности в породах КЭЛ: соотношение основных петрогенных элементов в клинопироксенах с индексом фракционирования

C_0 и C_{Zr} — зоны, соответствующие центральной части кристаллов, C_1 и C_2 — средней, R — внешней; Inc — призмы эгирина, захваченные в центральную часть кристаллов нефелина и микроклина

рошо проявлены на границе между зонами C_2 и R, в остальных случаях чаще всего области перекрываются.

Особенности состава клинопироксенов в породах

В меланократовом среднезернистом эвдиалитовом луаврите (образец 10-1), эвдиалит-лампрофиллитовом луаврите (образец 17) и среднезернистом эвдиалитовом луаврите (образец 15) клинопироксены в основном представлены кристаллами различных форм — от призматических до крупных игольчатых, — по химическому составу соответствующими зонам C_1 и реже C_2 , а также тонкими иглами, развивающимися поверх вышеописанных кристаллов и соответствующими зонам C_2 и R (см. табл. 3).

Клинопироксены, представленные крупными игольчатыми кристаллами и призмами, имеют сильно развитую трещиноватость, часто сильно резорбированы и фрагментированы, с дислокациями. По трещинам спайности и фрагментированным обломкам развиты вторичные изменения (см. рис. 5, в). В результате этих процессов некоторые фрагменты пироксенов приобретают ксеноморфную форму. Реже встречающиеся тонкие иглы — без дислокационных нарушений, выглядят неизменными, но часто тоже фрагментированы.

Кроме того, наблюдаются *захваченные* в нефелин, микроклин, амфибол и содалит обломки игл и мелкие призмы пироксена.

В *среднезернистом эвдиалитовом луаврите с «очковой» структурой (образец 13) и эвдиалитовом луаврите (какортokitе) (образец 16а)* картина разнообразия клинопироксенов и их составов более сложная. Пироксены расположены и в межзерновом пространстве (в основной массе), между лейст нефелина, микроклина и изометричных кристаллов эвдиалита, и в виде включений в этих минералах, при этом сильно отличаясь по размерам от межзерновых выделений. Среди включений есть кристаллы, идентичные с межзерновыми, но встречаются и скопления мелких кристалликов (размерами 0,01–0,07 мм). По всей видимости, полифазные агрегаты — расплавные включения или образовавшиеся в результате распада твердых растворов — характерны для образца 16а.

В образце 13 редко встречаются *идiomорфные кристаллы с яркими светлыми ядрами* (в отраженных электронах) с четко отделенными центральной (C_{Zr}), средней (C_2) и краевой (R) зонами (магматическая зональность) (см. табл. 3, рис. 5, а). Они трещиноваты (по спайности), при этом отмечаются следы вторичных изменений по трещинам, дислокационные пирамиды роста, залеченные гидроокислами железа.

Другой тип кристаллов — это *длинные иглы*, прорезающие более крупные кристаллы. Для таких кристаллов характерны матасоматическая зональность, отсутствие трещиноватости и дислокационных пирамид роста, которые есть у ранее сформированных призм. Центральная часть характеризуется, так же как и в более крупных ранних кристаллах, высоким содержанием циркония (C_{Zr}), а внешняя зона сложена клинопироксеном типа R.

Для *крупнозернистого лампрофилитового фойяита (образец 5-1)* характерны *идiomорфные призмы и футляры* размером 0,1–0,5 мм (в редких случаях достигающие размера 1,5 и 0,03 мм) зачастую сильно трещиноватые, зональные (см. рис. 5, б). Трещины обычно развиты по спайности, но более крупные проходят в крест кристаллов, часто наблюдаются обломанные краевые части.

Зональность варьирует от магматической до метасоматической. К магматическим относятся кристаллы со светлыми (в отраженных электронах) ядрами с четкими границами, повторяющими основную форму кристалла, по составу соответствующие зоне C_0 . Состав во всей остальной внешней части кристаллов может меняться от соответствующего зоне C_1 к соответствующему зоне C_2 без всякой закономерности. Тем самым проявляется метасоматическая зональность кристаллов, при этом их состав в самой внешней части кристаллов — в углах — соответствует зоне C_3 (см. табл. 3). Для метасоматической зональности характерно неравномерное распределение темных и светлых длинных сом в продольных разрезах и равномерно пятнистых по всей площади кристалла в поперечных разрезах.

Встречаются также *ксенокристаллы с темными ядрами* (в отраженных электронах), состав которых во внутренней части соответствует зоне C_2 , а во внешней — зоне C_1 (см. рис. 5, г).

В *порфириовидном луаврит-ювите (образец 16)* имеет место абсолютно иная картина. В основной массе породы наблюдаются мелкие разориентированные уплощенные иголки. По сравнению со всеми другими разновидностями клинопироксена они имеют средний состав, соответствующий зонам C_1 и C_2 . В крупных пойкилитовых кристаллах (мурманита, лоренценита и амфибола) клинопироксен

всегда ксеноморфен и разориентирован и состав его соответствует зонам C_1 и C_2 . Но в крупных идиоморфных вкрапленниках нефелина, микроклина и содалита он идиоморфен и ориентирован, его состав соответствует зонам C_2 , R и Inc. Довольно часто в основной массе встречаются крупные идиоморфные игольчатые вкрапленники, состав которых соответствует зоне C_0 , и такие же по форме ксенокристаллы с составом, переходным от зоны C_2 к зоне C_1 (см. табл. 3).

Разделение пород по типохимическим группам

Особенности минерального состава пироксенов изученных пород позволили нам разделить породы на три типохимические группы (рис. 9). Это распределение совпадает с группировкой образцов по месту отбора (см. рис. 1, табл. 1).

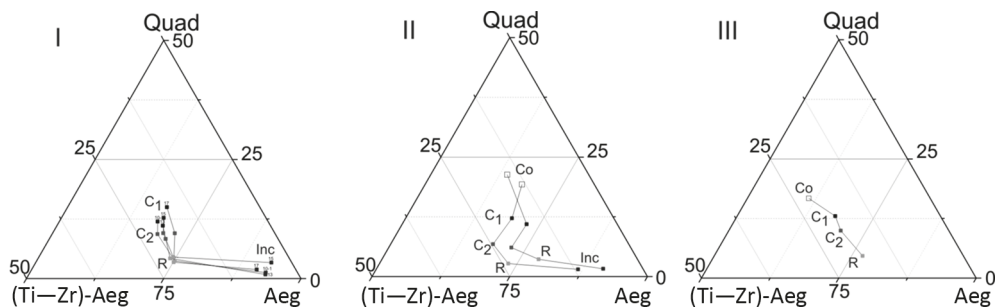


Рис. 9. Зональность клинопироксенов в изученных породах (группы I–III), нанесенная на тройную диаграмму Quad — (Ti–Zr)–Aeg — Aeg:

точки — усредненный состав каждой зоны

К *I группе* относятся люавриты (меланократовые среднезернистые эвдиалитовые, эвдиалит-лампрофиллитовые, среднезернистые эвдиалитовые и такие же с «очковой» структурой) из долины р. Тулбануай и с перевала Геологов (см. рис. 1). В них содержатся клинопироксены с обогащенными цирконием центральными частями (см. рис. 4, в; 5, а, е). Содержание ZrO_2 в них достигает 3,09 масс. %.

Ко *II группе* относятся порфириовидные люаврит-ювиты и эвдиалитовые люавриты (какортокиты) с горы Ангвундасчорр с невысоким содержанием циркония (ZrO_2 — 0,13–1,32 масс. %) (см. рис. 1). Клинопироксены более обогащены диопсид-геденбергитовым миналом в центральных частях кристаллов, что говорит о наиболее примитивном составе по сравнению с остальными рассмотренными породами (см. рис. 4, а).

К *III группе* относятся крупнозернистые лампрофилитовые фойяиты с подножья горы Маннепак (рис. 1). Они более обогащены эгириновым миналом, но в то же время часто имеют составы, соответствующие зоне C_0 , редко — зоне C_{Zr} (ZrO_2 — до 2,58 масс. %) (см. рис. 4, б; 5, б, в).

Обсуждение результатов

Традиционно при описании пироксенов исследователи используют понятие генерация, применяя его к кристаллам в целом. Так, видимый макроскопически эгирин принято относить ко второй генерации, а тонкие иголки, которые невоору-

женным глазом практически невозможно разглядеть, — к третьей (Власов и др., 1959; Буссен и Сахаров, 1972 и др.).

Другой подход для изучения пироксенов был предложен в работе (Kogarko et al., 2006). Он заключается в изучении трендов эволюции пироксенов, при построении которых использовались только наиболее магнезиальные центральные части кристаллов.

В настоящей статье при изучении эволюции этих трендов был применен иной подход, учитывающий разнообразие химического состава в зональных кристаллах, а также их форму.

Общий тренд эволюции клинопироксенов в целом имеет ступенчатый характер: он состоит из отдельных стадий, каждая из которых соответствует определенной зоне в кристалле клинопироксена. Кроме того, каждая стадия имеет свое отклоняющееся от суммарного вектора направление, но в целом оно сохраняется (см. рис. 7).

Ранее такие особенности развития трендов обсуждались другими исследователями и описывались как разрывы в смесимости расплава. Например, в работе (Stephenson, 1972) их появление объясняется областью стабильности щелочного амфибола. А в работе (Коробейников и Лаайоки, 1994) отмечается нестабильность клинопироксена на определенных этапах кристаллизации магмы в связи с накоплением воды в системе, следствием чего является формирование амфибола. С момента избыточного накопления щелочей вновь формируется эгирин.

Установлено, что пироксены не эволюционировали непрерывно и почти во всех случаях каждый отдельно взятый кристалл проходил две-три стадии эволюции.

Кристаллы пироксена с одинаковой зональностью находятся в близко расположенных разрезах, но при этом локализируются на разной глубине. То есть не наблюдается прямая связь химического состава пироксенов со стратиграфическим уровнем (в том числе и по содержанию циркония), как предполагалось ранее (Буссен и Сахаров, 1972; Korobeynikov and Laaioki, 1994; Kogarko et al., 2006).

В рамках существующих концепций формирования пород массива данный вывод подтверждает версию фракционной кристаллизации извергшихся расплавов и формирование в них кумулатов.

Эволюция клинопироксенов Ловозерского и Хибинского массивов

При изучении эволюции клинопироксенов Ловозерского массива неизбежно их сравнение с клинопироксенами из наиболее родственного Хибинского массива.

Составы клинопироксенов из наиболее ранних пород Ловозерского и Хибинского массива довольно близки ($\text{Na—Mg} = -0,75$) (рис. 10). Из дифференцированного расплава начали формироваться клинопироксены обширной серии ДК, соответствующие твердым растворам $\text{Aeg}_{5-100} \text{Di}_{0-57} \text{Hed}_{0-38}$ (Korobeynikov and Laaioki, 1994; Féménias et al., 2005; Kogarko et al., 2006; Когарко 2015; Suk et al., 2009). Пироксены (КЭЛ), соответствующие III фазе, начали формироваться из более дифференцированной магмы ($\text{Na—Mg} > 0,8$), по составу они представлены главным образом эгирином ($\text{Aeg}_{74-100} \text{Di}_{0-12} \text{Hed}_{0-18}$). Сведения, приведенные в настоящей работе, дополнены литературными данными: (Korobeynikov and Laaioki, 1994; Kogarko et al., 2006; Когарко, 2015; Suk et al., 2009). А наибо-

лее примитивными ($\text{Na—Mg} = -0,9$) среди рассмотренных являются пироксены из дайковой фазы Хибинского массива, представленные диопсидом и диопсид-авгитом ($\text{Aeg}_{0-20} \text{Di}_{45-96} \text{Hed}_{0,2-35}$) (Arzamastsev et al., 2005). Полученные выводы подтверждаются данными других исследователей (Костылёва-Лабунцова и др., 1978; Kramm et al., 1993; Arzamastsev et al., 2013, и др.)

Для клинопироксенов обоих массивов характерно резкое уменьшение содержания титана, проявленное на поздней стадии фракционирования. Эту особенность объясняют кристаллизацией пироксена в парагенезисе с титансодержащими минералами групп ломоносовит-мурманита, лампрофиллита. Некоторые исследователи предполагали присутствие титана в форме нептуниновой составляющей (Ferguson, 1977; Korobeynikov and Laaioki, 1994; Kogarko et al., 2006). Наши расчеты не подтвердили наличие нептунита в клинопироксенах пород КЭЛ, так как весь титан оказался связанным с Ti—Zr -эгирином.

В Ловозерском массиве, в отличие от Хибинского и массива Илимауссак, наблюдается более низкое содержание Fe^{2+} (Korobeynikov and Laaioki, 1994), входящего в состав и геденбергита, и Ti—Zr -эгирина.

Характерная особенность пород Ловозерского массива — их обогащение цирконием, проявленное во всех комплексах пород (Когарко, 2015; Korobeynikov and Laaioki, 1994). По данным работы (Когарко, 2015), наиболее высоко содержание циркония в клинопироксене в породах ДК (ZrO_2 2,38%), а в породах КЭЛ наблюдается его пониженное содержание в данном минерале, что связано с последней стадией фракционирования и появлением собственной циркониевой фазы — эвдиалита.

Результаты нашего исследования, дополненные данными других авторов, показали, что кристаллы минералов группы пироксена, изученных нами во всех типах пород КЭЛ, имеют отчетливую зональность и для некоторых из них характерно высокое содержание циркония в центральной зоне — ядре. На рис. 10 видно, что клинопироксены из КЭЛ более богаты цирконием, чем клинопироксены из ДК и КСС. Так, по нашим данным, максимальное содержание ZrO_2 в них 3,09% по сравнению с 2,38% в клинопироксенах из ДК по данным работы (Когарко, 2015).

Интересно отметить, что такое повышенное содержание циркония характерно для пироксенов из среднезернистых эвдиалитовых луювритов с «очковой» структурой — пород с наибольшим содержанием эвдиалита, как собственной фазы циркония. Таким образом, эти данные демонстрируют иное, чем в работе (Когарко, 2015), предположение о связи уменьшения содержания циркония в клинопироксене с появлением эвдиалита в качестве собственной циркониевой фазы. Но в то же время они подтверждают факт значительного уменьшения содержания циркония в краевых зонах кристаллов. По всей видимости, это можно объяснить тем, что весь цирконий фракционировал в более раннюю стадию, участвуя одновременно в кристаллизации эвдиалита и ядер клинопироксенов, обогащенных этим микроэлементом.

Стоит заметить, что, как упомянуто в работах (Буссен и Сахаров, 1972; Власов и др., 1959), эвдиалит из пород КЭЛ отличается от эвдиалита из ДК гораздо большей степенью идиоморфизма — он одновременно кристаллизуется в КЭЛ вместе с нефелином, микроклином и клинопироксеном. Поэтому, возможно,

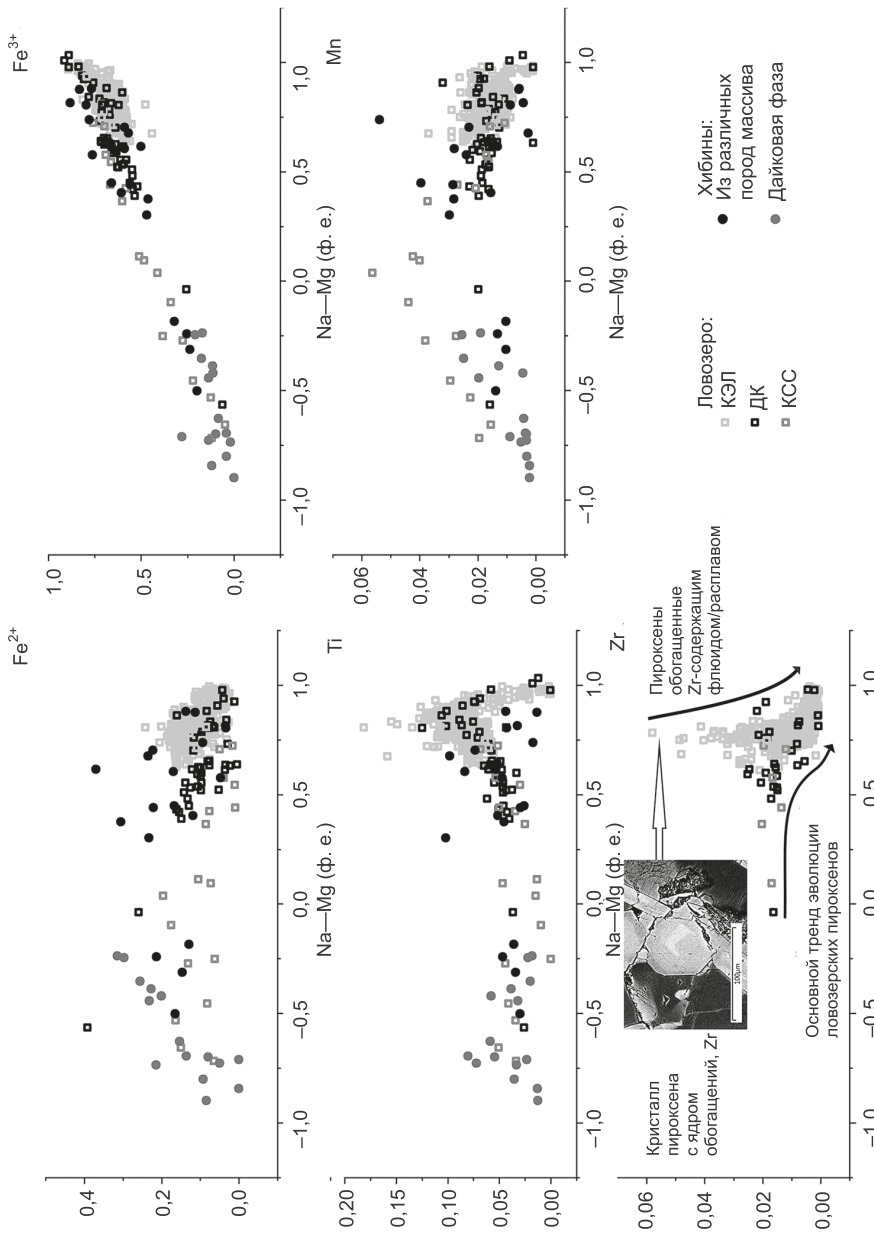


Рис. 10. Эволюция состава клинопироксенов: соотношение основных петрогенных элементов в клинопироксенах с индексом фракционирования (ф. е.) в Ловозерском и Хибинском массивах.

Состав клинопироксенов из КЭЛ определен по нашим данным, из ДК и КСС — по данным работ (Когоревуіков and Laajoki, 1994; Fémépias et al., 2005; Kogarko et al., 2006; Когарко, 2015; Suk et al., 2009); из Хибинского массива — по данным работы (Костылева-Лабунцева, 1978); из даек Хибинского массива — по данным работы (Arzamastsev et al., 2005)

порядок кристаллизации минералов способствовал обогащению Zr пироксенов КЭЛ. Он описывается следующей постепенно сменяющейся зональностью: $(C_0) \rightarrow C_1 \rightarrow C_2 \rightarrow R$. Содержание ZrO_2 в таких пироксенах достигает 1,46 %, а ядра наиболее обогащены диопсидовой составляющей по сравнению с другими изученными клинопироксенами КЭЛ. Эти пироксены относятся ко II и III типохимическим группам пород.

Сильное циркониевое обогащение части кристаллов клинопироксенов (ZrO_2 до 3,09 %, что соответствует зоне C_{Zr}), относящихся к I группе пород, не увязывается с постепенным фракционированием (рис. 11), которое принято считать единственным ведущим фактором при формировании пород массива. Скорее всего, можно говорить о дополнительном флюидном/расплавном обогащении пород цирконием.

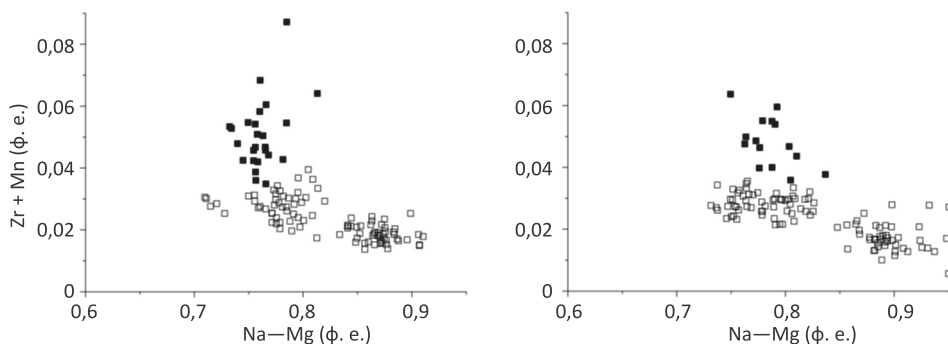


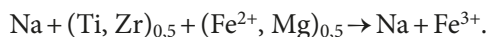
Рис. 11. Вариации содержания $(Zr + Mn)$ по отношению к индексу фракционирования в образцах 13 (график слева) и 10-1 (график справа). Показано возможное отделение Zr-йохансенитового минерала (закрашенные квадраты) в качестве отдельной ветви

Данный факт приводит к пониманию того, что можно выделить отдельные ветви эволюции клинопироксенов — низко- и высокоциркониевую.

Первая ветвь является следствием фракционной кристаллизации расплава, способствовавшего формированию основного тренда эволюции ловозерских клинопироксенов. Этот тренд совпадает с трендом эволюции составов клинопироксенов из ДК, постепенно сходящим на нет к концу фракционирования (см. рис. 10).

Вторая ветвь связана с дополнительным Zr-содержащим флюид/расплав обогащением, проявившимся только во время III фазы внедрения (КЭЛ) в промежутках между стадиями, в течение которых состав клинопироксенов соответствовал зонам C_0 и C_1 , а также зонам C_1 и C_2 (рис. 12). Эта фаза и обусловила повышенное циркониевое обогащение клинопироксенов в КЭЛ по сравнению с клинопироксенами в ДК.

В пироксенах, эволюция которых происходила по механизму основной ветви (низкоциркониевой), вероятнее всего, осуществляется следующая схема изоморфизма, связанная с фракционированием титана и циркония:



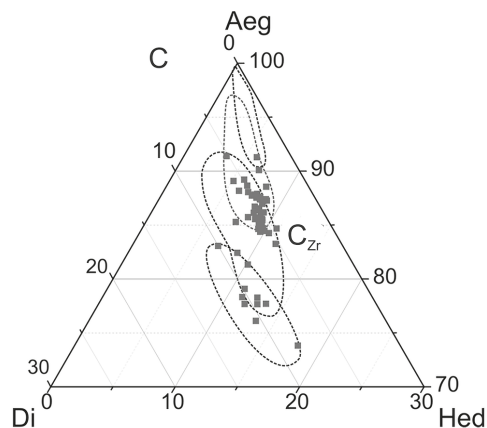
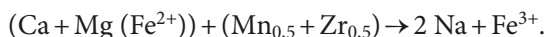


Рис. 12. Зональность клинопироксенов, нанесенная на тройную диаграмму Aeg — Di — Hed. Показан импульсный характер появления зоны C_{Zr} (центральной обогащенной цирконием зоны), возможно, проявляющийся в промежутках между стадиями эволюции пироксенов

Вторая ветвь (высокоциркониевая) с наиболее высоким содержанием ZrO_2 , практически не фракционируя, сливается с основным трендом (рис. 11). Тут реализуется следующая схема изоморфизма:



Выводы

В данной работе впервые комплексно рассмотрена эволюция составов клинопироксенов КЭЛ Ловозерского массива — восполнен пробел в изучении главного меланократового порообразующего минерала. Выявлены петрографические особенности клинопироксенов разных ассоциаций среди основных пород III фазы внедрения: эвдиалитовых луявритов, фойяитов и пофировидных луявритов. Детально исследованы зональность клинопироксенов и их морфологические типы. Намечены общие и частные тренды эволюции химического состава пироксенов, отвечающие ее зональности. Показано возможное присутствие Zr-йохансенита и Ti—Zr-эгирина, не рассмотренное до этого другими авторами. Также установлено присутствие последнего только в породах Ловозерского массива.

В настоящей статье применен иной, особый подход для изучения эволюции пироксенов, учитывающий все разнообразие химических составов зональных кристаллов. Тщательно исследована зональность клинопироксена в главных породах КЭЛ. На графиках зависимости содержания основных петрогенных элементов просматривается неясно выраженная дискретность, связанная с изменениями химического состава во время эволюции кристаллов. В целом же в кристаллах переход от одной эволюционной стадии к другой подчинен общему тренду эволюции массива. Установлено, что нет прямой связи химического состава пироксенов со стратиграфическим уровнем пород (в том числе и по содержанию циркония), как считалось ранее. Породы, схожие по химическому составу клинопироксенов, груп-

пируются по месту отбора. В рамках существующих концепций это подтверждает версию фракционной кристаллизации извергшихся расплавов.

При сравнении химического состава клинопироксенов из различных пород Ловозерского и Хибинского массивов зафиксированы наиболее высокие содержания циркония в породах КЭЛ, несмотря на то что в этих породах широко распространена собственная фаза циркония — эвдиалит. Ранее отмечалось, что клинопироксены ДК наиболее обогащены цирконием (Когарко, 2015). Вероятно, это объясняется недостатком данных о химическом составе клинопироксенов КЭЛ по сравнению с объемом данных о составе клинопироксенов из ДК. Настоящая статья позволяет восполнить этот пробел.

При изучении зональности в кристаллах клинопироксенов КЭЛ выявлено значительное уменьшение содержания циркония в их краевых частях. Это объясняется тем, что весь цирконий фракционировал ранее, участвуя в кристаллизации эвдиалита и центральных зон кристаллов пироксена.

Нельзя объяснить наличие циркония тем, что часть кристаллов клинопироксенов обогащается им в ходе постепенного фракционирования. Поэтому предполагается, что имеет место дополнительное флюидно-расплавное обогащение пород КЭЛ цирконием. Выделяются две отдельные ветви эволюции клинопироксенов:

- 1) низкоциркониевая — является продуктом фракционной кристаллизации расплава, сформировавшая основной тренд эволюции клинопироксенов Ловозерского массива;
- 2) высокоциркониевая — связанная с дополнительным Zr-содержащим флюид/расплав обогащением.

Изучение химического составов клинопироксенов из пород КЭЛ позволило дать пространственно-временную характеристику эволюции этих пород: выделить стадии их формирования, а также установить тенденции их пространственного распространения.

А. М. Седова, соавтор, глубоко признательна своему научному руководителю, д-ру геол.-мин. наук А. Н. Зайцеву за комментарии к статье, также благодарит сотрудников РЦ «Геомодель» Н. С. Власенко и В. В. Шиловских, сотрудника ЦКП МГУ канд. геол.-мин. наук В. О. Япаскурт за качественно выполненные анализы; рецензентов — ст. науч. сотр. лаборатории «Рудоносности щелочного магматизма» ГЕОХИ РАН канд. геол.-мин. наук Н. В. Сорохтину и сотрудника Геологической службы Германии канд. геол.-мин. наук М. А. Ситникову — за внимательное изучение материала и ценные указания.

Литература

- Базарова, Т. Ю., 1969. Термодинамические условия формирования некоторых нефелинсодержащих пород. Наука, Ленинград.
- Буссен, И. В., Сахаров, А. С., 1972. Петрология Ловозерского щелочного массива. Наука, Ленинград.
- Власов, К. А., Кузьменко, М. В., Еськова, Е. М., 1959. Ловозерский щелочной массив (породы, пегматиты, минералогия, геохимия и генезис). Изд-во Академии наук СССР, Москва.
- Герасимовский, В. И., 1952. Минералогия Ловозерского щелочного массива. Гос. изд. геологической литературы, Москва.
- Когарко, Л. Н., 2015. Фракционирование циркония в пироксенах щелочных магм. Геохимия 1, 3–11.
- Костылёва-Лабунцова, Е. Е., Боруцкий, Б. Е., Соколова, М. Н., Шлюкова, З. В., Дорфман, М. Д., Дудкин, О. Б., Козырева, Л. В., 1978. Минералогия Хибинского массива 2. Наука, Москва.

- Семенов, Е. В., Еськова, Е. М., Капустин, Ю. Л., Хомяков, А. П., 1974. Минералогия щелочных массивов и их месторождений. Наука, Москва.
- Уэйдджер, Л., Браун, Г., 1970. Расслоенные изверженные породы. Мир, Москва.
- Andersen, T., Elburg, M., Erambert, M., 2016. The miaskitic-to-agpaitic transition in peralkaline nepheline syenite (white foyaite) from the Pilanesberg Complex, South Africa. *Chemical Geology*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.08.020>.
- Arzamastsev, A. A., Arzamastseva, L. V., Glaznev, V. N., Raevsky, A. B., 1998. Petrologic-Geophysical Model for the Structure and Composition of Deep levels of the Khibina and Lovozero Complexes, Kola Peninsula. *Petrologiya* 6, 478–496.
- Arzamastsev, A. A., Arzamastseva, L. V., Zhirona, A. M., Glaznev, V. N., 2013. Model of Formation of the Khibiny–Lovozero Ore Bearing Volcanic–Plutonic Complex. *Geology of Ore Deposits* 55(5), 341–356.
- Arzamastsev, A. A., Belyatsky, B. V., Travin, A. V., Arzamastsev, L. V., Tsarev, S. E., 2005. Dike rocks in the Khibina massif: relations with the plutonic series, age and characteristics of the mantle source. *Petrology* 13, 267–288.
- Arzamastsev, A., Yakovenchuk, V., Pakhomovsky, Y., Ivanyuk, G., 2008. The Khibina and Lovozero Alkaline Massifs: Geology and Unique Mineralization. 33 IGC Excursion 47, Apatity, 22 July — 2 August 2008, 11–14.
- Droop, G. T. R., 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria. *Mineral Mag* 51, 431–437.
- Féménias, O., Coussaert, N., Brassinnes, S., Demaiffe, D., 2005. Emplacement processes and cooling history of layered cyclic unit II-7 from the Lovozero alkaline massif (Kola Peninsula, Russia). *Lithos* 83(3–4), 371–393.
- Ferguson, A. K., 1977. The natural occurrence of aegirine-neptunite solid solution. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 60, 247–253.
- Kogarko L. N., 2014. Superlarge strategic-metal deposits in the peralkaline complexes of Eastern part of Baltic Shield (age, isotopic sources, geochemistry, mechanisms of ores formation). 30th international conference on “Ore potential of alkaline, kimberlite and carbonatite magmatism” 29 September — 2 October 2014, Antalya, Turkey, 99–101.
- Kogarko, L. N., Lahaye, Y., Brey, G. P., 2010. Plume-related mantle sources of super-large rare metal deposits from the Lovozero and Khibina massifs on the Kola Peninsula, eastern part of Baltic Shield: Sr, Nd and Hf isotope systematics. *Mineralogy and Petrology* 98(1–4), 197–208.
- Kogarko, L. N., Williams, C. T., Woolley, A. R., 2006. Compositional evolution and cryptic variation in pyroxenes of the peralkaline Lovozero intrusion, Kola Peninsula, Russia. *Mineralogical Magazine*, 70(4), 347–359.
- Korobeynikov, A. N., Laaioki, K., 1994. Petrological aspects of the evolution of clinopyroxene composition in the intrusive rocks of the Lovozero alkaline massif. *Geochemistry International* 31, 69–76.
- Kramm, U., Kogarko, L. N., Kononova, V. A., Vartiainen, H., 1993. The Kola alkaline province of the CIS and Finland: precise Rb—Sr ages define 380–360 age range for all magmatism. *Lithos* 30, 33–44.
- Mann, U., Marks, M., Markl, G., 2006. Influence of oxygen fugacity on mineral compositions in peralkaline melts: The Katzenbuckel volcano, Southwest Germany. *Lithos* 91, 262–285.
- Morimoto, C., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineral. Mag.* 52, 535–550.
- Stephenson, D., 1972. Alkali clinopyroxenes from nepheline syenites of the South Qoroq Centre, south Greenland. *Lithos* 5, 187–201.
- Suk, N. I., Kotelnikov, A. R., Kovalsky, A. M., 2009. Iron-magnesium minerals from differentiated rocks of Lovozersky alkaline massif. *Geochemistry, Mineralogy and Petrology* 47, 97–107.
- Wu, B., Wang, R. C., Yang, J. H., Wu, F.-Y., Zhang, W.-L., Gu, X.-P., Zhang, A.-C., 2016. Zr and REE mineralization in sodic lujavrite from the Saima alkaline complex, northeastern China: A mineralogical study and comparison with potassic rocks. *Lithos* 262, 232–246.
- Wager, L. R., Brown, G. M., 1967. Layered igneous rocks. Oliver & Boyd, Edinburg, Scotland.

Статья поступила в редакцию 1 ноября 2017 г.
Статья рекомендована в печать 14 февраля 2018 г.

Контактная информация:

Седова Анна Михайловна — a.sedova@spbu.ru

Clinopyroxene from eudialyte lujavrites complex of the Lovozero alkaline massif (Kola Peninsula): Characteristics of the chemical composition and evolution

Anna M. Sedova, Mikhail D. Evdokimov[†]

St. Petersburg State University,
7–9, Universitetskaya nab., St. Petersburg, 199034, Russian Federation

For citation: Sedova A. M., Evdokimov M. D. Clinopyroxene from eudialyte lujavrites complex of the Lovozero alkaline massif (Kola Peninsula): Characteristics of the chemical composition and evolution. *Vestnik of Saint Petersburg University. Earth Sciences*, 2018, vol. 63, issue 1, pp. 69–102. <https://doi.org/10.21638/11701/spbu07.2018.105>

The Lovozero alkaline massif is the largest known alkaline layered intrusion (Semenov E. V. et al., 1974). For the first time this paper examines the evolution compositions of clinopyroxenes from the third intrusive phase introduced into the main magmatic stage (the complex of eudialyte Lujavrites). A gap has been filled in for a detailed study of pyroxene, as the main melanocratic rock-forming mineral of the massif. Petrographic features of clinopyroxenes in various associations among the main rocks of the complex (eudialyte lujavrites, foyaites and porphyry lujavrites) have been studied. The first approach that takes into account the variational diversity of zonal crystals of clinopyroxenes and their morphology. Zonality and morphology of crystals were studied in detail. The possible presence of Zr-johansenite and Ti—Zr-aegirine minerals is shown. The general and particular trends in the evolution of the chemical composition corresponding to zonality are outlined. It was established that there is no direct connection between the chemical composition of clinopyroxenes (in terms of the content Ti—Zr-aegirine and Zr-johansenite minerals in them) with the stratigraphic rock level. It has been established that rocks of similar clinopyroxenes are grouped in the same location at different depths. For the first time, the highest content of ZrO₂ (3.09 wt. %) was detected in the rocks of the eudialyte lujavrita complex, despite the fact that in these rocks is present eudialyte as widely distributed the zirconium phase and a possible scheme for the enrichment of rocks by this element is proposed.

Keywords: pyroxenes, eudialyte lujavrites, Lovozero massif, zirconium.

References

- Andersen, T., Elburg, M., Erambert, M., 2016. The miaskitic-to-agpaitic transition in peralkaline nepheline syenite (white foyaitite) from the Pilanesberg Complex, South Africa. *Chemical Geology*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo>. (accessed: 2016.08.02).
- Arzamastsev, A. A., Arzamastseva, L. V., Glaznev, V. N., Raevsky, A. B., 1998. Petrologic-Geophysical Model for the Structure and Composition of Deep levels of the Khibina and Lovozero Complexes. *Kola Peninsula. Petrologiya* 6, 478–496.
- Arzamastsev, A. A., Arzamastseva, L. V., Zhironova, A. M., Glaznev, V. N., 2013. Model of Formation of the Khibiny–Lovozero Ore Bearing Volcanic–Plutonic Complex. *Geology of Ore Deposits* 55(5), 341–356.
- Arzamastsev, A. A., Belyatsky, B. V., Travin, A. V., Arzamastsev, L. V., Tsarev, S. E., 2005. Dike rocks in the Khibina massif: relations with the plutonic series, age and characteristics of the mantle source. *Petrology* 13, 267–288.
- Arzamastsev, A., Yakovenchuk, V., Pakhomovsky, Y., Ivanyuk, G., 2008. The Khibina and Lovozero Alkaline Massifs: Geology and Unique Mineralization. 33 IGC Excursion 47, Apatity, 22 July — 2 August 2008, 11–14.
- Bazarova, T. Yu., 1969. Termodinamicheskie usloviia formirovaniia nekotorykh nefelinsoderzhashchikh porod [Thermodynamic conditions for the formation of some nepheline-bearing rocks]. Nauka, Leningrad. (In Russian)
- Bussen, I. V., Sakharov, A. S., 1972. Petrologiia Lovozerskogo shchelochnogo massiva [Petrology of the Lovozero Alkaline Massif]. Nauka, Leningrad. (In Russian)

- Droop, G. T. R., 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria. *Mineral Mag* 51, 431–437.
- Féménias, O., Coussaert, N., Brassinnes, S., Demaiffe, D., 2005. Emplacement processes and cooling history of layered cyclic unit II-7 from the Lovozero alkaline massif (Kola Peninsula, Russia). *Lithos* 83(3–4), 371–393.
- Ferguson, A. K., 1977. The natural occurrence of aegirine-neptunite solid solution. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 60, 247–253.
- Gerasimovskii, V. I., 1952. Mineralogiia Lovozerskogo shchelochnogo massiva [Mineralogy of the Lovozero alkaline massif]. Gos. izd. geologicheskoi literatury, Moscow. (In Russian)
- Kogarko L. N., 2014. Superlarge strategic-metal deposits in the peralkaline complexes of Eastern part of Baltic Shield (age, isotopic sources, geochemistry, mechanisms of ores formation). 30th international conference on “Ore potential of alkaline, kimberlite and carbonatite magmatism” 29 September —2 October 2014, Antalya, Turkey, 99–101.
- Kogarko, L. N., 2015. Fraktionirovanie tsirkoniia v piroksenakh shchelochnykh magm [Fractionation of zirconium in pyroxenes of alkaline magmas]. *Geokhimiia [Geochemistry]* 1, 3–11. (In Russian)
- Kogarko, L. N., Lahaye, Y., Brey, G. P., 2010. Plume-related mantle sources of super-large rare metal deposits from the Lovozero and Khibina massifs on the Kola Peninsula, eastern part of Baltic Shield: Sr, Nd and Hf isotope systematics. *Mineralogy and Petrology* 98(1–4), 197–208.
- Kogarko, L. N., Williams, C. T., Woolley, A. R., 2006. Compositional evolution and cryptic variation in pyroxenes of the peralkaline Lovozero intrusion, Kola Peninsula, Russia. *Mineralogical Magazine* 70(4), 347–359.
- Korobeynikov, A. N., Laaioki, K., 1994. Petrological aspects of the evolution of clinopyroxene composition in the intrusive rocks of the Lovozero alkaline massif. *Geochemistry International* 31, 69–76.
- Kostyleva-Labuntsova, E. E., Borutskii, B. E., Sokolova, M. N., Shliukova, Z. V., Dorfman, M. D., Dudkin, O. B., Kozyreva, L. V., 1978. Mineralogiia Khibinskogo massiva 2 [Mineralogy of the Khibiny Massif 2]. Nauka, Moscow. (In Russian)
- Kramm, U., Kogarko, L. N., Kononova, V. A., Vartiainen, H., 1993. The Kola alkaline province of the CIS and Finland: precise Rb—Sr ages define 380–360 age range for all magmatism. *Lithos* 30, 33–44.
- Mann, U., Marks, M., Markl, G., 2006. Influence of oxygen fugacity on mineral compositions in peralkaline melts: The Katzenbuckel volcano, Southwest Germany. *Lithos* 91, 262–285.
- Morimoto, C., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineral. Mag.* 52, 535–550.
- Semenov, E. V., Es'kova, E. M., Kapustin, Yu. L., Khomiakov, A. P., 1974. Mineralogiia shchelochnykh massivov i ikh mestorozhdenii [Mineralogy of alkaline massifs and their deposits]. Nauka, Moscow. (In Russian)
- Stephenson, D., 1972. Alkali clinopyroxenes from nepheline syenites of the South Qoroq Centre, south Greenland. *Lithos* 5, 187–201.
- Suk, N. I., Kotelnikov, A. R., Kovalsky, A. M., 2009. Iron-magnesium minerals from differentiated rocks of Lovozersky alkaline massif. *Geochemistry, Mineralogy and Petrology* 47, 97–107.
- Vlasov, K. A., Kuz'menko, M. V., Es'kova, E. M., 1959. Lovozerskii shchelochnoi massiv (porody, pegmatity, mineralogiia, geokhimiia i genezis) [Lovozero Alkaline Massif (rocks, pegmatites, mineralogy, geochemistry and genesis)]. *Izd-vo Akademii nauk SSSR, Moscow.* (In Russian)
- Wager, L. R., Brown, G. M., 1967. Layered igneous rocks. Oliver & Boyd, Edinburgh, Scotland.
- Wu, B., Wang, R. C., Yang, J. H., Wu, F.-Y., Zhang, W.-L., Gu, X.-P., Zhang, A.-C., 2016. Zr and REE mineralization in sodic lujavrite from the Saima alkaline complex, northeastern China: A mineralogical study and comparison with potassic rocks. *Lithos* 262, 232–246.

Author's information:

Anna M. Sedova — a.sedova@spbu.ru