

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ ИМ. В.С. СОБОЛЕВА
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

КХЛИФ Незар

**МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ И ПРОИСХОЖДЕНИЕ
СРЕДНЕКЕМБРИЙСКИХ ДИОПСИД-СОДЕРЖАЩИХ ЭФФУЗИВОВ
УСТЬ-СЕМИНСКОЙ СВИТЫ И ИНТРУЗИЙ БАРАНГОЛЬСКОГО
КОМПЛЕКСА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)**

1.6.3 – петрология, вулканология

Диссертация на соискание учёной степени кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
кандидат геолого-минералогических наук
Вишневский Андрей Владиславович

Новосибирск – 2022

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	3
ГЛАВА 1. ЛИТЕРАТУРНЫЙ ОБЗОР ПО АНКРАМИТОВОМУ МАГМАТИЗМУ.....	10
1.1. КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ПРОЯВЛЕНИЯ АНКРАМИТОВ.....	10
1.2. ХАРАКТЕРИСТИКИ АНКРАМИТОВ.....	13
1.3. МОДЕЛИ ГЕНЕЗИСА АНКРАМИТОВ.....	27
1.4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ.....	30
ГЛАВА 2. ГЕОЛОГИЯ И ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ПОРОД УСТЬ- СЕМИНСКОЙ СВИТЫ И БАРАНГОЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА.....	33
ГЛАВА 3. ПЕТРОГРАФИЯ, ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ ПОРОД УСТЬ- СЕМИНСКОЙ СВИТЫ И БАРАНГОЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА.....	39
3.1. ПЕТРОГРАФИЯ.....	39
3.2. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ.....	44
3.3. ПЕТРОХИМИЯ.....	55
3.4. ГЕОХИМИЯ.....	68
ГЛАВА 4. МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ КЛИНОПИРОКСЕНА.....	79
4.1. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ЗОНАЛЬНОСТЬ.....	79
4.2. ИЗОМОРФИЗМ.....	94
4.3. ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ.....	96
4.4. РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ.....	98
4.4. КЛИНОПИРОКСЕН КАК ИНДИКАТОР ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ.....	103
ГЛАВА 5. ДИСКУССИЯ И ВЫВОДЫ.....	105
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	114
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ.....	118
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	121

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования. Происхождение и геодинамические условия формирования раннепалеозойских вулканогенных толщ и интрузивных комплексов в Горном Алтае является предметом активной дискуссии (Buslov et al., 1993; Buslov et al., 2001; Гибшер и др., 1997; Добрецов и др., 2004; Зыбин, 2006; Симонов и др., 2010; Сафонова и др., 2011; Крук и др., 2017). В особенности это касается среднекембрийских эффузивов усть-семиинской свиты и интрузий барангольского комплекса. Эффузивы усть-семиинской свиты имеют необычный минеральный состав: они обогащены вкрапленниками клинопироксена и обладают повышенными концентрациями кремния при высоком содержании магния. По этой причине они были отнесены к бонинитам (Добрецов и др., 2004), хотя ранее рассматривались как диопсид-порфиновые базальты (Гибшер и др., 1997). Однако в этих работах не было принято во внимание повышенное содержание кальция и, соответственно, высокое $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ отношение, типичное для вулканических пород, обогащённых вкрапленниками клинопироксена – анкарамитов (Della Pasqua, Varne, 1997; Le Maitre, 2002).

Реконструкции геодинамической обстановки формирования этих вулканитов разнятся: исходя из анализа геологической позиции и ассоциации с венд-раннекембрийскими базальтами рассматривается обстановка задугового палеобассейна (Гибшер и др., 1997), а на основании синтеза геохимических и геологических данных предполагается сложный процесс при погружении океанической литосферы в зону субдукции с последующим плавлением в надсубдукционной обстановке на границе коры и верхней мантии (Симонов и др., 2010; Сафонова и др., 2011). Остаётся дискуссионным и вопрос о генезисе ультрамафит-мафитовых интрузий барангольского комплекса, ассоциирующихся с эффузивами усть-семиинской свиты до сих пор не решён.

На основании проведения детальных минералого-петрографических, петрохимических и геохимических исследований пород усть-семиинской свиты и

барангольского комплекса становится возможной оценка их взаимоотношений и определения геодинамической обстановки формирования.

Объектами исследования являются среднекембрийские эффузивы усть-семинской свиты и интрузивные породы барангольского комплекса Горного Алтая.

Целью исследования является обоснование модели формирования эффузивов усть-семинской свиты и интрузий барангольского комплекса.

Задачи исследования:

1 – Изучение литературы и составление обзора по анкарамитовому магматизму;

2 – Формирование эталонной коллекции образцов пород усть-семинской свиты и барангольского комплекса;

3 – Петрографическое исследование пород и определение состава породообразующих минералов;

4 – Изучение редкоэлементного состава клинопироксена;

5 – Проведение валового анализа пород (в том числе редких элементов) и их интерпретация;

6 – Обобщение и анализ результатов проведённых исследований.

Фактический материал и методы исследования. Первичные материалы – породы усть-семинской свиты и барангольского комплекса были отобраны в ходе полевых работ сотрудниками лаборатории петрологии и рудоносности магматических формаций (лаборатория 211) Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева (ИГМ СО РАН) А.В. Вишневым и Е.И. Михеевым в 2015-2017 гг. Дополнительные образцы получены автором при полевых работах в 2018 г. Основой работы послужили материалы обработанные за период 2017-2021 гг. Коллекция состоит из 71 образца (42 из эффузивов усть-семинской свиты и 29 из интрузий барангольского комплекса).

Для минералого-петрографических исследований были изготовлены шлифы (37 шт.) и аншлифы (60 шт.). Отдельные зерна клинопироксена были смонтированы в шашки из эпоксидной смолы (16 шт.). Породообразующие минералы и состав основной массы в полированных пластинах и шашках были

проанализированы с помощью энерго-дисперсионного спектрометра (ЭДС) Oxford X-Max 80 на сканирующем электронном микроскопе (Tescan Mira 3) в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ЦКП МИИ СО РАН) на базе Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева (ИГМ СО РАН), г. Новосибирск. Время набора спектра 20–30 секунд, напряжение 20 kV, ток 10 nA. Погрешность и пределы обнаружения описаны в работе Лаврентьева и др. (2015).

Детальное изучение строения фенокристаллов клинопироксена и измерение концентраций основных компонентов в шашках (45 зёрен) и в полированных пластинках (56 зёрен) были проведены по профилям от центра к краю зёрен. Количество точек анализа для каждого зерна составляет в большинстве случаев не менее шести от центральных частей до краевых. Проводилось также картирование распределения элементов в зональных вкрапленниках.

Измерение концентраций редкоземельных и редких элементов для зёрен клинопироксена в полированных пластинах и шашках (54 зерна: 42 зерна из пород усть-семиинской свиты и 12 зёрен из пород барангольского комплекса) проводилось с помощью ИСП-МС NexION 300S (PerkinElmer) с приставкой для лазерной абляции NWR213 (ESI), размещённых в помещении класса чистоты ИСО 7, в Центре коллективного пользования (ЦКП) «Геоаналитик», Института геологии и геохимии (ИГГ УрО РАН), Екатеринбург. Операционные параметры ИСП-МС: расход пробоподающего потока Ar–0,84 л/мин, мощность радиочастотного генератора – 1100 Вт, время задержки на массе – 10 мс, число циклов сканирования – 1, число реплик – 500. Обработка результатов проводилась в программе GLITTER V4.4 с использованием внутреннего стандарта SiO₂, в качестве внешнего первичного стандарта использовали стандартное стекло NIST SRM 610 (в качестве вторичного – стандартное стекло NIST SRM 612), измеренного методом «взятия в вилку» через 10-12 измерений. Количество точек анализа для каждого зерна составляет в большинстве случаев не менее четырёх от центральных частей до краевых частей.

Помимо измерений микроэлементного состава клинопироксена в точке, проводился прожиг профилей (21 профиль) в крест зональности зёрен, либо через весь кристалл, либо от центральных частей ядра до внешней зоны. Время прожига в зависимости от размера зерна варьировало от 29 до 171 секунд, измерения проводились по 56 элементам.

В результате минералого-петрографического исследования были выбраны наименее изменённые породы для анализа валового состава по петрогенным компонентам (64 пробы: 40 из пород усть-семиной свиты и 24 из барангольского комплекса). Анализы проводились на рентгенофлуоресцентном спектрометре ARL-9900XP (Thermo Fisher Scientific Ltd) также в ЦКП МИИ СО РАН на базе ИГМ СО РАН.

Для анализа содержания редких элементов были выбраны наиболее представительные, и при этом наименее изменённые породы (14 из усть-семиной свиты и 12 из интрузий барангольского комплекса). Анализы проводились в Южно-Уральском центре коллективного пользования по исследованию минерального сырья (Институт минералогии Уральского отделения Российской академии наук, г. Миасс) на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) Delta+ Advantadge Finigan MAT 252.

Научная новизна:

1. Определён микроэлементный состав зёрен клинопироксена в точке и профилями из пород усть-семиной свиты и барангольского комплекса методом ИСП-МС.
2. Впервые среди пород усть-семиной свиты выделены анкарамиты и показана общая высококальциевая специфика минералов и пород.
3. Определён микроэлементный состав пород интрузивов барангольского комплекса методом ИСП-МС.
4. Обоснована субдукционно-связанная геодинамическая обстановка формирования интрузивов барангольского комплекса.
5. Впервые обоснована возможность отнесения интрузивов барангольского комплекса к Урало-Аляскинскому формационному типу.

Практическая значимость исследований.

Доказанное проявление анкарамитового магматизма среди пород усть-семиинской свиты и наличие ультрабазит-базитовых массивов барангольского комплекса, комагматичных этим вулканитам, указывают на возможность выделения интрузий, подобных массивам Уральско-Аляскинского типа в Алтае-Саянской складчатой области, что позволяет предполагать возможность обнаружения платинометальной, в т.ч. россыпной минерализации.

Основные защищаемые положения:

1. По совокупности минералого-петрографических особенностей и петрохимических характеристик, среди эффузивов усть-семиинской свиты выделяются две группы пород. Первая группа с отношением $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$, характеризующаяся обилием вкрапленников клинопироксена, классифицируется как анкарамиты, а породы второй группы с $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 1$ и значительной долей плагиоклаза во вкрапленниках являются диопсид-порфиоровыми базальтами.

2. Клинопироксен из пород усть-семиинской свиты и барангольского комплекса по составу основных компонентов и микроэлементов относится к одной популяции и не является ксеногенным как предполагалось ранее.

3. Минералого-петрографические особенности, петрохимический и редкоэлементный состав интрузивных пород барангольского комплекса показывают их родственность вулканитам усть-семиинской свиты, и свидетельствуют о субдукционно-связанной обстановке их формирования.

Апробация работы и публикации. По теме диссертации были опубликованы пять работ, включая две статьи в рецензируемых журналах из списка ВАК. Результаты озвучены в докладах трёх конференций. Список публикаций включает следующие:

1. **Кхлиф Н.**, Вишневский А.В., Изох А.Э. Анкарамиты Горного Алтая: Минералого-петрографические и петрохимические особенности диопсид-порфиоровых базальтов усть-семиинской свиты // Геология и геофизика, 2020, т. 61, № 3, с. 312 – 333.

2. **Khlif N.**, Vishnevskiy A.V., Chervyakovskaya M.V., Izokh A.E. Mineral Chemistry and Trace Element Composition of Clinopyroxenes from the Middle Cambrian Ust'-Sema Formation Ankaramites and Diopside Porphyry Basalts and the Related Barangol Complex Intrusions, Gorny Altai, Russia // *Minerals*, 2022, v. 12, 113.

3. **Кхлиф Н.**, Вишневский А.В., Изох А.Э. Минералого-петрографические и петрохимические характеристики диопсидовых базальтов усть-семиинской свиты Горного Алтая // IX Сибирская конференция молодых учёных по наукам о Земле: материалы конференции. Новосибирск: ИПЦ НГУ, 2018, С. 290–292.

4. **Кхлиф Н.**, Вишневский А.В., Изох А.Э. Диопсидовые базальты усть-семиинской свиты Горного Алтая: сопоставление состворудужными анкарамитами // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Выпуск 10. Материалы X Всероссийской петрографической конференции с международным участием. Томск: Изд-во Томского ЦНТИ, 2018, С. 225–229.

5. Вишневский А.В., **Кхлиф Н.**, Зайцева М.В., Изох А.Э. Особенности состава вкрапленников диопсида из высококальциевых базальтов и анкарамитов Бийской вулканической постройки усть-семиинской свиты: средний кембрий Горного Алтая // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Выпуск 10. Материалы X Всероссийской петрографической конференции с международным участием. Томск: Изд-во Томского ЦНТИ, 2018, С. 60–62.

Структура и объем диссертации. Диссертация состоит из оглавления, введения, пяти глав, заключения, списка сокращений и списка литературы. Объем диссертации составляет 135 страниц, в том числе 30 рисунков и 9 таблиц. Список литературы включает 132 наименования.

Благодарности. Автор выражает глубокую признательность научному руководителю к.г.-м.н. А.В. Вишневскому и д.г.-м.н. профессору А.Э. Изоху за руководство и консультации, благодаря которым успешно удалось выполнить научную работу и опубликовать научные статьи и тезисы. Также выражается благодарность А.И. Ильину, Е.В. Михееву и Д.В. Элькиной, принимавшим участие в экспедиционных работах, М.В. Червяковской и И.А. Вишневской,

способствовавших проведению анализа микроэлементного состава минералов методом ИСП-МС. Огромная благодарность моей семье за постоянную поддержку.

ГЛАВА 1. ЛИТЕРАТУРНЫЙ ОБЗОР ПО АНКРАМИТОВОМУ МАГМАТИЗМУ

1.1. КРИТЕРИИ ВЫДЕЛЕНИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ПРОЯВЛЕНИЯ АНКРАМИТОВ

Термин «анкарамит» впервые был предложен для объединения пород, отличающихся от ассоциирующих с ними пикритов по минеральному составу (в пикритах оливин преобладает над пироксеном, а в анкарамитах – наоборот) в районе коммуны Анкарами, северо-западной части Мадагаскара (Lacroix, 1916). Согласно этому базовому критерию, петрографами эта мадагаскарская свита была признана петротипом для выделения анкарамитов (Johannsen, 1937; Tröger, 1969; Gunn et al., 1970; Flower, 1973; Foden, Varne, 1983; Tomkeieff et al., 1983; Mitchell, 1985; Maaløe et al., 1986; Barsdell, Berry, 1990). Лазько и Шарков в 1988 году с учётом петрохимических характеристик определили анкарамиты как субщелочные пикробазальты, имеющие относительно низкое содержание MgO порядка 15–17 мас. % (Лазько, Шарков, 1988).

Кроме того, для анкарамитов было установлено лимитирующим высокое отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$ (Frey et al., 1978; Рингвуд, 1981; Della-Pasqua, Varne, 1997; Green et al., 2004 и др.). Согласно подходу Международного союза геологических наук (IUGS), Подкомиссией по систематике изверженных пород принято, что анкарамит – это порфиновый меланократовой базанит с обильными вкрапленниками пироксена и оливина (Le Maitre, 2002).

Открытием и гомогенизации высококальциевых расплавных включений ($\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$; $\text{CaO} > 13$ мас. %) в анкарамитах, было доказано существование примитивных высококальциевых (анкарамитовых) расплавов (Della-Pasqua, Varne, 1997). Таким образом, анкарамитовая магма представлена как собственными лавами (т.е. вулканическими породами), обогащёнными вкрапленниками клинопироксена, так и высококальциевыми расплавными включениями во вкрапленниках оливина (или клинопироксена) из анкарамитов или базальтов (Della-Pasqua, Varne, 1997; Schiano et al., 2000).

Анкарамиты, как показано на схеме (рис. 1.1), встречаются в разных геодинамических обстановках. Они проявлены в молодых и современных островных дугах, таких как Вануату (Мерелава и Эпи) (Barsdell, 1988; Barsdell, Berry, 1990), Зондская (Бали и Ломбок) (Della-Pasqua, Varne, 1997; Elburg et al., 2007), Лихир (Папуа - Новая Гвинея) (Kennedy et al., 1990) и Никарагуа в сегменте Коста-Рика-Никарагуа Центральноамериканской зоны субдукции (Carr, Rose, 1984). Анкарамиты в этих дугах ассоциируются с типичными породами островодужных систем, такими как андезибазальты, трахибазальты, трахиандезиты, реже щелочные базальты. На перешейке Авачинского вулкана на южной оконечности Восточного сегмента камчатской дуги были найдены оливин-клинопироксеновые крупнопорфировые базальты, которые традиционно описываются там под названием авачиты (Кутыев и др., 1980; Portnyagin et al., 2005а,б). Эти вулканиты (по их особенностям) также можно рассматривать как анкарамиты.

В древних островных дугах анкарамиты установлены в Комплексе Гринхиллз (Новая Зеландия) в виде даек (Mossman et al., 2000), на Южном Урале в тесной пространственной ассоциации с ультрамафит-мафитовыми массивами Урало-Аляскинского типа (Пушкарев и др., 2017), Джунгарии, Северо-Западном Китае (Zhang et al., 2008), Бриджет Коув на Аляске также в ассоциации с ультрамафит-мафитовыми массивами Урало-Аляскинского типа (Irvine, 1973), Восточном Среднегорье (Болгария) (Marchev et al., 2009; Georgiev et al., 2009) и в Герреро (Мексика) в ассоциации с ультрамафическими кумулатами (Ortiz Hernández, 2000).

Анкарамиты установлены и во внутриплитных обстановках. Это анкарамиты Мадагаскара находящиеся в ассоциации с пикритами (Lacroix, 1916), анкарамиты острова Анджоуана (архипелаг Коморских островов), обнаруженные совместно базальтами, трахибазальтами и трахитами (Flower, 1973), анкарамиты вулкана Халеакала (остров Мауи, Гавайи) ассоциирующие с толеитовыми и щелочными базальтами (Hammer et al., 2016), анкарамиты острова Ян-Майен к северу от Исландии совместно с щелочными базальтами (Maaløe et al. 1986), анкарамиты Наби-Матта (Сирийские прибрежные горные хребты, Сирия), ассоциирующие с

базальтами (George et al., 2011) и анкарамиты острова Восточный (архипелаг Крозе, Индийский океан), ассоциирующие с океанитами (Gunn et al., 1970).

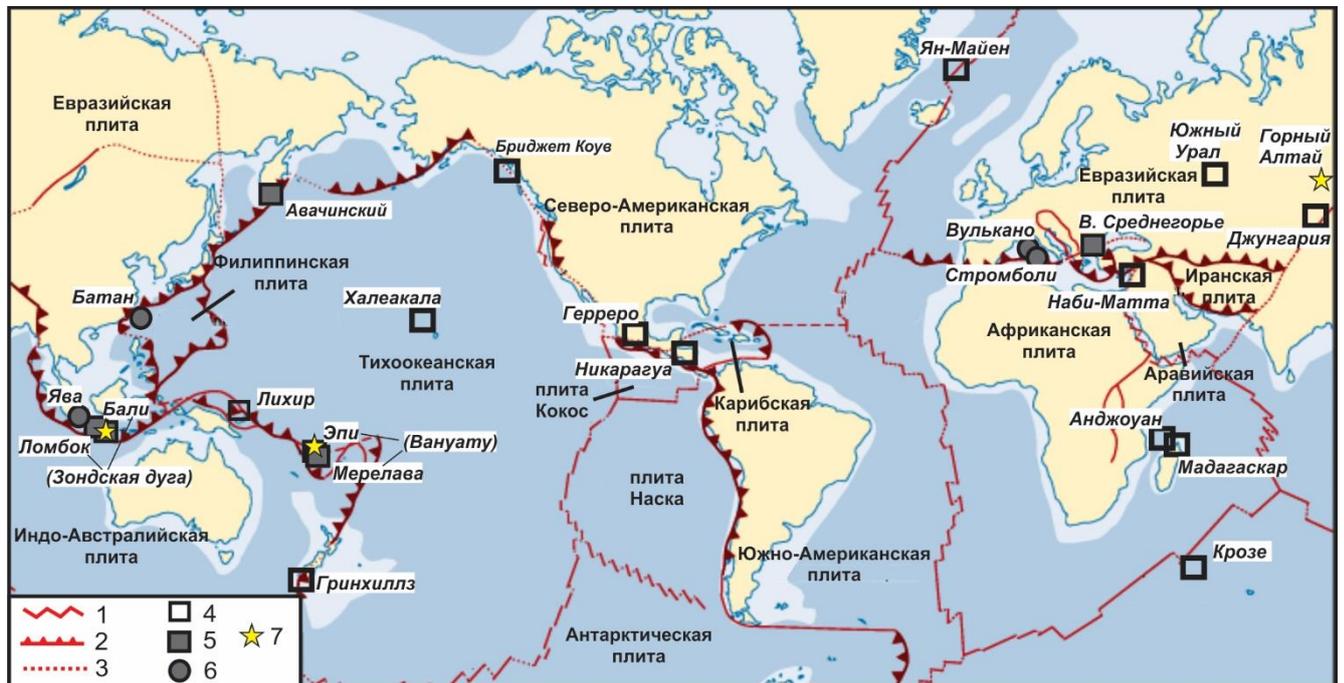


Рис. 1.1. Проявления анкарамитового вулканизма на тектонической схеме по (Schiano et al., 2000) с авторскими изменениями и дополнениями.

1–3 – Границы плит: 1 – осинно-океанических хребтов, 2 – зоны субдукции, 3 – трансформные разломы; 4–7 – проявления анкарамитового вулканизма: 4 – лавы, 5 – лавы с высококальциевыми расплавленными включениями в оливине, 6 – высококальциевые расплавленные включения в оливине, 7 – высококальциевые расплавленные включения в клинопироксене.

Высококальциевые (анкарамитовые) расплавленные включения (с $\text{CaO} > 13$ мас. % и $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$) были найдены в высокомагнезиальном оливине в анкарамитах Вануату, Зондской дуги (Della-Pasqua, Varne, 1997), в камчатских авачитах (анкарамитах) (Portnyagin et al., 2005аb), в известково-щелочных базальтах островов Батан (Лусон-Тайваньская дуга) (Schiano et al., 2000), Ява (Зондская дуга) (Sisson, Bronto, 1998), а также Вулькано и Стромболи (Эолийская дуга, Италия) (Gioncada et al., 1998). Высококальциевые расплавленные включения в высокомагнезиальном клинопироксене были обнаружены в анкарамитах Вануату, Зондской дуги (Della-Pasqua, Varne, 1997) и Восточного Среднегорья (Болгария) (Marchev et al., 2009), а также в диопсид-порфировых базальтах усть-семинской свиты (Buslov et al., 1993; Симонов и др., 2010).

1.2. ХАРАКТЕРИСТИКИ АНКРАМИТОВ

Выявление минералого-петрографических, петрохимических и геохимических особенностей анкарамитов проводилось для анкарамитов из типичных островных дуг: Вануату (Barsdell, 1988; Barsdell, Berry, 1990; Della-Pasqua, Varne, 1997; Della-Pasqua, 1997); Зондская дуга (Della-Pasqua, Varne, 1997; Della-Pasqua, 1997); Джунгария (Zhang et al., 2008); Восточное Среднегорье (Marchev et al., 2009); Южный Урал (Пушкарев и др., 2017); Камчатка (Portnyagin et al., 2005a), а также для анкарамитов из внутриплитных обстановок: Гавайи (Hammer et al., 2016); Мадагаскар (Lacroix, 1916) и Сирия (George et al., 2011) (табл. 1.1). Кроме того, были использованы данные по гомогенизированным высококальциевым расплавленным включениям в оливине из анкарамитов и базальтов островных дуг, а также в клинопироксене из анкарамитов островных дуг Вануату и Зондской (Della-Pasqua, Varne, 1997) и диопсид-порфировых базальтов усть-семиной свиты (Buslov et al., 1993; Симонов и др., 2010) (см. табл. 1.1; рис. 1.1).

Анкарамиты в целом характеризуются порфировой структурой с обилием вкрапленников высокомагнезиального клинопироксена, реже высокомагнезиального оливина, иногда плагиоклаза и хромшпинели, располагающимися в клинопироксен-плагиоклазовой микролитовой основной массе (рис. 1.2).

Клинопироксен из анкарамитов разных проявлений присутствует в виде вкрапленников (до 4 см, в среднем 1–6 мм) и микролитов основной массы. Суммарное количество вкрапленников обычно превышает 25 об. % (см. рис. 1.2).

Большинство вкрапленников обладают нормальной зональностью. Магнезиальность ($Mg\# = 100 * Mg / (Mg + Fe)$ в атомных %) варьирует от 75 до 94 для более ранних (ядерных частей) вкрапленников и уменьшается для более поздних до 63 (рис. 1.3). С точки зрения формальной классификации, клинопироксен представлен диопсидом (чаще ядерные части) и авгитом (чаще каймы) (см. рис. 1.3e).

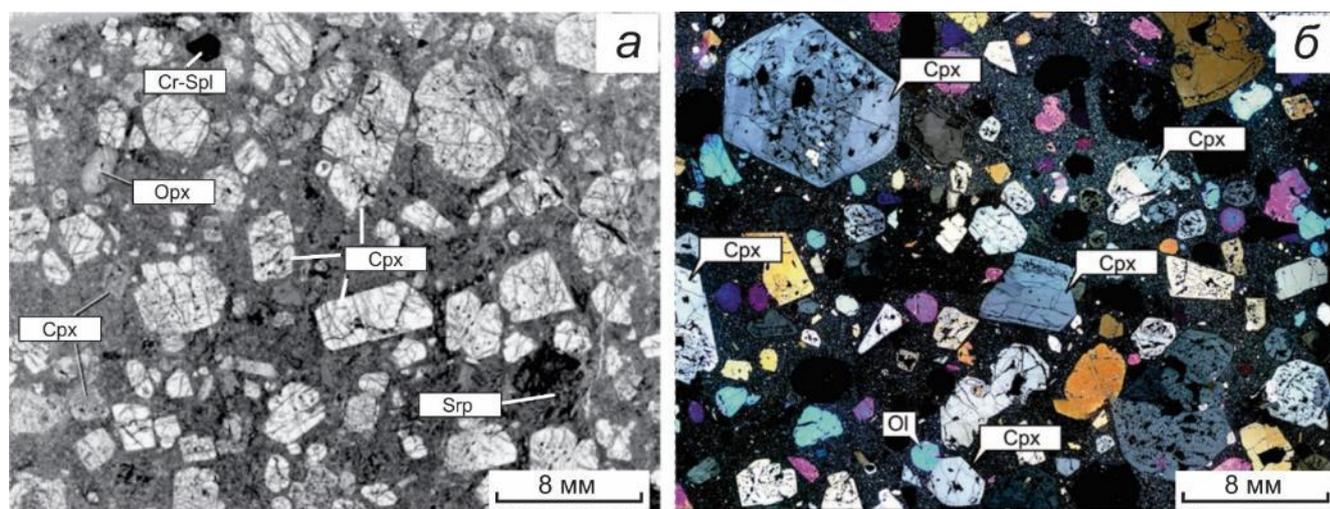


Рис. 1.2. Микрофотография анкарарамитов (а) Южного Урала (Пушкарев и др., 2018) и (б) Халеакала (Hammer et al., 2016).

Срх – клинопироксен; Орх – ортопироксен (или хлоритовые псевдоморфозы по вкрапленникам оливина); Ол – оливин; Cr-Spl – вкрапленники хромшпинели; Срп – микроксенолит серпентинита.

Вариации состава клинопироксена из анкарарамитов островных дуг показывают положительную корреляцию значения $Mg\#$ с содержаниями Cr_2O_3 , CaO и SiO_2 и отрицательную с TiO_2 , Al_2O_3 и Na_2O (см. рис. 1.3). Эти корреляции характерны для общего тренда эволюции состава клинопироксена при кристаллизации из примитивных базальтовых магм (см. рис. 1.3). Содержание Al_2O_3 в клинопироксенах варьирует от 0,5 до 5 мас. % и может достигать до 9 мас. % для клинопироксенов из проявлений Восточного Среднегорья (см. рис. 1.3). Клинопироксены с наиболее низким содержанием $Al_2O_3 < 3$ мас. % характерны для анкарарамитов из проявлений Южного Урала, Джунгарии и Авачинского вулкана (см. рис. 1.3). Эта тенденция наблюдается также для содержаний Na_2O и TiO_2 (см. рис. 1.3).

Таблица 1.1. Анализы (в мас. %) анкарамитов и гомогенизированных высококальциевых расплавных включений, использованных в этой работе для проведения сопоставлений.

Ссылка	Место	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма	CaO/Al ₂ O ₃
Анкарамиты													
из островодужных обстановок													
Della-Pasqua, Varne, 1997	Мерелава, Вануату	51,33	0,59	13,10	8,20	0,22	10,67	12,45	1,78	0,35	0,07	98,76	1,0
Barsdell, 1988		50,20	0,46	10,30	8,08	0,17	13,71	13,69	1,60	0,38	0,05	98,64	1,3
Barsdell, Berry, 1990	Эпи, Вануату	48,20	0,45	13,80	9,72	0,17	10,50	14,20	1,26	0,37	0,07	99,92	1,0
		47,80	0,43	13,60	9,54	0,18	10,70	14,20	1,29	0,35	0,09	99,55	1,0
		48,20	0,39	11,50	8,91	0,16	13,50	14,40	1,05	0,31	0,07	98,49	1,3
Della-Pasqua, Varne, 1997	Ломбок, Зондская	47,95	0,83	13,78	10,16	0,17	10,61	13,14	1,78	1,20	0,21	99,83	1,0
		48,32	0,69	10,53	9,19	0,17	14,02	14,38	1,50	0,90	0,15	99,85	1,4
	Бали, Зондская	46,44	0,56	9,12	10,30	0,20	17,48	11,78	1,22	0,61	0,21	97,92	1,3
Zhang et al., 2008	Джунгария, Китай	50,66	0,50	9,51	9,33	0,21	16,64	10,03	1,64	0,84	0,26	99,62	1,1
		49,65	0,49	10,25	10,19	0,19	15,74	9,86	1,67	1,23	0,24	99,51	1,0
		49,72	0,48	9,84	10,54	0,20	15,46	10,24	1,90	0,86	0,24	99,48	1,0
		50,89	0,46	9,92	10,27	0,23	14,75	9,76	2,07	0,99	0,25	99,59	1,0
		50,54	0,41	8,96	10,33	0,20	17,54	9,14	0,48	1,85	0,24	99,69	1,0
		51,74	0,41	8,39	9,34	0,21	18,05	8,82	1,22	1,27	0,24	99,69	1,1
Пушкарев и др., 2017	Присакмаро- Вознесенская зона, Южный Урал	46,14	0,18	7,01	8,58	0,24	16,60	17,08	0,11	0,01	0,13	99,97	2,4
		45,43	0,17	6,60	8,47	0,20	17,70	16,79	0,10	0,01	0,11	99,75	2,5
		46,08	0,16	6,02	8,37	0,19	18,44	16,50	0,10	0,04	0,12	99,94	2,7
		43,89	0,15	6,24	8,15	0,29	17,68	20,01	0,07	-	0,12	100,30	3,2
		46,32	0,13	6,36	7,70	0,20	15,05	21,12	0,18	0,02	0,06	100,04	3,3
Marchev et al., 2009	Восточное Среднегорье, Болгария	46,28	0,63	11,69	9,95	0,18	9,66	11,42	1,02	3,15	0,32	100,70	1,0
		47,79	0,68	10,99	9,88	0,16	7,69	12,44	2,09	2,83	0,39	99,48	1,1
		47,85	0,61	10,73	9,04	0,17	11,06	12,96	1,55	1,77	0,26	99,48	1,2
		47,35	0,73	10,43	9,29	0,17	7,78	12,76	1,91	3,04	0,39	99,97	1,2
		45,87	0,53	9,77	8,98	0,16	11,43	14,83	1,55	1,35	0,21	99,13	1,5
Portnyagin et al., 2005a	Авачинский, Камчатка	50,89	0,52	9,68	6,15	0,16	16,10	11,56	1,57	0,36	0,09	99,11	1,2

Продолжение табл. 1.1.

Ссылка	Место	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма	CaO/Al ₂ O ₃
Анкармиты													
из внутриплитных обстановок													
Lacroix, 1916	Мадагаскар	43,27	1,25	7,54	8,27	-	17,65	13,72	1,26	1,14	0,38	100,54	1,8
Hammer et al., 2016	Халеакала, Гавайи	43,48	2,43	10,94	13,07	0,17	13,03	12,33	1,79	0,77	0,33	98,33	1,1
George et al., 2011	Наби-Матта, Сирия	43,98	2,52	11,39	12,63	0,06	11,34	11,30	2,34	1,05	0,48	98,25	1,0
Гомогенизированные высококальциевые расплавные включения													
в оливине из базальтов													
Sisson, Bronto, 1998	Ява, Зондская	43,90	1,28	18,40	7,53	0,09	4,99	18,40	3,49	0,66	0,18	99,03	1,0
		45,00	1,20	19,20	6,04	0,09	4,39	18,70	3,07	0,53	0,14	98,45	1,0
Schiano et al., 2000	Батан, Лусон- Тайваньская дуга	44,33	0,73	16,74	7,19	0,12	8,18	18,07	2,72	0,91	0,37	99,91	1,1
		44,04	0,76	16,02	8,85	0,15	7,72	17,06	2,60	1,01	-	98,24	1,1
		45,05	0,64	16,87	6,80	0,10	8,27	17,08	2,56	1,01	-	98,42	1,0
		45,61	0,67	16,58	8,02	0,14	8,36	16,27	2,53	1,01	-	99,26	1,0
		44,02	0,70	16,01	7,31	0,12	8,30	18,54	2,58	0,93	-	98,57	1,2
		46,98	0,64	14,03	7,82	0,14	8,95	17,50	2,51	0,96	0,17	100,14	1,2
		44,00	0,79	14,92	8,86	0,15	8,96	17,20	2,43	0,86	-	98,20	1,2
		44,92	0,77	15,68	8,93	0,15	8,79	17,36	2,44	0,83	0,64	101,05	1,1
44,10	0,94	16,13	8,82	0,14	7,67	17,20	2,29	0,90	-	98,23	1,1		
Gioncada et al., 1998	Стромболи, Эолийская дуга	48,88	0,46	14,07	8,87	0,02	12,18	15,89	1,59	0,52	0,37	99,98	1,1
в оливине из анкармитов													
Della-Pasqua, Varne, 1997	Ломбок, Зондская	45,49	0,93	14,23	8,57	0,14	9,54	17,76	1,85	1,33	0,16	100,13	1,2
		43,39	1,13	15,35	9,36	0,05	11,77	15,24	2,43	0,98	0,16	100,00	1,0
	Мерелава, Вануату	46,20	0,49	13,68	8,87	0,09	12,47	15,53	1,55	0,56	0,41	99,98	1,1

Продолжение табл. 1.1.

Ссылка	Место	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма	CaO/Al ₂ O ₃
Гомогенизированные высококальциевые расплавные включения													
в оливине из анкарамитов													
Portnyagin et al., 2005б	Авачинский, Камчатка	47,95	0,72	13,46	6,61	0,1	10,99	15,1	3,16	0,43	-	98,63	1,1
		47,36	0,51	13,43	5,84	0,09	15,49	14,3	2,15	0,59	0,13	100,41	1,1
		47,36	0,61	13,43	5,73	0,14	13,97	14,48	2,24	0,54	-	98,61	1,1
		46,16	0,59	13,26	6	0,08	15,85	13,72	2,48	0,57	0,15	99,43	1
		45,88	0,58	13,24	6,18	0,14	15,74	14,64	2,34	0,59	0,1	100	1,1
		47,88	1,2	13,79	5,46	0,08	13,1	14,99	2,78	0,8	0,34	100,84	1,1
		49,03	1,25	14,53	6,29	0,11	10,15	15,06	2,67	0,7	0,25	100,39	1
		50,21	1,13	12,73	6,29	0,09	10,6	15,62	2,44	0,77	0,28	100,46	1,2
		48,87	1,2	14,35	6,38	0,11	10,46	15,29	2,54	0,7	0,36	100,53	1,1
в клинопироксене из анкарамитов													
Della-Pasqua, Varne, 1997	Бали, Зондская	51,01	0,59	8,71	8,44	0,08	11,08	18,27	1,34	1,02	0,38	100,92	2,1
	Эпи, Вануату	53,24	0,35	9,14	7,74	0,00	9,82	14,33	1,20	0,33	0,06	96,21	1,57
в клинопироксене из диопсид-порфировых базальтов													
Buslov et al., 1993	Катунский комплекс, Горный Алтай	52,99	0,33	6,99	9,66	0,19	10,74	13,60	1,19	0,54	-	96,31	1,9
		45,75	0,63	8,09	12,90	0,25	14,08	14,89	1,18	0,63	-	98,45	1,8
		55,25	0,15	8,74	4,98	0,13	10,87	15,32	0,72	2,12	-	98,49	1,8
		51,3	0,19	9,93	5,97	0,15	11,84	14,69	1,01	1,20	-	96,47	1,5
		54,24	0,45	8,82	11,76	0,19	9,49	12,21	0,81	1,15	-	99,19	1,4
		55,77	0,39	9,95	5,13	0,11	9,16	13,54	1,91	1,10	-	97,20	1,4
		56,95	0,16	11,30	4,15	0,11	8,41	11,78	2,40	1,98	-	97,37	1,0
		55,88	0,48	11,24	5,41	0,09	7,76	11,47	2,29	1,79	-	96,61	1,0

Окончание табл. 1.1.

Ссылка	Место	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Сумма	CaO/Al ₂ O ₃
Гомогенизированные высококальциевые расплавные включения													
в клинопироксене из диопсид-порфировых базальтов													
Buslov et al., 1993	Катунский комплекс, Горный Алтай	52,99	0,33	6,99	9,66	0,19	10,74	13,60	1,19	0,54	-	96,31	1,9
		51,76	0,60	11,83	11,96	0,17	7,79	11,30	1,68	1,00	-	98,13	1,0
49,46		0,68	14,23	10,30	0,22	7,01	12,23	1,52	1,10	-	96,83	0,9	
49,54		0,66	14,00	10,26	0,21	7,24	12,19	1,56	1,07	-	96,81	0,9	
49,39		0,74	12,48	9,76	0,23	7,18	13,07	1,60	1,41	-	95,86	1,0	
49,22		0,76	12,29	10,06	0,21	7,13	12,88	1,60	1,41	-	95,61	1,0	
50,06		0,56	11,55	9,39	0,21	8,56	12,97	1,27	1,65	-	96,31	1,1	
50,13		0,56	11,47	9,13	0,19	8,67	13,39	1,24	1,57	-	96,39	1,2	
49,90		0,54	11,36	9,23	0,19	8,69	13,32	1,31	1,62	-	96,25	1,2	
50,29		0,56	11,74	9,16	0,18	9,10	14,78	1,45	0,95	-	98,32	1,3	
49,99		0,56	11,59	9,16	0,19	9,25	14,81	1,44	0,94	-	98,04	1,3	
50,00		0,54	11,50	9,05	0,21	9,48	14,98	1,53	0,92	-	98,37	1,3	

Примечание. «-» анализ не проводился, либо содержание компонента ниже предела обнаружения.

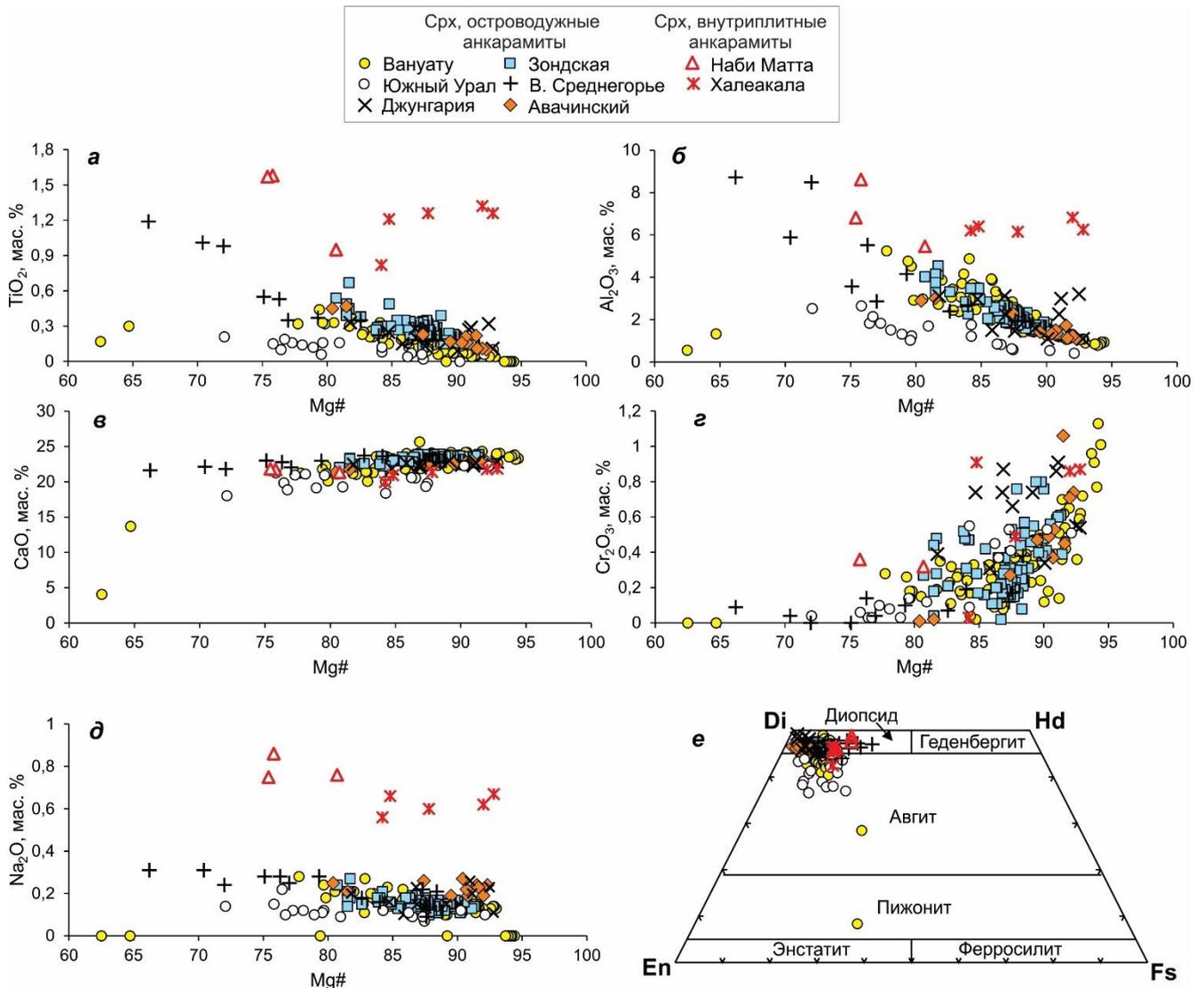


Рис. 1.3. Состав клинопироксенов из анкарармитов разных проявлений. *a–d* – вариации состава клинопироксенов; *e* – классификация клинопироксенов по (Morimoto, 1988). Островодужные анкарармиты: Вануату (Barsdell, Berry, 1990; Della-Pasqua, 1997), Зондская дуга (Della-Pasqua, 1997), Джунгария (Zhang et al., 2008), Южный Урал (Пушкарев и др., 2017), Восточное Среднегорье (Marchev et al., 2009), Авачинский вулкан (Portnyagin et al., 2005a); внутриплитные анкарармиты: Наби Матта (George et al., 2011), Халеакала (Hammer et al., 2016). Di – диопсид; Hd – геденбергит; En – энстатит; Fs – ферросилит.

Вариации состава клинопироксена из анкарармитов внутриплитных обстановок также показывают положительную корреляцию значения Mg# с содержаниями Cr_2O_3 , CaO и SiO_2 (см. рис. 1.3). Однако, в отличие от клинопироксенов из анкарармитов островных дуг они характеризуются высокими содержаниями TiO_2 , Al_2O_3 и Na_2O (см. рис. 1.3).

Доля вкрапленников **оливина** из разных проявлений не превышает долю клинопироксена и варьирует от 3 до 31% (см. рис. 1.2). Необходимо подчеркнуть, что в анкарамитах древних островных дуг Южного Урала, Восточного Среднегорья и Джунгарии оливин отсутствует и часто описываются вкрапленники, предположительно оливина, которые полностью замещены вторичными продуктами (см. рис. 1.2).

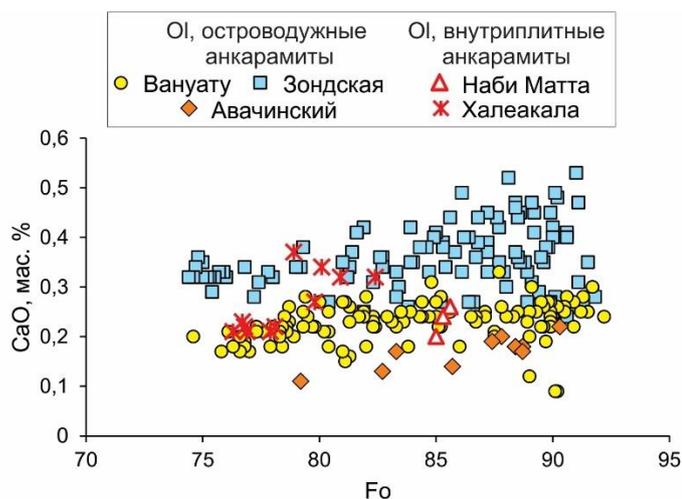


Рис. 1.4. Вариации содержания форстеритового компонента (Fo) с содержанием CaO (мас. %) для оливина из анкарамитов разных проявлений. Островодужные анкарамиты: Вануату (Barsdell, Berry, 1990; Della-Pasqua, 1997), Зондская дуга (Della-Pasqua, 1997), Авачинский вулкан (Portnyagin et al., 2005a); внутриплитные анкарамиты: Наби Матта (George et al., 2011), Халеакала (Hammer et al., 2016).

Оливин образует идиоморфные и округлые кристаллы (1–6 мм, изредка до 20 мм) и широко варьирует по составу Fo_{75-92} (см. рис. 1.2, 1.4). Содержание CaO в нём достаточно высоко и может достигать до 0,53 мас. % (см. рис. 1.4). Наблюдается положительная корреляция содержания NiO с содержанием форстеритового компонента. Оливин из внутриплитных обстановок в основном характеризуется относительно низкими содержаниями форстеритового компонента (см. рис. 1.4). Высококальциевые расплавные включения наиболее часто встречаются в высокомагнезиальном оливине $Fo_{>85}$.

Плагиоклаз из разных проявлений редко присутствует в виде вкрапленников (обычно <1 об. %), причём небольших по размеру (<1 мм). Преимущественно он

встречается в виде микролитов в основной массе. Состав вкрапленников соответствует лабрадору, битовниту и анортиту An_{49-93} . В наиболее магнезиальных разностях плагиоклаз отсутствует вовсе (например, анкармиты Южного Урала и Восточного Среднегорья) (см. рис. 1.2). В основной массе в наиболее примитивных разновидностях состав микролитов может доходить до An_{90} .

Хромшпинель чаще всего присутствует в анкармитах из островных дуг в виде включений во вкрапленниках высокомагнезиального оливина или высокомагнезиального клинопироксена, собственные вкрапленники редки (см. рис. 1.2). Хромистость ($Cr\#$) хромшпинели может достигать 90 (рис. 1.5).

Точки состава хромшпинели ложатся на бинарных диаграммах в поле островодужных систем (см. рис. 1.5). В анкармитах внутриплитных обстановок хромшпинель присутствует очень редко, и лишь в виде включений во вкрапленниках оливина.

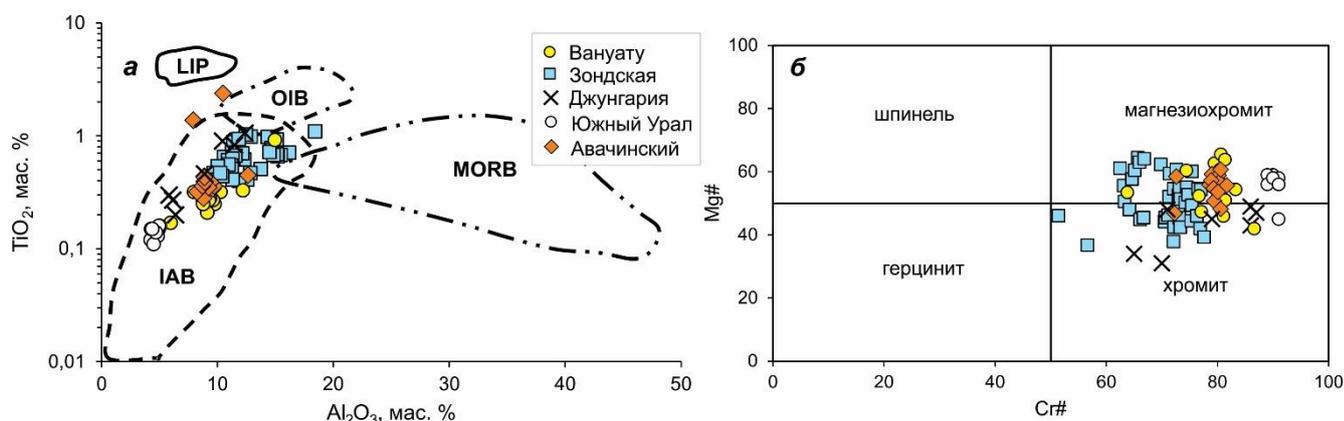


Рис. 1.5. Состав хромшпинели из островодужных анкармитов.

a – вариации Al_2O_3 и TiO_2 для хромшпинели в связи с геодинамической обстановкой формирования (Kamenetsky et al., 2001); *б* – классификация шпинелидов по (Schulze, 2001).

Вануату (Barsdell, Berry, 1990; Della-Pasqua, 1997), Зондская дуга (Della-Pasqua, 1997), Джунгария (Zhang et al., 2008), Южный Урал (Пушкарев и др., 2017), Авачинский вулкан (Portnyagin et al., 2005a). IAB – базальты островных дуг; OIB – базальты океанических островов; MORB – базальты срединно-океанических хребтов; LIP – крупные изверженные провинции. $Cr\# = 100 * Cr / (Cr + Al)$, $Mg\# = 100 * Mg / (Mg + Fe^{+2})$.

Основная масса в анкарамитах разных проявлений микролитовая и состоит в основном из клинопироксена (диопсид-авгит и иногда пижонит) и в меньших количествах плагиоклаза An_{70-94} , титаномагнетита и/или оливина (отмечаются достаточно железистые разновидности Fo_{43-49}).

Петрохимические характеристики анкарамитов. Точки состава анкарамитов из разных проявлений на классификационной диаграмме попадают в поле базальтов, реже пикробазальтов и базанитов/тефритов (рис. 1.6). Анкарамиты из островных дуг Вануату, Южного Урала, Джунгарии и Камчатки тяготеют к умеренно-щелочному ряду, а анкарамиты из островных дуг – Зондской, Восточного Среднегорья, и из внутриплитных обстановок – к щелочному ряду (см. рис. 1.6). Точки состава гомогенизированных высококальциевых расплавных включений в оливине из анкарамитов и базальтов попадают в поле базальтов и смещаются в сторону базанитов/тефритов (см. рис. 1.6). Большинство из них относятся к щелочному ряду (см. рис. 1.6). Напротив, точки состава гомогенизированных высококальциевых расплавных включений в клинопироксене из анкарамитов островных дуг Вануату и Зондской и диопсид-порфировых базальтов усть-семиинской свиты Горного Алтая смещаются в сторону андезибазальтов и относятся к умеренно-щелочному ряду (см. рис. 1.6).

Содержание MgO в анкарамитах разных проявлений достаточно высоко и имеет широкий диапазон, варьирующий в пределах 7,69–18,44 мас. % (рис. 1.7). Анкарамиты древних островных дуг (Южный Урал, Джунгария) более магниезальны ($MgO > 14$ мас. %) при сравнении с анкарамитами молодых островных дуг (Вануату, Зондская дуга, Восточное Среднегорье) ($MgO < 14$ мас. %) (см. рис. 1.7).

Анкарамиты из разных проявлений в целом характеризуются относительно слабыми отрицательными корреляциями содержания MgO с содержаниями TiO_2 , Al_2O_3 и CaO , и слабой положительной корреляцией с содержанием Cr_2O_3 . Общими особенностями анкарамитов из разных проявлений являются высокие содержания MgO 7,69–18,44 мас. % и CaO 8,82–21,12 мас. % (см. рис. 1.7).

Внутриплитные анкарамиты характеризуются более высоким содержанием $\text{TiO}_2 > 1,25$ мас. % достигающем 2,5 мас. % в отличие от анкарамитов островных дуг, имеющих более низкое содержание $\text{TiO}_2 < 0,83$ мас. % (см. рис. 1.7).

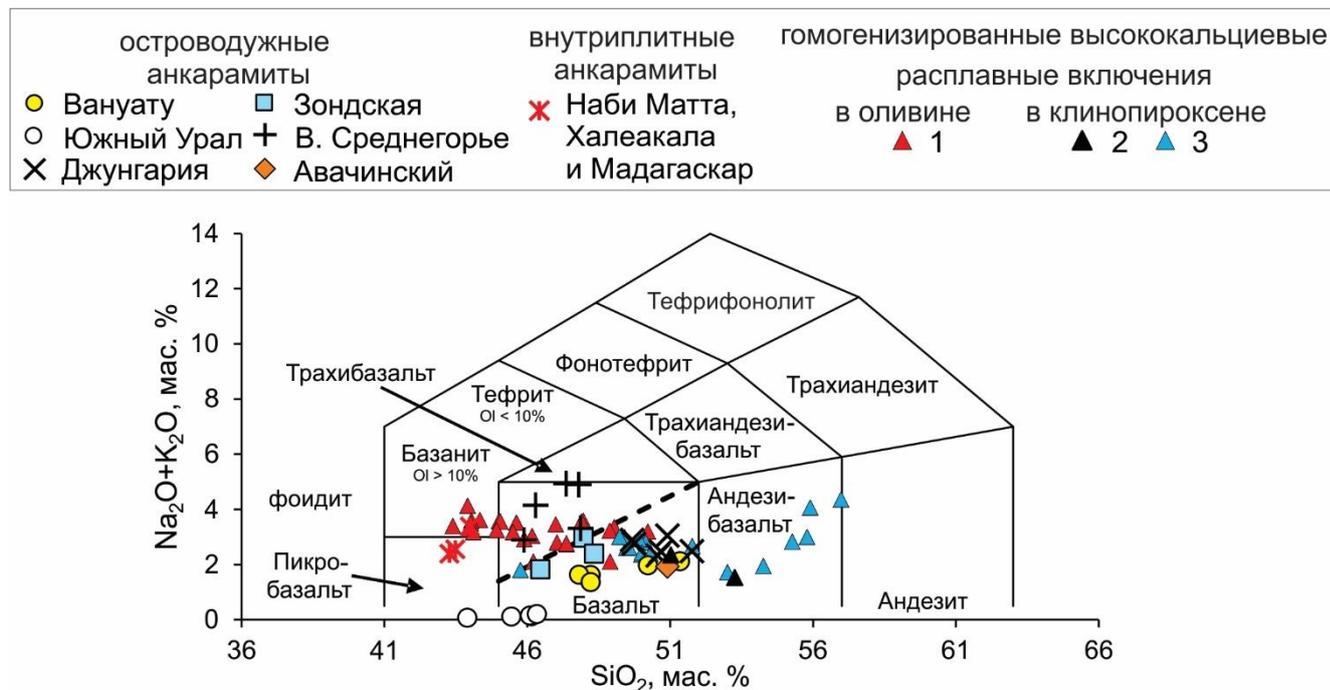


Рис. 1.6. Классификационная диаграмма TAS по (Le Maitre, 2002) для анкарамитов и гомогенизированных высококальциевых расплавленных включений из разных проявлений; жирной пунктирной линией отмечено разделение базальтов на умеренно-щелочной и щелочной ряды по (Le Maitre, 2002).

Островодужные анкарамиты: Вануату (Barsdell, 1988; Barsdell, Berry, 1990; Della-Pasqua, Varne, 1997), Зондская дуга (Della-Pasqua, Varne, 1997), Джунгария (Zhang et al., 2008), Южный Урал (Пушкарев и др., 2017), Восточное Среднегорье (Marchev et al., 2009), Авачинский вулкан (средний состав) (Portnyagin et al., 2005a); внутриплитные анкарамиты: Мадагаскар (Lacroix, 1916), Наби Матта (George et al., 2011) и Халеакала (Hammer et al., 2016); 1–3 – гомогенизированные высококальциевые расплавленные включения: 1 – в оливине из анкарамитов и базальтов (Della-Pasqua, Varne, 1997; Gioncada et al., 1998; Sisson, Bronto, 1998; Schiano et al., 2000; Portnyagin et al., 2005b), 2 – в клинопироксене из островных дуг Вануату и Зондской дуги (Della-Pasqua, Varne, 1997), 3 – в клинопироксене из диопсид-порфировых базальтов усть-семиной свиты, Катунский комплекс Горного Алтая (Buslov et al., 1993; Симонов и др., 2010).

Отличительной петрохимической характеристикой анкарамитов из разных проявлений – как вулканических пород, так и высококальциевых расплавленных включений, является высокое отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$ (1,0–3,3), что значительно

выше 0,8–0,9 в верхней мантии и типичного в пикритах <1 (Frey et al., 1978; Рингвуд, 1981; Della-Pasqua, Varne, 1997; Green et al., 2004) (см. рис. 1.7a).

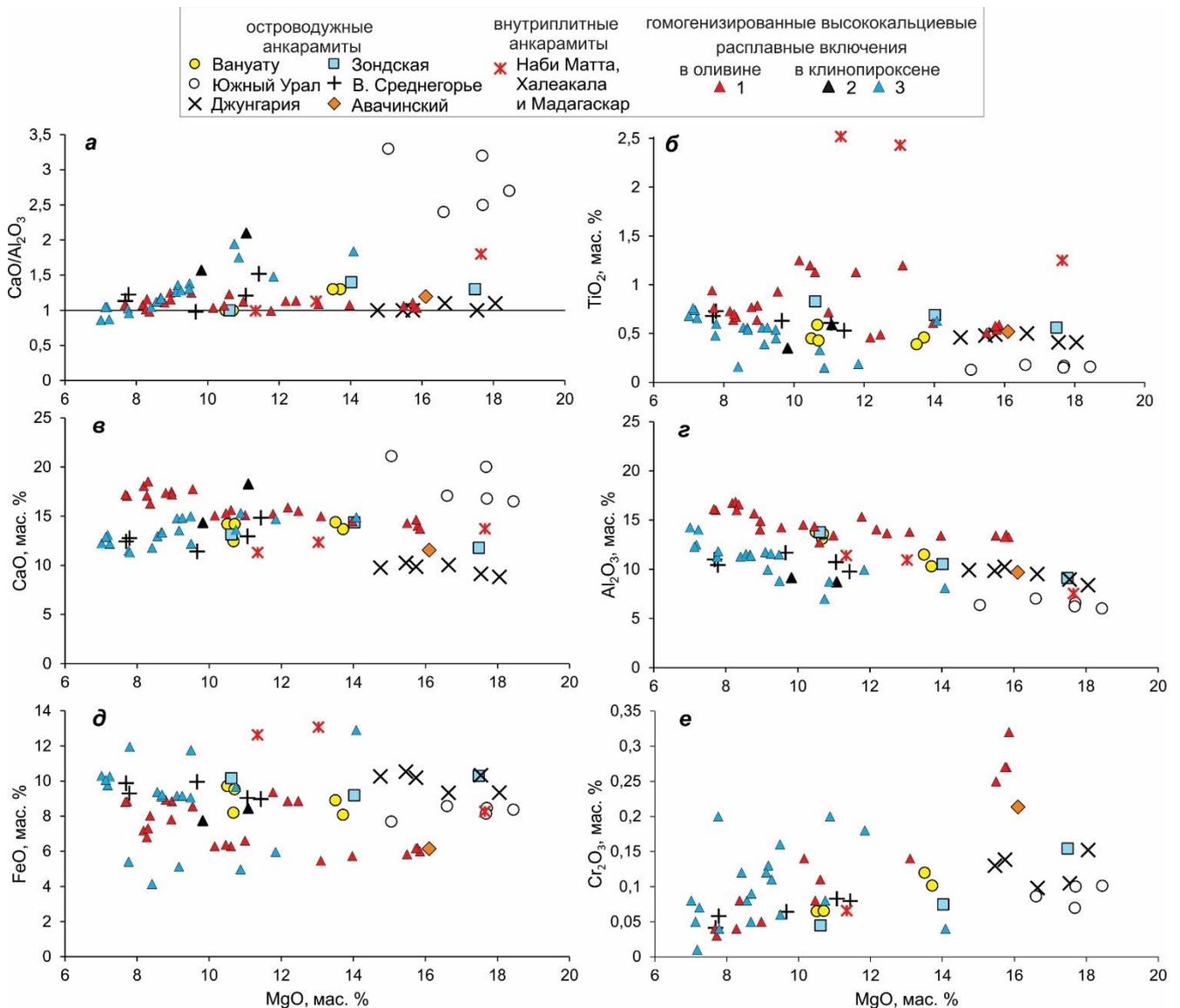


Рис. 1.7. Вариации состава MgO с петрогенными элементами для анкарармитов и гомогенизированных высококальциевых расплавных включений из разных проявлений. Условные обозначения см. рис. 1.6. На диаграмме (г) отсутствие некоторых точек составов связано с тем, что данные по содержаниям хрома для них отсутствуют.

Необходимо отметить, что анкарармиты Южного Урала имеют более низкие содержания (мас. %) Al_2O_3 (<7), TiO_2 ($<0,2$) и более высокие значения CaO (>16 мас. %), соответственно более высокое отношение CaO/Al_2O_3 (до 3,3), при сравнении с другими типичными анкарармитами островных дуг (см. рис. 1.7).

Гомогенизированные высококальциевые расплавные включения в оливине показывают относительно низкие содержания (мас. %) MgO (4,39–15,85), FeO (6,04–9,36), SiO₂ (43,39–48,88), и высокие содержания TiO₂ (0,46–1,28), K₂O (0,43–1,33), Al₂O₃ (12,73–19,20) и Na₂O (1,55–3,49) (см. рис. 1.7; табл. 1.1). Наиболее значимо эти включения отличаются от валовых составов анкарамитов по низким содержаниям FeO и SiO₂ (см. рис. 1.7). Однако, гомогенизированные высококальциевые расплавные включения в клинопироксене имеют относительно более высокое содержание SiO₂ 45,75–56,95 мас. % и более низкие содержания TiO₂ (0,74–0,15) и Al₂O₃ (14,23–6,99) (см. рис. 1.7). Отношение CaO/Al₂O₃ в этих включениях достигает 2,1 (см. рис. 1.7).

Следует отметить, что в принципе, состав гомогенизированных расплавных включений в ранних минералах анкарамитов может и не отвечать напрямую составу захваченных порций расплава (Danyushevsky et al., 2002; Portnyagin et al., 2005b). Расплавные включения, захваченные при кристаллизации примитивных магм, могут претерпевать в дальнейшем переуравновешивание с минералом-хозяином, частичную раскристаллизацию и декрепитацию при декомпрессии (Portnyagin et al., 2005b), которая сопровождалась потерей включениями флюидных компонентов (CO₂ и H₂O) и различного количества остаточного силикатного расплава (Danyushevsky et al., 2002; Portnyagin et al., 2005b). По сравнению с составом пород, состав примитивных расплавов из включений в оливине характеризуются повышенными концентрациями Al₂O₃, Na₂O, K₂O и пониженными – SiO₂ (см. рис. 1.7). В работе (Portnyagin et al., 2005b) приведено описание методики изучения расплавных включений с учётом этих проблем, в частности для анкарамитов (авачитов).

По **геохимическим особенностям**, анкарамиты из разных проявлений характеризуются значительными содержаниями Cr, варьирующими от 282 до 1460 г/т (в среднем 683 г/т) при относительно низком содержании Ni: 64 – 454 г/т (в среднем 215 г/т) (Barsdell, 1988; Barsdell, Berry, 1990; Della-Pasqua, Varne, 1997; Zhang et al., 2008; Пушкарев и др., 2017; Marchev et al., 2009; Portnyagin et al., 2005a; George et al., 2011).

Данные по анкарамитам из островных дуг – Вануату, Зондской, Джунгарии и Авачинского вулкана, а также по гомогенизированным высококальциевым расплавленным включениям в оливине и клинопироксене показывают геохимические «метки» островодужной геодинамической обстановки: 1 – обогащение легкими редкоземельными элементами $(La/Yb)_N = 1,5–6,8$ (см. рис. 1.8а); 2 – отрицательные аномалии по высокозарядным (Zr, Hf, Nb, Ti) и положительные аномалии по крупноионным литофильным элементам (Ba, Sr) (см. рис. 1.8б).

Однако островодужные анкарамиты Южного Урала в отличие от других, имеют крайне низкий уровень концентраций некоторых редких и, в особенности, средних и тяжёлых редкоземельных компонентов (см. рис. 1.8). Это может свидетельствовать о том, что анкарамиты Южного Урала более примитивны.

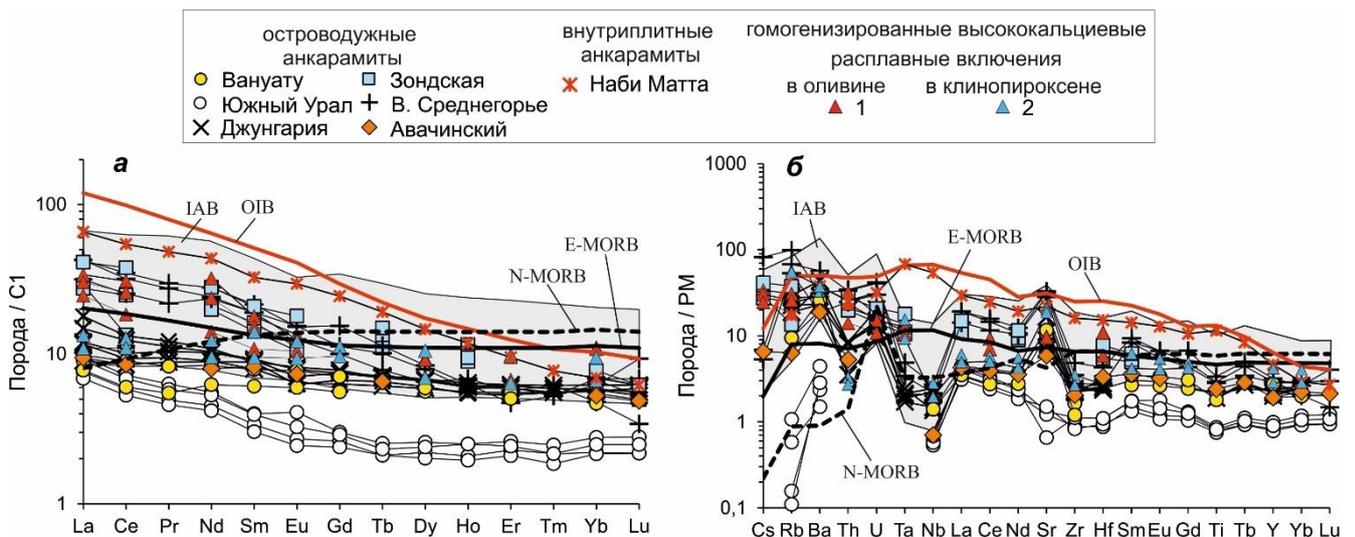


Рис. 1.8. Редкоэлементный состав анкарамитов и гомогенизированных высококальциевых расплавленных включений из разных проявлений. *а* – спектр распределения редкоземельных элементов, нормированный на валовый состав хондрита (C1) по (Boynnton et al., 1984); *б* – мультиэлементная диаграмма, со значениями, нормированными по примитивной мантии (PM) по (Sun, McDonough, 1989). Условные обозначение см. рис. 1.6 (кроме 2 – гомогенизированные высококальциевые расплавленные включения в клинопироксене из диопсид-порфировых базальтов усть-семиинской свиты, Катунский комплекс Горного Алтая (Buslov et al., 1993; Симонов и др., 2010). Составы нормальных (N-MORB) и обогащённых (E-MORB) базальтов срединно-океанических хребтов и базальтов океанических островов (OIB) по (Sun, McDonough, 1989), IAB – поле состава базальтов Алеутской дуги по (Singer et al., 2007).

Гомогенизированные высококальциевые расплавные включения имеют относительно более высокий уровень концентрации лёгких редкоземельных элементов при сравнении с анкарами островных дуг (см. рис. 1.8).

Анкарамиты из островных дуг имеют заметно более низкий уровень концентрации тяжёлых редкоземельных элементов при сравнении с типичными островодужными базальтами (см. рис. 1.8).

Анкарамиты из внутриплитных обстановок в отличие от анкарамитов островных дуг показывают геохимические «метки» внутриплитных обстановок: 1 – сильное обогащение легкими редкоземельными элементами $(La/Yb)_N = 9,5$ (см. рис. 1.8); 2 – обогащение высокочарядными элементами (Zr, Hf, Nb, Ti) и умеренное обогащение крупноионными литофильными элементами (Ba, Sr) (см. рис. 1.8б).

1.3. МОДЕЛИ ГЕНЕЗИСА АНКРАМИТОВ

Ранее высококальциевая специфика анкарамитов интерпретировалась как результат аккумуляции клинопироксена из оливиновых базальтовых или пикритовых магм (Gunn et al., 1970; Hughes, 1982). Однако, другие исследователи предполагали существование родоначальных анкарамитовых магм (Dawson et al. 1970; Thompson, Flower 1971; Maaløe et al., 1986; Barsdell, Berry 1990).

Томпсон и Флауэр в 1971 году провели эксперименты по плавлению при атмосферном давлении, предполагая, что анкарамиты острова Анджоан образовались не путём аккумуляции авгита из базальтовых расплавов, а за счёт продолжительной равновесной кристаллизации магмы при температурах от 1240 до 1275° С, которые близки к ликвидусным (Thompson, Flower 1971).

Маалё с соавторами в 1986 году предлагали, что наиболее примитивные анкарамиты содержат MgO 13-14 мас. % при соотношении CaO/Al₂O₃ около 1,3. Их экспериментальные данные показывают, что такие анкарамиты образовались при частичном плавлении шпинелевого лерцолита при давлении 19,5 кбар и температуре 1415 °С (Maaløe et al., 1986). Однако насыщение ортопироксеном в этих условиях не было достигнуто (из-за реакции ортопироксена с расплавом), и

единственные фазы, которые сосуществуют в анакармитовом расплаве на ликвидусе, составляют оливин + клинопироксен + шпинель (Maaløe et al., 1986).

Барделл и Берри в 1990 году также представили доказательства того, что анкармиты могут быть не просто результатом аккумуляции кристаллов клинопироксена (Barsdell, Berry 1990). Они использовали фракционирование Fe–Mg между оливином и клинопироксеном чтобы исследовать историю субликвидусной кристаллизации анкармитов в островной дуге Вануату, и установили, что примитивная магма была насыщена форстеритом и диопсидом и имела следующий состав: MgO (13,7 и 14,5 мас. %), CaO (13,7 и 14,7 мас. %) и CaO/Al₂O₃ (1,33 и 1,34) соответственно (Barsdell, Berry 1990). Они впервые предложили термин примитивная анкармитовая островодужная магма, которая отличается от примитивных пикритовых островодужных магм. Эти анкармитовые признаки успешно подтвердились результатами моделирования в программе расчёта частичного плавления (SILMIN) верлитового источника (Mg# 87–88) при давлении около 0,5–1 ГПа и температуре 1325° C (Barsdell, Berry 1990).

Изучение и гомогенизация высококальциевых расплавных включений в оливине из анкармитов островных дуг Вануату и Зондской предоставило доказательства существования высококальциевых (анкармитовых) расплавов, вполне понятным образом отличающихся от пикритовых и базальтовых (Della Pasqua, Varne, 1997). Делла-Паска и Варне в 1997 году предположили, что высококальциевые анкармитовые расплавы не могут быть получены путём частичного плавления обычных мантийных лерцолитов. Для них предложена модель образования при частичном плавлении лерцолита в присутствии флюидов, обогащённых H₂O и CO₂ при давлении <4 ГПа (Della Pasqua, Varne, 1997).

На основании изучения высококальциевых расплавных включений в оливине из известково-щелочного базальта (остров Батан) и анкармитов островных дуг (Вануату, Зондская и др.) был выделен особый тип примитивной нефелин-нормативной анкармитовой островодужной магмы, и была предложена модель, заключающаяся в том, что они образовались в результате средней и высокой степени частичного плавления пироксенитовых кумулатов (~10–40 мас. %) при

давлениях от нижней коры до верхней мантии (до нескольких десятков килобар) (Schiano et al., 2000).

Далее на основе детального исследования состава гомогенизированных высококальциевых расплавных включений в анкарамитах и базальтах из разных проявлений были предложены два различных высококальциевых (анкарамитовых) потенциальных расплава (Schiano et al., 2000; Kogiso, Hirschmann, 2001): нефелин-нормативный (насыщенный калием и недосыщенный кремнезёмом) в высококальциевых островодужных сериях (Barsdell, Berry, 1990; Della-Pasqua, Varne, 1997; Zhang et al., 2008; Marchev et al., 2009 и др.), и гиперстен-нормативный (недосыщенный калием и насыщенный кремнезёмом) в зонах задуговых бассейнов (Kamenetsky et al., 1997), срединно-океанических хребтов (Kamenetsky et al., 1998; Sours-Page et al., 1999) и на океанических островах (Sigurdsson et al., 2000; Slater et al., 2001). Эти два типа высококальциевых анкарамитовых магм, вероятно, могут иметь разный механизм формирования (Della Pasqua, Varne, 1997; Schiano et al., 2000; Kogiso, Hirschmann, 2001; Médard et al., 2004, 2006; Green et al., 2004; Schmidt et al., 2004; Elburg et al., 2007; Georgiev et al., 2009; Sorbadere et al., 2011; Sorbadere et al., 2013).

Нефелин-нормативные высококальциевые расплавы не могут быть получены путём частичного плавления обычных мантийных лерцолитов и для них предложены следующие модели образования: 1 – при частичном плавлении лерцолита в присутствии флюидов, обогащённых H_2O и CO_2 при давлении <4 ГПа (Della Pasqua, Varne, 1997); 2 – при частичном плавлении амфибол-содержащего верлита при относительно низких температурах (>1190 °С при 10 кбар) и низких степенях частичного плавления (Médard et al., 2004, 2006); 3 – из амфибол-содержащих клинопироксенитов, находящихся в виде кумулатов в нижней коре и/или метасоматических жил в верхней мантии островных дуг (Schiano et al., 2000; Kamenetsky et al. 2006; Elburg et al., 2007; Georgiev et al., 2009; Bouvier et al., 2010; Sorbadere et al., 2011; Sorbadere et al., 2013). Амфибол считается важной фазой в формировании нефелин-нормативных анкарамитов по двум причинам. Во-первых, содержащаяся в нём вода значительно снижает температуру плавления

клинопироксенита до условий, реалистичных для островодужных обстановок (Schiano et al., 2000; Médard et al., 2006). Во-вторых, плавление амфибола также способствует увеличению количества щелочей и снижению содержания SiO_2 по сравнению с чистыми расплавами клинопироксенитов и верлитов, а полученные составы расплавы смещаются к нефелин-нормативным (Sorbadere et al., 2013).

Образование гиперстен-нормативных высококальциевых расплавов объясняется следующим образом: 1 – при частичном плавлении клинопироксенита (при температурах выше 1350°C и давлении 10 кбар) с дополнительным процессом, включающем реакцию расплав-порода (Kamenetsky et al., 1998; Kogiso, Hirschmann, 2001); 2 – при плавлении тугоплавкого источника, состоящего из оливина и клинопироксена \pm ортопироксен при повышенных температурах мантии (по крайней мере, $1350\text{--}1400^\circ\text{C}$) и давлении 12 кбар (Médard et al., 2004); 3 – из реститового лерцолитового источника, обогащённого CaO ; такой источник, судя по всему, легко получить из недеплетированного лерцолита ($1300\text{--}1350^\circ\text{C}$) путём первой стадии экстракции базальтового расплава и последующего обогащения доломитовым карбонатитовым расплавом, увеличивая CaO и Na_2O и, соответственно, долю диопсида без увеличения концентрации Al_2O_3 (Green et al., 2004); 4 – из клинопироксенового или безклинопироксенового реститового гарцбургита (Schmidt et al., 2004) при давлении 15 кбар и температурах $1300\text{--}1360^\circ\text{C}$ в присутствии H_2O и CO_2 , однако, для сухих условий необходима температура более 1400°C . Основной проблемой, с которой сталкиваются модели образования таких расплавов, является высокая температура ($>1350^\circ\text{C}$), необходимая для плавления, тогда как под «нормальными» срединно-океаническими хребтами оценки температуры сходятся преимущественно в интервале $\sim 1280\text{--}1350^\circ\text{C}$ (White et al., 1992), а температурные оценки для мантийного клина ещё ниже — порядка 1100°C (England, Wilkins, 2004).

1.4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Анкарамитовые расплавы могут проявляться как непосредственно в виде лав соответствующего состава (т.е. в виде вулканических пород), так и в виде

высококальциевых расплавных включений во вкрапленниках оливина и клинопироксена из анкарамитов или базальтов.

Проведённый анализ проявлений анкарамитов показывает, что высококальциевый вулканизм может происходить как во внутриплитных, так и в субдукционных обстановках. При этом он совмещается с типичным внутриплитным или надсубдукционным магматизмом.

Анкарамиты, как особый тип пород, характеризуются порфировой структурой с обилием вкрапленников высокомагнезиального клинопироксена (>25 об. %, Mg# до 94), располагающихся в клинопироксен-плагиоклазвой микролитовой основной массе. Помимо клинопироксена в анкарамитах наблюдаются вкрапленники высокомагнезиального оливина (Fo до 92), редкие вкрапленники основного плагиоклаза (An до 93) и хромшпинели (Cr# до 90). Хромшпинель чаще всего присутствует в виде включений во вкрапленниках оливина или клинопироксена.

Общими особенностями анкарамитов из разных проявлений являются высокие содержания MgO 7,69–18,44 мас. %, CaO 8,82–21,12 мас. %, Cr (282–1460 г/т), и высокое отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$ (1,0–3,3). Содержания TiO_2 позволяют различать анкарамиты островных дуг и анкарамиты внутриплитных обстановок, где последние имеют более высокое содержание TiO_2 .

Проведённые классификации анкарамитов с учётом минералого-петрографических и петрохимических характеристик и согласно рекомендаций (Le Maitre, 2002) позволяют определить анкарамиты как оливин-клинопироксеновые высокомагнезиальные базальты с $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$.

Приведённый обзор моделей генезиса анкарамитов показывает, что получить высококальциевый анкарамитовый расплав (с отношением $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$) непосредственно из обычных мантийных лерцолитов считается невозможным. Его можно получить либо за счёт плавления верлитов или оливиновых клинопироксенитов присутствующих в мантии или нижней коре, либо за счёт верлитизации литосферной мантии карбонатитовым расплавом или водно-углекислыми флюидами. В качестве агента этого процесса чаще всего

рассматриваются карбонаты, которые погружаются в зонах субдукции (для островодужных анкармитов) или внутриплитные карбонатиты, связанные с глубинными мантийными плюмами (для внутриплитных анкармитов).

Необходимо отметить, что в результате дифференциации анкармитовых расплавов могут формироваться породы, соответствующие оливин-клинопироксеновой котектике – оливиновые клинопироксениты и породы, в той или иной степени обогащённые оливином – дуниты и верлиты (Green et al., 2004).

Согласно некоторым исследователям, анкармитовые расплавы являются родоначальной магмой для платиноносных габбро-пироксенит-дунитовых массивов Урало-Аляскинского типа (Irvine, 1973; Spandler et al., 2000; Spandler et al., 2003; Green et al., 2004; Пушкарев, Готтман, 2016; Пушкарев и др., 2017). Этот вывод сделан преимущественно на основе данных, полученных при изучении расплавных включений (Spandler et al., 2000; Spandler et al., 2003; Green et al., 2004; Пушкарев, Готтман, 2016).

Однако, имеется и обоснованное мнение, что родоначальной магмой для массивов Урало-Аляскинского типа является островодужная водосодержащая субщелочная базальтовая магма (например Himmelberg, Loney, 1995). Этот вывод сделан на основании сопоставления минерального и валового состава пород массивов Урало-Аляскинского типа с составом клинопироксенитовых и габброидных ксенолитов из вулканитов Алеутской дуги.

ГЛАВА 2. ГЕОЛОГИЯ И ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ПОРОД УСТЬ-СЕМИНСКОЙ СВИТЫ И БАРАНГОЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА

Горный Алтай расположен в западной части Алтае-Саянской складчатой области, которая является частью Центрально-Азиатского складчатого пояса (Зоненшайн и др., 1990; Диденко и др., 1994; Берзин и др., 1994; Симонов и др., 1994; Buslov et al., 2001; Добрецов и др., 2004; Крук, 2015). В составе Горного Алтая были выделены Катунский и Курайский аккреционные клинья (комплексы), сформировавшиеся в результате венд-среднекембрийской субдукции океанической коры Палео-Азиатского океана и аккреции палеоокеанических островов к Кузнецко-Алтайской островной дуге (Добрецов и др., 1992; Buslov et al., 1993; Симонов и др., 1994; Буслов, Ватанабе, 1996; Buslov et al., 2001; Шокальский и др., 2000; Добрецов и др., 2004; Крук, 2015).

Катунский аккреционный комплекс поздненеопротерозойско-раннекембрийского возраста, являющийся районом исследования, находится в северной части Горного Алтая. Различные аспекты его строения детально изучены исследователями (Buslov et al. 1993; Буслов, Ватанабе, 1996; Buslov et al. 2001; Гибшер и др., 1997; Шокальский и др., 2000; Добрецов и др., 2004; Сафонова и др., 2004; Зыбин, 2006; Симонов и др., 2010; Сафонова и др., 2011; Крук, 2015; Крук и др., 2017). В состав Катунского комплекса (Чепошская зона по Гибшер и др., 1997; Бийско-Катунский блок по Крук, 2015) входят различные тектонические пластины, среди них диагностируются отложения океанической коры, фрагменты основного тела палеоострова, образования склоновых фаций и карбонатной шапки (рис. 2.2) (Добрецов и др., 2004; Сафонова и др., 2011).

Венд-раннекембрийские отложения эсконгинской и улус-чергинской свит (нижняя часть разреза) представлены кремнисто-карбонатно-вулканогенными фациями, реже грубообломочными породами, туфопесчаниками и сланцами (Зыбин, 2006) (рис. 2.1, 2.2). Вулканыты эсконгинской и улус-чергинской свит являются маломощными лавовыми потоками базальтов типа MORB (базальты срединно-океанических хребтов) (Сафонова и др., 2011).

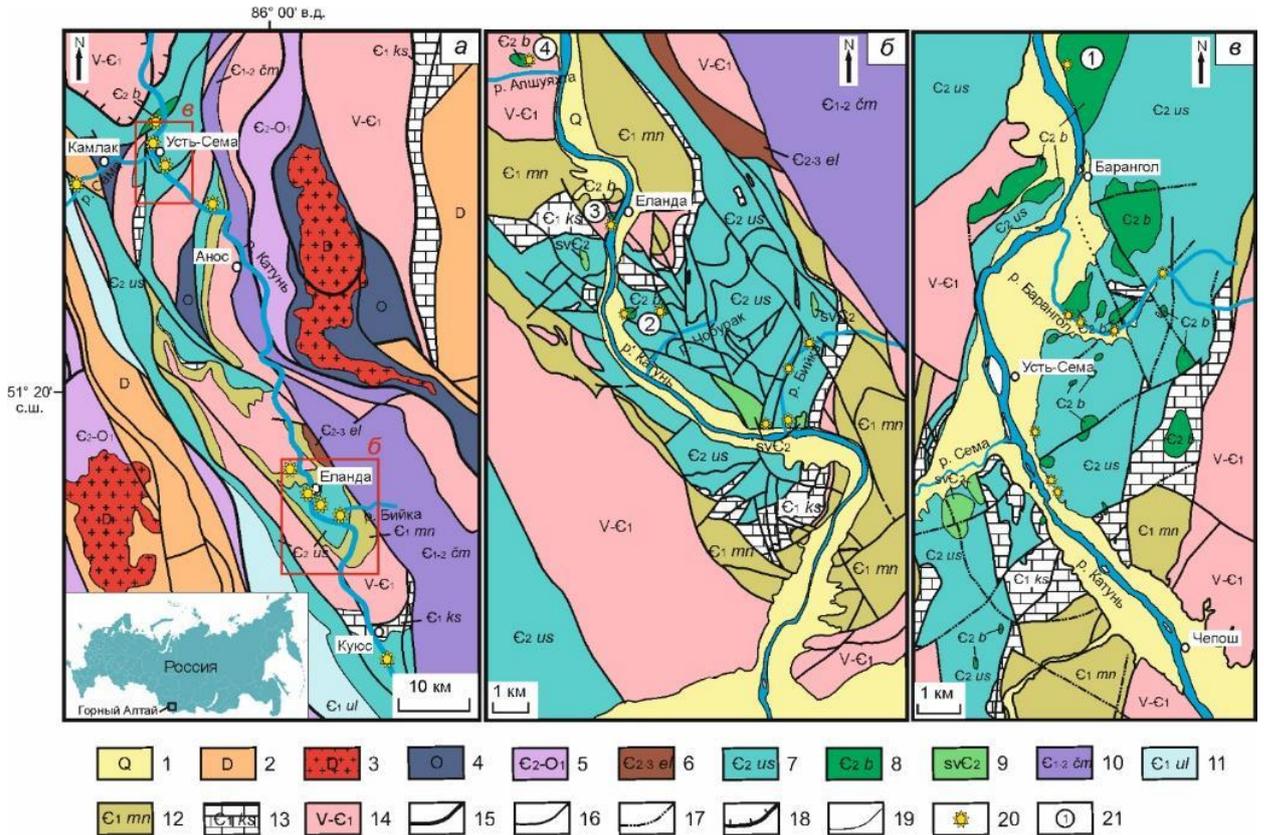


Рис. 2.1. Геологическое положение пород усть-семиинской свиты и барангольского комплекса, Горный Алтай.

а – геологическая схема северной части Горного Алтая (Государственная..., 2011) с упрощениями, *б* – геологическая схема Бийской вулканической постройки усть-семиинской свиты Горного Алтая (Зыбин, 2006) с упрощениями, *в* – геологическая схема Усть-Семиинской вулканической постройки усть-семиинской свиты Горного Алтая (Зыбин, 2006) с упрощениями.

1 – четвертичные отложения; 2 – девонские вулканогенно-осадочные породы; 3 – девонские гранитоиды; 4 – ордовикские осадочные породы; 5 – мощная флишеидная толща горноалтайской серии; 6 – алевролиты, песчаники и сланцы еландинской свиты; 7 – усть-семиинская свита: пироксеновые, плагиоклаз-пироксеновые базальты и кластолавы, туфы и туфобрекчии; 8 – барангольский комплекс: пироксениты, габброиды и диориты; 9 – субвулканические тела усть-семиинской свиты и барангольского комплекса; 10 – алевролиты, кремнисто-глинистые и сланцы чемальской свиты; 11 – кремнисто-карбонатно-вулканогенные фации улус-чергинской свиты; 12 – манжерокская свита: красноцветные афировые и мелкопорфировые плагиоклазовые базальты; 13 – каспийская серия: объединяет чепошскую и шашкунарскую свиты, алевролиты, кремнисто-глинистые сланцы и глинистые известняки; 14 – венд-раннекембрийские отложения эсконгинской и сосновской свит, алевролиты, кремнисто-глинистые сланцы и глинистые известняки, конгломераты, песчаники; 15–18 – тектонические границы разломы: 15 – главные, 16 – вторичные, 17 – предполагаемые, 18 – надвиги; 19 – стратиграфические границы; 20 – места отбора образцов; 21 – изученные массивы: 1 – Барангольский, 2 – Чобурак, 3 – Еландинский, 4 – Апшухтинский.

Центральная часть палеосимаунта (палеоострова) сложена красноцветными афировыми и мелкопорфировыми плагиоклазовыми базальтами манжерокской свиты, которые чередуются с кремнисто-терригенно-карбонатными породами его склоновых фаций (см. рис. 2.1, 2.2).

Раннекембрийские отложения манжерокской свиты согласно перерываются карбонатными отложениями каспийской серии (чепошская и шашкунарская свиты, с фауной второй половины нижнего кембрия), которые соответствуют вершине океанического острова и согласно же наращивают разрез эсконгинской свиты. Вулканиды манжерокской свиты представлены высоко- и низкотитанистыми толеитовыми и щелочными базальтами, где базальты слагали подводные вулканические плато и небольшие вулканические постройки центрального типа (см. рис. 2.1, 2.2). По данным Сафоновой с соавторами (2011) они образовались в обстановке океанического острова.

Образования карбонатной шапки палеосимаунта (чепошская и шашкунарская свиты) представлены преимущественно серыми и темно-серыми массивными и плитчатыми известняками, которые согласно перекрывают отложения манжерокской свиты (см. рис. 2.2).

В состав Катунского комплекса также входят среднекембрийские вулканические породы усть-семинской свиты в виде даек и лавовых потоков, которые широко распространены по право- и левобережью реки Катунь, в бассейне её притоков – рек Сема и Бийка (см. рис. 2.1). Вулканиды усть-семинской свиты образуют с осадочными породами вулканическую постройку, наложенную на формации аккреционного клина (см. рис. 2.2).

Основной объём вулканитов усть-семинской свиты сконцентрирован в двух палеовулканических постройках центрального типа. Усть-Семинская вулканическая постройка (Чепошский участок или Усть-Семинский ареал по (Зыбин, 2006)) в северо-западной части Катунского комплекса и Бийская (Чобуракский ареал по (Зыбин, 2006)) – в юго-восточной (см. рис. 2.1). Вулканиды слагают также Анос-Емурлинскую линейную постройку между двумя палеовулканами центрального типа (см. рис. 2.1). Кроме того, вулканиды усть-

семиной свиты выходят в районах п. Камлак, 12,4 км к западу от п. Усть-Сема вдоль реки Сема, и п. Куяс, 20 км к югу от Бийской постройки (см. рис. 2.1).

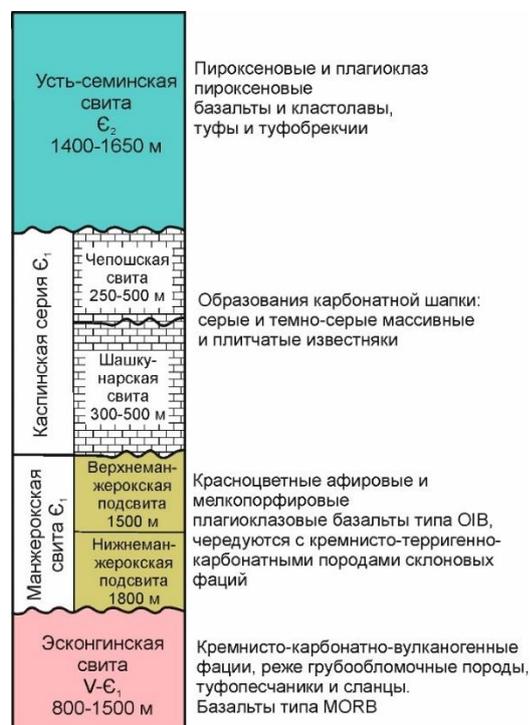


Рис. 2.2. Стратиграфическая схема образований центральной части Катунского комплекса по (Зыбин, 2006).

В состав усть-семиной свиты входят потоки и ассоциирующие с ними дайки пироксен-порфировых и пироксен-плагиоклаз-порфировых базальтов, кластолавов и туфов. Возраст пород усть-семиной свиты устанавливается по геологическим данным как среднекембрийский, так как выше них с угловым несогласием лежат образования еландинской свиты с фауной трилобитов, характерной для верхов среднего кембрия (Шокальский и др., 2000; Зыбин, 2006; Государственная..., 2011) (см. рис. 2.1). Кроме того, аналогичные породы образуют дайки, которые прорывают отложения чеповской свиты (Зыбин, 2006; Крук и др., 2017).

Образцы вулканитов усть-семиной свиты были отобраны из Усть-Семиной постройки (13 образцов) (см. рис. 2.1): вдоль реки Барангол на правом борту реки Катунь между посёлками Усть-Сема и Чепов; из Анос-Емурлинской постройки (2 образца): на правом борту реки Катунь между посёлками Чепов и

Анос; и из Бийской постройки (20 образцов): по реке Бийка ~ 3 км от района контакта с породами чепошской свиты до устья реки Бийка и на правом борту реки Катунь. Образцы вулканитов усть-семинской свиты также были отобраны из участка Камлак (5 образцов): в районе между посёлками Камлак и Усть-Сема вдоль реки Сема; и участка Куюс (2 образца): на правом борту реки Катунь, 26 км к югу от устья реки Бийка.

Гипабиссальные интрузии барангольского комплекса пространственно ассоциируют с вулканитами усть-семинской свиты. Здесь необходимо отметить, что объем барангольского комплекса и то, какие массивы следует к нему относить также является дискуссионным. Изначально в барангольский комплекс объединялись все раннепалеозойские массивы, которые прорывают венд-кембрийские образования Катунского аккреционного комплекса (Зыбин, 2006). Затем в составе этого комплекса были выделены три типа массивов: дунит-верлит-клинопироксенитовый Апшухтинский, габбро-монцогаббро-монцодиоритовый Еландинский и гранодиорит-диорит-пироксенит-габбровый Барангольский (Шокальский и др., 2000). После того, гранитоиды Барангольского массива были отнесены к позднекембрийскому Садринскому диорит-гранодиоритовому комплексу (Государственная..., 2013). U-Pb методом по цирконам из лейкогаббро был определен возраст пород барангольского комплекса, который составил $510,4 \pm 2,4$ млн лет, соответствующий среднему кембрию (Государственная..., 2013). Однако для гранодиоритов возраст составил $496,3 \pm 5,1$ млн лет, что соответствует позднему кембрию (Государственная..., 2013).

Барангольский массив расположен в районе п. Барангол и пространственно приурочен к северо-западной окраине Усть-Семинской постройки (см. рис. 2.1). Он достаточно хорошо обнажён и имеет плитообразную форму с северо-восточной ориентировкой и размер около $0,75 * 5,5$ км (Зыбин, 2006). Кроме того, имеются обнажения вдоль р. Барангол в виде крупного выхода изометрической формы ($2,5$ км²) и трёх мелких тел (см. рис. 2.1). В массиве выделяются три фазы. Первая состоит из оливиновых пироксенитов, габбро-пироксенитов и мелано- и

лейкократовых габбро. Вторая фаза представлена габбродиорит-диоритами. Третья фаза – малым телом тоналитового состава.

В пределах Бийской постройки расположены интрузии Еландинского и Апшухтинского массивов (см. рис. 2.1). Еландинский массив (0,1 км²) сложен в основном среднезернистыми габбро, монцогаббро, монцодиоритами и реже габбро-долеритами (см. рис. 2.1) (Зыбин, 2006).

Апшухтинский массив, площадью около 0,5 км², находится на левом борту реки Апшухты, близ её устья, в 4,5 км к северо-западу от Еландинского массива и состоит из верлитов, клинопироксенитов и подчинённых габброидов (см. рис. 2.1) (Зыбин, 2006).

Кроме того, наблюдаются небольшие интрузии (0,1–0,2 км²), прорывающие вулканиты Бийской постройки в районе р. Чобурак (см. рис. 2.1). Они представлены в основном габбро и монцогаббро. Интрузивы из района р. Чобурак в данной работе также рассмотрены в составе барангольского комплекса.

Образцы из интрузий барангольского комплекса были отобраны из Апшухтинского массива (14 образцов) (см. рис. 2.1): на левом борту реки Апшухты, близ её устья; Еландинского массива (3 образца): на левом борту реки Катунь напротив п. Еланда; и Барангольского массива (9 образцов): на правом борту реки Катунь, в 1 км к северу от п. Барангол, вдоль реки Барангол. Также были опробованы габброиды из района р. Чобурак (3 образца) на правом борту реки Катунь.

ГЛАВА 3. ПЕТРОГРАФИЯ, ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ ПОРОД УСТЬ-СЕМИНСКОЙ СВИТЫ И БАРАНГОЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА

3.1. ПЕТРОГРАФИЯ

Вулканиды усть-семиинской свиты характеризуются серым до темно-серого цвета с зелёным оттенком (иногда с красным оттенком для пород Камлакского участка) и массивной, реже миндалекаменной текстурами. Для них характерна порфиновая структура с вкрапленниками клинопироксена, изменённого плагиоклаза, располагающимися в микролитовой основной массе (см. рис. 3.1). Иногда присутствуют мелкие вкрапленники амфибола, гораздо реже полностью изменённого оливина и хромшпинели. Породы на отдельных участках насыщены включениями карбонатов, которые располагаются как в основной массе, так и внутри вкрапленников клинопироксена (см. рис. 3.1з; 4.2е).

Отличительной чертой вулканидов усть-семиинской свиты является большое количество вкрапленников клинопироксена (их объёмная доля достигает 50 %) (см. рис. 3.1). Вследствие этого, эти породы были классифицированы ранее как диопсид-порфиновые базальты (Гибшер и др., 1997), пироксеновые и плагиоклаз пироксеновые базальты (Зыбин, 2006).

В зависимости от объёмного содержания вкрапленников (в основном вкрапленники клинопироксена и плагиоклаза) нами были выделены две петрографические группы пород. **Первая группа** (анкарамиты) характеризуется обилием вкрапленников клинопироксена (25–50 об. %) располагающихся в микролитовой основной массе, состоящей из микролитов клинопироксена и редко плагиоклаза, чаще всего сильно изменённого (см. рис. 3.1а,в,д,ж).

Для **второй группы** (диопсид-порфиновые базальты (Di-базальт)) характерно обилие вкрапленников сосюритизированного плагиоклаза и в меньшей степени клинопироксена, амфибола, полностью изменённые вкрапленники оливина и редкие зерна хромшпинели (см. рис. 3.1б,з,е,з).

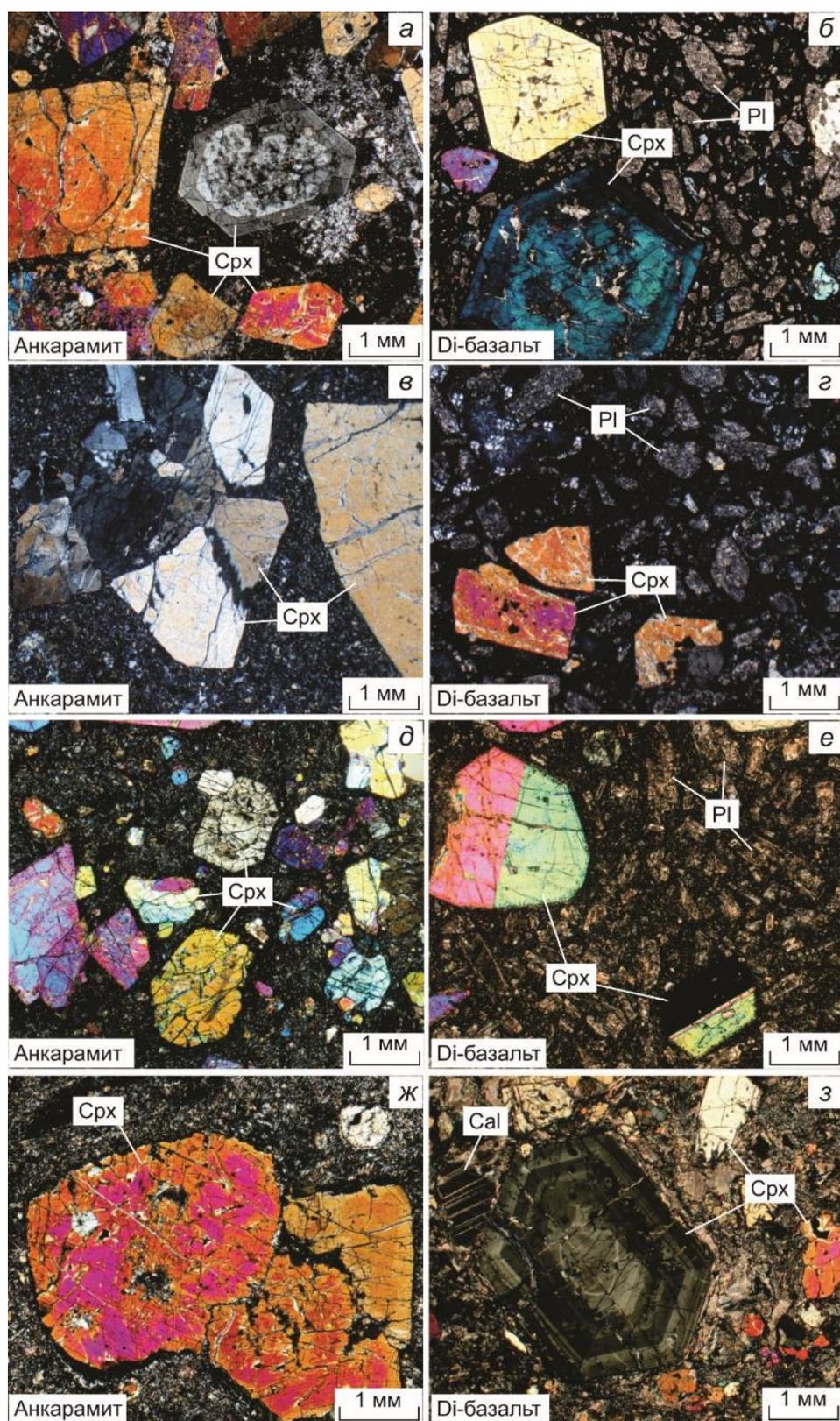


Рис. 3.1. Микрофотографии шлифов из вулканитов усть-семинской свиты (никколи скрещены). *а, б* – из Бийской постройки; *в, г* – из участка Куюс; *д, е* – из Усть-Семинской постройки; *ж* – из Анос-Емурлинской постройки; *з* – из участка Камлак. Индексы минералов: Cal – кальцит, Срх – клинопироксен, Pl – плагиоклаз.

Основная масса в них состоит преимущественно из микролитов клинопироксена и плагиоклаза, а также ксеноморфных выделений кали-натриевого

полевого шпата, апатита, титанита и кальцита. Хромшпинель встречается в виде мелких включений во вкрапленниках клинопироксена.

Необходимо отметить, что в нескольких образцах из Бийской и Усть-Семинской построек, а также из участка Камлак наблюдаются включения карбонатов, в основном кальцита (см. рис. 3.13), образование которого скорее всего связано с низкотемпературным гидротермальным изменением пород. Также это частично может быть связано с тем, что при излиянии часть карбоната была захвачена из раннекембрийских отложений чепошской свиты. Необходимо отметить также, что в этих образцах клинопироксен весьма сохранен, несмотря на имеющее место развитие карбоната и внутри крупных вкрапленников.

Интрузивные породы барангольского комплекса. Породы **Барангольского массива** представлены серпентинизированными перидотитами, габбро и габбродиоритами. Они в большинстве случаев довольно сильно изменены: претерпели зеленокаменные изменения, включающие хлоритизацию, а также серпентинизацию. Серпентинизированный перидотит состоит из серпентина, амфибола, хлорита и биотита/флогопита. Агрегаты серпентина почти всегда имеют округлую слабовытянутую форму, типичную для кристаллов оливина из магматических пород. Амфибол и биотит ксеноморфны и заполняют пространство между зёрнами серпентина. Структура у габбро – средне- и мелкозернистая (см. рис. 3.2а). Для него характерны гипидиоморфные зерна клинопироксена, ксеноморфные выделения амфибола, апатита, плагиоклаза (см. рис. 3.2а). Иногда в зёрнах клинопироксена встречаются включения ильменита. Мелкозернистые габбродиориты состоят из плагиоклаза, амфибола, апатита и явных вторичных минералов, таких как хлорит, эпидот и мусковит.

Породы **Еландинского массива** представлены монцодиоритами, габбро и меланогаббро (рис. 3.2б–г). Среднезернистые монцодиориты имеют монцонитовую (гипидиоморфную) структуру с резким идиоморфизмом изменённого плагиоклаза и клинопироксена относительно кали-натриевого полевого шпата (см. рис. 3.2б). Также присутствуют ксеноморфные выделения

амфибола и биотита. В монцодиорите наблюдаются мелкие зерна циркона, титанита и апатита.

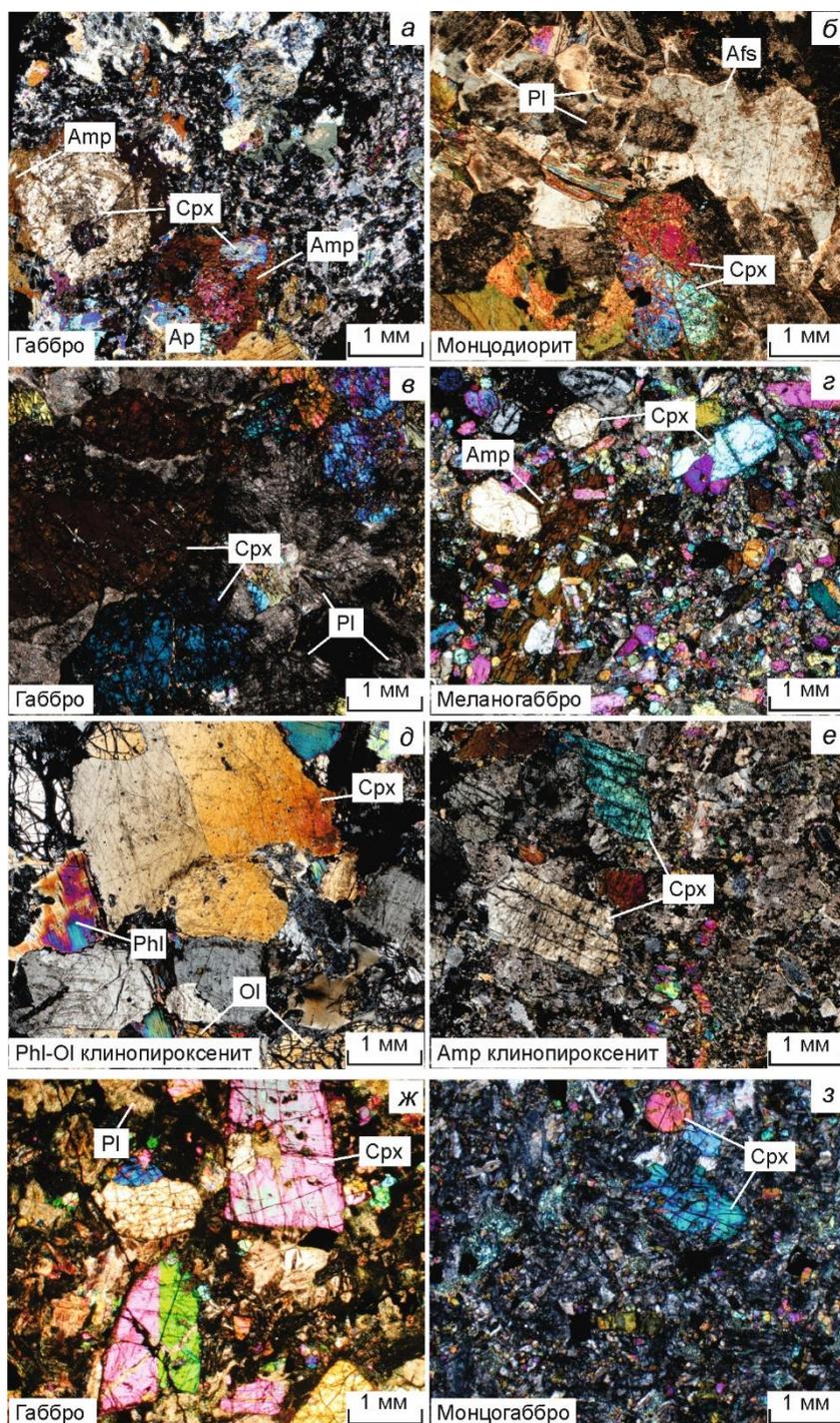


Рис. 3.2. Микрофотографии шлифов пород барангольского комплекса (никели скрещены). *а* – из Барангольского массива; *б–г* – из Еландинского массива; *д, е* – из Апшухтинского массива; *ж, з* – из района р. Чобурак. Индексы минералов: Amp – амфибол, Ap – апатит, Afs – кали-натриевой полевой шпат, Ol – оливин, Phl – флогопит.

Для габбро характерны среднезернистая и габбровая (гипидиоморфная) структуры. Они состоят из крупных зёрен клинопироксена и изменённого плагиоклаза (см. рис. 3.2*в*). В клинопироксене часто наблюдаются включения титанита. Гипидиоморфная структура характерна для мелкозернистого меланогаббро, состоящего из идиоморфных кристаллов клинопироксена, ксеноморфных кристаллов изменённого плагиоклаза и реже амфибола и биотита (см. рис. 3.2*г*). В качестве второстепенного минерала в заметных количествах присутствует апатит.

Породы **Апшухтинского массива** сильно изменены и часто карбонатизированы. В наиболее сохранившихся образцах они представлены клинопироксенитами и габбро, также встречаются небольшие, предположительно секущие тела пикритов с ксенолитами ультраосновных пород (см. рис. 3.2*д,е*).

Среднезернистый флогопит-оливиновый клинопироксенит (Phl-Ol клинопироксенит) имеет гипидиоморфную структуру с крупными зёрнами клинопироксена и отчётливым идиоморфизмом оливина (см. рис. 3.2*д*). Иногда наблюдается пойкилитовая структура, где ойкокристаллы клинопироксена размером более 1 см в диаметре включают мелкие зерна оливина (хадакристаллы) (см. рис. 3.2*д*). В породах также присутствует флогопит (до 2-3 объёмных %) и включения хромшпинели – как в зёрнах клинопироксена, так и оливина. Оливин часто серпентинизирован (см. рис. 3.2*д*).

Более редки амфиболовые клинопироксениты (Amp клинопироксенит), имеющие мелко- и среднезернистую структуру. Для них характерны идиоморфные зерна клинопироксена и ксеноморфные выделения амфибола (см. рис. 3.2*е*). В них также встречаются мелкие зерна хромшпинели, титанита и магнетита.

Среди пород этого массива также присутствуют сильно изменённые пикриты, в которых сохраняются лишь отдельные зерна оливина и редкие мелкие зерна ортопироксена с каймой, состоящей из хлорита. Иногда в этих породах встречаются ксенолиты серпентинизированных лерцолитов (пикриты с у.о. ксенолитами). Оливин идиоморфен и часто также серпентинизирован.

Также в этом массиве встречаются микрогаббро, которые значительно карбонатизированы. В них наблюдаются идиоморфные зерна клинопироксена, ксеноморфные выделения сосюритизированного и альбитизированного плагиоклаза. В качестве акцессорных минералов в этих породах присутствуют титанит и апатит.

Интрузивы из района р. **Чобурак** достаточно однородны и сложены двумя типами пород: габбро и монцогаббро (см. рис. 3.2ж,з). Для габбро характерны порфиридная и среднезернистая структуры, они состоят из крупных кристаллов клинопироксена и мелких кристаллов изменённого плагиоклаза (см. рис. 3.2ж). В некоторых зёрнах клинопироксена наблюдаются мелкие включения хромшпинели.

Мелкозернистые монцогаббро состоят из агрегата, представленного мелкими зёрнами плагиоклаза, клинопироксена и кали-натриевого полевого шпата с отдельными порфирированными выделениями клинопироксена (см. рис. 3.2з).

3.2. МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ

Клинопироксен является главным породообразующим минералом для эффузивов усть-семиинской свиты, и присутствует в виде крупных идиоморфных вкрапленников (2–20 мм, чаще 3–9 мм), мелких кристаллов и микролитов основной массы (см. рис. 3.1). Вкрапленники в большинстве случаев обладают зональностью. В интрузивах барангольского комплекса, клинопироксен образует либо идиоморфные кристаллы, либо ксеноморфные выделения и в общем случае не обладают зональностью (см. рис. 3.2). Клинопироксен как в эффузивах усть-семиинской свиты, так и в интрузивах барангольского комплекса в основном высокомагнезиальный и по составу соответствует диопсиду и авгиту. Детальное описание характеристик и состава клинопироксена проводится в Главе 4.

Плагиоклаз является главным породообразующим минералом для пород второй группы усть-семиинской свиты, и присутствует в виде мелких вкрапленников (до 1 мм) и микролитов основной массы (см. рис. 3.1б,г,е, 3.3а). В большинстве случаев он полностью сосюритизирован, а в редких сохранившихся

вкрапленниках и реликтах представлен лабрадором и битовнитом An_{49-68} (см. рис. 3.1б,г,е, 3.3а; табл. 3.1).

Редкие неизменённые микролиты плагиоклаза из основной массы также представлены лабрадором и битовнитом An_{59-77} (см. табл. 3.1). Однако особого упора на изучение состава плагиоклаза не делалось, и выборка анализов сильно

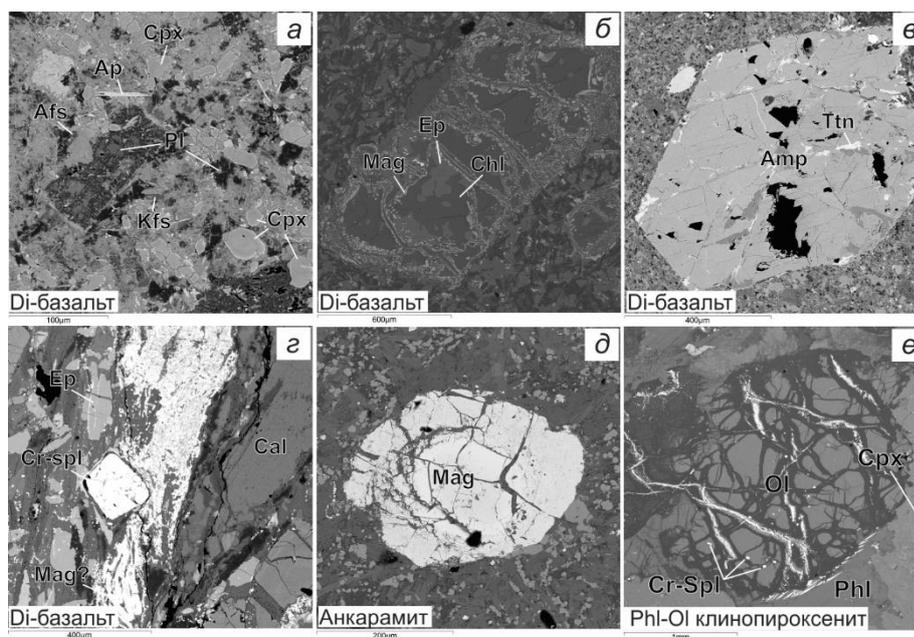


Рис. 3.3. Микрофотографии в обратно-рассеянных электронах (BSE) минералов из пород усть-семинской свиты и барангольского комплекса. *а* – мелкий вкрапленник изменённого плагиоклаза и плагиоклазовые микролиты основной массы из пород второй группы (Di-базальты) Бийской постройки; *б* – эпидот-хлоритовые псевдоморфозы по вкрапленнику оливина (?) из пород второй группы Бийской постройки; *в* – вкрапленник амфибола с включениями титанита из пород второй группы Бийской постройки; *г* – мелкий вкрапленник хромшпинели с кальцитом из пород второй группы участка Камлак; *д* – мелкий вкрапленник магнетита из пород первой группы (анкарамиты) Анос-Емурлинской постройки; *е* – флогопит, клинопироксен и оливин с включениями хромшпинели из флогопит-оливинового клинопироксена Апшухтинского массива. Индексы минералов: Ep – эпидот, Ttn – титанит, Орх – ортопироксен, Chl – хлорит, Amp – амфибол, Mag – магнетит, Cr-spl – хромшпинель, остальные см. рис. 3.1, 3.2.

ограничена. Необходимо также подчеркнуть, что в породах из первой группы Бийской, Усть-Семинской построек и участка Кунос, плагиоклаз присутствует лишь в виде микролитов основной массы, а в породах первой группы Анос-Емурлинской постройки отсутствует вовсе (см. рис. 3.1).

В интрузивах барангольского комплекса, плагиоклаз также сильно изменён, а в сохранившихся зёрнах, например в габбро Еландинского массива и габбродиорите Барангольского массива, он представлен лабрадором и андезином An_{40-70} (см. рис. 3.2; табл. 3.1).

Таблица 3.1. Анализы плагиоклаза (в мас. %) из пород усть-семиной свиты и барангольского комплекса.

№	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Ab	An	Or
1	54,87	28,88	0,58	9,73	4,84	1,11	100,01	44,2	49,1	6,7
2	49,98	31,89	1,12	13,68	2,83	1,01	100,52	25,6	68,4	6,0
3	51,45	29,63	1,33	13,39	3,63	0,36	99,78	32,2	65,7	2,1
4	52,20	28,57	1,48	12,13	4,37	0,45	99,19	38,4	59,0	2,6
5	48,71	31,72	1,12	15,62	2,60	н.о.	99,77	23,1	76,9	
6	50,53	31,06	1,40	14,16	3,24	0,39	100,78	28,6	69,2	2,2
7	57,63	26,70	0,48	8,51	6,61	0,58	100,50	56,5	40,2	3,3
8	50,72	30,89	0,46	14,41	3,44	0,13	100,06	29,9	69,3	0,8
9	50,36	31,72	0,54	14,86	3,36	0,16	101,23	28,7	70,4	0,9

Примечание: 1–6 – из эффузивов усть-семиной свиты: 1–2 – вкрапленники из пород второй группы (Di-базальты), 3–5 – из основной массы пород второй группы, 5 – из основной массы пород первой группы (анкарамиты); 7 – из габбро Еландинского массива; 8–9 – из габбродиорита Барангольского массива. Здесь и далее (н.о.) – ниже пределов обнаружения.

Оливин в неизменённом виде в вулканитах усть-семиной свиты в этом исследовании обнаружен не был, хотя отмечался предыдущими исследователями. В породах второй группы Бийской постройки наблюдаются очень редкие изменённые вкрапленники по форме и характеру трещин чрезвычайно напоминающие оливин, их доля составляет до 1–2 об. %, а размер до 1 мм (см. рис. 3.3б). Зерна полностью состоят из агрегата хлорита, эпидота и магнетита (см. рис. 3.3б).

В породах барангольского комплекса оливин встречается лишь в ультраосновных ксенолитах из пикритов и флогопит-оливиновых клинопироксенитах Апшухтинского массива (см. рис. 3.3е). Здесь он представлен крупными идиоморфными зёрнами (размером 1–6 мм) или включениями в клинопироксене; часто серпентинизирован (см. рис. 3.2д, 3.3е).

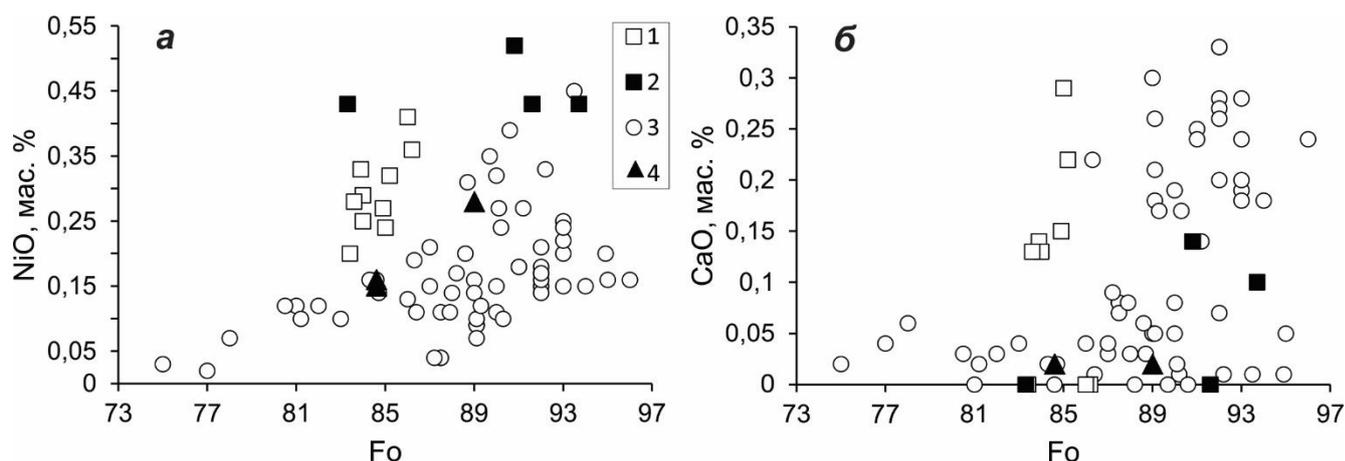


Рис. 3.4. Вариации содержания форстеритового компонента (Fo) с содержаниями NiO (а) и CaO (б) в мас. % для оливина из пород Апшуйахтинского массива.

1 – из флогопит-оливинового клинопироксенита; 2 – из пикритов с ультраосновными ксенолитами; 3 – из интрузивов Урало-Аляскинского типа по (Himmelberg, Loney, 1995; Krause et al., 2007); 4 – из ультрамафит-мафитовых кумулатов островодужных камер Восточной Чукотки по (Леднева и др., 2020).

Содержание форстеритовой компоненты составляет 83-86 (рис. 3.4; табл. 3.2). Для него характерны умеренные содержания CaO до 0,29 мас. % и NiO 0,20–0,41 мас. % (см. рис. 3.4; табл. 3.2).

Таблица 3.2. Анализы оливина (в мас. %) из пород Апшуйахтинского массива

№	SiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	Сумма	Fo
1	40,22	14,61	0,28	46,27	0,29	0,24	101,92	85,0
2	39,77	14,37	0,31	46,23	0,22	0,32	101,23	85,2
3	39,62	13,21	н.о.	46,37	н.о.	0,36	99,56	86,2
4	39,11	13,25	0,25	45,72	н.о.	0,41	98,73	86,0
5	39,60	14,40	0,34	45,47	0,15	0,27	100,22	84,9
6	39,30	15,18	0,25	44,74	0,13	0,25	99,85	84,0
7	40,20	15,46	0,34	45,27	0,14	0,33	101,74	83,9
8	39,86	15,94	0,26	44,97	н.о.	0,20	101,23	83,4
9	39,19	15,34	0,22	45,19	0,13	0,29	100,35	84,0
10	39,79	15,89	0,28	45,42	0,13	0,28	101,79	83,6
11	41,42	9,10	н.о.	50,63	0,14	0,52	101,80	90,8
12	40,93	8,34	н.о.	50,59	н.о.	0,43	100,29	91,6
13	41,44	6,21	н.о.	51,89	0,10	0,43	100,32	93,7
14	39,54	15,90	0,25	44,39	н.о.	0,43	100,71	83,3

Примечание: 1–10 – из флогопит-оливинового клинопироксенита; 11–14 – из пикритов с ультраосновными ксенолитами.

В ксенолитах оливин наблюдается в виде идиоморфных зёрен (размером 1–2 мм) с относительно высоким содержанием форстерита достигающем Fo_{94} (см. рис. 3.4; табл. 3.2). Для него характерны относительно более высокое содержание NiO 0,43–0,52 мас. % и низкое содержание CaO – до 0,14 мас. % (см. рис. 3.4; табл. 3.2).

Амфибол в вулканитах усть-семиинской свиты установлен в нескольких образцах из пород второй группы Бийской постройки в виде редких вкрапленников призматической формы или ксеноморфных выделений (0,1–0,7 мм, изредка до 2 мм) (см. рис. 3.3в). Содержание его в одном из образцов достигает 5 об. %. Вкрапленники не обладают зональностью (см. рис. 3.3в). По составу амфибол представлен магнезиогастингситом и реже чермакитом (табл. 3.3). Магнезиальность (Mg#) варьирует от 67,8–62,5 для магнезиогастингсита до 60,1–56,3 для чермакита (см. табл. 3.3). Содержание TiO_2 составляет 2,40–3,02 мас. % (см. табл. 3.3). Что указывает на его вероятное первичное магматогенное происхождение.

В породах барангольского комплекса амфибол встречается в меланогаббро Еландинского массива, габбро и габбродиоритах Барангольского массива, амфиболовых клинопироксенитах и ультрамафитовых ксенолитах пикритов Апшухтинского массива в виде ксеноморфных выделений (см. рис. 3.2з).

В меланогаббро Еландинского массива он образуют ксеноморфные выделения с низкой магнезиальностью $Mg\#=44,4–46,4$ и относительно низким содержанием TiO_2 1,25–1,52 мас. % (см. табл. 3.3). По составу он представлен магнезиогастингситом (см. табл. 3.3).

Таблица. 3.3. Анализы амфибола (в мас. %) из пород усть-семиной свиты и барангольского комплекса.

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	Mg#	Название*	Ridolfi, 2021	
													Т, °С	. P, кбар
1	42,53	2,50	11,87	15,31	н.о.	12,55	11,05	2,20	0,60	98,61	59,4	Ts	886	3,1
2	41,59	2,49	11,68	16,26	0,26	11,76	11,03	2,14	0,73	98,09	56,3	Ts	902	3,2
3	40,67	2,90	13,43	11,45	н.о.	13,48	11,82	2,09	0,75	96,79	67,7	Mhs	935	4,6
4	41,01	2,84	12,43	13,64	0,23	12,75	11,43	2,31	0,61	97,40	62,5	Mhs	946	4,1
5	40,13	2,55	14,15	11,78	н.о.	13,90	12,16	2,13	0,87	97,68	67,8	Mhs	939	5,1
6	39,24	2,40	14,62	11,55	н.о.	13,60	12,05	2,09	0,95	96,50	67,7	Mhs	938	5,5
7	40,41	1,25	13,17	20,10	0,32	9,00	11,38	2,26	1,37	99,41	44,4	Mhs	850	4,1
8	41,89	3,20	11,13	9,44	н.о.	15,41	11,63	2,37	0,95	96,47	74,4	Mhs	940	3,1
9	43,32	2,32	11,39	9,74	0,19	15,62	11,96	2,43	0,92	97,89	74,1	Mhs	926	3,2
10	43,09	1,92	10,20	13,95	н.о.	12,87	11,45	1,68	1,01	96,16	62,2	Mhb	825	2,2
11	45,48	1,32	8,03	15,04	н.о.	13,12	11,71	1,25	0,77	96,85	60,9	Mhb	755	1,3
12	45,33	1,75	8,11	15,39	0,53	12,59	11,25	1,56	0,43	97,11	59,3	Mhb	835	1,5
13	46,64	1,63	10,13	6,19	н.о.	18,74	11,35	2,12	0,73	98,05	84,4	Mhb	897	2,6
14	45,78	1,62	10,66	8,97	0,28	17,58	9,50	2,17	0,73	97,29	77,8	Mhb	946	3,7
15	46,02	1,12	9,79	11,09	0,31	15,65	11,24	2,00	0,54	97,75	71,6	Mhb	868	2,3
16	46,55	0,33	9,67	11,85	0,45	14,54	11,19	1,35	0,57	96,51	68,6	Mhb	825	2,3
17	41,61	1,50	13,02	11,12	н.о.	13,98	11,85	1,87	1,19	96,14	69,2	Mhs	879	4,4

Примечание: 1–6 – из пород второй группы (Di-базальты) усть-семиной свиты; 7 – из Еландинского массива; 8–12 – из Барангольского массива: 8–11 – из габбро, 12– из габбродиорита; 13–17 – из Апшухтинского массива: 13–15 – из ксенолитов в пикритах Апшухтинского массива, 16,17 – из Amp клинопироксенита; * – классификация амфиболов по (Leake et al., 1997). Индексы минералов: Ts – Чермакит, Mhs – Магнезиогастингсит, Mhb – магнезиальная роговая обманка

В габбро и габбродиоритах Барангольского массива амфибол представлен магнезиогастингситом и магнезиальной роговой обманкой с магнезиальностью $Mg\#=74,4-59,3$ (см. табл. 3.3). В амфиболовых клинопироксенитах Апшухтинского массива он образует либо ксеноморфные выделения, либо псевдоморфозы по клинопироксену и представлен магнезиогастингситом с низкой магнезиальностью $Mg\#=69,2-68,6$ (см. табл. 3.3). Для него характерно относительно умеренное содержание TiO_2 0,33–1,50 мас. % (см. табл. 3.3). Амфибол из ультрамафитовых ксенолитов представлен магнезиальной роговой обманкой с высокой магнезиальностью $Mg\#$ 84,4–71,6 и немного более высоким содержанием TiO_2 1,12–1,63 мас. % (см. табл. 3.3).

Состав амфибола был использован для расчёта температур и давлений кристаллизации пород усть-семинской свиты и барангольского комплекса по термометру и барометру (Ridolfi, 2021) (см. табл. 3.3).

Получены температуры кристаллизации варьируют в интервале 886–946 °C (в среднем 924 °C) для диопсид-порфировых базальтов Бийской постройки усть-семинской свиты, и уменьшаются до 755–926 °C (в среднем 858 °C) для пород барангольского комплекса (см. табл. 3.3). Аналогическим образом, полученные давления для амфибола из пород усть-семинской свиты (в среднем 4,3 кбар) выше, чем для амфибола в породах барангольского комплекса (в среднем 2,7 кбар) (см. табл. 3.3). Температуры кристаллизация амфибола для всех пород показывают положительную корреляцию с давлениями.

Хромшпинель встречается редко и чаще всего присутствует в виде мелких включений (5–100 мкм, редко до 200 мкм): в зёрнах высокомагнезиального клинопироксена $Mg\#$ 71,4–92,8 из эффузивов усть-семинской свиты, в габбро участка Чобурак и флогопит-оливиновых клинопироксенитах Апшухтинского массива (табл. 3.4).

Включения хромшпинели (10–400 мкм) наблюдаются в зёрнах оливина Fo_{84-89} из клинопироксенитов Апшухтинского массива (см. рис. 3.3e; 4.2p). Хромшпинель также встречается в виде отдельных зёрен (до 1 мм) в породах второй группы Усть-Семинской постройки и участка Камлак, пикритах

Апшухтинского массива и габбро Барангольского массива (см. рис. 3.3з; 4.2к). Но необходимо подчеркнуть, что этот минерал всё же весьма редок.

Хромшпинель из эффузивов усть-семинской свиты представлена хромитом и магнезиохромитом, а хромшпинель из габбро участка Чобурак – хромитом (рис. 3.3б). Для них характерны высокая хромистость Cr# 75,6–88,1 и магнезиальность Mg# 33,9–69,2 и, соответственно, низкая железистость Fe# 7,1–19,6 (см. рис. 3.5б; табл. 3.4).

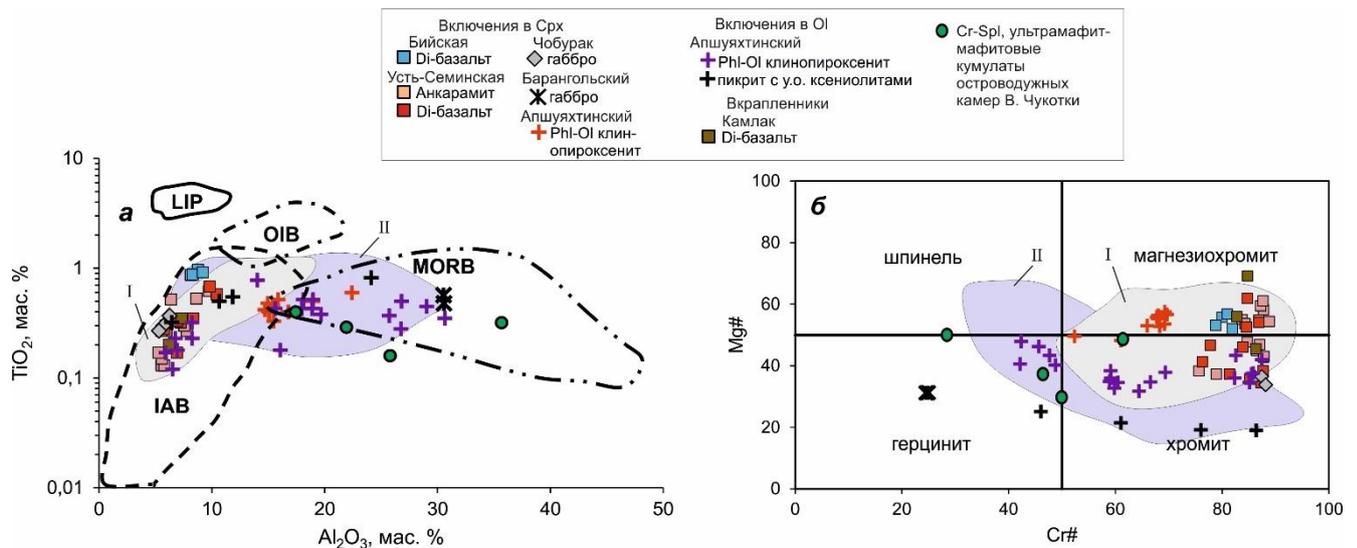


Рис. 3.5. Состав хромшпинели из пород усть-семинской свиты и барангольского комплекса.

a – вариации Al_2O_3 и TiO_2 в связи с геодинамической обстановкой (Kamenetsky et al., 2001) и *б* – классификация шпинелидов по (Schulze, 2001) для хромшпинели из пород усть-семинской свиты и барангольского комплекса.

I – поле состава хромшпинели из анкарамитов островных дуг (Della-Pasqua, 1997; Portnyagin et al., 2005a; Zhang et al., 2008; Пушкарев и др., 2017), II – поле состава хромшпинели из интрузивов Урало-Аляскинского типа (Himmelberg, Loney 1995; Пушкарев, 2000; Khedr, Arai, 2016). Состав хромшпинели из ультрамафит-мафитовых кумулатов островодужных камер Восточной Чукотки по (Леднева и др., 2020). IAB – базальты островных дуг; OIB – базальты океанических островов; MORB – базальты срединно-океанических хребтов; LIP – крупные магматические провинции.

Содержание TiO_2 варьирует от 0,15–0,68 мас. % для хромшпинелей из пород Усть-Семинской постройки, Камлака и габбро участка Чобурак, до 0,87–0,97 мас. % для хромшпинелей из пород Бийской постройки (см. табл. 3.4). Содержание Al_2O_3 для них в целом варьирует в диапазоне 5,31–9,81 мас. % (см. рис. 3.5а; табл. 3.4).

Хромшпинель из флогопит-оливиновых клинопироксенов Апшухтинского массива имеет более разнообразный состав и представлена хромитом, магнезиохромитом и герцинитом (см. рис. 3.5б).

Включения хромшпинели в клинопироксенах имеют относительно низкую хромистость Cr# 52,3–69,2 и высокую магнезиальность Mg# 48,3–56,4 при Cr# 42,1–87,4 и Mg# 32,8–43,4 для включений в оливинах (см. рис. 3.5б; табл. 3.4). Содержание Al₂O₃ для них в целом достигает до 30,65 мас. % (см. рис. 3.5а; табл. 3.4).

В апшухтинских пикритах с ультраосновными ксенолитами хромшпинель в отличии от других имеет низкую магнезиальность Mg# <28 и представлена в основном хромитом (см. рис. 3.5б; табл. 3.4). Для неё характерно низкое содержание Al₂O₃<12 мас. % (см. рис. 3.5а; табл. 3.4). Содержание TiO₂ варьирует от 0,33–0,60 мас. % для включений в клинопироксенах до 0,12–0,78 мас. % для включений в оливинах (см. рис. 3.5а; табл. 3.4).

Хромшпинель из габбро Барангольского массива достаточно необычна по составу, и представлена герцинитом с низкой хромистостью Cr# <25 и высоким содержанием Al₂O₃ 30,53–30,57 мас. % (см. рис. 3.5; табл. 3.4).

Точки составов хромшпинели из пород усть-семиной свиты и габбро участка Чобурак попадают в поле островодужных систем, однако хромшпинели из пород Апшухтинского и Барангольского массивов смещаются в сторону поля срединно-океанических хребтов (см. рис. 3.5а). Состав хромшпинели из пород усть-семиной свиты типичен для хромшпинели островодужных анкарамитов (см. рис. 3.5).

Таблица 3.4. Анализы хромшпинели (в мас. %) из пород усть-семинской свиты и барангольского комплекса.

№	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	Fe ₂ O ₃	MgO	Сумма	Cr#	Mg#	Fe#	Замечание*
1	0,20	6,22	58,42	19,88	6,41	9,12	101,01	86,3	45,5	8,1	-
2	0,87	8,12	54,78	17,86	8,77	10,58	100,75	81,9	52,1	10,8	90,8(Срх)
3	0,97	8,77	52,27	16,53	10,34	11,33	99,68	80,0	55,8	12,7	90,4(Срх)
4	0,15	5,56	58,43	13,67	9,54	11,67	99,42	87,6	61,1	11,7	92,8(Срх)
5	0,30	5,90	55,85	19,27	10,89	8,54	100,97	86,4	45,0	13,4	93,8(Срх)
6	0,52	6,37	52,35	18,95	14,16	9,27	101,15	84,7	47,7	17,2	91,2(Срх)
7	0,62	9,75	45,09	22,69	16,14	7,50	100,56	75,6	38,3	19,6	82,7(Срх)
8	0,32	7,24	56,04	19,60	9,12	9,14	100,82	83,8	46,1	11,2	91,8(Срх)
9	0,68	9,81	51,17	19,88	9,78	9,45	99,79	77,8	46,7	12,1	-
10	0,28	5,76	59,03	23,43	6,71	6,77	101,32	87,3	34,5	8,4	-
11	0,37	6,25	57,81	22,97	6,26	7,18	100,44	86,1	36,3	8,0	71,4(Срх)
12	0,27	5,31	58,76	23,48	5,93	6,62	100,02	88,1	33,9	7,7	71,4(Срх)
13	0,60	22,41	36,61	19,61	10,32	10,46	99,41	52,3	49,6	12,0	86,8(Срх)
14	0,48	14,96	50,13	17,46	5,05	11,14	99,16	69,2	53,6	6,2	89,8(Срх)
15	0,50	18,95	44,17	19,76	7,17	10,12	100,76	61,0	48,3	8,5	89,7(Срх)
16	0,33	15,49	49,01	16,28	6,76	11,56	99,90	68,0	56,4	8,0	90,1(Срх)
17	0,12	6,52	58,71	21,67	4,42	7,23	99,54	85,8	37,6	5,7	88,5(Fo)
18	0,23	8,26	58,27	19,92	3,58	8,46	98,75	82,5	43,3	4,6	88,5(Fo)
19	0,43	15,61	42,17	24,77	10,40	6,25	99,38	64,4	31,7	12,8	84,0(Fo)
20	0,18	16,06	47,60	23,45	5,06	6,90	99,84	66,5	34,7	6,2	84,9(Fo)
21	0,35	30,65	33,57	20,63	3,97	10,50	100,28	42,3	47,9	4,5	84,9(Fo)
22	0,82	24,13	30,68	27,45	5,08	5,09	99,89	46,0	25,1	6,7	-
23	0,50	10,64	50,18	28,01	7,27	3,63	100,39	76,0	19,2	9,3	-
24	0,32	6,44	60,66	28,71	1,72	3,76	101,80	86,3	19,0	2,3	-
25	0,55	11,85	27,65	27,42	29,36	4,21	99,17	61,0	21,5	38,1	-
26	0,48	30,57	14,82	27,34	20,48	6,53	99,01	24,5	31,2	23,3	-
27	0,57	30,53	15,08	27,54	20,85	6,62	99,98	24,9	31,3	23,5	-

Примечание: 1–10 – из эффузивов усть-семинской свиты: 1 – отдельное зерно из пород второй группы (Di-базальты) участка Камлак, 2–3 – включения из пород второй группы Бийской постройки, 4–7 – включения из пород первой группы (анкарамиты) Усть-Семинской постройки, 8 – включение из пород второй группы Усть-Семинской постройки, 9,10 – отдельные зерна из пород второй группы Усть-Семинской постройки; 11–12 – из габбро участка Чобурак; 13–25 – из Апшухтинского массива: 13–21 – из Phl-Ol клинопироксенита (13–16 включения в клинопироксене, 17–21 включения в оливине), 22–25 – включения в оливине из пикритов с у.о. ксенолитами; 26–27 – из габбро Барангольского массива; FeO и Fe₂O₃ пересчитаны из суммарного двухвалентного железа с использованием стехиометрий; Mg# = 100*(Mg/(Mg+Fe⁺²)); Cr# = 100*Cr/(Cr+Al); Fe# = 100*Fe⁺³/(Fe⁺³+Al+Cr); * – Mg#_{Срх}, Fo_{Ol} хозяина; (-) отдельные зерна.

Второстепенные минералы.

Магнетит встречается в виде идиоморфных включений (10–200 мкм) в ядерных частях вкрапленников клинопироксена и мелких кристаллов (50–300 мкм)

в основной массе отмечается только в породах Анос-Емурлинской постройки (см. рис. 3.3*д*).

Титанит встречается в виде включений во вкрапленниках клинопироксена и амфибола, чаще всего из второй группы пород Бийской постройки, и иногда в виде мелких отдельных выделений в породах первой группы этой же постройки.

Кали-натриевый полевой шпат является основным породообразующим минералом для монцогаббро Еландинского массива, встречается также в виде ксеноморфных выделений в основной массе некоторых пород второй группы усть-семинской свиты (см. рис. 3.2*б*, 3.3*а*).

Апатит наблюдается как акцессорный минерал, но довольно редок в эффузивах. В более заметном количестве отмечается в Еландинском массиве (см. рис. 3.3*а*).

Флогопит наблюдается в породах Апшухтинского массива (см. рис. 3.1*д*; 3.3*е*). Встречается во флогопит-оливиновых клинопироксенитах, в виде ксеноморфных выделений, заполняющих пространство между зёрнами клинопироксена и оливина (см. рис. 3.2*д*; 3.3*е*).

Ортопироксен наблюдается только пикритах с ультраосновными ксенолитами в составе Апшухтинского массива. Здесь присутствует в виде гипидиоморфных зёрен с каймой, состоящей из хлорита. Размер зёрен достигает 1 мм.

Кальцит является распространённым вторичным минералом, особенно, среди пород участка Камлак и в нескольких образцах из Бийской и Усть-Семинской вулканических построек (см. рис. 3.1*з*, 4.2*е*). Он является довольно серьёзной проблемой для петрохимических построений, что обсуждается в следующем разделе.

3.3. ПЕТРОХИМИЯ

Представительные анализы валового состава пород усть-семиинской свиты и барангольского комплекса приведены в таблице 3.5.

Эффузивные породы усть-семиинской свиты. Анализы валового состава пород усть-семиинской свиты также показали, что несколько образцов из Бийской, Усть-Семиинской построек, а также все образцы из участка Камлак изменены и имеют высокий показатель потерь при прокаливании 5,85–12,89 мас. % (см. табл. 3.5), что частично связано с присутствием новообразованного кальцита в основной массе (см. рис. 3.1з, 4.2е). Эта специфика отчётливо наблюдалась и при петрографических исследованиях. Вследствие этого, данные анализы этих образцов в петрохимических и геохимических исследованиях рассматриваться не будут. Однако следует отметить, что некоторые из этих пород вероятно имели их начальное $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$, исходя из высокой объёмной доли клинопироксена и незначительного количества сосюритизированного плагиоклаза.

Точки составов пород усть-семиинской свиты на классификационной диаграмме попадают в основном в поля базальтов и реже пикробазальтов (рис. 3.6а).

Некоторыми авторами породы усть-семиинской свиты были отнесены к бонинитам, поскольку они характеризуются высокими содержаниями кремнезёма и магния, а также никеля и хрома (Добрецов и др., 2004). Однако, согласно критериям Международной комиссии по систематике изверженных пород (IUGS), эти породы нельзя считать бонинитами, а следует относить к базальтам, обогащённым вкрапленниками диопсида — диопсид-порфировым базальтам (Гибшер и др., 1997).

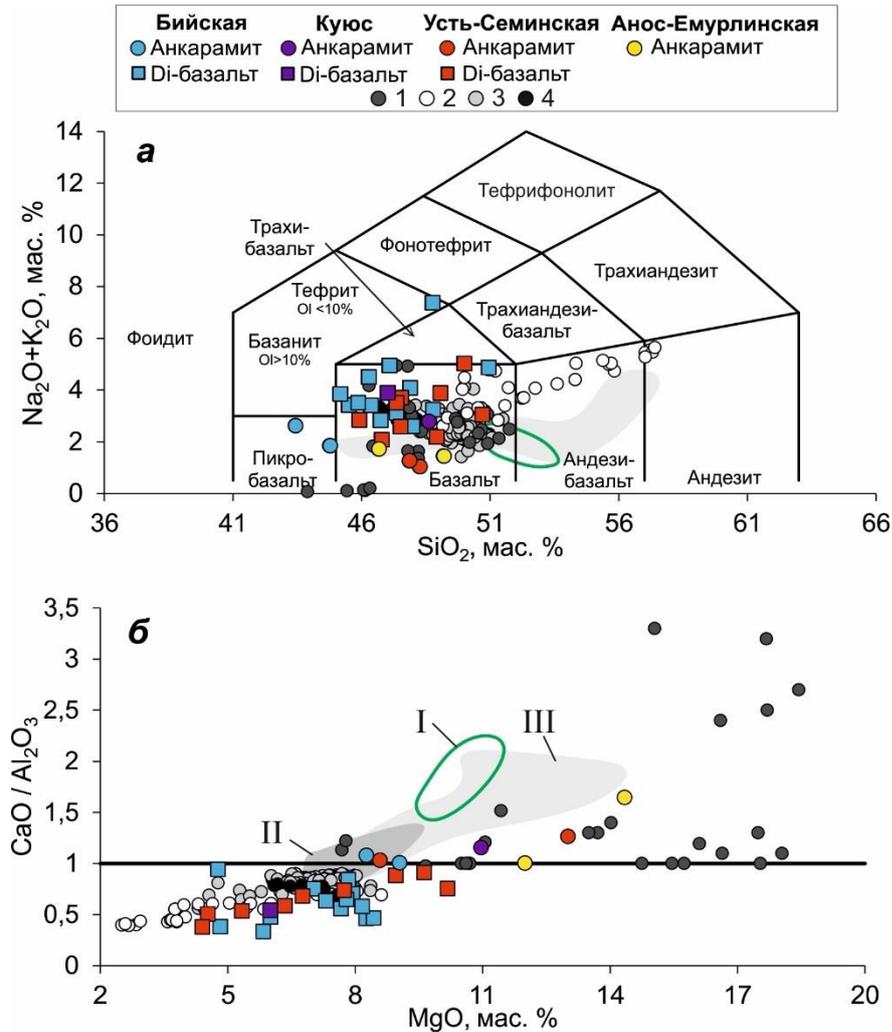


Рис. 3.6. Классификационная диаграмма TAS (a) по (Le Maitre, 2002) и вариация MgO с $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (б) для пород усть-семинской свиты.

1 – анкарамиты островных дуг (Bardsell, Berry 1990; Della-Pasqua, Varne, 1997; Portnyagin et al., 2005a; Zhang et al., 2008; Marchev et al., 2009; Пушкарев и др., 2017); 2 – толеитовые базальты Алеутской дуги (Kay, 1977; Singer et al., 1992; George et al., 2004; Singer et al., 2007); 3 – толеитовые базальты плато Онтонг Джава (Mahoney et al., 1993); 4 – толеитовые базальты срединно-океанических хребтов Атлантического океана (Dietrich et al., 1984); I–III – поле состава гомогенизированных расплавных включений в клинопироксене: I – из островных дуг Вануату и Зондской дуги (Della-Pasqua, Varne, 1997), II и III в клинопироксене из диопсид-порфировых базальтов усть-семинской свиты по (Симонов и др., 2010) и (Buslov et al., 1993), соответственно.

Кроме того, для пород усть-семинской свиты в общем характерны широкие вариации по всем петрогенным компонентам (рис. 3.6, 3.7). Вследствие этих особенностей, они были разделены на несколько петрохимических групп: высокомагнезиальные, низкоглиноземистые, глинозёмистые, титанистые, низкомагнезиальные и калиевые (Гибшер и др., 1997; Сафонова и др., 2011).

Однако в этих работах не было принято во внимание повышенное содержание кальция и, соответственно, высокое $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ отношение, типичное для вулканических пород, обогащённых вкрапленниками клинопироксена – анкармитов (см. рис. 3.6б, 3.7з; табл. 3.5).

На диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ породы усть-семиинской свиты преимущественно относятся к толеитовой серии, с небольшим смещением в сторону известково-щелочной (см. рис. 3.7а). При сравнении с типичными толеитовыми базальтами островных дуг, таких как толеитовые базальты Алеутской дуги (Kay, 1977; Singer et al., 1992; George et al., 2004; Singer et al., 2007), наблюдаются отличия, заключающиеся в том, что породы усть-семиинской свиты характеризуются относительно более низким содержанием SiO_2 и низким значением FeO^*/MgO (см. рис. 3.7а). Однако они близки к толеитовым базальтам плато Онтонг Джава (Mahoney et al., 1993) и срединно-океанических хребтов Атлантики (Dietrich et al., 1984) (см. рис. 3.7а).

На вариационных диаграммах, породы усть-семиинской свиты показывают широкий диапазон по содержанию MgO 4,41–14,34 мас. % (см. рис. 3.7). Они в целом показывают отрицательные корреляции содержания MgO с содержаниями Al_2O_3 , TiO_2 и Na_2O , и положительные корреляции с содержанием Cr_2O_3 (см. рис. 3.7). Содержания MgO показывают слабую положительную корреляцию с содержаниями CaO (см. рис. 3.7з).

Породы усть-семиинской свиты с низким содержанием MgO (<8 мас. %) в общем близки к толеитовым базальтам Алеутской дуги, плато Онтонг Джава и срединно-океанических хребтов Атлантического океана с небольшим отличием по более высоким содержаниям TiO_2 , и более низким CaO (см. рис. 3.7). Однако эти породы при увлечении содержания MgO (примерно $\text{MgO} > 8$ мас. %) явно отличаются и уходят за поля толеитовых базальтов разного типа, в первую очередь с тенденцией к более низким содержаниям Na_2O и Al_2O_3 и более высоким Cr_2O_3 (см. рис. 3.7).

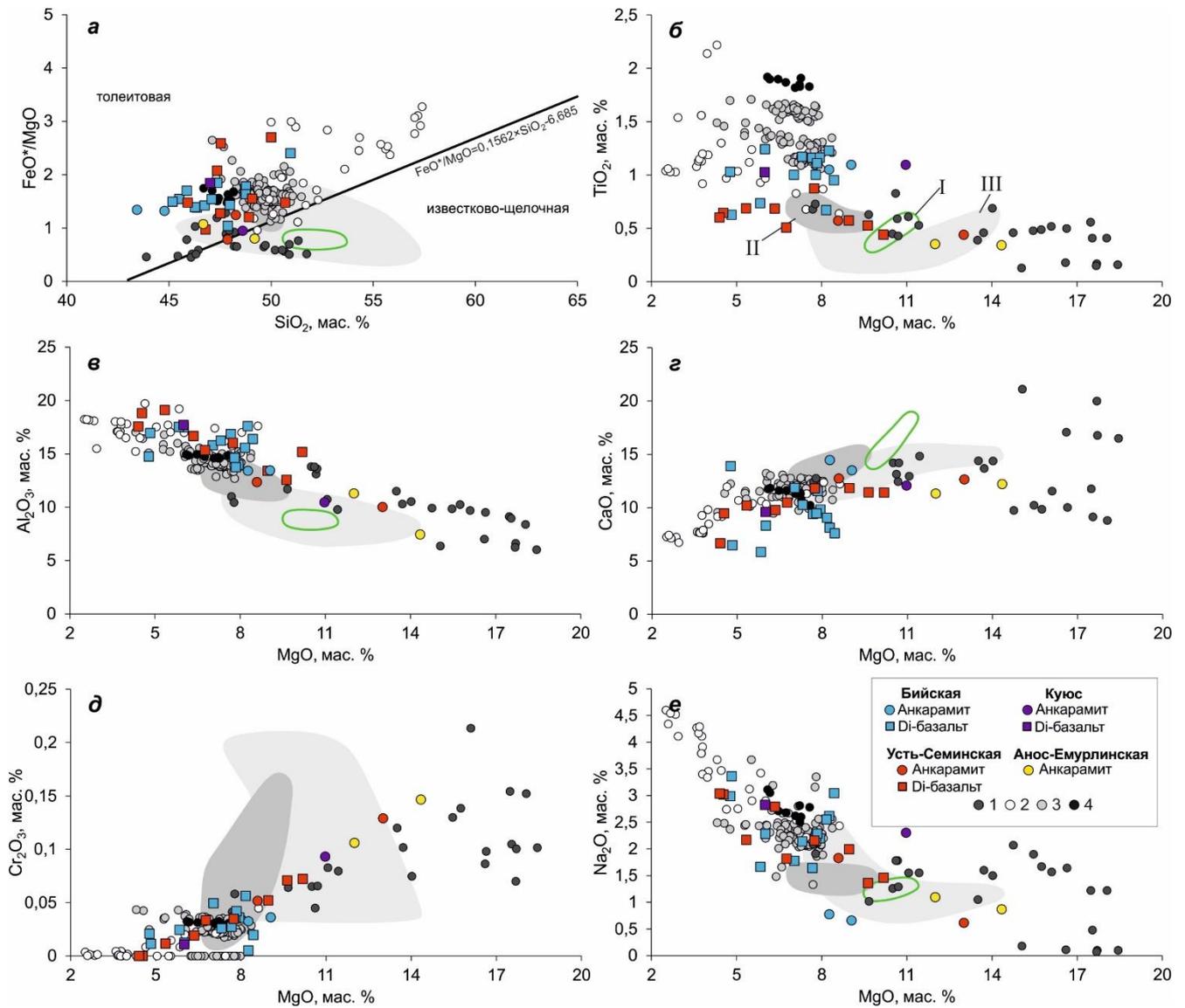


Рис. 3.7. Вариации состава пород усть-семиной свиты.

a – диаграмма SiO_2 – FeO^*/MgO по (Miyashiro, 1974), где FeO^* – общее железо; *б* – *e* – вариации состава MgO с петрогенными элементами.

1 – анкарамиты островных дуг (Barsdell, Berry 1990; Della-Pasqua, Varne, 1997; Portnyagin et al., 2005a; Zhang et al., 2008; Marchev et al., 2009; Пушкарев и др., 2017); 2 – толеитовые базальты Алеутской дуги (Kay, 1977; Singer et al., 1992; George et al., 2004; Singer et al., 2007); 3 – толеитовые базальты плато Онтонг Джава (Mahoney et al., 1993); 4 – толеитовые базальты срединно-океанических хребтов Атлантического океана (Dietrich et al., 1984); I–III – поле состава гомогенизированных расплавных включений в клинопироксене: I – из островных дуг Вануату и Зондской дуги (Della-Pasqua, Varne, 1997), II и III в клинопироксене из диопсид-порфировых базальтов усть-семиной свиты по (Симонов и др., 2010) и (Buslov et al., 1993), соответственно. На диаграмме (*д*) отсутствует поле состава гомогенизированных расплавных включений в клинопироксене из островных дуг Вануату и Зондской, так как данные по содержаниям хрома для них отсутствуют.

По отношению $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ породы усть-семинской свиты в целом образуют единый тренд, но, как уже упоминалось, их можно разделить на две группы: первая группа (анкарамиты) с отношением $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$ и вторая (диопсид-порфиновые базальты: Di-базальты) – $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 1$ (см. рис. 3.6б).

Для пород первой группы характерны относительно высокие содержания MgO 8,27–14,34 мас. %, CaO 11,34–14,48 мас. %, Cr_2O_3 0,03–0,15 мас. %, высокое отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 1,0–1,6, низкие содержания Al_2O_3 7,43–13,45 мас. %, Na_2O 0,61–2,30 мас. %, широкие вариации по содержаниям TiO_2 0,34–1,10 мас. %, SiO_2 43,43–49,19 мас. % (см. рис. 3.6, 3.7).

Породы первой группы усть-семинской свиты в целом соответствуют первой группе, выделенной по минералого-петрографическим особенностям, характеризующейся обилием вкрапленников клинопироксена. Эти породы по вариациям всех петрогенных элементов и отношения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ отличаются от типичных толеитовых базальтов островных дуг, океанических плато и COX, и близки к анкарамитам островных дуг (см. рис. 3.6, 3.7). В первую очередь, это высокое отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$, высокие содержания MgO , CaO , Cr_2O_3 , и низкие Al_2O_3 , Na_2O , TiO_2 (см. рис. 3.6, 3.7).

Анкарамиты встречаются в Бийской, Усть-Семинской и Анос-Емурлинской постройках, а также на участке Куюс.

Анкарамиты из Бийской постройки имеют более низкие содержания SiO_2 43,43–44,78 мас. %, MgO 8,27–9,05 мас. %, Cr_2O_3 0,03–0,04 мас. %, Na_2O 0,66–0,77 мас. %, более низкое отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 1,0–1,1, и более высокие содержания TiO_2 1,05–1,10 мас. %, Al_2O_3 13,41–13,45 мас. % (см. рис. 3.6, 3.7).

Анкарамиты Куюса имеют более высокие содержания Na_2O 2,30 мас. %, TiO_2 1,10 мас. %, средние (промежуточные) содержания Al_2O_3 10,45 мас. %, CaO 12,09 мас. %, Cr_2O_3 0,09 мас. %, и среднее (промежуточное) отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 1,2 (см. рис. 3.6, 3.7).

Анкарамиты Анос-Емурлинской постройки имеют относительно более высокие содержания SiO_2 46,67–49,19 мас. %, MgO 12,00–14,34 мас. %, Cr_2O_3 0,11–0,15 мас. %, высокое отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ до 1,6, более низкие содержания Al_2O_3

7,43–11,29 мас. %, TiO_2 0,34–0,35 мас. %, и среднее (промежуточное) содержание содержаний Na_2O 0,87–1,09 мас. % (см. рис. 3.6, 3.7).

Анкармиты из Усть-Семинской постройки имеют относительно более низкое содержание K_2O 0,10–0,60 мас. %, среднее (промежуточное) содержание TiO_2 0,44–0,57 мас. %, широкие вариации по содержаниям MgO 8,58–13,01 мас. %, Al_2O_3 10,02–12,36 мас. %, Cr_2O_3 0,05–0,13 мас. %, Na_2O 0,61–1,83 мас. %, и отношению $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 1,0–1,3, и узкие вариации по содержанию CaO 12,66–12,75 мас. %, SiO_2 47,87–48,27 мас. % (см. рис. 3.6, 3.7).

Породы второй группы усть-семинской свиты имеют относительно низкие содержания CaO 5,85–11,86 мас. % (в единичном случае 13,89 мас. %), MgO 4,41–10,18 мас. %, Cr_2O_3 0,01–0,07 мас. %, низкое отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ 0,3–0,9, более высокое содержание Al_2O_3 12,56–19,10 мас. %, Na_2O 1,36–3,36 мас. %, широкие вариации по содержаниям SiO_2 45,17–50,95 мас. % и TiO_2 0,44–1,24 мас. % (см. рис. 3.6, 3.7). Породы этой группы соответствуют второй петрографической группе, характеризующейся значительно большим количеством вкрапленников плагиоклаза. Они встречаются в Бийской и Усть-Семинской постройках, а также на участке Куюс.

Диопсид-порфировые базальты по содержанию основных компонентов достаточно близки к толеитовым базальтам Алеутской дуги, плато Онтонг Джава и срединно-океанических хребтов Атлантического океана с небольшим отличием по содержаниям TiO_2 и CaO (см. рис. 3.7).

Диопсид-порфировые базальты из Усть-Семинской постройки имеют широкие вариации по всем петрогенным компонентам, однако для них характерны, относительно, более высокие содержания MgO 4,41–10,18 мас. %, Cr_2O_3 0,01–0,07 мас. %, и более низкое содержание TiO_2 0,44–0,88 мас. % (см. рис. 3.7).

Таблица 3.5. Валовый состав (в мас. %) пород усть-семиной свиты и барангольского комплекса.

Место	Тип породы	Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	П.п.п.	Сумма	CaO/Al ₂ O ₃
Эффузивы усть-семиной свиты															
Бийская постройка	Анкармиты (первая группа)	ВІУ-04-17	44,78	1,05	13,41	10,95	0,20	8,27	14,5	0,77	1,07	0,03	3,37	99,88	1,1
		ВІУ-05-18	43,43	1,10	13,45	12,17	0,21	9,05	13,52	0,66	1,96	0,04	2,81	99,68	1,0
	Ді-базальты (вторая группа)	ВІУ-01-02-17	46,37	1,00	15,80	9,74	0,16	7,03	11,86	1,78	1,63	0,05	3,68	99,53	0,8
		ВІУ-01-03-17	44,02	0,84	12,41	9,46	0,22	7,25	15,69	2,26	0,60	0,04	6,35	99,55	1,3
		ВІУ-01-04-17	43,66	0,82	13,26	8,90	0,22	5,42	16,84	2,20	0,13	0,03	7,47	99,39	1,3
		ВІУ-02-15	46,74	1,17	16,23	10,42	0,18	7,31	10,28	2,14	0,69	0,03	3,87	99,57	0,6
		ВІУ-02-17	39,82	0,90	12,76	8,70	0,20	6,55	14,83	2,16	0,41	0,04	12,89	99,74	1,2
		ВІУ-02-18	47,98	1,11	13,74	11,25	0,18	7,84	11,56	2,28	0,31	0,04	3,22	99,87	0,8
		ВІУ-03-15	45,51	1,16	16,86	11,86	0,18	7,67	9,43	1,64	1,78	0,03	3,24	99,76	0,6
		ВІУ-03-18	50,95	0,63	16,95	11,62	0,18	4,83	6,49	3,36	1,51	0,01	2,75	99,94	0,4
		ВІУ-04-15	47,89	1,23	17,58	8,61	0,18	8,26	8,13	2,62	1,47	0,01	3,49	99,95	0,5
		ВІУ-04-18	48,77	1,03	14,76	8,51	0,14	4,77	13,89	2,99	0,25	0,02	3,99	99,58	0,9
		ВІУ-05-15	45,17	0,95	16,38	12,64	0,19	8,44	7,61	3,04	0,80	0,02	4,23	100,01	0,5
		ВІУ-06-15	47,36	1,24	17,49	11,12	0,21	6,01	8,32	2,28	0,84	0,01	4,23	99,53	0,5
		ВІУ-07-15	45,87	1,16	13,97	13,52	0,22	7,94	9,82	2,20	1,30	0,04	3,21	99,63	0,7
		ВІУ-08-15	47,09	1,00	14,61	12,04	0,19	7,80	9,47	2,23	2,72	0,04	2,52	100,07	0,6
		ВІУ-08-18	46,28	0,67	15,56	11,39	0,19	8,16	9,05	2,55	1,95	0,06	3,79	100,01	0,6
		ВІУ-09-15	44,10	1,32	15,93	10,78	0,17	7,02	10,31	1,74	0,61	0,01	6,87	99,47	0,6
ВІУ-09-18	48,76	0,74	17,52	9,55	0,15	5,84	5,85	1,66	5,71	0,02	2,98	99,43	0,3		
Куюс	Анкармиты (первая группа)	ВІУ-05-17	48,61	1,10	10,45	10,43	0,16	10,97	12,1	2,30	0,49	0,09	2,40	99,33	1,2

Продолжение табл. 3.5

Место	Тип породы	Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	П.п.п.	Сумма	CaO/Al ₂ O ₃
Эффузивы усть-семинской свиты															
Куюс	Di-базальты (вторая группа)	ВIY-06-17	47,02	1,03	17,71	11,08	0,14	6,00	9,61	2,83	1,06	0,01	2,71	99,51	0,5
Усть- Семинская постройка	Анкарамиты (первая группа)	КАТ-10-18	48,27	0,57	12,36	10,72	0,21	8,58	12,75	1,83	0,60	0,05	3,76	100,09	1,0
		КАТ-06-18	47,87	0,44	10,02	10,25	0,17	13,01	12,66	0,61	0,10	0,13	4,70	100,23	1,3
	Di-базальты (вторая группа)	ВIY-07-17	49,07	0,69	16,67	9,87	0,17	6,35	9,79	2,79	1,09	0,02	2,64	99,47	0,6
		КАТ-05-18	47,94	0,47	9,91	9,83	0,16	10,80	13,37	1,01	0,14	0,14	5,85	99,95	1,3
		ВАR-01-18	47,54	0,65	18,81	11,75	0,21	4,54	9,47	3,02	0,69	<0,01	2,68	99,61	0,5
		ВАR-02-18	47,36	0,69	19,10	11,10	0,21	5,34	10,21	2,17	1,34	0,01	1,80	99,67	0,5
		ВАR-03-18	50,69	0,51	15,35	10,02	0,18	6,76	10,48	1,82	1,24	0,03	2,06	99,57	0,7
		ВАR-07-18	45,91	0,88	16,02	11,45	0,18	7,74	11,82	2,16	0,68	0,03	2,21	99,45	0,7
		ВАR-08-18	48,92	0,53	12,56	11,63	0,20	9,63	11,43	1,36	0,83	0,07	2,55	100,06	0,9
		КАТ-04-18	46,78	0,44	15,17	9,95	0,17	10,18	11,43	1,46	0,62	0,07	3,50	100,10	0,8
КАТ-08-18	50,00	0,60	17,56	11,91	0,20	4,41	6,66	3,04	1,98	<0,01	3,16	99,99	0,4		
КАТ-09-18	47,51	0,58	13,41	11,45	0,19	8,96	11,84	1,99	0,59	0,05	3,15	100,05	0,9		
Анос- Емурлинская постройка	Анкарамиты (первая группа)	АНО-01-18	49,19	0,34	7,43	11,53	0,20	14,34	12,23	0,87	0,58	0,15	2,71	99,89	1,6
		АНО-02-18	46,67	0,35	11,29	12,93	0,21	12,00	11,34	1,09	0,63	0,11	3,05	100,01	1,0
Камлак	Di-базальты (вторая группа)	КАМ-01-18	40,06	0,60	9,21	12,92	0,14	8,61	16,44	0,08	2,19	0,11	9,34	99,96	1,8
		КАМ-02-18	42,56	0,73	10,80	14,33	0,14	8,34	13,38	0,13	3,06	0,13	6,32	100,10	1,2
		КАМ-03-18	36,77	0,57	8,42	11,93	0,14	7,16	20,81	0,07	1,71	0,10	12,17	100,12	2,5
		КАМ-04-18	40,02	0,83	10,80	16,39	0,14	9,46	13,20	0,14	2,89	0,14	5,65	99,83	1,2
		КАМ-05-18	40,41	0,75	11,18	15,37	0,14	8,48	13,47	0,08	3,28	0,13	6,53	100,02	1,2
Интрузивы барангольского комплекса															
Апшухтин- ский массив	Phl-Ol клинопир- оксенит	АPШН-05-17	47,98	0,57	10,22	9,61	0,18	16,09	9,06	1,57	0,96	0,20	2,39	99,09	0,9

Место	Тип породы	Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	П.п.п.	Сумма	CaO/Al ₂ O ₃
Интрузивы барангольского комплекса															
Апшухтинский массив	Амр клинопироксенит	APSH-04-17	42,38	0,16	4,61	10,10	0,17	28,31	8,76	0,30	0,32	0,43	3,63	99,36	1,9
		APSH-07-15	44,12	0,25	4,99	10,95	0,18	24,64	7,68	0,16	0,09	0,27	6,11	99,68	1,5
		APSH-08-15	50,14	0,23	3,60	9,24	0,20	22,25	9,77	0,18	0,07	0,21	3,30	99,34	2,7
	пикриты с у.о. ксенолитами	APSH-03-17	48,03	0,40	5,25	7,55	0,12	24,40	8,34	0,51	0,15	0,25	4,02	99,30	1,6
		APSH-04-15	45,32	0,41	6,82	8,75	0,14	24,13	7,51	0,87	0,46	0,35	3,99	99,07	1,1
		APSH-01-17	45,63	0,46	5,65	8,32	0,15	26,42	6,26	0,40	0,20	0,25	5,54	99,63	1,1
	габбро	APSH-06-17	51,26	0,42	15,98	6,13	0,11	8,94	7,77	2,98	2,57	0,06	3,14	99,80	0,5
		APSH-02-15	46,76	0,61	15,70	9,97	0,15	8,62	9,53	3,15	1,59	0,04	3,46	100,11	0,6
		APSH-05-15	49,15	0,37	11,60	10,31	0,19	10,66	10,40	2,54	1,32	0,10	2,85	99,94	0,9
Барангольский массив	серпентинизированный перидотит	BAR-01-15	39,31	0,45	3,64	17,45	0,25	27,76	2,93	0,28	0,25	0,09	7,25	99,91	0,8
	габбро	BAR-02-15	44,75	0,68	13,90	12,04	0,21	10,60	11,86	1,14	1,07	0,07	2,64	99,33	0,9
		BAR-03-15	40,29	1,29	17,43	14,80	0,18	7,29	13,55	0,61	0,19	0,01	3,15	99,16	0,8
		BAR-05-15	41,38	0,50	18,90	10,71	0,16	7,82	15,45	0,72	0,44	0,02	3,14	99,39	0,8
		BAR-05-18	48,22	0,64	15,52	11,09	0,21	7,02	12,55	2,42	0,29	0,03	1,74	100,12	0,8
	габбродиорит	BAR-04-18	53,43	0,39	18,15	7,89	0,16	3,17	7,50	3,40	1,06	<0,01	4,37	99,95	0,4
		BAR-06-15	52,67	0,61	18,16	7,98	0,15	3,97	8,36	3,26	0,77	<0,01	2,98	99,23	0,5
		BAR-06-18	54,58	0,49	18,90	8,99	0,17	3,13	7,86	2,25	0,53	0,00	2,22	99,52	0,4
	Еландинский массив	монцодиорит	ELN-01-17	49,60	0,51	21,13	8,40	0,15	2,68	7,23	3,45	3,41	<0,01	2,61	99,57
габбро		ELN-02-17	45,47	0,49	14,45	7,24	0,11	8,53	17,84	0,89	1,35	<0,01	2,82	99,34	1,2
меланогаббро		ELN-03-17	47,52	0,44	9,46	9,10	0,16	12,42	16,44	1,32	0,84	0,06	2,10	100,04	1,7
Чобурак	монцогаббро	КАТ-01-18	47,62	1,05	17,73	11,57	0,18	3,88	9,31	3,43	1,65	0,00	3,15	99,96	0,5
		КАТ-03-18	48,63	0,82	16,34	11,21	0,18	5,70	8,55	2,85	2,47	0,01	2,77	99,89	0,5
	габбро	КАТ-02-18	46,51	0,58	10,45	10,72	0,17	12,70	13,24	1,06	1,17	0,13	3,20	100,20	1,3

Диопсид-порфировые базальты из Бийской постройки и участка Куюс имеют относительно более высокое содержание TiO_2 0,63–1,24 мас. %, и более низкие содержания MgO 4,83–8,44 мас. %, Cr_2O_3 0,01–0,06 мас. % (см. рис. 3.7).

Таким образом, анкарамиты и диопсид-порфировые базальты (породы обеих групп) из Бийской постройки и участка Куюс имеют более высокое содержание TiO_2 при сравнении с остальной выборкой (см. рис. 3.7). Анкарамиты Анос-Емурлинской постройки наиболее примитивны и имеют более высокие содержания MgO , Cr_2O_3 , отношение CaO/Al_2O_3 и более низкие содержания Al_2O_3 , TiO_2 (см. рис. 3.7). Породы обеих групп из Усть-Семинской постройки характеризуются промежуточным составом и перекрывают поля составов пород из остальных построек и участков (см. рис. 3.7).

Кроме анализов валового состава пород для более широкого взгляда на петрохимические особенности пород усть-семинской свиты, были использованы данные по составу гомогенизированных расплавных включений, обнаруженных в высокомагнезиальным клинопироксене ($Mg\# >82$) в породах Усть-Семинского палеовулкана из двух местонахождений: на правом берегу реки Катунь между посёлками Усть-Сема и Чепош (Buslov et al., 1993) и в восточной части Чергинского участка, в 16 км к юго-западу от посёлка Усть-Сема (Симонов и др., 2010).

Точки составов этих включений в основном расположены в полях базальтов и андезитбазальтов (см. рис. 3.6а). Состав гомогенизированных расплавных включений по данным с Чергинского участка имеет более ограниченный диапазон составов по всем петрогенным компонентам (SiO_2 49,22–50,29 мас. %, TiO_2 0,54–0,76 мас. %, Na_2O 1,24–1,60 мас. %, MgO 7,01–9,48 мас. %, Cr_2O_3 0,01–0,16 мас. % и CaO/Al_2O_3 0,9–1,3), по сравнению с данными с правобережья Катунь (SiO_2 45,75–56,95 мас. %, TiO_2 0,15–0,63 мас. %, Na_2O 0,72–2,40 мас. %, MgO 7,76–14,08 мас. %, Cr_2O_3 0,04–0,20 мас. % и CaO/Al_2O_3 1,0–1,9) (см. рис. 3.6, 3.7).

По отношению CaO/Al_2O_3 (0,9–1,9 мас. %), составы этих включений близки к анкарамитам усть-семинской свиты (CaO/Al_2O_3 1,0–1,8) (см. рис. 3.6б). Однако по содержаниям большинства петрогенных элементов (кроме некоторых данных по правобережью Катунь) перекрываются полями составов пород обеих групп (см.

рис. 3.7). Состав этих включений, в особенности из проб с правобережья Катуня, близок к составу гомогенизированных расплавных включений, обнаруженных в клинопироксене из островных дуг Вануату и Зондской (см. рис. 3.6, 3.7).

Интрузивные породы барангольского комплекса. Они в целом показывают широкие вариации по всем петрогенным компонентам, и для них характерны отрицательные корреляции содержания MgO с содержаниями Al₂O₃, TiO₂, K₂O и Na₂O, и положительные корреляции с содержанием Cr₂O₃ (см. рис. 3.8).

Породы Апшухтинского массива по нашим и литературным данным наиболее магнезиальны среди пород барангольского комплекса (см. рис. 3.8). Клинопироксениты Апшухтинского массива имеют высокие содержания MgO 16,09–28,31 мас. % и Cr₂O₃ 0,20–0,43 мас. % (см. рис. 3.8). Для них характерны низкие содержания Al₂O₃ 3,60–10,22 мас. %, Na₂O 0,16–1,57 мас. %, TiO₂ 0,16–0,57 мас. % и K₂O 0,07–0,96 мас. % (см. рис. 16). Для габбро Апшухтинского массива характерны более низкие содержания MgO 8,62–10,66 мас. %, Cr₂O₃ 0,04–0,10 мас. %, высокие содержания Al₂O₃ 11,60–15,98 мас. %, Na₂O 2,54–3,15 мас. %, K₂O 1,32–2,57 мас. %, и умеренные содержания TiO₂ 0,37–0,61 мас. % и CaO 7,77–10,40 мас. % (см. рис. 3.8). Интересно что пикриты с ультраосновными ксенолитами из Апшухтинского массива близки по валовому составу к амфиболовым клинопироксенитам того же массива (см. рис. 3.8).

Для пород Еландинского массива, содержание MgO уменьшается с 12,42 мас. % в меланогаббро до 8,53 и 2,68 в габбро и монцодиорите, соответственно (см. рис. 16). При уменьшении MgO в них увеличиваются содержания Al₂O₃ (от 9,46 до 21,13 мас. %), K₂O (от 0,84 до 3,41 мас. %), Na₂O (от 1,32 до 3,45 мас. %) и Cr₂O₃ (от 0,06 до <0,01 мас. %) (см. рис. 3.8). Для них в общем характерно низкое содержание TiO₂ 0,44–0,51 мас. % (см. рис. 3.8).

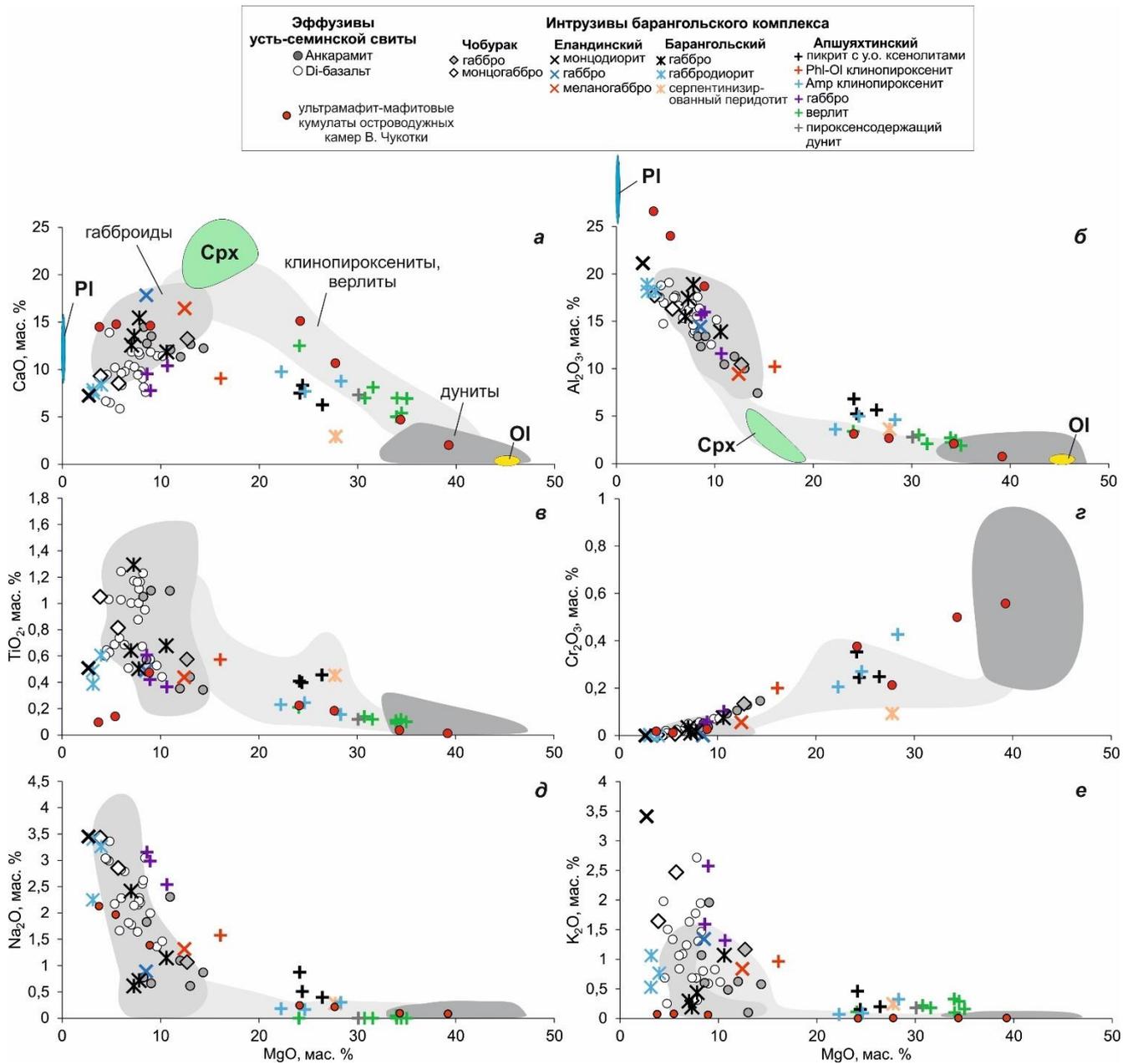


Рис. 3.8. Вариации состава MgO с петрогенными элементами для пород барангольского комплекса при сравнении с составом пород первой (анкарамиты) и второй (Di-базальты) групп усть-семиинской свиты. Состав верлитов и пироксенсодержащих дунитов из Апшуйхтинского массива по (Гибшер и др., 1997). Состав ультрамафит-мафитовых кумулатов островодужных магматических камер Восточной Чукотки по (Леднева и др., 2020). Поля составов дунитов, верлитов, клинопироксенитов и габброидов из интрузивов Урало-Аляскинского типа по (Himmelberg, Loney, 1995; Пушкарев, 2000; Khedr, Arai, 2016). Cpx, Ol, Pl – состав клинопироксена, оливина и плагиоклаза (соответственно) из пород усть-семиинской свиты и барангольского комплекса.

Меланогаббро и габбро Еландинского массива имеют наиболее высокое содержание CaO (16,44 и 17,84 мас. %, соответственно) среди пород

барангольского комплекса (см. рис. 3.8a). Меланогаббро имеют более высокое отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ (1,7) при 1,2 и 0,3 для габбро и монцодиоприта того же массива, соответственно (см. табл. 3.5).

Серпентинизированные перидотиты Барангольского массива характеризуются высокими содержаниями MgO 27,76 мас. %, низкими содержаниями CaO 2,93 мас. %, Al_2O_3 3,64 мас. %, Na_2O 0,28 мас. % и K_2O 0,25 мас. %, и умеренным Cr_2O_3 0,09 мас. % (см. рис. 3.8). По составу они близки к оливиновым клинопироксенитам Апшухтинского массива (см. рис. 3.8). Габбро из Барангольского массива близки по составу к габбро из Еландинского и Апшухтинского массивов, однако отличаются по содержаниям TiO_2 и K_2O (см. рис. 3.8). Габбродиориты Барангольского массива характеризуются относительно высокими содержаниями MgO 3,13–3,97 мас. %, Al_2O_3 18,15–18,90 мас. % и Na_2O 2,25–3,40 мас. %, низкими содержаниями CaO 7,50–8,36 мас. % и Cr_2O_3 <0,01 мас. %, и умеренными содержаниями TiO_2 0,39–0,61 мас. % и K_2O 0,53–1,06 мас. % (см. рис. 3.8).

Состав габбро из участка Чобурак близок к габбро из Еландинского, Апшухтинского и Барангольского массивов, особенно, по содержаниям CaO , TiO_2 , Na_2O , K_2O , однако в нём больше MgO , Cr_2O_3 и меньше Al_2O_3 (см. рис. 3.8). Для монцогаббро из участка Чобурак характерны относительно высокие содержания Al_2O_3 16,34–17,73 мас. %, TiO_2 0,82–1,05 мас. % и Na_2O 2,85–3,43 мас. %, и низкие содержания CaO 8,55–9,31 мас. %, Cr_2O_3 <0,01 мас. % и K_2O 1,65–2,47 мас. % (см. рис. 3.8).

С уменьшением содержания MgO в породах барангольского комплекса возрастают содержания Al_2O_3 и CaO , что видимо обусловлено фракционированием оливина и клинопироксена (см. рис. 3.8).

Таким образом, диопсид-порфиновые базальты усть-семиной свиты близки по составу к габброидам барангольского комплекса, а анкарамиты занимают промежуточное положение между ними и наиболее примитивными разновидностями интрузивных пород - оливиновыми клинопироксенитами Апшухтинского массива (см. рис. 3.8).

3.4. ГЕОХИМИЯ

Анализы микроэлементного состава пород усть-семиинской свиты и барангольского комплекса приведены в таблице 3.6.

Эффузивные породы усть-семиинской свиты. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные на состав хондрита для пород усть-семиинской свиты из двух групп и разных мест их проявления, показывают общие особенности (рис. 3.9а).

Для них характерны слабоотрицательный наклон для легких редкоземельных элементов и слабоотрицательный наклон для тяжелых редкоземельных элементов (рис. 3.9а). Они характеризуются небольшим обогащением легкими редкоземельными элементами $(La/Yb)_N = 1,2-2,3$ (см. рис. 3.9а, 3.10г; табл. 3.6). Однако один образец из пород первой группы Бийского палеовулкана показывает гораздо более сильный отрицательный наклон в области легких редкоземельных элементов $(La/Yb)_N = 10,7$ (см. рис. 3.9а, 3.10г; табл. 3.6).

Аномалии по европию для всех пород либо отсутствуют, либо умеренные положительные ($Eu/Eu^* = 0,9-1,7$, в среднем 1,2; где $Eu/Eu^* = \frac{Eu_N}{(Sm_N \times Gd_N)/2}$, где Eu_N , Sm_N и Gd_N – это концентрации, нормированные по хондриту) (см. рис. 3.9а, 3.10г; табл. 3.6). В единственном случае – 2,3, для образца с сильным обогащением легкими редкоземельными элементами. Положительная европиевая аномалия связана с наличием плагиоклаза в виде кумулятивной фазы при кристаллизации расплава.

Таким образом, спектры распределения редкоземельных элементов для анкарамитов и диопсид-порфировых базальтов усть-семиинской свиты весьма сходны, и при сравнении с составом гомогенизированных расплавных включений в клинопироксенах из них наблюдаются общие черты (см. рис. 3.9а). Этими чертами являются слабоотрицательный наклон для легких редкоземельных элементов, небольшое обогащение легкими редкоземельными элементами ($(La/Yb)_N = 1,0-1,6$ для включений, при $(La/Yb)_N = 1,2-2,3$ для пород),

слабоотрицательный наклон для тяжелых редкоземельных элементов и отсутствие отрицательной европиевой аномалии (см. рис. 3.9а, 3.10г).

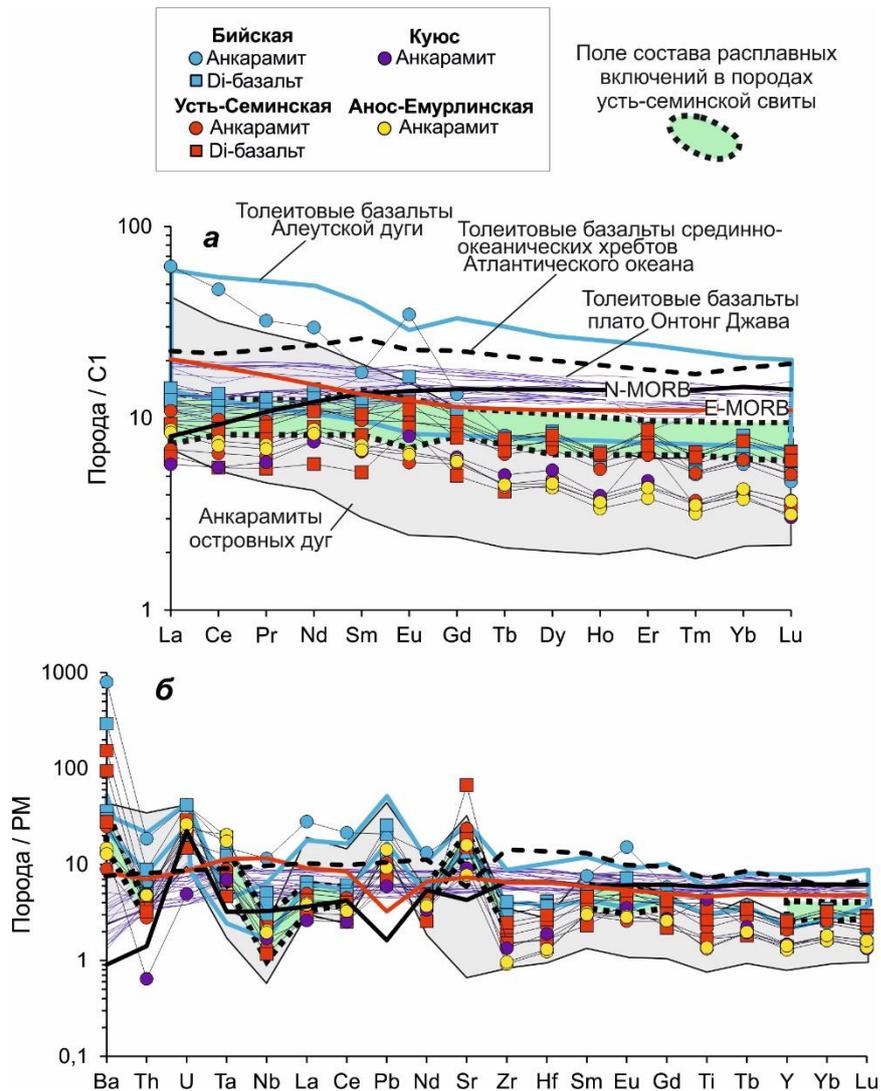


Рис. 3.9. Микроэлементный состав пород усть-сеймукшской свиты.

a – спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные на валовый состав хондрита (C1) по (Boynnton et al., 1984); *в* – мультиэлементная диаграмма, со значениями, нормированными по примитивной мантии (PM) по (Sun, McDonough, 1989). Поле состава толейтовых базальтов Алеутской дуги по (Kay, 1977; Singer et al., 1992; George et al., 2004; Singer et al., 2007), поле состава толейтовых базальтов плато Онтонг Джава (Mahoney et al., 1993), поле состава толейтовых базальтов срединно-океанических хребтов Атлантического океана (Dietrich et al., 1984), поле состава анкарамитов островных дуг по (Barsdell, Berry 1990; Zhang et al., 2008; Marchev et al., 2009; Пушкарев и др., 2017), поле состава гомогенизированных расплавных включений в клинопироксенах из пород усть-сеймукшской свиты по (Buslov et al., 1993; Симонов и др., 2010), составы нормальных (N-MORB) и обогащённых (E-MORB) базальтов срединно-океанических хребтов по (Sun, McDonough, 1989).

Наблюдается небольшое отличие, заключающееся в том, что уровень концентрации редкоземельных элементов в породах ниже, чем во включениях, в особенности для тяжёлых редкоземельных элементов (см. рис. 3.9а).

Породы усть-семиинской свиты отличаются от состава нормальных базальтов срединно-океанических хребтов (N-MORB) обогащением легкими редкоземельными элементами и обеднением тяжёлыми редкоземельными элементами (см. рис. 3.9а). Кроме того, они отличаются от состава обогащённых базальтов срединно-океанических хребтов (E-MORB) обеднением тяжёлыми редкоземельными элементами и низким уровнем концентрации лёгких редкоземельных элементов (см. рис. 3.9а).

При сравнении с составом толеитовых базальтов Алеутской дуги видно, что породы усть-семиинской свиты отличаются от них более низким уровнем концентрации редкоземельных элементов (см. рис. 3.9а). Они также отличаются от толеитовых базальтов плато Онтонг Джава и имеют низкий уровень концентрации тяжёлых редкоземельных элементов (см. рис. 3.9а). Однако при сравнении с составом анкарамитов островных дуг, породы усть-семиинской свиты имеют сходные с ними спектры с относительным низким уровнем концентрации лёгких редкоземельных элементов (см. рис. 3.9а).

На мультиэлементной диаграмме, со значениями, нормированными по примитивной мантии, также отчётливо выделяются общие особенности для всех пород усть-семиинской свиты (см. рис. 3.9б): отрицательные аномалии по высокочарядным элементам (Zr, Hf, Nb, Th), положительные аномалии по крупноионным литофильным элементам (Ba, Sr), Pb и U (см. рис. 3.9б). Важно отметить, что аномалия по Ti присутствует либо как слабоотрицательная в анкарамитах Усть-Семиинской и Анос-Емурлинской построек, либо как слабоположительная в анкарамитах из участка Кунос и отсутствует в диопсид-порфириновых базальтах из разных мест проявлений и анкарамитах Бийской постройки (см. рис. 3.9б).

Валовый состав пород усть-семиинской свиты при сравнении с составом гомогенизированных расплавных включений в клинопироксенах из них

показывают общие особенности: отрицательные аномалии по высокозарядным элементам (Nb, Th), положительные аномалии по крупноионным литофильным элементам (Ba, Sr) и, таким образом, отличаются от составов нормальных и обогащённых базальтов срединно-океанических хребтов (см. рис. 3.9б).

Геохимические черты усть-семиинской свиты типичны для субдукционно-связанных обстановок. Они имеют сходство с составами толеитовых базальтов Алеутской дуги и анкарамитами островных дуг, включающие отрицательные аномалии по высокозарядным элементам (Zr, Hf, Nb, Th) и положительные аномалии по крупноионным литофильным элементам (Ba, Sr). Однако они резко отличаются от толеитовых базальтов океанического плато Онтонг Джава и срединно-океанических хребтов Атлантического океана главным образом по тем же признакам – отрицательным аномалиям по высокозарядным элементам (Zr, Hf, Nb, Th) и положительным аномалиям по крупноионным литофильным элементам (Ba, Sr) (см. рис. 3.9б).

Анализ положения точек составов на вариационных диаграммах показывает, что породы усть-семиинской свиты, а также включения в них близки к составам пород островных дуг – как толеитовых базальтов Алеутской дуги (выбранных в качестве эталонных), так и островодужных анкарамитов разных районов (см. рис. 3.10). Однако соотношения Nb_N и Th_N показывают, что породы усть-семиинской свиты, а также включения в их клинопироксенах попадают в поле базальтов задуговых бассейнов при участии субдукционных или коровых компонентов (см. рис. 3.10д).

Интрузивные породы барангольского комплекса. Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные на хондрит для пород барангольского комплекса, показывают слабоотрицательный наклон или плоский спектр для легких редкоземельных элементов с небольшим обогащением $(La/Yb)_N = 0,9-3,3$, и плоский спектр для тяжелых редкоземельных элементов (см. рис. 3.11а; табл. 3.6).

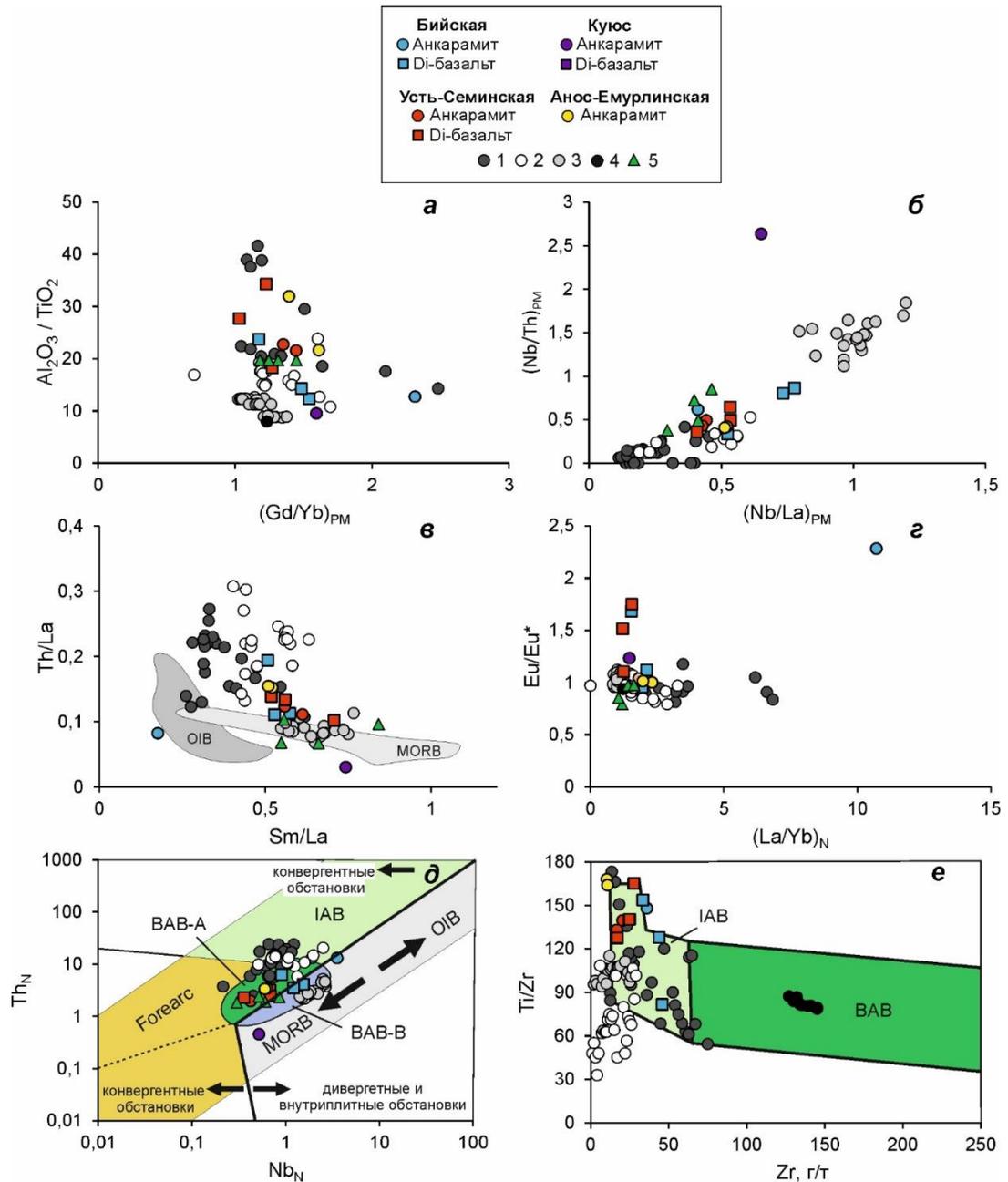


Рис. 3.10. Вариации микроэлементного состава пород усть-сеймукшской свиты. *a* – $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{PM}}$ и $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$; *б* – $(\text{Nb}/\text{La})_{\text{PM}}$ и $(\text{Nb}/\text{Th})_{\text{PM}}$; *в* – Sm/La и Th/La , поле составов MORB по (Hannigan et al., 2001) и OIB по (Plank, 2005); *г* – $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}}$ и Eu/Eu^* ; *д* – Nb_{N} и Th_{N} по (Saccani, 2014); *е* – Zr и Ti/Zr по (Wang et al., 2013). IAB – базальты островных дуг, ВAB – базальты задуговых бассейнов, ВAB-A – базальты задуговых бассейнов при участии субдукционных или коревых компонентов, ВAB-B – базальты задуговых бассейнов без участия субдукционных или коревых компонентов, Forearc – базальты преддуговых бассейнов. Нормировки по примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989) и валовому составу хондрита (C1) по (Boynnton et al., 1984). Условные обозначения: 5 – гомогенизированные расплавные включения в клинопироксене пород усть-сеймукшской свиты по (Buslov et al., 1993; Симонов и др., 2010), остальные см. рис. 3.7.

Уровень концентраций редкоземельных элементов для пород барангольского комплекса соответствует породам усть-семиной свиты. Отличия наблюдаются лишь для клинопироксенитов Апшухтинского, габбро Еландинского и серпентинизированного перидотита Барангольского массивов, которые имеют относительно низкий уровень концентраций редкоземельных элементов (см. рис. 3.11а).

Аномалии по европию для всех пород либо положительны, либо слабоотрицательны ($Eu/Eu^* = 0,7-1,9$) (см. рис. 3.11а; табл. 3.6).

Породы барангольского комплекса отличаются от состава нормальных и обогащённых базальтов срединно-океанических хребтов обеднением тяжёлыми редкоземельными элементами и низким уровнем концентрации лёгких редкоземельных элементов (см. рис. 3.11а).

На мультиэлементной диаграмме также наблюдаются общие особенности для всех пород барангольского комплекса (см. рис. 3.11б). Отмечаются геохимические «метки» субдукционной обстановки: отрицательные аномалии по высокозарядным (Zr, Hf, Nb, Th, Ti) и положительные аномалии по крупноионным литофильным элементам (Ba, Sr) (см. рис. 3.11б; табл. 3.6). Наблюдаются также положительные аномалии по Pb и U (см. рис. 3.11б).

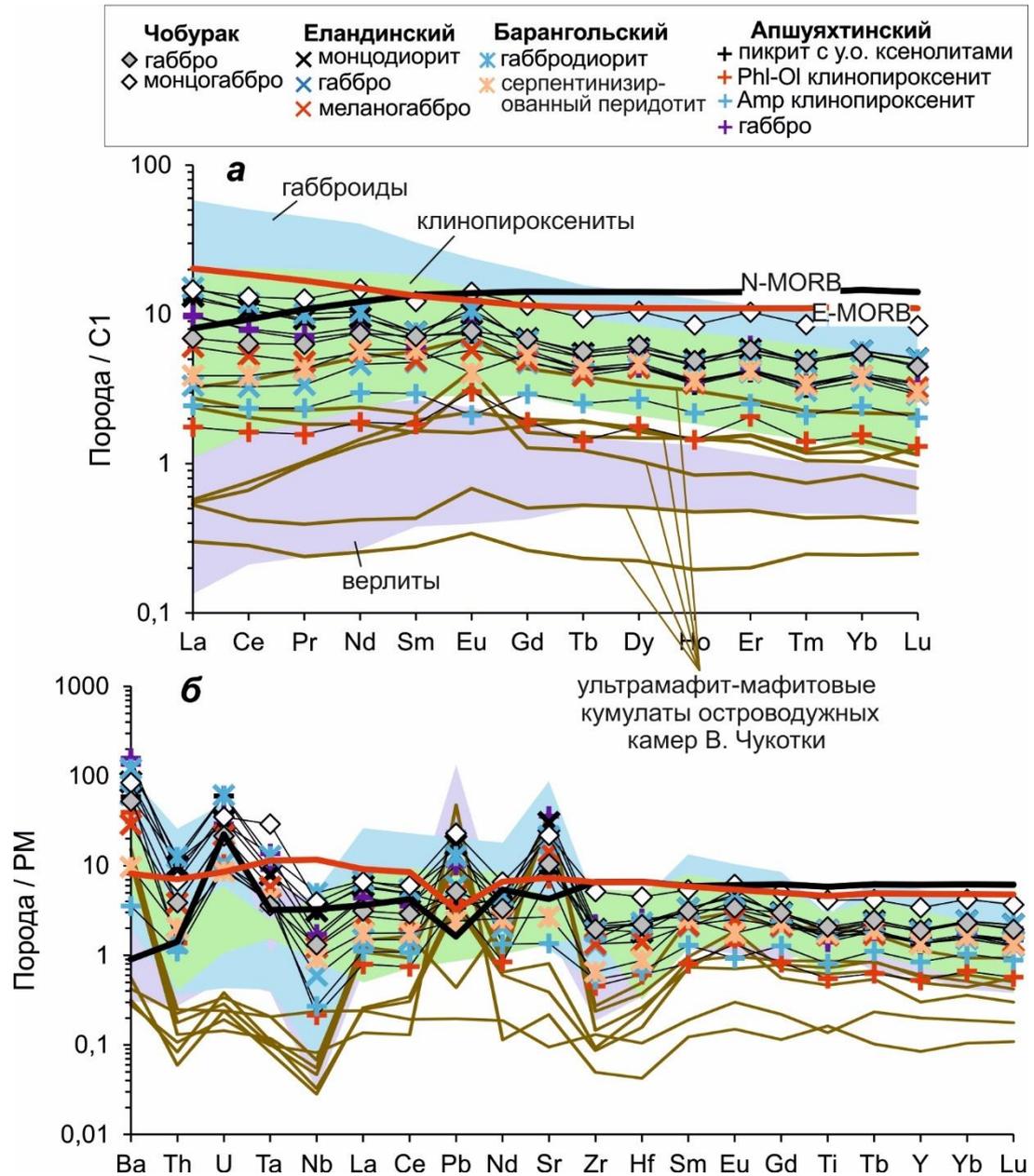


Рис. 3.11. Редкоэлементный состав пород барангольского комплекса.

a – спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные на валовый состав хондрита (C1) по (Boynnton et al., 1984); *b* – мультиэлементная диаграмма, со значениями, нормированными по примитивной мантии (PM) по (Sun, McDonough, 1989).

Составы нормальных (N-MORB) и обогащённых (E-MORB) базальтов срединно-океанических хребтов по (Sun, McDonough, 1989). Состав ультрамафит-мафитовых кумулатов островодужных магматических камер Восточной Чукотки по (Леднева и др., 2020). Поля составов верлитов, клинопироксенитов и габброидов из интрузивов Урало-Аляскинского типа по (Himmelberg, Loney, 1995; Пушкарев, 2000; Khedr, Arai, 2016).

Таблица 3.6. Микроэлементный состав (г/т) пород усть-семиной свиты и барангольского комплекса.

Место	Бийская постройка			Куюс	Усть-Семиная постройка	
Тип породы	Di-базальты			Анкармиты	Анкармиты	Di-базальты
Образец	ВІУ-02-18	ВІУ-04-18	ВІУ-09-18	ВІУ-04-17	ВІУ-05-17	ВАР-02-18
Ti	5587	5124	3736	5314	5627	3490
V	238	277	193	336	218	212
Cr	231	118	130	175	496	57,9
Co	28,2	18,8	22,0	30,4	41,8	27,1
Ni	34,7	23,8	41,4	37,7	95,5	26,8
Cu	87,9	75,8	109	147	56,2	72,3
Rb	2,87	2,17	82,9	8,93	3,32	9,47
Sr	386	281	361	502	193	317
Y	11,52	9,83	12,1	10,1	6,71	11,3
Zr	43,7	33,3	45,7	35,9	15,0	24,9
Nb	3,60	2,83	2,10	8,21	1,21	1,59
Cs	0,24	0,20	1,51	0,45	0,05	0,52
Ba	251	209	2047	5599	94,1	1069
La	4,46	3,71	3,87	19,2	1,79	2,86
Ce	10,9	9,41	8,67	38,1	4,49	6,64
Pr	1,54	1,36	1,27	3,94	0,72	0,96
Nd	8,53	7,64	6,75	17,8	4,54	5,44
Sm	2,35	2,13	1,96	3,39	1,33	1,60
Eu	0,93	0,70	1,21	2,56	0,59	0,90
Gd	2,72	2,37	2,48	3,47	1,63	2,05
Tb	0,38	0,34	0,35	0,39	0,24	0,32
Dy	2,75	2,43	2,69	2,56	1,73	2,49
Ho	0,47	0,43	0,48	0,42	0,28	0,46
Er	1,59	1,44	1,76	1,86	0,99	1,64
Tm	0,188	0,170	0,20	0,165	0,115	0,22
Yb	1,43	1,29	1,70	1,21	0,83	1,61
Lu	0,174	0,165	0,22	0,151	0,098	0,21
Hf	1,28	1,16	1,14	1,05	0,58	0,83
Ta	0,51	0,30	0,80	0,61	0,29	0,30
Pb	2,06	3,83	4,74	3,84	1,10	1,65
Th	0,50	0,42	0,75	1,58	0,055	0,38
U	0,37	0,33	0,88	0,87	0,103	0,61
(La/Yb) _N	2,1	1,9	1,5	10,7	1,5	1,2
Eu/Eu*	1,1	1,0	1,7	2,3	1,2	1,5
(Nb/La) _{PM}	0,8	0,7	0,5	0,4	0,7	0,5
(Nb/Th) _{PM}	0,9	0,8	0,3	0,6	2,6	0,5

Продолжение табл. 3.6

Место	Усть-Семинская постройка				Анос-Емурлинская		Камлак
Тип породы	Di-базальты		Анкармиты		Анкармиты		Di-базальты
Образец	VAR-07-18	КАТ-04-18	КАТ-10-18	КАТ-06-18	ANO-01-18	ANO-02-18	КАМ-02-18
Ti	4579	2165	2845	2221	1725	1770	3599
V	265	154	231	189	210	234	119
Cr	191	387	266	647	729	505	600
Co	36,8	39,8	35,9	43,3	44,6	44,7	58,6
Ni	46,3	71,1	57,5	93,5	106	90,3	181
Cu	108	88,7	73,6	74,7	50,9	69,4	16,2
Rb	4,08	5,45	6,18	0,87	3,84	5,69	76,9
Sr	390	1417	497	469	163	337	195
Y	11,6	6,33	9,48	6,67	5,89	6,49	3,46
Zr	27,7	17,0	20,4	16,7	10,3	10,8	18,8
Nb	1,61	0,83	1,51	0,98	1,47	1,39	1,03
Cs	0,30	0,47	0,13	0,66	0,106	0,174	5,31
Ba	195	662	173	62,9	103	90,2	189
La	2,90	1,97	3,40	2,14	2,71	2,62	1,27
Ce	7,15	4,48	7,99	5,32	6,15	5,82	6,96
Pr	1,11	0,67	1,18	0,77	0,89	0,84	0,58
Nd	6,53	3,46	6,77	4,57	5,26	5,00	3,43
Sm	2,06	1,02	1,90	1,31	1,41	1,33	1,08
Eu	0,82	0,66	0,71	0,43	0,49	0,48	0,42
Gd	2,50	1,30	2,27	1,50	1,58	1,55	1,19
Tb	0,37	0,20	0,31	0,22	0,21	0,21	0,156
Dy	2,63	1,45	2,22	1,54	1,40	1,48	1,04
Ho	0,47	0,27	0,39	0,28	0,24	0,26	0,165
Er	1,83	1,51	1,35	0,93	0,81	0,91	0,52
Tm	0,20	0,113	0,168	0,121	0,104	0,114	0,062
Yb	1,58	0,86	1,27	0,89	0,79	0,90	0,45
Lu	0,194	0,110	0,164	0,120	0,102	0,119	0,055
Hf	0,91	0,51	0,71	0,51	0,38	0,40	0,71
Ta	0,28	0,191	0,37	0,30	0,84	0,72	0,132
Pb	1,20	1,31	1,92	1,69	1,71	2,65	6,96
Th	0,30	0,27	0,42	0,24	0,41	0,41	0,53
U	0,31	0,48	0,46	0,32	0,49	0,55	0,28
(La/Yb) _N	1,2	1,6	1,8	1,6	2,3	2,0	1,9
Eu/Eu*	1,1	1,7	1,0	0,9	1,0	1,0	1,1
(Nb/La) _{PM}	0,5	0,4	0,4	0,4	0,5	0,5	0,8
(Nb/Th) _{PM}	0,6	0,4	0,4	0,5	0,4	0,4	0,2

Продолжение табл. 3.6

Место	Камлак	Апшухтинский массив					Барангольский массив
Тип породы	Di-базальты	Phl-Ol клинопироксени г	Аmp клинопироксени г	пикриты с у.о. ксенолитами	габбро		Серпентинизированный перидотит
Образец	КАМ-04-18	APSH-05-17	APSH-08-15	APSH-04-15	APSH-06-17	APSH-05-15	BAR-01-15
Ti	4113	714	1049	2012	2059	1829	2277
V	176	81,5	93,8	102	118	173	101
Cr	681	1714	914	985	295	524	473
Co	63,2	72,8	43,9	55,8	23,6	38,9	110
Ni	213	649	524	711	106	104	544
Cu	10,2	14,8	33,0	10,4	8,08	24,1	80,8
Rb	73,5	3,91	0,46	4,64	45,1	10,1	2,75
Sr	170	151	28,6	178	752	485	57
Y	4,94	2,38	3,84	6,04	8,39	6,48	6,10
Zr	22,2	5,08	6,00	23,7	24,9	17,0	7,31
Nb	1,20	0,152	0,192	2,29	1,09	1,22	0,66
Cs	4,84	0,35	0,178	0,94	0,52	0,26	0,193
Ba	141	275	24,7	410	1104	942	67,3
La	1,66	0,55	0,76	3,93	2,99	3,08	1,21
Ce	7,15	1,32	1,90	8,65	6,47	6,32	3,14
Pr	0,66	0,192	0,29	1,10	0,89	0,83	0,52
Nd	3,79	1,14	1,80	5,84	4,92	4,56	3,49
Sm	1,22	0,36	0,58	1,40	1,32	1,17	1,14
Eu	0,49	0,22	0,155	0,55	0,92	0,67	0,30
Gd	1,42	0,49	0,76	1,50	1,58	1,41	1,40
Tb	0,20	0,068	0,120	0,20	0,24	0,20	0,21
Dy	1,42	0,58	0,87	1,42	1,82	1,43	1,52
Ho	0,23	0,104	0,157	0,24	0,32	0,25	0,26
Er	0,75	0,44	0,53	0,86	1,30	0,90	0,88
Tm	0,084	0,046	0,069	0,105	0,154	0,111	0,109
Yb	0,61	0,33	0,51	0,81	1,14	0,84	0,80
Lu	0,074	0,042	0,065	0,110	0,148	0,112	0,097
Hf	0,83	0,188	0,21	0,70	0,77	0,80	0,27
Ta	0,157	0,20	0,158	0,43	0,37	0,56	0,174
Pb	7,14	0,71	4,41	0,64	1,85	2,63	0,45
Th	0,69	0,117	0,093	0,95	0,68	0,98	0,172
U	0,45	0,22	0,195	1,26	0,81	0,61	0,180
(La/Yb) _N	1,8	1,1	1,0	3,3	1,8	2,5	1,0
Eu/Eu*	1,1	1,6	0,7	1,2	1,9	1,6	0,7
(Nb/La) _{PM}	0,7	0,3	0,2	0,6	0,4	0,4	0,5
(Nb/Th) _{PM}	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,1	0,5

Место	Барангольский массив	Еландинский массив			Чобурак	
Тип породы	габбродиорит	монцодиорит	габбро	меланогаббро	монцогаббро	габбро
Образец	BAR-06-18	ELN-01-17	ELN-02-17	ELN-03-17	КАТ-01-18	КАТ-02-18
Ti	2420	2490	2482	2187	5344	2682
V	159	101	202	174	180	173
Cr	6,18	5,17	27,0	323	20,6	687
Co	15,1	15,8	24,1	40,5	22,7	42,6
Ni	7,27	7,40	42,8	70,0	9,83	107
Cu	129	75,9	20,3	15,3	128	11,9
Rb	3,51	44,7	16,8	9,92	12,0	12,4
Sr	452	641	252	301	460	221
Y	8,37	8,83	6,17	6,16	15,4	8,67
Zr	20,8	21,9	14,3	15,0	57,3	22,0
Nb	3,55	2,22	0,42	0,87	2,80	0,94
Cs	0,46	0,78	0,79	0,26	0,25	0,93
Ba	839	601	432	201	590	367
La	4,69	4,11	1,03	1,88	4,53	2,15
Ce	9,67	8,70	2,64	4,31	10,6	5,16
Pr	1,23	1,14	0,41	0,59	1,55	0,77
Nd	6,28	5,73	2,78	3,34	8,89	4,49
Sm	1,48	1,48	0,93	0,96	2,39	1,39
Eu	0,79	0,75	0,53	0,42	1,04	0,57
Gd	1,72	1,79	1,23	1,27	2,98	1,78
Tb	0,25	0,26	0,195	0,185	0,45	0,27
Dy	1,82	1,91	1,47	1,41	3,39	2,01
Ho	0,33	0,36	0,26	0,25	0,61	0,35
Er	1,16	1,23	0,86	0,89	2,18	1,22
Tm	0,153	0,159	0,100	0,112	0,28	0,155
Yb	1,18	1,19	0,75	0,81	2,08	1,13
Lu	0,162	0,163	0,094	0,105	0,27	0,144
Hf	0,72	0,56	0,61	0,44	1,38	0,68
Ta	0,52	0,32	0,164	0,24	1,19	0,147
Pb	2,37	3,18	1,11	0,86	4,24	0,95
Th	1,07	0,84	0,115	0,32	0,57	0,33
U	1,28	0,67	0,22	0,46	0,73	0,45
(La/Yb) _N	2,7	2,3	0,9	1,6	1,5	1,3
Eu/Eu*	1,5	1,4	1,5	1,2	1,2	1,1
(Nb/La) _{PM}	0,7	0,5	0,4	0,4	0,6	0,4
(Nb/Th) _{PM}	0,4	0,3	0,4	0,3	0,6	0,3

ГЛАВА 4. МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ КЛИНОПИРОКСЕНА

Клинопироксен является главным породообразующим минералом для эффузивов усть-семиинской свиты, и присутствует в виде крупных идиоморфных вкрапленников (2–20 мм, чаще 3–9 мм), мелких кристаллов (0,5–1 мм) и микролитов основной массы (см. рис. 3.1, 4.1, 4.2). Вкрапленники клинопироксена в большинстве случаев обладают зональностью в проходящем свете и в изображениях в обратно-рассеянных электронах (см. рис. 3.1, 4.1, 4.2). По типам зональности – в основном нормальные, осцилляторные и реже осцилляторно-обратные (см. рис. 3.1, 4.1, 4.2).

4.1. ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ЗОНАЛЬНОСТЬ

Часть представительных анализов основных, редких и редкоземельных элементов для клинопироксенов из эффузивов усть-семиинской свиты и интрузивов барангольского комплекса приведена в таблице 4.1.

Изучение зональности зёрен клинопироксена было проведено с помощью элемент-картирования на сканирующем электронном микроскопе (см. рис. 4.1). Ядра вкрапленников клинопироксена в вулканитах усть-семиинской свиты (во всех типах пород) состоят из диопсида и реже авгита ($\text{En}_{38-51}\text{Wo}_{40-50}\text{Fs}_{3-20}$) (см. рис. 4.3а). В случае нормальной зональности, они характеризуются высокой магнезиальностью $\text{Mg}\#$ 93,8–78,4 (где $\text{Mg}\# = 100 * \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe})$ в атомных %), широким диапазоном содержания Cr_2O_3 0,13–1,20 мас. % (в среднем 0,50 мас. %), высоким содержанием CaO 20,67–25,58 мас. % и низкими содержаниями TiO_2 0,13–0,73 мас. %, Al_2O_3 0,49–4,42 мас. % и Na_2O 0,12–0,36 мас. % (см. рис. 4.1, 4.2, 4.3в–л).

Напротив, края вкрапленников (как из первой группы, так и из второй) имеют более низкую магнезиальность $\text{Mg}\#$ 83,0–66,7 с относительно низким же содержанием Cr_2O_3 0,13–0,67 мас. % (в среднем 0,27 мас. %) и высокими содержаниями Al_2O_3 1,68–8,75 мас. %, TiO_2 0,20–1,78 (в среднем 0,84 мас. %) мас. %, и Na_2O 0,13–0,61 мас. % (см. рис. 4.1, 4.2, 4.3в–л). Точки их состава попадают в поля диопсида и авгита ($\text{En}_{32-48}\text{Wo}_{28-52}\text{Fs}_{8-25}$) (см. рис. 4.3а).

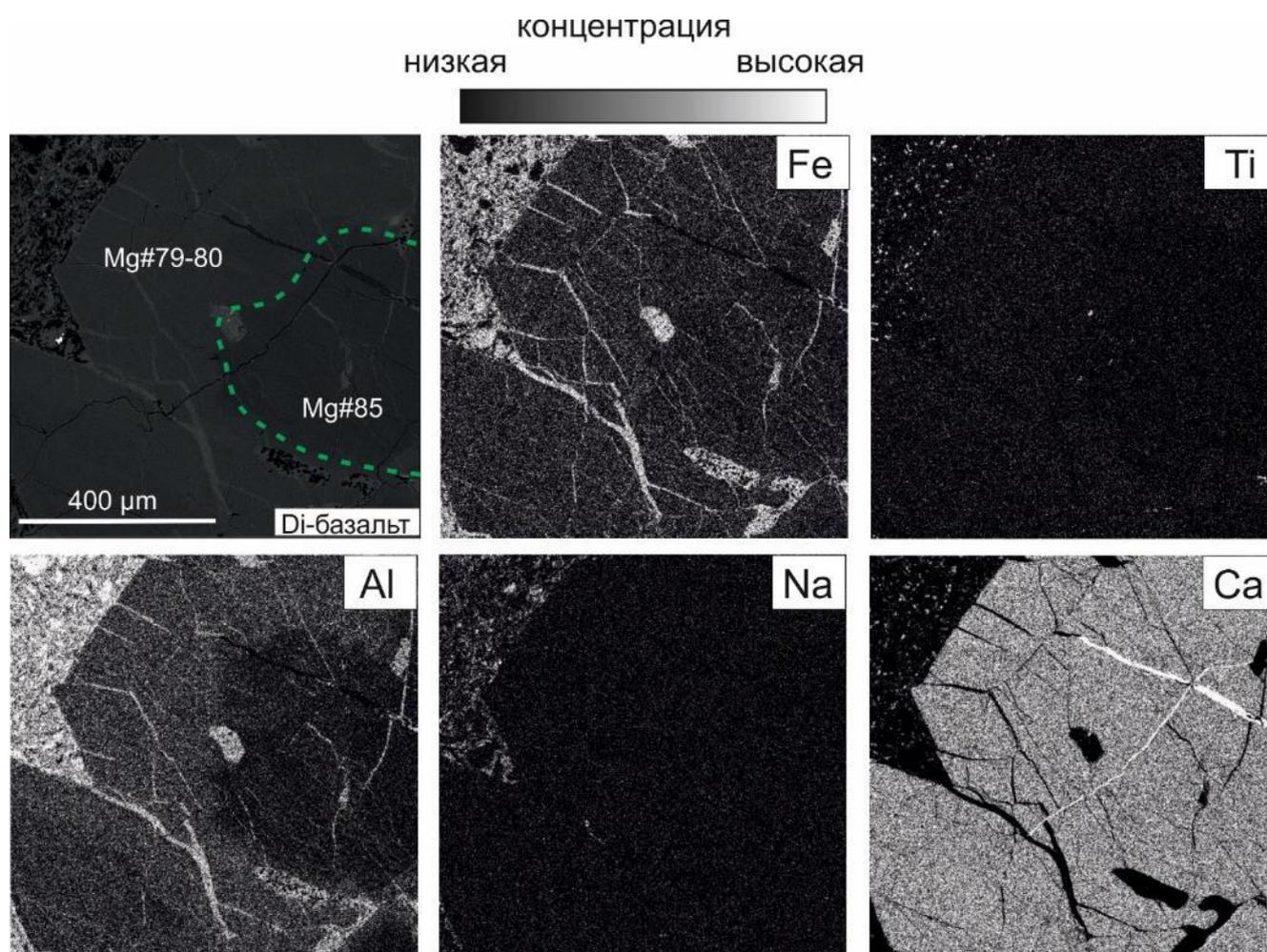


Рис. 4.1. Элемент-картирование зональных вкрапленников клинопироксена в обратно-рассеянных электронах BSE из пород второй группы (Di-базальты) усть-семиинской свиты с помощью сканирующего электронного микроскопа.

В случае осцилляторно-обратной зональности, например в диопсид-порфировых базальтах из участка Камлак и Бийской постройки, наблюдается чередование зон двух типов: с низкой магнезиальностью и относительно высокими содержаниями TiO_2 , Na_2O и Al_2O_3 и низким содержанием Cr_2O_3 , второй – с высокой магнезиальностью с относительно низкими содержаниями TiO_2 , Na_2O и Al_2O_3 и высоким Cr_2O_3 , (см. рис. 4.2д,е,ж,з, 21).

Осцилляторная зональность наблюдается в краевых частях крупных кристаллов и в мелких зёрнах клинопироксена с колебаниями магнезиальности от 77,7 до 85,6 во внутренних частях, и от 72,3 до 87,5 в периферийных (см. рис. 4.1к,л,м,н, 4.2). Иногда встречаются вкрапленники клинопироксена со слабо выраженной зональностью, например клинопироксен из базальтов участка Куюс,

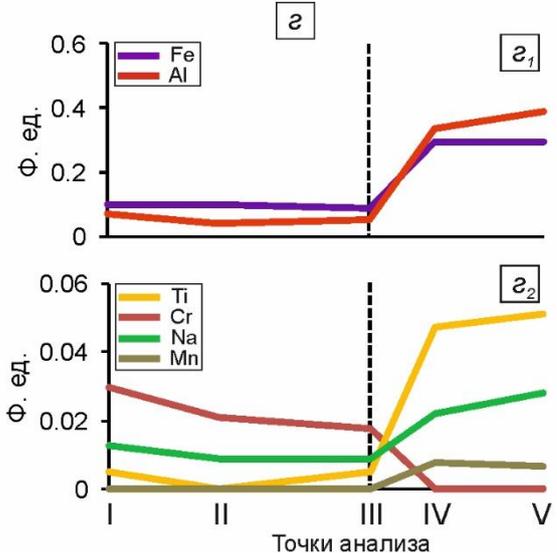
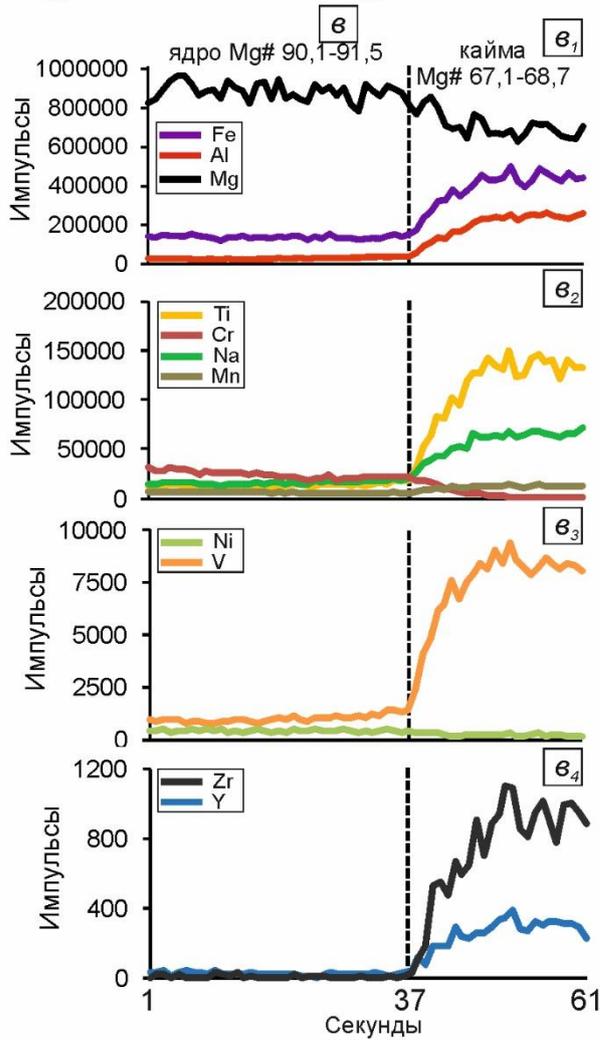
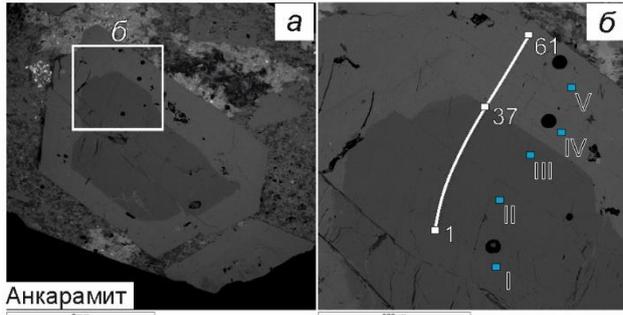
где ядро и кайма имеют близкий состав и для них характерны низкая магнезиальность $Mg\# 79,7-65,2$ с относительно низким содержанием $Cr_2O_3 < 0,25$ мас. % и высокими содержаниями $Al_2O_3 1,28-5,33$ мас. %, $TiO_2 0,60-1,27$ (в среднем $0,84$ мас. %) мас. %, и $Na_2O 0,20-0,40$ мас. % (см. рис. 4.3в-л).

Изучение зональности зёрен клинопироксена было приведено также с помощью прожига профилей в крест зональности зёрен, либо через весь кристалл, либо от центральных частей ядра до внешней зоны. Результаты, в том числе по приведённым на рис. 20 профилям, показывают то, что элементы-примеси, такие как Mn, V, Y и Zr ведут себя сходно с Ti, Fe и Na, а Ni – с Cr (см. рис. 4.2). Иными словами, ядра клинопироксена имеют более высокие содержания Mg, Cr, Ni и Ca и более низкие содержания Fe, Al, Ti, Na, Mn, V, Y, Zr, а края – наоборот (см. рис. 4.2).

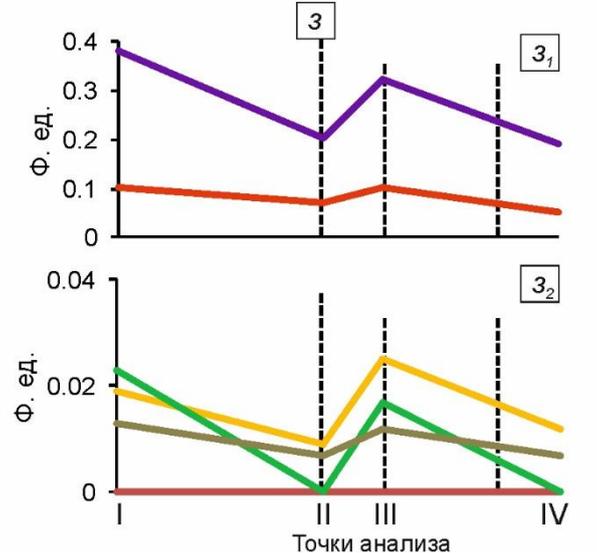
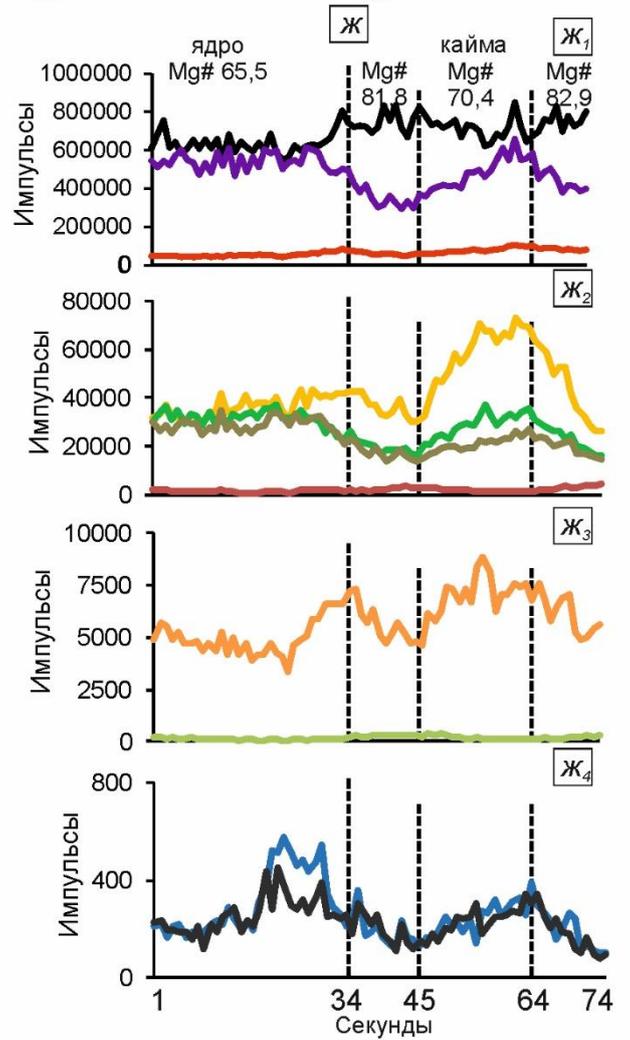
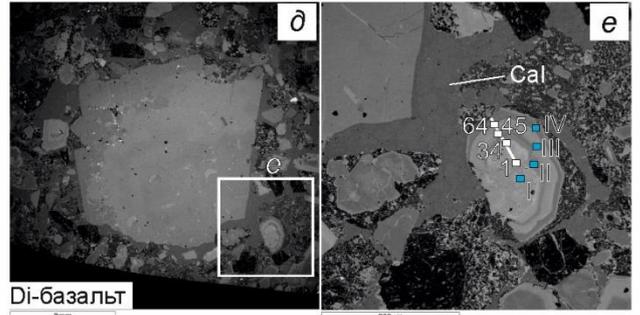
Клинопироксен основной массы образует мелкие кристаллы с относительно низкой магнезиальностью $Mg\# 81,3-50,3$ (см. рис. 4.3в-л). Он соответствует авгиту и диопсиду ($En_{27-53}Wo_{28-50}Fs_{10-26}$) (см. рис. 4.3а). Однако, зерна из основной массы анкарамитов Усть-Семинской постройки более магнезиален $Mg\# 90,1-78,1$ (см. рис. 4.3в-л). В целом составы клинопироксена из основной массы близки к составам краевых частей вкрапленников, и имеют широкий диапазон содержания $Al_2O_3 0,70-9,60$ мас. %, характеризуются высокими содержаниями $TiO_2 0,22-2,79$ мас. % и $Na_2O 0,16-1,16$ мас. % и более низкими содержаниями Cr_2O_3 , не превышающими $0,31$ мас. % (см. рис. 4.3в-л).

Клинопироксен из пород участка Кунос и Бийской постройки имеет наиболее высокие содержания TiO_2 (до $2,79$ мас. %) и Al_2O_3 (до $9,60$ мас. %) при том, что для клинопироксена из Усть-Семинской и Анос-Емурлинской построек и Камлакского участка содержание TiO_2 составляет не более $1,22$ мас. %, а Al_2O_3 не превышает $6,32$ мас. % (см. рис. 4.3в-л).

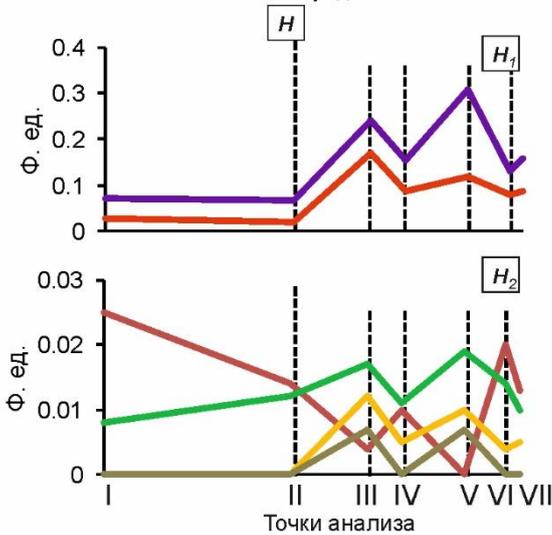
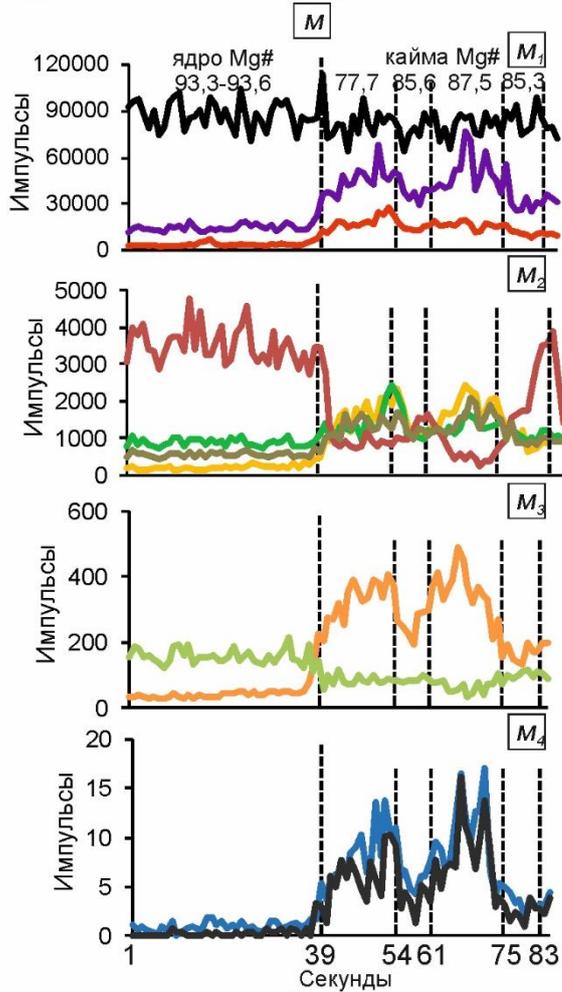
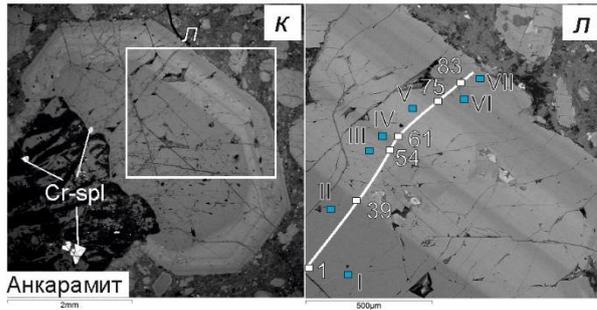
Нормальная зональность



Обратно-осцилляторная зональность



Осцилляторная зональность



Без зональности

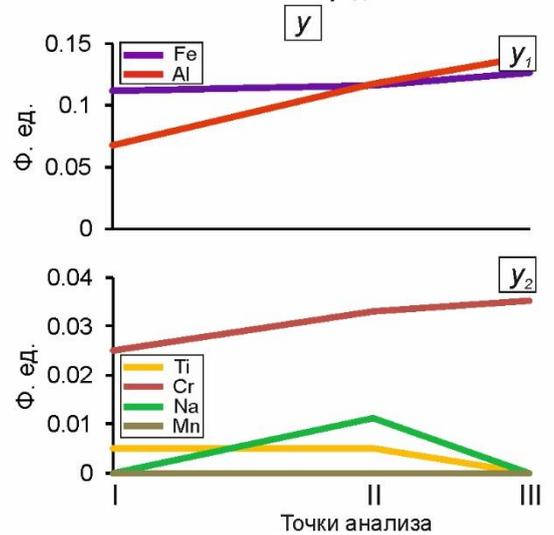
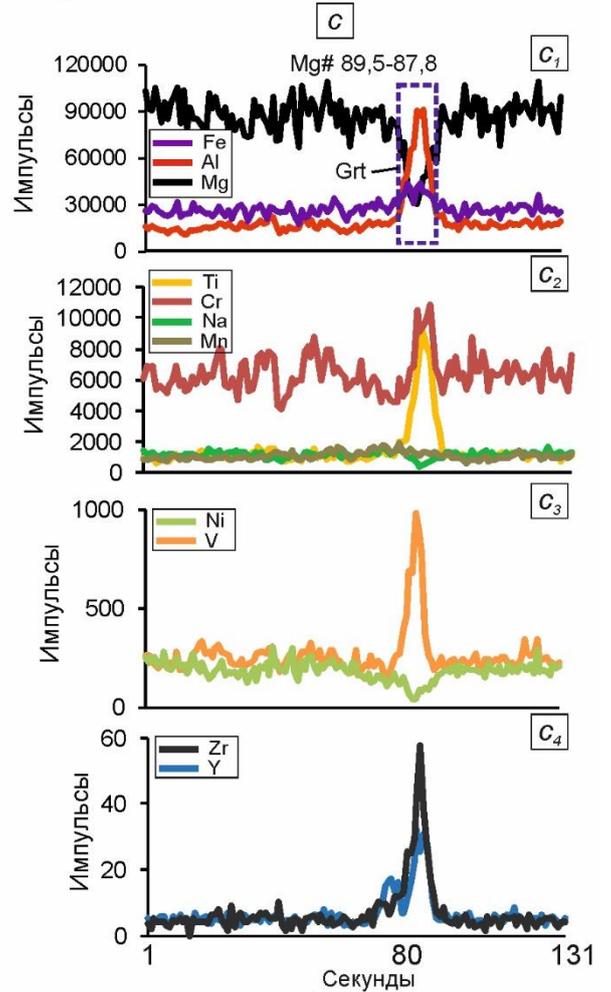
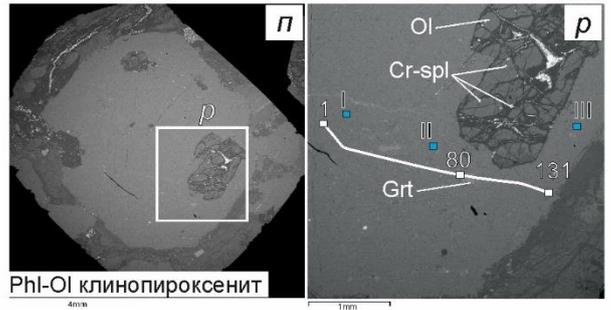
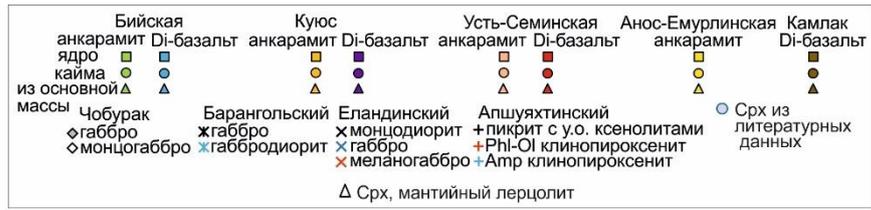


Рис. 4.2. Строение кристаллов клинопироксена из пород усть-семиинской свиты и барангольского комплекса. *a, d, k, n* – микрофотографии кристаллов клинопироксена в обратно-рассеянных электронах BSE (общий вид): *a, d, k* – из пород (*a, k*) первой (анкарамит) и (*d*) второй (Di-базальт) групп усть-семиинской свиты, *n* – из Апшухтинского массива барангольского комплекса; *b, e, l, p* – микрофотографии в обратно-рассеянных электронах BSE увеличенного фрагмента краевой части кристаллов клинопироксена, линиями показана траектория прожига зерна лазером, арабскими цифрами обозначены секунды, римскими цифрами обозначены точки анализов по данным ЭДС; *v, ж, м, с* – вариации состава основных, примесных и редких элементов в по данным ИСП-МС (импульсы в секунду); *z, з, н, у* – вариации состава основных и примесных элементов (даны в формульных единицах, пересчитанных на 6 атомов кислорода) по данным ЭДС. Выраженный пик на диаграмме (*с*), связан с включением вторичного граната (Grt).

Клинопироксен из Анос-Емурлинской постройки в отличие от других, имеет наиболее низкие содержания TiO_2 и Al_2O_3 (см. рис. 4.3в–л). Эти особенности состава клинопироксена совпадают с данными по перохимическим особенностям самих пород.

Таким образом, состав клинопироксенов из эффузивов усть-семиинской свиты показывает отрицательную корреляцию $Mg\#$ с содержаниями TiO_2 , Al_2O_3 и Na_2O и положительную корреляцию с содержанием Cr_2O_3 (см. рис. 4.3в–л). Это позволяет сделать вывод о том, что клинопироксен этих двух условных породных групп (базальтов и анкарамитов) по содержаниям основных компонентов не различается и может быть отнесён к одной и той же популяции. Это согласуется также с наблюдениями других исследователей пород усть-семиинской свиты (Buslov et al., 1993; Гибшер и др., 1997; Симонов и др., 2010) (см. рис. 4.3в–л).

Клинопироксен из пород усть-семиинской свиты по вариациям содержаний Al_2O_3 , TiO_2 и Na_2O близок к составам клинопироксена из толеитовых базальтов Алеутской дуги, однако отличается от них, и, тем более, от клинопироксена из толеитовых базальтов плато Онтонг Джава, высокой магнезиальностью и высоким содержанием Cr_2O_3 (см. рис. 4.3).



Бийская, Куюс Усть-Семинская, Анос-Емурлинская,
Камлак

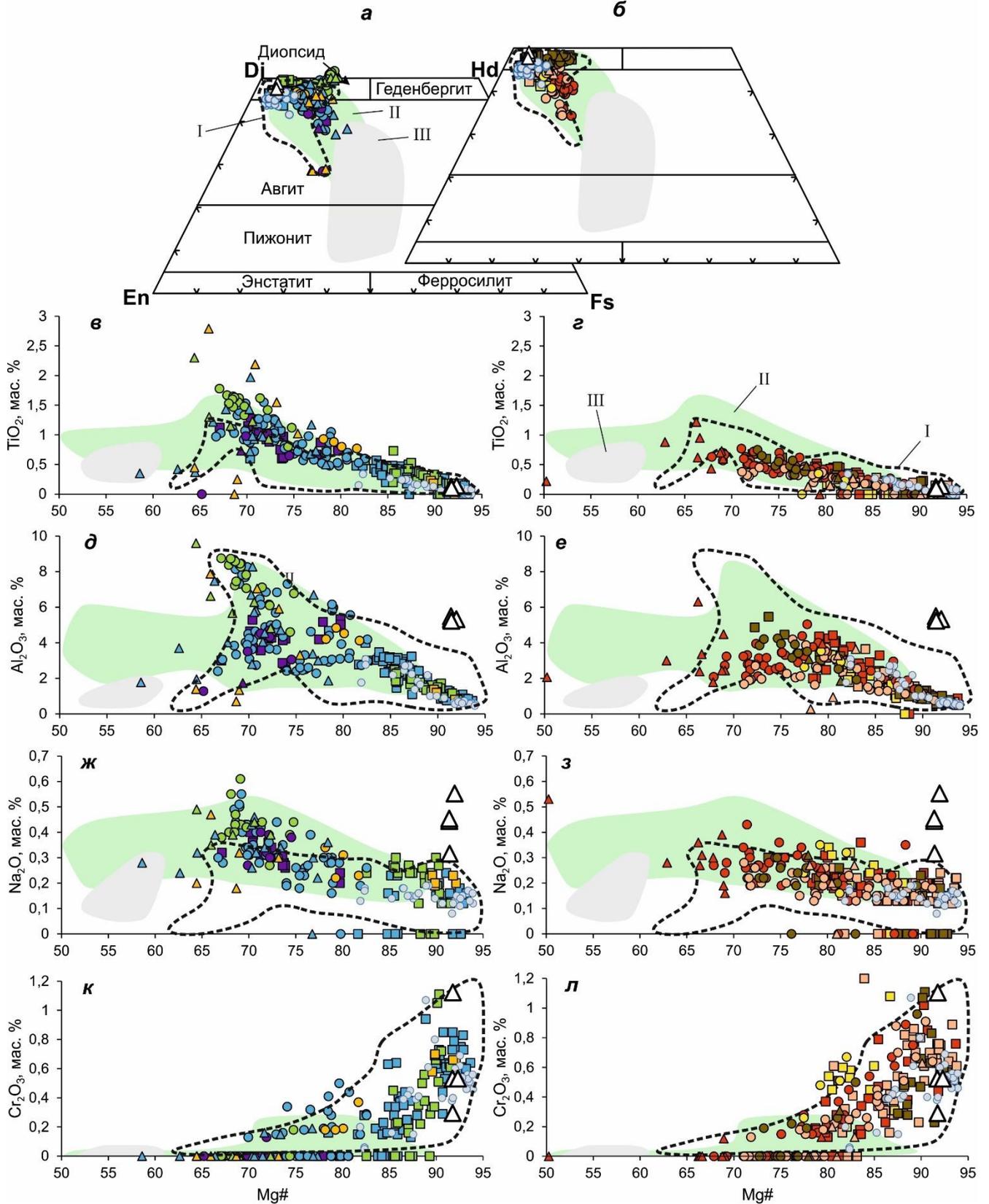


Рис. 4.3. Состав клинопироксенов из пород усть-семинской свиты. *а, б* – классификация клинопироксенов по (Morimoto, 1988) (*а*) из пород Бийской постройки и участка Куюс и (*б*) из пород Усть-Семинской и Анос-Емурлинской построек и участка Камлак; *в–л* – вариации состава клинопироксена: (*в, д, ж, к*) из пород Бийской постройки и участка Куюс; (*з, е, з, л*) из пород Усть-Семинской и Анос-Емурлинской построек и участка Камлак. Состав клинопироксена из вулканитов усть-семинской свиты из литературных данных по (Buslov et al., 1993; Гибшер и др., 1997; Симонов и др., 2010). I – поле состава клинопироксенов из островодужных анкарамитов (Barsdell, Berry 1990; Della-Pasqua, 1997; Portnyagin et al., 2005a; Zhang et al., 2008; Marchev et al., 2009; Пушкарев и др., 2017); II, III – поле состава клинопироксенов из толеитовых базальтов: II – Алеутской дуги (Kay, Kay, 1982; Kay, Kay, 1985; Borsuk et al., 1985; Romick et al., 1990; Singer et al., 1992; Myers et al., 2002; Wade et al., 2008; Lloyd et al., 2016), III – плато Онтонг Джава (Frey et al., 1977; Frey et al., 1991). Di – диопсид; Hd – геденбергит; En – энстатит; Fs – ферросилит.

По вариациям содержаний Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O и Cr_2O_3 , а также по высокой магнезиальности, клинопироксен из пород усть-семинской свиты близок к составу клинопироксена анкарамитов островных дуг (см. рис. 4.3).

В интрузивах барангольского комплекса, клинопироксен образует либо идиоморфные кристаллы (2–8 мм), либо ксеноморфные выделения (см. рис. 3.2, 4.2). Зерна клинопироксена в общем случае не обладают зональностью, кроме клинопироксенов из тел в районе р. Чобурак (см. рис. 3.2, 4.2).

Клинопироксен в целом по соотношению основных компонентов соответствует диопсиду и авгиту ($En_{31-69}Wo_{21-51}Fs_{5-24}$) (см. рис. 4.4а). Магнезиальность варьирует в широком диапазоне – от 91,1 до 56,0 (см. рис. 4.4б–д). Клинопироксен из флогопит-оливинового клинопироксенита и ксенолитов в пикритах Апшухтинского массива, меланогаббро Еландинского массива и габбро Чобурака (ядерные части кристаллов) более магнезиален (Mg# 91,1–80,0), чем клинопироксен из амфиболового клинопироксенита Апшухтинского массива, габбро и монцодиоритов Еландинского массива, габбро и габбродиоритов Барангольского массива и монцогаббро Чобурака (Mg# 78,5–56,0) (см. рис. 4.4б–д). Клинопироксен из флогопит-оливиновых клинопироксенитов Апшухтинского массива в отличие от других имеет наиболее высокое содержание Cr_2O_3 , достигающее 1,51 мас. % (см. рис. 4.4д).

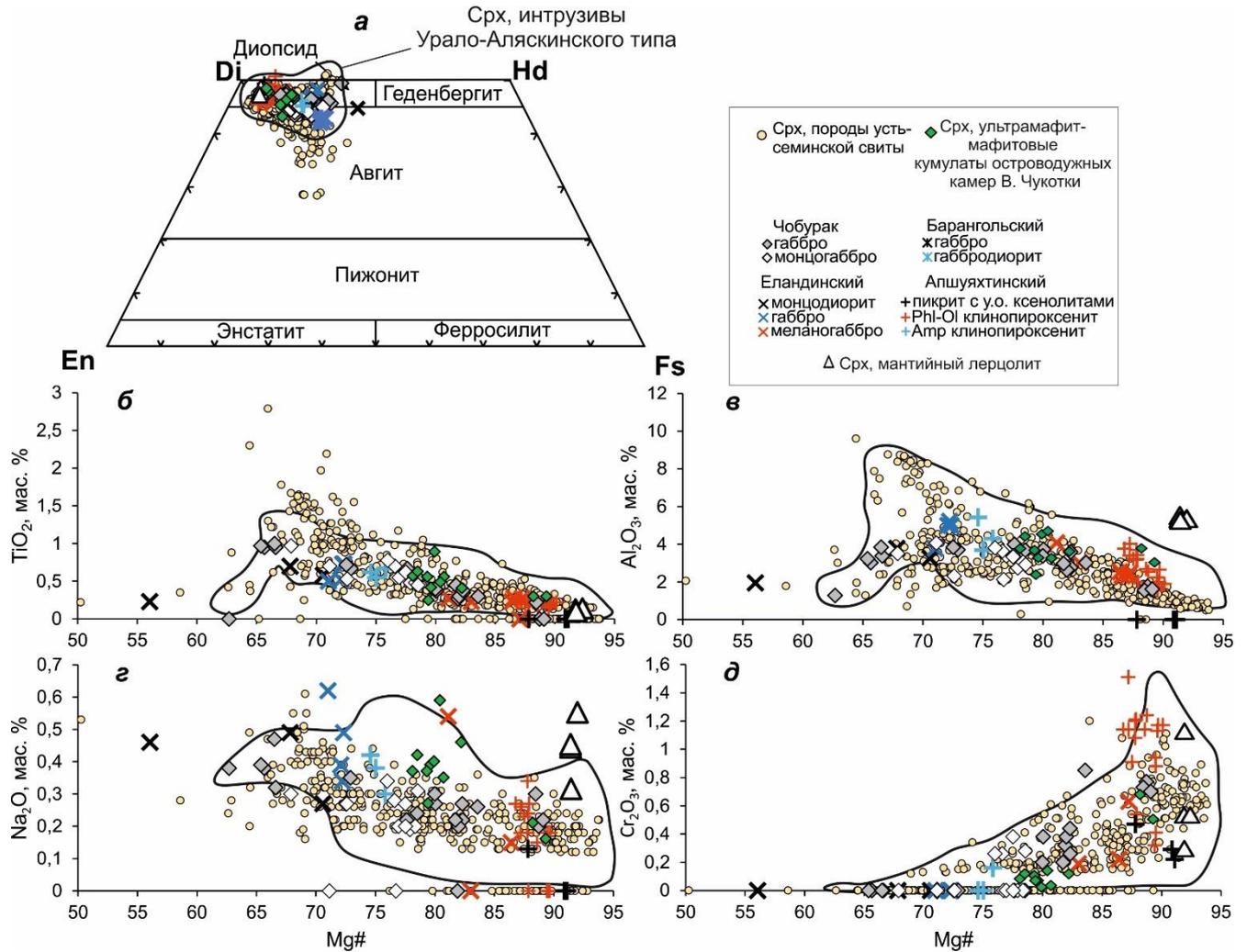


Рис. 4.4. Состав клинопироксена из пород барангольского комплекса при сравнении с составами из пород усть-семиной свиты. *а* – классификация клинопироксенов по (Morimoto, 1988); *б–д* – вариации состава клинопироксена. Состав клинопироксена из ультрамафит-мафитовых кумулатов островодужных магматических камер Восточной Чукотки по (Леднева и др., 2020). Поле состава клинопироксенов из интрузивов Урало-Аляскинского типа (Himmelberg, Loney, 1995; Пушкарев, 2000; Krause et al., 2007; Готтман, 2014; Khedr, Arai, 2016). Di – диопсид; Hd – геденбергит; En – энстатит; Fs – ферросилит.

Для клинопироксенов из флогопит-оливинового клинопироксенита и ксенолитов в пикритах Апшухтинского массива, меланогаббро Еландинского массива и габбро Чобурака (ядро зёрен) характерны низкие содержания Al_2O_3 0,77–4,08 мас. %, TiO_2 до 0,67 мас. %, и Na_2O до 0,54 мас. % и высокие содержания Cr_2O_3 0,19–1,51 мас. % (в среднем 0,79 мас. %) и CaO 22,11–24,75 мас. % (см. рис. 4.4). Напротив, клинопироксены из амфиболового клинопироксенита Апшухтинского массива, габбро и монцодиоритов Еландинского массива, габбро и габбродиоритов

Барангольского массива и габбро (края зёрен), и монцогаббро Чобурака имеют высокие содержания Al_2O_3 до 5,42 мас. %, TiO_2 до 1,00 мас. %, и Na_2O до 1,21 мас. % и низкие содержания Cr_2O_3 до 0,56 мас. % и CaO 10,13–23,41 мас. % (см. рис. 4.4).

Таким образом, клинопироксены как из эффузивов усть-семиной свиты, так и из интрузивов барангольского комплекса имеют высокую магнезиальность и высокое содержание Cr_2O_3 и показывают отрицательную корреляцию $Mg\#$ с содержаниями TiO_2 , Al_2O_3 и Na_2O и положительную корреляцию с содержанием Cr_2O_3 (см. рис. 4.4). Составы клинопироксена из флогопит-оливиновых клинопироксенитов и ультраосновных ксенолитов из Апшухтинского массива, меланогаббро Еландинского массива и габбро Чобурака (ядра зёрен) близки к составу ядер вкрапленников клинопироксена из эффузивов усть-семиной свиты, а клинопироксены из амфиболовых клинопироксенитов Апшухтинского массива, габбро и монцодиоритов Еландинского массива, габбро и габбродиоритов Барангольского массива и габбро (края зёрен) и монцогаббро Чобурака близки к составу краёв вкрапленников и микролитов основной массы из эффузивов усть-семиной свиты (см. рис. 4.4).

Таблица 4.1. Анализы клинопироксенов из пород усть-семиной свиты и барангольского комплекса.

Место	Бийская постройка					
Тип породы	Di-базальты					Анкарамиты
Образец	ВІУ-01-01-17			ВІУ-02-18		ВІУ-04-17
Примечание	Я	К	ОМ	Я	К	Я
SiO ₂ (мас. %)	52,61	48,84	51,69	54,60	51,94	53,78
TiO ₂	0,20	0,93	0,37	0,18	0,72	н.о.
Al ₂ O ₃	2,36	5,97	1,95	0,79	2,46	0,94
Cr ₂ O ₃	н.о.	0,20	н.о.	0,57	н.о.	0,72
FeO	5,30	6,73	12,92	2,61	8,66	3,32
MnO	0,21	н.о.	0,53	н.о.	0,30	н.о.
MgO	16,60	14,08	13,15	18,09	15,09	17,76
CaO	22,82	23,03	20,16	23,73	21,21	23,02
Na ₂ O	н.о.	0,30	0,32	0,18	0,24	0,12
Сумма	100,10	100,09	101,08	100,75	100,81	99,66
Mg#	84,8	78,9	64,5	92,5	75,7	90,6
V(г/т)	268,26	545,65	151,91	134,26	801,33	73,98
Ni	103,19	91,88	19,12	179,19	74,11	161,53
Rb	0,192	н.о.	0,183	0,076	0,156	н.о.
Sr	15,67	29,45	33,6	26,76	37,08	29,25
Y	4,35	12,81	49,93	2,38	18,21	2,59
Zr	2,03	13,02	27,01	3,07	14,87	0,8
Nb	н.о.	н.о.	0,047	0,079	0,154	н.о.
Cs	0,255	н.о.	0,19	н.о.	0,017	0,026
Ba	1,28	0,4	5,3	6,42	5,33	н.о.
La	0,086	0,407	8,02	0,153	0,96	0,155
Ce	0,664	2,24	26,98	0,55	3,56	0,474
Pr	0,098	0,545	3,8	0,105	0,72	0,092
Nd	1,08	3,57	22,05	0,67	5,17	0,81
Sm	0,57	1,28	8,13	0,39	2,42	0,5
Eu	0,135	0,634	1,52	0,1	0,84	0,169
Gd	0,68	2,11	8,3	0,41	2,93	0,66
Tb	0,144	0,37	1,57	0,067	0,65	0,045
Dy	0,93	2,95	9,92	0,44	4,16	0,45
Ho	0,105	0,54	1,77	0,156	0,86	0,189
Er	0,4	1,4	5,48	0,28	2,2	0,111
Tm	0,074	0,165	0,71	0,032	0,268	0,051
Yb	н.о.	1,41	4,8	0,24	1,53	0,077
Lu	0,091	0,131	0,88	0,057	0,346	0,013
Hf	0,143	0,93	1,6	0,124	1,02	0,063
Ta	0,01	0,021	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Th	н.о.	0,0082	0,105	0,0093	0,042	н.о.
U	н.о.	н.о.	0,068	0,015	0,017	н.о.
(La/Yb) _N	0,2	0,2	1,1	0,4	0,4	1,4
Eu/Eu*	0,7	1,2	0,6	0,8	1,0	0,9

Место	Бийская постройка				Куюс	
Тип породы	Анкарамиты				Di-базальты	
Образец	ВІУ-04-17				ВІУ-06-17	
Примечание	К	ОМ	Я	К	Я	К
SiO ₂ (мас. %)	45,93	49,12	55,13	44,73	49,85	48,67
TiO ₂	1,63	0,93	0,23	1,53	0,98	1,05
Al ₂ O ₃	7,46	4,82	1,44	8,73	3,57	4,53
Cr ₂ O ₃	н.о.	н.о.	0,51	н.о.	н.о.	н.о.
FeO	9,35	8,79	3,27	9,31	10,20	9,67
MnO	0,25	0,32	н.о.	н.о.	0,35	0,32
MgO	11,49	12,90	17,03	11,14	14,16	13,48
CaO	23,06	23,95	25,58	22,07	20,55	21,07
Na ₂ O	н.о.	0,39	0,27	0,55	0,31	0,40
Сумма	99,18	101,23	100,32	98,07	99,98	99,21
Mg#	68,7	72,3	90,3	68,1	71,2	71,3
V (г/т)	785,92	510,2	156,61	644,8	672,77	691,34
Ni	78,23	51,64	117,68	68,38	53,29	49,84
Rb	0,344	16,66	0,48	0,69	0,0093	0,083
Sr	162,22	1426,39	186,2	358,08	75,09	65
Y	21,83	21,62	3,38	24,31	31,71	29,94
Zr	57,27	57,28	4,93	75,46	25,79	23,04
Nb	1,03	40,15	0,88	1,64	0,053	0,071
Cs	0,172	0,99	0,159	0,127	н.о.	н.о.
Ba	53,22	5821,04	66,52	42,79	0,79	1,13
La	6,66	25,18	1,34	20,4	1,18	0,94
Ce	22,62	45,86	3,86	51,04	4,91	4,2
Pr	4,11	5,88	0,81	7,74	1,41	1,07
Nd	21,08	23,65	5,02	37,63	9,33	7,64
Sm	5,49	3,83	0,34	7,38	3,81	3,82
Eu	1,83	1,17	0,23	1,77	0,99	1,07
Gd	5,23	4,21	0,49	6,93	6,23	5,23
Tb	0,83	0,71	0,27	1,03	0,87	1,04
Dy	4,97	3,66	1,15	4,58	6,68	4,97
Ho	0,78	0,74	0,06	1,02	1,2	1,14
Er	2,05	1,63	0,26	3,13	3,16	3,67
Tm	0,31	0,124	0,056	0,42	0,571	0,4
Yb	2,62	2,26	0,5	1,67	3,14	3,5
Lu	0,309	0,25	0,057	0,28	0,507	0,319
Hf	2,21	1,94	н.о.	2,52	1,7	1,23
Ta	0,159	2,3	н.о.	0,29	н.о.	н.о.
Th	0,155	2,61	н.о.	0,62	0,011	0,013
U	0,043	2,95	н.о.	0,092	0,018	0,021
(La/Yb) _N	1,7	7,5	1,8	8,2	0,3	0,2
Eu/Eu*	1,0	0,9	1,7	0,8	0,6	0,7

Продолжение табл. 4.1

Место	Куюс			Усть-Семинская постройка		
Тип породы	Анкарамиты			Dі-базальты		Анкарамиты
Образец	ВІУ-05-17			КАТ-05-18		КАТ-06-18 2
Примечание	Я	К	ОМ	Я	К	Я
SiO ₂ (мас. %)	53,70	50,25	45,72	53,48	52,46	54,10
TiO ₂	0,13	0,88	2,79	н.о.	н.о.	н.о.
Al ₂ O ₃	1,25	4,84	7,88	1,28	2,95	0,89
Cr ₂ O ₃	0,69	0,18	н.о.	0,64	0,28	0,66
FeO	3,53	7,00	10,95	3,99	6,36	3,13
MnO	0,14	0,19	0,26	н.о.	0,15	н.о.
MgO	17,46	14,97	11,91	17,36	16,02	18,16
CaO	23,17	22,40	20,75	23,04	22,28	22,96
Na ₂ O	0,19	0,22	0,47	0,13	0,22	0,18
Сумма	100,25	100,93	100,72	99,94	100,70	100,07
Mg#	89,9	79,2	65,9	88,6	81,8	91,2
V (г/т)	136,58	432,22	290,44	111,57	283,34	67,87
Ni	198,65	133,79	85,94	141,09	107,28	181,67
Rb	н.о.	0,125	3,23	н.о.	0,009	0,254
Sr	54,75	63,73	119,25	33,81	34,5	43,96
Y	2,22	8,29	10,14	2,26	7,21	2,17
Zr	1,49	8,11	19,31	0,9	4,57	н.о.
Nb	0,056	0,047	1,41	0,035	н.о.	0,022
Cs	н.о.	0,0125	0,048	0,0068	0,016	0,175
Ba	1,32	0,94	59,92	0,116	н.о.	0,82
La	0,081	0,219	0,639	0,08	0,366	0,086
Ce	0,347	1,3	1,99	0,496	1,33	0,45
Pr	0,071	0,275	0,399	0,119	0,365	0,087
Nd	0,84	2,94	2,91	0,73	2,22	0,62
Sm	0,66	0,94	1,21	0,57	0,84	н.о.
Eu	0,252	0,455	0,292	0,102	0,392	0,065
Gd	0,52	1,48	1,86	0,4	1,19	0,22
Tb	0,07	0,214	0,338	0,065	0,179	0,048
Dy	0,41	1,61	1,57	0,39	1,4	0,21
Ho	0,079	0,285	0,347	0,096	0,34	0,114
Er	0,17	0,79	0,71	0,205	0,48	0,49
Tm	0,04	0,118	0,098	0,015	0,064	н.о.
Yb	0,079	0,97	1,22	0,27	0,6	0,68
Lu	0,04	0,091	0,113	0,048	0,047	н.о.
Hf	н.о.	0,61	0,8	0,041	0,37	н.о.
Ta	0,032	0,022	0,094	н.о.	н.о.	н.о.
Th	н.о.	н.о.	0,093	0,0089	0,022	н.о.
U	0,0099	н.о.	0,062	н.о.	н.о.	0,021
(La/Yb) _N	0,7	0,2	0,4	0,2	0,4	0,1
Eu/Eu*	1,3	1,2	0,6	0,7	1,2	

Место	Усть-Семинская постройка	Анос-Емурлинская постройка		Камлак		Апшугтинский массив
Тип породы	Анкарамиты	Анкарамиты		Di-базальты		Phl-Ol клинопироксенит
Образец	КАТ-06-18 1	АНО-01-18		КАМ-01-18		АПСН-05-17
Примечание	К	Я	К	Я	К	Я
SiO ₂ (мас. %)	50,96	53,10	50,57	48,88	53,18	53,21
TiO ₂	0,42	н.о.	0,35	0,62	н.о.	0,17
Al ₂ O ₃	3,87	0,89	3,53	4,46	1,36	1,55
Cr ₂ O ₃	0,15	0,31	0,48	н.о.	0,96	0,88
FeO	7,77	4,54	7,35	8,23	3,56	3,64
MnO	0,23	0,15	н.о.	0,17	н.о.	н.о.
MgO	15,14	17,28	15,69	14,13	17,18	17,35
CaO	21,83	22,79	21,45	23,44	23,73	23,03
Na ₂ O	0,24	0,23	0,35	0,30	0,19	н.о.
Сумма	100,61	99,29	99,77	100,22	100,17	99,82
Mg#	77,7	87,2	79,2	75,4	89,6	89,5
V (г/т)	401,37	108,9	137,02	239,65	51,38	272,53
Ni	110,55	125,67	128,62	129,83	221,75	329,39
Rb	0,0098	н.о.	0,63	2,32	0,24	0,087
Sr	100,77	42,64	46,94	146,42	76,49	61,27
Y	11,27	4,49	6,09	21,66	2,54	4,67
Zr	7,20	0,82	4,71	24,69	0,86	5,07
Nb	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,058
Cs	0,115	н.о.	0,263	1,34	0,043	0,067
Ba	0,63	0,86	2,08	3,94	н.о.	3,13
La	0,348	0,179	0,52	1,43	0,087	0,366
Ce	2,00	0,89	1,05	3,84	0,6	1,23
Pr	0,433	0,203	0,374	0,78	0,166	0,277
Nd	3,28	1,28	2,25	5,45	0,78	1,23
Sm	1,07	0,74	0,99	3,57	0,6	0,5
Eu	0,484	0,21	0,41	0,75	0,15	0,185
Gd	2,67	0,55	0,73	1,73	0,44	0,82
Tb	0,273	0,167	0,344	0,191	0,048	0,154
Dy	2,11	0,9	1,19	3,99	0,61	1,3
Ho	0,562	0,084	0,201	0,73	0,106	0,085
Er	0,95	0,21	0,66	1,11	0,23	0,52
Tm	0,085	0,016	0,042	0,35	0,05	0,035
Yb	0,68	0,21	0,74	1,53	н.о.	0,22
Lu	0,134	0,066	0,066	0,35	н.о.	0,084
Hf	0,245	0,086	0,46	1,44	н.о.	0,275
Ta	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Th	н.о.	н.о.	0,022	0,048	н.о.	0,028
U	н.о.	н.о.	0,058	0,081	н.о.	0,034
(La/Yb) _N	0,3	0,6	0,5	0,6		1,1
Eu/Eu*	0,9	1,0	1,5	0,9	0,9	0,9

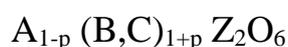
Место	Еландинский массив			Чобурак		Барангольский массив
	монцодиорит	габбро	меланогаббро	габбро		габбро
Образец	ELN-01-17	ELN-02-17	ELN-03-17	КАТ-02-18		ВАР-02-15
Примечание	Я	Я	Я	К	Я	Я
SiO ₂ (мас. %)	51,00	48,44	53,27	49,70	52,88	51,15
TiO ₂	0,23	0,73	0,27	0,67	н.о.	0,65
Al ₂ O ₃	1,95	4,99	2,48	3,70	1,61	3,02
Cr ₂ O ₃	н.о.	н.о.	0,63	н.о.	0,70	0,29
FeO	14,70	8,75	4,39	9,12	3,65	8,88
MnO	0,50	н.о.	н.о.	0,23	н.о.	0,28
MgO	10,51	12,82	16,86	13,78	16,77	14,10
CaO	21,20	21,95	23,49	22,32	23,42	21,39
Na ₂ O	0,46	0,49	н.о.	0,35	0,22	0,47
Сумма	100,56	98,16	101,39	99,87	99,25	100,39
Mg#	56,0	72,3	87,2	72,9	89,1	73,9
V (г/т)	233,42	368,37	174,95	408,83	162,39	223,13
Ni	15,61	82,73	120,45	88,39	116,98	119,7
Rb	н.о.	3,1	0,23	0,238	н.о.	н.о.
Sr	44,64	55,35	39,82	53,86	53,56	46,98
Y	48,29	14,69	3,93	17,22	7,79	18,71
Zr	48,42	36,36	2,54	15,35	5,48	18,13
Nb	0,28	0,3	н.о.	0,08	0,056	н.о.
Cs	2,47	0,089	н.о.	0,021	0,052	н.о.
Ba	2,11	7,05	н.о.	5,37	2,98	1,62
La	3,93	1,41	0,114	0,902	0,507	1,39
Ce	13,36	4,39	0,85	2,4	1,21	4,4
Pr	2,30	0,75	0,128	0,68	0,268	1,47
Nd	14,68	4,77	1,28	5,01	1,62	6,16
Sm	5,63	1,57	0,46	2,39	0,83	1,45
Eu	1,14	0,86	0,307	0,6	0,333	0,98
Gd	8,51	2,58	0,99	2,6	1,34	2,77
Tb	1,37	0,436	0,147	0,492	0,265	0,51
Dy	12,05	2,54	1,12	3,66	1,82	2,96
Ho	1,96	0,67	0,114	0,668	0,284	0,86
Er	7,04	1,77	0,75	1,52	1,04	2,15
Tm	1,01	0,27	0,045	0,203	0,127	0,239
Yb	4,95	0,95	0,66	1,94	0,37	2
Lu	1,05	0,305	0,076	0,264	0,172	0,292
Hf	1,68	2,08	0,2	0,73	0,314	0,42
Ta	0,086	0,078	н.о.	0,019	н.о.	0,031
Th	н.о.	0,119	н.о.	0,016	0,0084	0,025
U	0,092	0,12	0,025	н.о.	0,0069	н.о.
(La/Yb) _N	0,5	1,0	0,1	0,3	0,9	0,5
Eu/Eu*	0,5	1,3	1,4	0,7	1,0	1,5

Примечание: Я – ядро; К – кайма; ОМ – из основной массы; (La/Yb)_N – нормирование по хондриту (Boynnton et al. 1984).

4.2. ИЗОМОРФИЗМ

Пироксены представляют собой простейшие силикатные минералы, построенные на базе одинарных анионных цепочек тетраэдров SiO_4 (Morimoto, 1988). Каждая цепочка имеет условную переднюю сторону – вершины тетраэдров и заднюю – их основания. Между этими сторонами присутствуют два типа пространств. Пространства между вершинами соседних тетраэдров имеют меньший объём, и называются позициями M1, а между основаниями – больший, называемый позициями M2.

Общая химическая формула (в формульных единицах) для всех пироксенов обозначается следующим образом:



где: A – Ca и Na в позиции M2; B – Fe^{2+} , Mg, Mn, Ni в позициях M2 и M1; C – Al, Fe^{3+} , Cr, Ti в позиции M1; и Z – Si и Al в тетраэдрах (Al^{IV}), p меняется от 0 до 1 (Буланов, Сизых, 2005).

Выделяются две подгруппы пироксенов – моноклинные (клинопироксены) и ромбические (ортопироксены). Моноклинные пироксены являются главными породообразующими минералами объектов данного исследования, рассмотрим их подробнее.

Моноклинные пироксены представлены двойными и более сложными соединениями, в кристаллических структурах которых участвуют катионы в одних случаях Ca^{2+} с Mg^{2+} ($^{\text{M}2}\text{Ca}^{\text{M}1}\text{Mg}$: диопсид), либо с Fe^{2+} ($^{\text{M}2}\text{Ca}^{\text{M}1}\text{Fe}$: геденбергит), либо с Mn^{2+} ($^{\text{M}2}\text{Ca}^{\text{M}1}\text{Mn}$: иогансенит), а в других – Na^{1+} с Al^{3+} ($^{\text{M}2}\text{Na}^{\text{M}1}\text{Al}$: жадеит), Li^{1+} с Al^{3+} ($^{\text{M}2}\text{Li}^{\text{M}1}\text{Al}$: сподумен), Na^{1+} с Fe^{3+} ($^{\text{M}2}\text{Na}^{\text{M}1}\text{Fe}$: эгирин). Кроме того, в авгите, кроме (Ca,Na) и (Mg,Fe), присутствуют Fe^{3+} , Al^{3+} , а иногда Ti^{4+} ($^{\text{M}2}(\text{Ca,Na})^{\text{M}1}(\text{Mg,Fe}^{3+},\text{Al}^{3+},\text{Ti}^{4+})$). Здесь часть Al замещает Si в кремнекислородных цепочках (Al^{IV}).

На рисунке 4.5 показаны изоморфные замещения элементов во вкрапленниках клинопироксена (диопсид-авгит) из пород усть-семиинской свиты (рис. 4.5). Видно, что Al^{IV} показывает линейную отрицательную корреляцию (коэффициент корреляции $r = -1$) с Si (см. рис. 4.5). Это означает то, что при

уменьшении содержания Si, тетраэдрические позиции заполняются Al. Следуют отметить, что в основном количество Al^{IV} в клинопироксене зависит от активности содержания SiO_2 в магме (Verhoogen, 1962; Буланов, Сизых, 2005; Zhang et al., 2018). Иными словами, всё большее количество Si в тетраэдрической позиции замещается. Напротив, если магма пересыщена SiO_2 , то позиция Z целиком заполняется Si и в неё может войти лишь незначительное количество Al^{IV} .

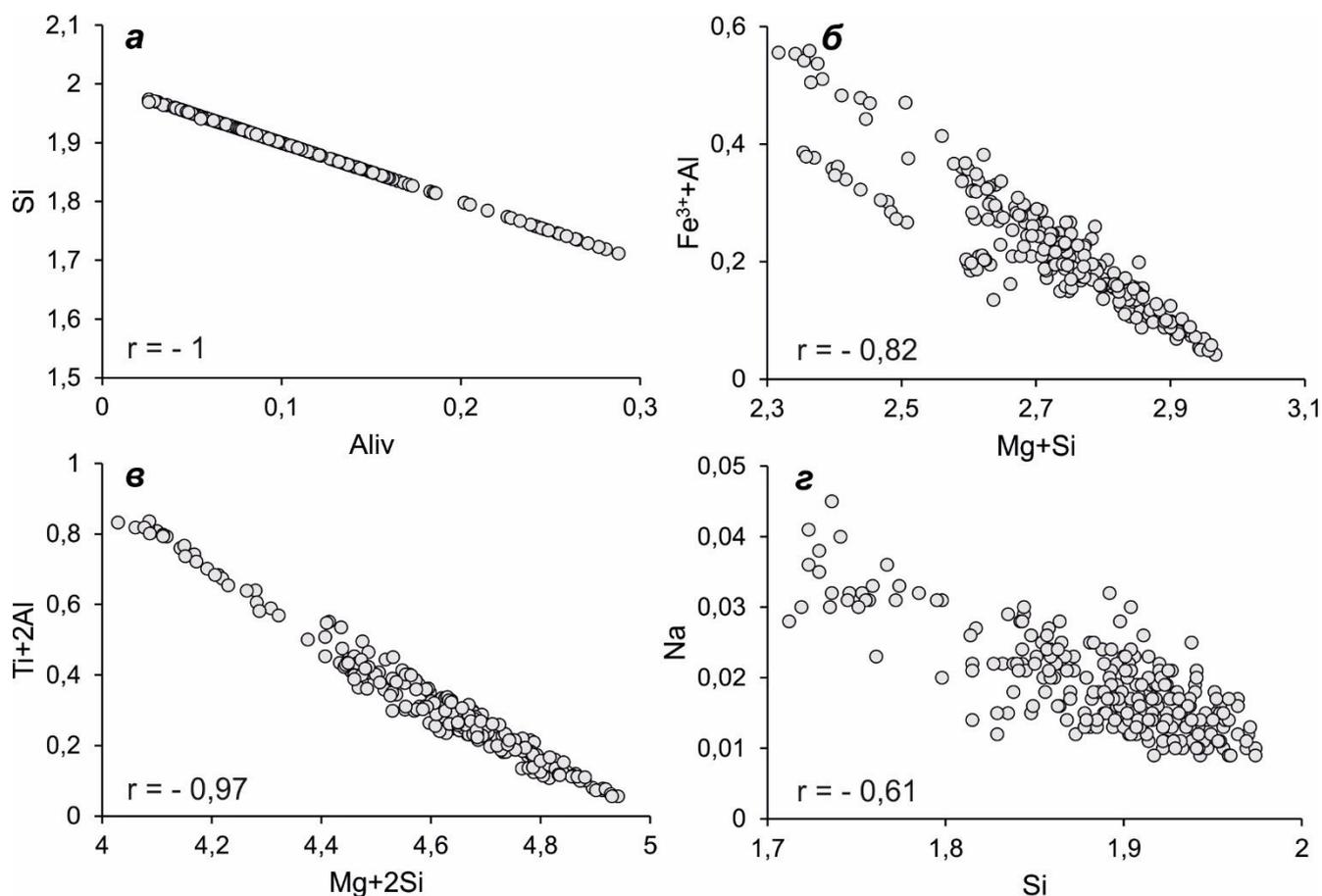


Рис. 4.5. Изоморфные замещения элементов во вкрапленниках клинопироксена из пород усть-семиной свиты. Концентрации элементов (Mg, Al, Fe, Ti, Na, Si) пересчитаны на 6 атомов кислорода. r – коэффициент корреляции.

При замене Si на Al^{IV} , Al^{VI} (октаэдрический алюминий) замещает Mg в позиции M1 чтобы поддерживать баланс валентности, образуя следующую формулу $Ca(Mg,Al^{VI})(Al^{IV},Si)_2O_6$ (т.е. $Mg+Si = Al^{IV}+Al^{VI}$). Однако это недостаточно для того чтобы поддерживать баланс валентности в октаэдрах, поэтому требуется дополнительные катионы, например Fe^{3+} или Ti^{4+} . Исследования показали, что Fe^{3+} предпочтительно входит в октаэдрические позиции активнее

Ti⁴, и только небольшое количество Ti в октаэдрах используется для компенсации избыточного отрицательного заряда, вызванного заменой Si на Al^{IV} (Morimoto, 1988; Zhang et al., 2018).

В случае замены Mg на Fe³⁺, скорее всего дисбаланс электрического заряда, вызванный замещением Si на Al, в основном компенсируется Fe³⁺. Соответствующая схема замещения имеет следующий вид: $M^{1}Mg+Si = M^{1}Fe^{3+}+Al^{IV}$, образуя кальций-железо-алюминиевый пироксен (CaFeAlSiO₆). Вариации (Mg+Si) с (Fe³⁺+Al) показывают достаточно хорошую отрицательную корреляцию ($r = -0,82$), что свидетельствует о том, что Fe³⁺ входит в кристаллическую структуру пироксена и замещает Mg²⁺ для компенсации дисбаланса зарядов, вызванного заменой Si на Al^{IV} (см. рис. 4.5б).

В случае замещения Mg на Ti, соответствующая альтернативная схема имеет следующий вид: $M^{1}Mg+2Si = M^{1}Ti+2Al$. (Mg+2Si) имеет строгую отрицательную корреляцию с (Ti+2Al) ($r = -0,97$), что приводит к образованию титанавгита по схеме $Ca+Mg = Na+Mg_{0,5}Ti_{0,5}$ (Morimoto, 1988) (рис. 4.5в).

Однако на рисунке 4.5г видно, что Na имеет слабую отрицательную корреляцию с Si ($r = -0,61$), что позволяет предположить, что Na незначительно участвовал в реакции замещения на поздней стадии образования клинопироксена (см. рис. 4.5г).

Таким образом, Al, Fe и Ti играли значительную роль в изоморфных замещениях при образовании клинопироксена в породах усть-семиинской свиты, в особенности на завершающих этапах.

4.3. ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ

Расчёты параметров кристаллизации пород усть-семиинской свиты и барангольского комплекса были выполнены по составу зёрен клинопироксена. Расчёты температуры и давления по составу клинопироксена выполнены по однопироксеновым термометрам и барометрам (Wang et al., 2021) (табл. 4.2).

Температура кристаллизации ядерных частей вкрапленников клинопироксена из пород усть-семиинской свиты по этим оценкам составляет 1090–

1254 °С (в среднем 1213 °С) и относительно выше, чем у краевых частей вкрапленников 1026–1224 °С (в среднем 1168 °С) (см. рис. 4.6, табл. 4.2).

Таблица 4.2. Оценка температур и давлений кристаллизации пород усть-семиинской свиты и барангольского комплекса.

Объект	Т, °С			Р, кбар			замечание
	мин.	макс.	сред.	мин.	макс.	сред.	
Клинопироксен, по Wang et al., 2021							
Эффузивы усть-семиинской свиты	1090	1254	1213	0,1	6,0	1,7	ядра вкрапленников
	1026	1224	1168	0,1	4,3	1,7	каймы вкрапленников
Интрузивы барангольского комплекса	1066	1250	1193	0,1	4,4	1,6	зерна

Оценочные давления для всех исследованных пород в целом идентичные и составляют в среднем 1,6–1,7 (см. рис. 4.6б; табл. 4.2).

Температура кристаллизация клинопироксена из пород барангольского комплекса промежуточная между ядерными и краевыми частями клинопироксена из пород усть-семиинской свиты (1066–1250 °С, в среднем 1193 °С) (см. рис. 4.6, табл. 4.2). Кроме того, наблюдается положительная корреляция температуры кристаллизации с магнезиальностью клинопироксена (см. рис. 4.6а). Температуры кристаллизация клинопироксенов показывают отрицательную корреляцию с давлениями (см. рис. 4.6в).

Температуры получены при исследовании и гомогенизации расплавных включений в клинопироксене из пород усть-семиинской свиты составляет 1170–1180 °С, и близки к температурам, полученным нами для клинопироксена как из пород усть-семиинской свиты, так и из пород барангольского комплекса (Симонов и др., 2010). Кроме того, температуры получены нами покрывают интервал температур, расчёт которых в предыдущим исследованием выполнен по клинопироксену по другим термометрам, где минимальное: 907 °С, максимальное: 1255 °С и среднее по всем термометрам: 1047–1138 °С (Сафонова и др., 2011).

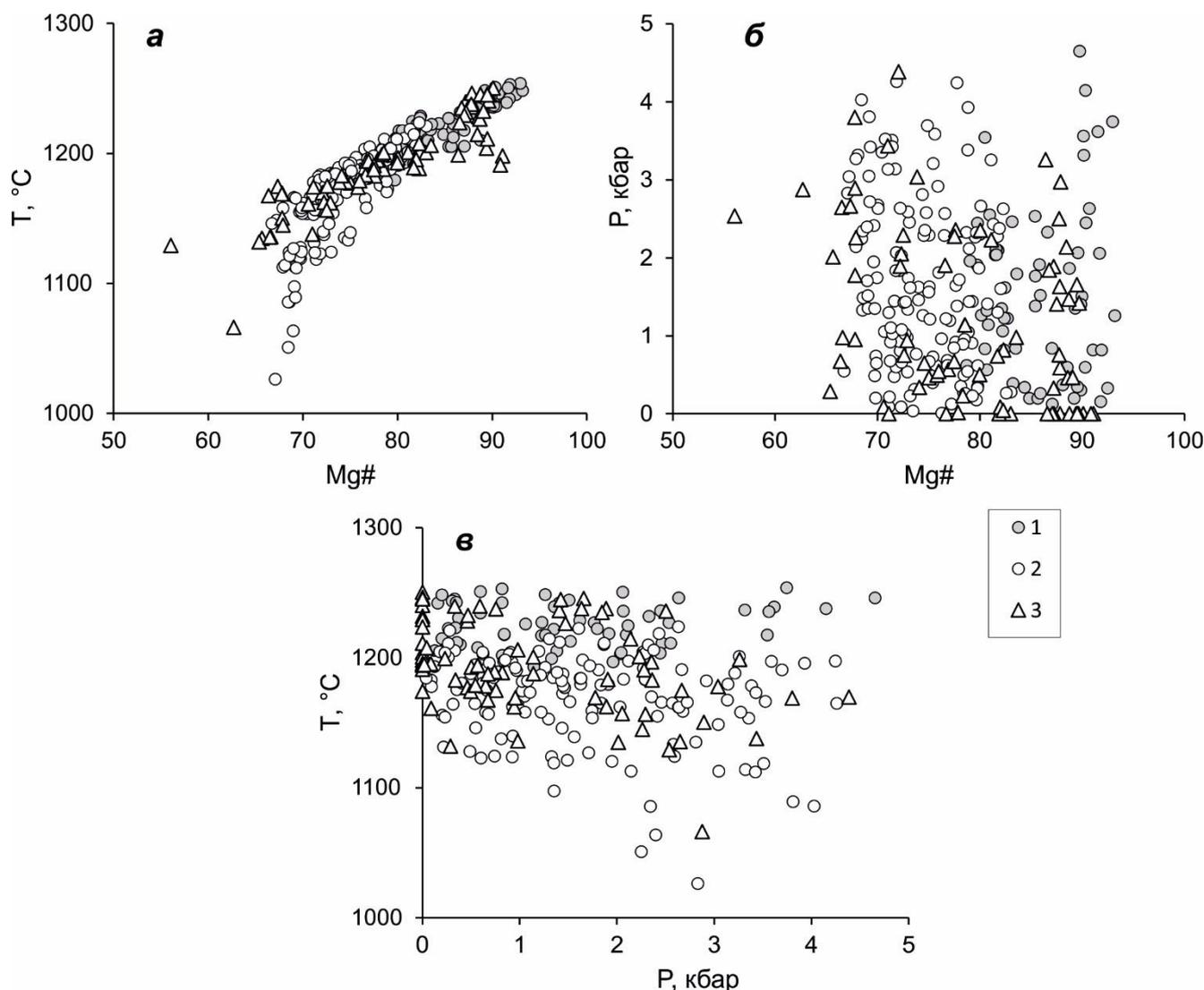


Рис. 4.6. Зависимость температуры кристаллизации от магнезиальности и давления для клинопироксена из пород усть-семиинской свиты и барангольского комплекса.

a – Mg# и T °C; *б* – Mg# и P (давление, кбар); *в* – T °C и P (давление, кбар).
1, 2 – из ядра (1) и каймы (2) вкрапленников клинопироксена из пород усть-семиинской свиты; 3 – из зёрен клинопироксена из пород барангольского комплекса.

4.4. РЕДКОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ

Полученные спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные на состав хондрита для зёрен клинопироксена из эффузивов усть-семиинской свиты и интрузивов барангольского комплекса, показывают общий положительный наклон для легких редкоземельных элементов с небольшим обеднением, прогиб для промежуточных и слабо отрицательный наклон или плоский спектр для тяжелых редкоземельных элементов (рис. 4.7*а, в, д, ж*).

Концентрации редкоземельных элементов во вкрапленниках клинопироксена из эффузивов усть-семиинской свиты (всех типов) показывают выраженную отрицательную корреляцию с $Mg\#$ клинопироксена. Иными словами, ядерные части вкрапленников (наиболее магнезиальные) имеют более низкие концентрации соответствующих редкоземельных элементов, чем краевые части вкрапленников (см. рис. 4.7а,в,д).

Концентрации редкоземельных элементов во вкрапленниках клинопироксена из анкарамитов и базальтов также идентичны (см. рис. 4.7а,в,д). Однако состав некоторых кайм вкрапленников из эффузивов Бийской постройки в отличие от других районов, характеризуются явным обогащением лёгкими редкоземельными элементами $(La/Yb)_N$ 1,1–1,7 (в среднем 1,4) (см. рис. 4.7а,в,д; табл. 4.1). Особенности (отклонения) их состава наблюдались также и при изучении распределения основных компонентов (см. рис. 4.3).

Анализ данных по составу клинопироксена из пород массивов барангольского комплекса показывает, что концентрации редкоземельных элементов также отрицательно коррелируют с $Mg\#$ клинопироксена (см. рис. 4.7ж). Клинопироксены из флогопит-оливиновых клинопироксенитов Апшухтинского массива, меланогаббро Еландинского массива и габбро участка Чобурак имеют концентрации редкоземельных элементов ниже, чем зёрна из габбро и монцодиоритов Еландинского массива и габбро Барангольского массива (см. рис. 4.7ж). Аномалии по европию для всех клинопироксенов – как из эффузивов усть-семиинской свиты, так и из интрузивов барангольского комплекса либо отсутствуют, либо варьируют от умеренно-положительной до отрицательной (Eu/Eu^* 0,3–1,9, в среднем 0,9) (см. табл. 4.1).

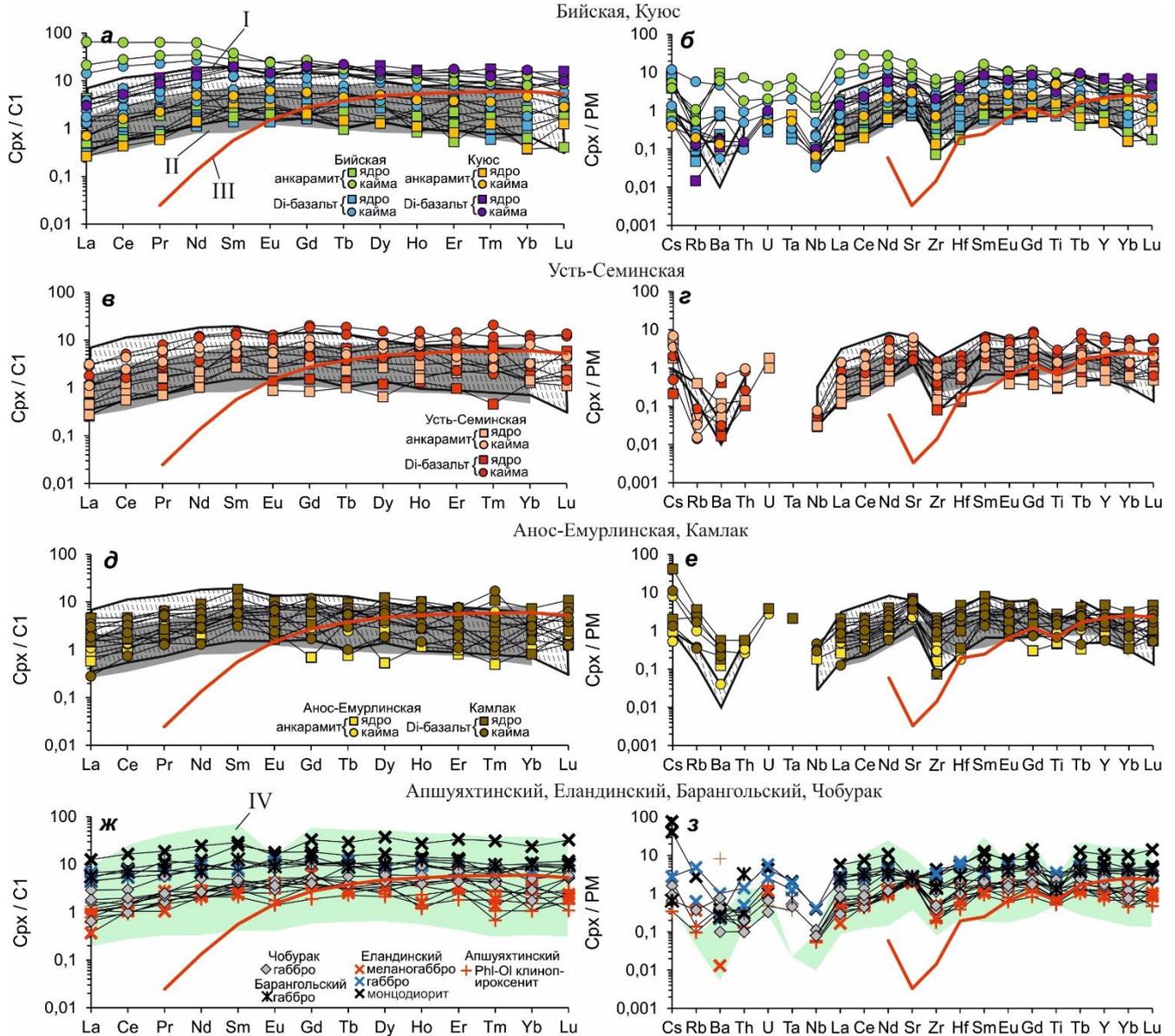


Рис. 4.7. Редкоэлементный состав клинопироксенов из пород усть-семинской свиты и барангольского комплекса.

а, в, д, ж – спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные на валовый состав хондрита (C1) по (Boynnton et al., 1984) и *б, г, е, з* – мультиэлементные диаграммы, со значениями, нормированными по примитивной мантии (PM) по (Sun, McDonough, 1989) для клинопироксенов из вулканитов усть-семинской свиты и интрузивов барангольского комплекса. I – поле состава клинопироксенов из островодужных анкарармитов (Marchev et al., 2009; Portnyagin et al., 2005a), II – поле состава клинопироксенов из толеитовых базальтов Алеутской дуги (Yogodzinsk, Kelemen, 1998), III – состав клинопироксена из мантийного лерцолита комплекса горы Солдатская, офиолитов Камчатского Мыса (Батанова и др., 2014), IV – поле состава клинопироксенов из интрузивов Урало-Аляскинского типа (Krause et al., 2007; Khedr, Arai, 2016).

На мультиэлементных диаграммах, со значениями, нормированными по примитивной мантии, отчётливо выделяются общие особенности для всех клинопироксенов – как из эффузивов усть-семиинской свиты, так и из интрузивов барангольского комплекса (см. рис. 4.7*б,з,е,з*). Наблюдаются отрицательные аномалии по высокозарядным (Zr, Hf, Nb, Ti) и крупноионным литофильным элементам (Ba, Rb) (см. рис. 4.7*б,з,е,з*, 4.8). Однако часть клинопироксенов из вулканитов Бийской постройки и района Куяс характеризуются положительной аномалией по содержанию Ti ($(\text{Ti}/\text{Gd})_{\text{PM}} 1,0\text{--}2,4$) (см. рис. 4.7*б,з,е,з*, 4.8*б*). Sr показывает положительную аномалию в наиболее высокомагнезиальных клинопироксенах и отрицательную аномалию в наименее магнезиальных клинопироксенах (см. рис. 4.8*а*).

В целом, редкоэлементный состав ядерных частей вкрапленников клинопироксена из эффузивов усть-семиинской свиты совпадёт с составом зёрен клинопироксена из флогопит-оливиновых клинопироксенитов Апшухтинского массива, меланогаббро Еландинского массива и габбро участка Чобурак (см. рис. 4.7). А краевые части вкрапленников клинопироксена из эффузивов усть-семиинской свиты соотносятся с составом зёрен из габбро и монцодиоритов Еландинского массива и габбро Барангольского массива (см. рис. 4.7).

Таким образом, клинопироксены из эффузивов усть-семиинской свиты и интрузивов барангольского комплекса имеют общие геохимические особенности: сходные спектры распределения редкоземельных элементов, отрицательную корреляцию концентраций редких и редкоземельных элементов с Mg# клинопироксена, отрицательные аномалии по высокозарядным (Zr, Hf, Nb, Ti) и крупноионным литофильным элементам (Ba, Rb), поведение Sr в связи с Mg# клинопироксена (см. рис. 4.7, 4.8).

Сопоставление состава клинопироксенов из пород усть-семиинской и барангольского комплекса с составами клинопироксена из лерцолитов комплекса горы Солдатская офиолитов Камчатского Мыса (Батанова и др., 2014), которые были выбраны для сопоставления как наиболее вероятный и типичный источник ксеногенного мантийного клинопироксена, показывает, что исследованные зерна

кристаллизовались из базальтового расплава, и не являются захваченными базальтовым расплавом фрагментами мантийных верлитов или лерцолитов, как предполагалось некоторыми исследователями ранее (Гибшер и др., 1997) (см. рис. 4.7). Основное отличие заключается в том, что клинопироксен мантийных лерцолитов сильно обеднён лёгкими редкоземельными элементами и для него характерны ярко проявленные отрицательные аномалии по Sr (см. рис. 4.7).

Сравнение полученных спектров распределения микроэлементов с данными по анкарамитам островных дуг и базальтам Алеутской дуги, напротив, показывает близость их характеристик (см. рис. 4.7).

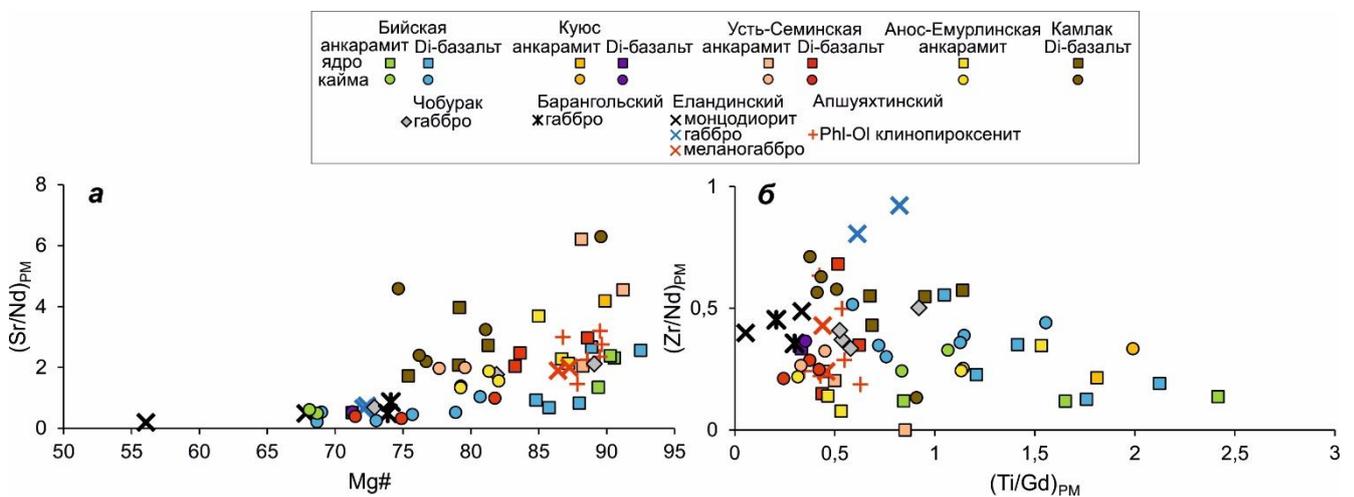


Рис. 4.7. Вариации микроэлементного состава клинопироксенов из пород усть-сеймукской свиты и барангольского комплекса.
a – $(\text{Sr}/\text{Nd})_{\text{PM}}$ и $\text{Mg}\#$; *б* – $(\text{Ti}/\text{Gd})_{\text{PM}}$ и $(\text{Zr}/\text{Nd})_{\text{PM}}$ для клинопироксенов из вулканитов усть-сеймукской свиты и интрузивов барангольского комплекса. Все отношения нормированы по примитивной мантии по (Sun, McDonough, 1989).

Описанные выше особенности состава клинопироксена подтверждают вывод о том, что клинопироксен из эффузивов усть-сеймукской свиты и барангольского комплекса может принадлежать к единой популяции, кристаллизовавшейся из единого или близкородственного расплава, имеющего, вероятно, общий источник.

4.4. КЛИНОПИРОКСЕН КАК ИНДИКАТОР ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ

Клинопироксен достаточно устойчив к изменениям в эффузивных породах и его химический состав широко используется для определения состава и природы источника расплавов и, следовательно, геодинамической обстановки их формирования (Nisbet, Pearce, 1977; Leterrier et al., 1982; Beccaluva et al., 1989; Aparicio, 2010; Jankovics et al., 2016; Batki et al., 2018; Zhang et al., 2018; Ubide et al., 2019).

На дискриминационной диаграмме $TiO_2-SiO_2/100-Na_2O$ по (Beccaluva et al. 1989), точки состава клинопироксена из эффузивов усть-семинской свиты и интрузивов барангольского комплекса попадают главным образом в поле клинопироксена из толеитовых базальтов островных дуг (рис. 4.9а). Однако, некоторые точки (в основном из краевых частей вкрапленников) из Бийской постройки и участка Куюс смещаются в поле клинопироксена из океанических островов (см. рис. 4.9а).

На диаграмме $Al_{iv} * 100/2$ и TiO_2 по (Himmelberg, Loney, 1995) вариации состава клинопироксена из пород усть-семинской свиты и барангольского комплекса совпадают с трендом для островодужных кумулатов (см. рис. 4.9б). Точки состава клинопироксена из пород барангольского комплекса и из ядерных частей из пород усть-семинской свиты попадают в поле субщелочного ряда, однако клинопироксен из краевых частей и основной массы из пород усть-семинской свиты смещаются в поля умеренно-щелочного и щелочного ряда (см. рис. 4.9б).

На диаграмме $Ca+Na$ и Ti по (Beccaluva et al. 1989) видно, что точки состава клинопироксена из эффузивов усть-семинской свиты и интрузивов барангольского комплекса попадают в поля и толеитового и щелочного базальтов (рис. 4.9в).

Таким образом, состав клинопироксена из пород усть-семинской свиты и барангольского комплекса подтверждает субдукционно-связную геодинамическую обстановку их формирования.

Отличительные черты состава клинопироксена из пород Бийской постройки на дискриминационных диаграммах согласуются с данными петрохимического и редкоэлементного состава этих пород (см. рис. 3.7, 3.9).

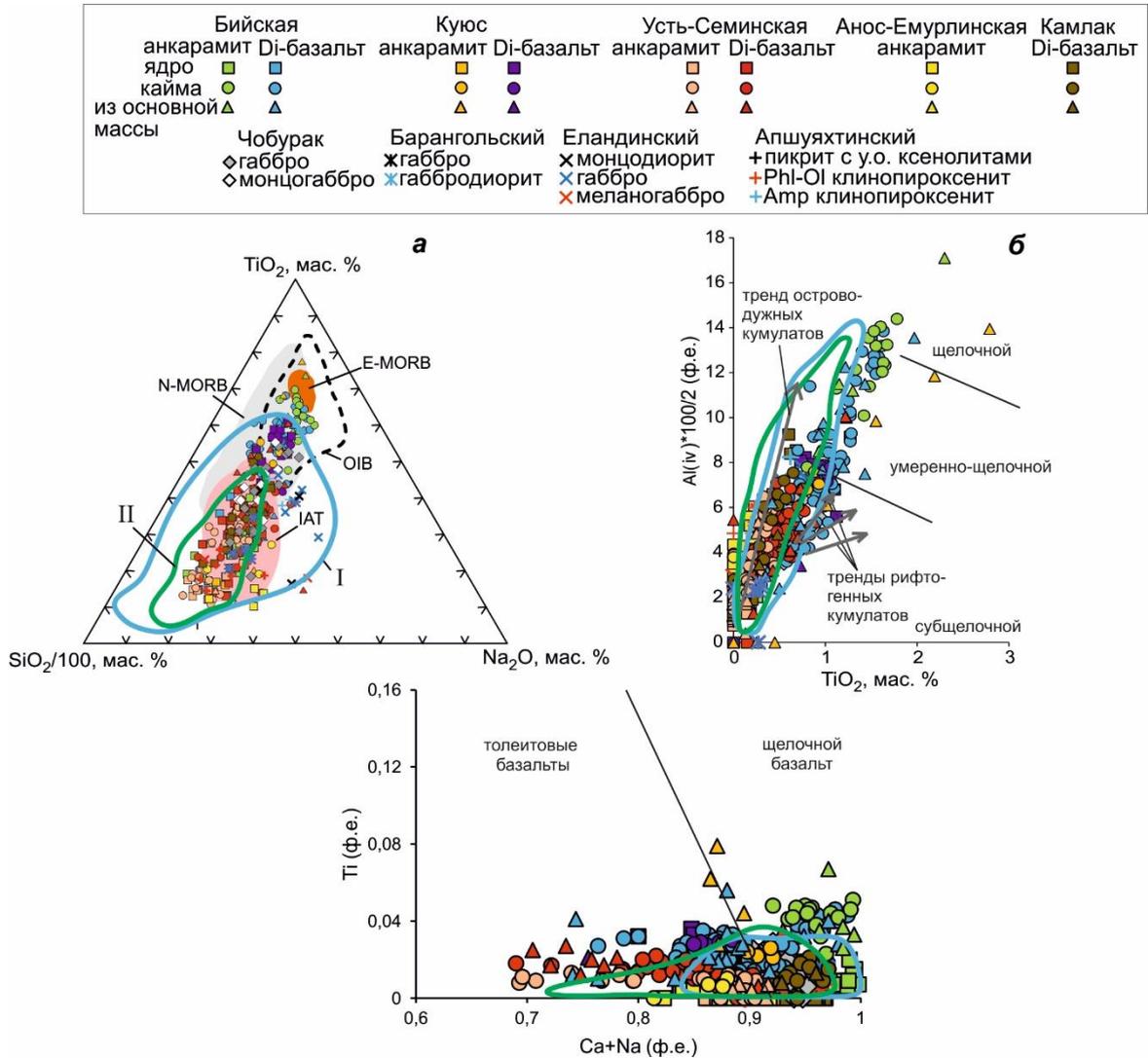


Рис. 4.9. Состав клинопироксенов из пород усть-семинской свиты и барангольского комплекса в связи с геодинамической обстановкой формирования.

a – TiO₂-SiO₂/100-Na₂O (в мас. %) по (Beccaluva et al. 1989); *б* – Al_{IV}*100/2 (ф.е.) и TiO₂ (мас. %) по (Himmelberg, Loney, 1995); *в* – Ca+Na и Ti (в ф.е.) по (Leterrier et al., 1982). OIB – базальты океанических островов; MORB – базальты (N–нормальных, E–обогащённых) срединно-океанических хребтов; IAT – толеитовые базальты островных дуг; I – поле состава клинопироксенов из интрузивов Урало-Аляскинского типа (Himmelberg, Loney, 1995; Пушкарев, 2000; Krause et al., 2007; Готтман, 2014; Khedr, Arai, 2016), II – поле состава клинопироксенов из островодужных анкарамитов (Barsdell, Berry 1990; Della-Pasqua, 1997; Portnyagin et al., 2005a; Zhang et al., 2008; Marchev et al., 2009; Пушкарев и др., 2017).

ГЛАВА 5. ДИСКУССИЯ И ВЫВОДЫ

Среднекембрийские эффузивы усть-семиинской свиты обогащены вкрапленниками высокомагнезиального клинопироксена. Клинопироксен из этих пород по своему составу близок к клинопироксену из обычных островодужных базальтов, таких, как, например, толеитовые базальты Алеутской дуги, а также островодужные анкарамиты, и отличается от клинопироксена из ксеногенных мантийных пород (см. рис. 4.3, 4.7).

Для пород усть-семиинской свиты характерны широкие вариации химического состава по всем петрогенным компонентам, и все они относятся, в глобальном смысле, к толеитовой серии (см. рис. 3.7). По минералого-петрографическим и петрохимическим данным они в них выделены две группы. Породы с отношением $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$ в целом соответствуют первой группе, выделенной по минералого-петрографическим особенностям, характеризующейся обилием вкрапленников клинопироксена. Эта группа пород по своим особенностям отличается от толеитовых базальтов Алеутской дуги, плато Онтонг Джава и срединно-океанических хребтов Атлантики и относится к анкарамитам. Критериями здесь являются: обилие вкрапленников клинопироксена, характерные вариации его состава (основной и микроэлементный состав) и хромшпинели (с высокой хромистостью), основной состав и минорная роль плагиоклаза, высокое отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$ типичное для анкарамитов, в частности анкарамитов островных дуг (см. рис. 3.1, 3.5, 3.6, 3.7, 4.3, 4.7; табл. 3.5).

Состав гомогенизированных расплавных включений, обнаруженных во вкрапленниках клинопироксена ($\text{Mg}\# > 82$) в породах усть-семиинской свиты по (Buslov et al., 1993; Симонов и др., 2010) с отношением $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$ типичны для анкарамитов островных дуг и также подтверждают правильность отнесения пород этой группы к анкарамитам (см. рис. 3.6, 3.7).

Аналогичным образом, породы второй группы с отношением $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 1$ соответствуют второй петрографической группе, характеризующейся большим количеством вкрапленников плагиоклаза и в меньшей степени клинопироксена.

Эти породы по петрохимическим характеристикам близки к толеитовым базальтам Алеутской дуги, плато Онтонг Джава и срединно-океанических хребтов Атлантики с небольшим отличием по содержаниям TiO_2 и CaO . Их следует относить к базальтам, обогащённым вкрапленниками диопсида – диопсид-порфировым базальтам (см. рис. 3.6, 3.7).

Вариации содержания Al_2O_3 с изменением $Mg\#$ в клинопироксенах из вулканитов усть-семиинской свиты показывают основной тренд с резким увеличением содержания глинозёма от ядра к краю вкрапленников с последующим падением в микролитах основной массы, что может свидетельствовать об наличии этапа значительного обогащения расплава алюминием с последующим присоединением плагиоклаза к оливин-клинопироксеновой котектике (см. рис. 4.3д,е). Однако для некоторых образцов такого значительного накопления глинозёма в особенностях строения и состава минеральных зёрен не прослеживается (см. рис. 4.3д,е). Таким образом, вариации состава пород усть-семиинской свиты контролируются фракционированием оливина и клинопироксена, что позволяет предположить, то что анкарамиты являются наиболее примитивными, а диопсид-порфировые базальты, вероятно, образовались в результате эволюции (фракционирования) анкарамитового расплава в промежуточных камерах.

Детальное исследование минерального состава интрузивов барангольского комплекса, в основном составов клинопироксена и хромшпинели, показывают общие черты, которые также достаточно типичны для пород производных от анкарамитов (см. рис. 3.5, 4.4, 4.7). По петрохимическим данным, дуниты, верлиты, клинопироксенты, а также пикриты Апшухтинского массива являются наиболее примитивными разностями среди всех изученных пород, анкарамиты представляют собой промежуточные по составу разности, а диопсид-порфировые базальты и габброиды являются наиболее дифференцированными (см. рис. 3.8). Кроме того, состав пород барангольского комплекса контролируется фракционированием оливина и клинопироксена (см. рис. 3.8).

Концепции реконструкции геодинамической обстановки формирования эффузивов усть-семиинской свиты разнятся: на основании анализа их геологической позиции и ассоциации с венд-раннекембрийскими базальтами реконструируется обстановка задугового палеобассейна (Гибшер и др., 1997), а на основании синтеза геохимических и геологических данных предполагается сложный процесс при погружении океанической литосферы в зону субдукции, а затем плавление в надсубдукционной обстановке на границе коры и верхней мантии (Симонов и др., 2010; Сафонова и др., 2011).

Полученные в данной работе данные показали, что поведение микроэлементного состава пород усть-семиинской свиты в целом типично для субдукционных обстановок: обогащение легкими редкоземельными элементами $(La/Yb)_N = 1,2-2,3$, отрицательные аномалии по высокозарядным элементам (Zr, Hf, Nb, Th) и положительные аномалии по крупноионным литофильным элементам (Ba, Sr) (см. рис. 3.9, 3.10). Все эти геохимические черты характерны и для типичных толеитовых базальтов, и для анкарамитов островных дуг (см. рис. 3.9, 3.10).

Таким образом, породы усть-семиинской свиты и барангольского комплекса имеют общие геохимические черты, включающие небольшое обогащение легкими редкоземельными элементами, отрицательные аномалии по высокозарядным (Zr, Hf, Nb, Th) элементам и положительные аномалии по крупноионным литофильным (Ba, Sr) (см. рис. 3.19, 3.11). Примесный состав гомогенизированных расплавных включений в клинопироксене, а также сам состав клинопироксена в этих породах вполне соответствуют предполагаемой субдукционно-связанной обстановке их формирования (см. рис. 3.9, 4.9).

Необходимо отметить, что отличительные особенности некоторых пород из вулканитов Бийской постройки и участка Куюс по составу клинопироксена: высокие содержания TiO_2 , Al_2O_3 , небольшое обогащение лёгкими редкоземельными элементами, положительная аномалия по Ti, а также высокое содержание TiO_2 в этих породах и большое обогащение легкими редкоземельными элементами, вероятно, связано с взаимодействием с породами или расплавами,

имеющими соответствующие характеристики, например такого как OIB манжерокской свиты.

Минералого-петрографические и геохимические данные позволяют считать, что анкарамитовая магма является родоначальной для вулканических пород усть-семинской свиты и плутонических пород барангольского комплекса. Генерация такой высокомагнезиальной и высококальциевой магмы связана с плавлением преобразованной надсубдукционной литосферной мантии на этапе закрытия Палеоазиатского океана. Согласно представлениям Сафоновой и др., (2011) и Симонова и др.(2010), эффузивы усть-семинской свиты связаны с субдукционными процессами. В этом случае необходимая для генерации анкарамитовых расплавов верлитизация мантии, очевидно, могла быть связана с затягиванием осадочных карбонат-содержащих пород в зону субдукции. В пользу этой модели свидетельствует тот факт, что подобные вулканиты и связанные с ними дайковые рои образуют протяжённый линейный пояс (Изох и др., 2004). Кроме того, в ЦАСП в нижнем кембрии и в ордовике широко проявлен ультрамафит-мафитовый магматизм имеющий как надсубдукционные, так и внутриплитные характеристики. В том числе в Горном Алтае описаны среднекембрийские внутриплитные карбонатиты, которые также могли вызывать верлитизацию литосферной мантии региона в это же время (Врублевский и др., 2012). Это позволяет рассматривать альтернативную модель появления анкарамитовых магм: верлитизацию надсубдукционной литосферной мантии можно связывать воздействием плюмовых карбонатитовых магм (Green et al., 2004).

Можно предположить следующую модель формирования пород усть-семинской свиты и барангольского комплекса: исходный расплав для пород усть-семинской свиты и барангольского комплекса обладал высокими содержаниями (мас. %) $MgO > 14$ и $CaO > 12$, и высоким отношением $CaO/Al_2O_3 > 1$, то есть имел анкарамитовый состав (Ol+Crpx+Cr-Spl). Этому составу, с некоторыми допущениями (оливин установлен в породах усть-семинской свиты по данным [Гибшер и др., 1997; Зыбин, 2006]), соответствуют вулканиты первой группы

(анкарамиты) усть-семинской свиты. Анкарамитовый расплав образовался за счёт верлитизации надсубдукционной литосферной мантии

При подъёме вверх, в промежуточных камерах, при кристаллизации оливина, клинопироксена и хромита из этой магмы образуются породы интрузий Апшухтинского типа. Оценка температуры кристаллизации клинопироксена по однопироксеновым термометру и барометру [Wang et al., 2021]) показывает диапазон температур 1090–1254 °С и давления не более 6 кбар для зёрен из пород Апшухтинского массива и ядер вкрапленников из вулканитов.

Формирование внешних зон кристаллов клинопироксена происходило из более фракционированного расплава при температурах 1026–1224 °С и давлениях не более 4,3 кбар в промежуточных камерах, либо при продвижении магмы к поверхности. Фракционная кристаллизация клинопироксена приводила к формированию магм, образовавших породы второй группы (диопсид-порфиновые базальты) усть-семинской свиты и габброиды барангольского комплекса, обогащённые плагиоклазом. На этом этапе температура снизилась до 755–946 °С, давление составляло в среднем 2–4 кбар (по амфиболовому термометру и барометру [Ridolfi, 2021]). Минералого-петрографические особенности вулканитов усть-семинской свиты (зональность клинопироксенов и их геохимические особенности) свидетельствуют об одновременном существовании двух типов магм в земной коре или верхней мантии под этой вулканической постройкой (высокотитанистых базальтов ОІВ-типа (манжерокская свита) и анкарамитовой высокомагнезиальной и высококальциевой. Однако для других вулканических построек (Камлак, Усть-Семинской и Анос-Емурлинской постройки) подобной интерференции не наблюдается.

Согласно данным некоторых исследователей, анкарамитовая магма является родоначальной для платиноносных габбро-пироксенит-дунитовых массивов Урало-Аляскинского типа (Irvine, 1973; Spandler et al., 2000; Spandler et al., 2003; Green et al., 2004; Пушкарев, Готтман, 2016; Пушкарев и др., 2017). Более того, во вкрапленниках хромшпинели из анкарамитов Урала были обнаружены включения изоферроплатины, что является прямым доказательством их возможной

комагматичности платиноносным интрузивам Урала (Готтман и др., 2016). В Алтае-Саянской складчатой области — в Кузнецком Алатау, в Горной Шории и на Салаире — установлены золото-ферроплатиновые россыпи (Толстых, 2004; Изох и др., 2004; Жмодик и др., 2016). Особенности состава платины в них не оставляют сомнений, что россыпная платиновая провинция обязана своим происхождением телам, генетически близким по составу к интрузивам Урало-Аляскинского типа, однако коренные источники платины достоверно не установлены (Толстых, 2004). В Западной Монголии россыпи ферроплатины удалось связать с раннекембрийской урегнурской пикрит-базальтовой вулканоплутонической ассоциацией, в составе которой принимают участие и диопсид-порфиновые базальты, весьма схожие с породами усть-семиинской свиты (Оюунчимэг и др., 2009; Изох и др., 2010).

Проявление анкарамитового магматизма усть-семиинской свиты в ассоциации с ультрабазит-базитовыми массивами барангольского комплекса позволят задать следующий вопрос: возможно ли выделение интрузий подобного Урало-Аляскинского типа в пределах Алтае-Саянской складчатой области? Оценить такую возможность можно при сопоставлении минерального состава, петрохимии и геохимии барангольского комплекса с составом интрузивов Урало-Аляскинского типа.

Больше ста лет назад Ф.А. Левинсон-Лессингом дунит-клинопироксенит-габбровые массивы на Урале были объединены в собственную формацию: габбро-пироксенит-дунитовую (Левинсон-Лессинг, 1900). После масштабных геологических исследований было установлено зональное строение многих таких массивов и наличие у них дунитовых ядер. Позже эти массивы были описаны в Британской Колумбии и в юго-восточной Аляске (Himmelberg, Loney, 1995). К ним были также отнесены горнблендиты (Himmelberg, Loney, 1995). Они получили название интрузии Аляскинского типа в англоязычной литературе после работы (Irvine, 1974). Однако в некоторых работах эти массивы описываются как интрузии массивов Урало-Аляскинского типа (например Guillou-Frottier et al., 2014).

Интрузивы массивов Урало-Аляскинского типа представлены дунитами, горнблендитами, клинопироксенитами, габброидами, в подчинённом количестве —

диоритами и сиенитами (иногда щелочными) (Irvine, 1974; Himmelberg, Loney, 1995; Пушкарев, 2000; Helmy, El Mahallawi, 2003; Deng et Al., 2015; Khedr, Arai, 2016).

Эти массивы также характеризуются отчётливым зональным распределением литотипов – от богатых оливином ультраосновных ядер к базитовой оторочке, и как правило, отсутствием зон закалки. Необходимо отметить, что иногда в этих массивах отсутствуют дунитовые ядра, например, это такие массивы как Солт Чак, Гора Терн и Остров Саккван в юго-восточной Аляске. В их состав входят только клинопироксениты и габброиды или клинопироксениты и горнблендиты (Himmelberg, Loney, 1995).

С минералогической точки зрения для массивов Урало-Аляскинского типа характерны: высокомагнезиальный оливин, широко распространённый высокомагнезиальный и высококальциевый клинопироксен (диопсид), первичная высококальциевая роговая обманка, хромит с высокой хромистостью, флогопит, магнетит, отсутствие ортопироксена и плагиоклаза в ультрамафитах ядра.

Геологической обстановкой формирования для массивов Урало-Аляскинского типа являются развитые субдукционные системы, окончательные фазы перед коллизионно-аккреционными событиями и малые глубины становления.

По геохимическим особенностям для них характерны низкие содержания несовместимых элементов; относительно высокие концентрации крупноионных литофильных элементов, низкие концентрации высокочargedных элементов и отсутствие европиевой аномалии (обзор в Deng et al., 2015).

Сопоставление состава клинопироксенов из интрузивов барангольского комплекса с типичными для интрузивов Урало-Аляскинского типа, показывает общие особенности, которые включают в себя: высокую магнезиальность клинопироксена, отрицательные корреляции $Mg\#$ с содержаниями TiO_2 , Al_2O_3 и Na_2O , положительные корреляции с содержанием Cr_2O_3 , однотипные спектры распределения редкоземельных элементов и спайдер-диаграммы с отрицательными аномалиями по высокочargedным (Zr, Hf, Nb, Ti) и крупноионным

литофильным элементам (Ba), а также совпадение с трендом островодужных кумулатов (см. рис. 4.4, 4.7, 4.9).

Состав оливина из интрузивов барангольского комплекса типичен для оливина из интрузивов Урало-Аляскинского типа по вариациям содержания форстеритового компонента (Fo) с содержаниями NiO и CaO (см. рис. 3.4).

Состав хромшпинели из интрузивов барангольского комплекса в целом типичен для хромшпинели из интрузивов Урало-Аляскинского типа с небольшим отличием, заключающемся в том, что часть хромшпинели из пород барангольского комплекса имеет более высокие Cr# и Mg# и низкие содержания Al_2O_3 и TiO_2 (см. рис 3.5).

С точки зрения валового химического состава пород барангольского комплекса при сравнении с составом интрузивов Урало-Аляскинского типа, особенно по вариациям состава Al_2O_3 и CaO, также наблюдается общность (см. рис 3.8). Схожи и спектры распределения редкоземельных элементов и спайдер-диаграммы с отрицательными аномалиями по высокозарядным (Zr, Hf, Nb, Ti) и положительными аномалиями по крупноионным литофильным элементам (Ba, Sr) и Pb (см. рис. 3.11).

Таким образом, породы барангольского комплекса по минералогическим, петрохимическим и геохимическим данным можно рассматривать как родственные интрузивам Урало-Аляскинского типа, хотя они не обладают (по крайней мере, вскрытым эрозией) зональным строением, классическим для подобных интрузивов.

Отсутствие дунитов в интрузивах барангольского комплекса не противоречит отнесению их к массивам Урало-Аляскинского типа, что согласуется с данными по разным массивам Урало-Аляскинского типа, в которых отсутствуют дуниты (Himmelberg, Loney, 1995).

Альтернативное сопоставление проводилось для интрузивов барангольского комплекса с дунит-верлит-клинопироксенит-габбровыми кумулатами островодужных камер Восточной Чукотки (Чукотская складчатая система) по (Леднева и др., 2020). Клинопироксен из интрузивов барангольского комплекса

отличается широкими вариациями Mg#, Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O и более высоким содержанием Cr_2O_3 (см. рис. 4.4). Оливин из камер Восточной Чукотки имеет относительно более низкие содержания форстеритового компонента, NiO и CaO (см. рис. 3.4). Хромшпинель характеризуется повышенными концентрациями Al_2O_3 (см. рис. 3.5).

Большое сходство наблюдается по петрохимическому составу, с небольшим отличием, заключающемся в том, что менее магнезиальные кумулаты островодужных магматических камер Восточной Чукотки имеют относительно более низкие содержания TiO_2 , K_2O и более высокое Al_2O_3 (см. рис. 3.8).

По редкоземельному составу все интрузии (и барангольского косплекса и камеры В. Чукотки) имеют однотипные спектры распределения редкоземельных элементов и схожее поведение редкоэлементов на мультиэлементных диаграммах, типичные для субдукционно-связанной обстановки (см. рис. 3.11).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В рамках данного исследования было проведено детальное изучение среднекембрийских вулканитов усть-семиной свиты и ассоциирующих с ними интрузий барангольского комплекса в Катунской аккреционной зоне горного Алтая. Анализ полученных данных и их сопоставление с актуальными экспериментальными и описательными исследованиями позволило сформулировать следующие выводы:

1- Анкарамитовые расплавы фиксируются как в виде непосредственно вулканических пород, так и в виде высококальциевых расплавных включений во вкрапленниках оливина и клинопироксена из анкарамитов или базальтов.

2- Анкарамиты (как особый тип породы) – это оливин-клинопироксеновые высокомагнезиальные базальты с $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$.

3- Анкарамиты характеризуются порфировой структурой с обилием вкрапленников высокомагнезиального клинопироксена \pm вкрапленниками высокомагнезиального оливина (F_o до 92) \pm редкими вкрапленниками основного плагиоклаза + хромшпинели с высокой хромистостью (чаще в виде включений в силикатных минералах),

4- Клинопироксены из анкарамитов внутриплитных обстановок в отличие от клинопироксенов из анкарамитов островных дуг характеризуются значительно более высокими содержаниями TiO_2 , Al_2O_3 и Na_2O .

5- Общими чертами анкарамитов из разных проявлений, как из островных дуг, так и из внутриплитных обстановок, являются высокие содержания (в мас. %) MgO , CaO , Cr_2O_3 и высокое отношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$.

6- Содержание TiO_2 позволяет достаточно уверенно отличать анкарамиты островных дуг (значения $< 0,6$ мас.% TiO_2) от анкарамитов внутриплитных обстановок.

7- Проведённый обзор моделей генезиса анкарамитов показывает, что получить высококальциевый анкарамитовый расплав непосредственно из обычных мантийных лерцолитов невозможно. Их можно получить либо за счёт плавления

верлитов или оливиновых клинопироксенитов, присутствующих в мантии или в нижней коре, либо за счёт верлитизации литосферной мантии водно-углекислыми флюидами или карбонатитовым расплавом.

8- Точки составов пород усть-семиной свиты на классификационной диаграмме TAS попадают в основном в поле базальтов, реже пикробазальтов и преимущественно относятся, в глобальном смысле, к толеитовой серии.

9- По минералого-петрографическому и петрохимическому составу среди эффузивов усть-семиной свиты выделяются две группы. Первая группа с отношением $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1$, характеризующаяся обилием вкрапленников клинопироксена, классифицируется как анкарамиты. Породы второй группы с отношением $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 < 1$ с вкрапленниками плагиоклаза и клинопироксена следует классифицировать как диопсид-порфиновые базальты.

10- Анкарамиты усть-семиной свиты по петрохимическим чертам отличается от толеитовых базальтов Алеутской дуги, плато Онтонг Джава и срединно-океанических хребтов Атлантики и относятся к анкарамитам островных дуг.

11- Состав гомогенизированных высококальциевых расплавных включений, обнаруженных во вкрапленниках клинопироксена в породах усть-семиной свиты по (Buslov et al., 1993; Симонов и др., 2010) типичны для анкарамитов островных дуг.

12- Диопсид-порфиновые базальты усть-семиной свиты по петрохимическим характеристикам близки к толеитовым базальтам Алеутской дуги, плато Онтонг Джава и срединно-океанических хребтов Атлантики, но имеют более низкие содержания TiO_2 и широкие вариации CaO .

13- Клинопироксен из пород усть-семиной свиты и барангольского комплекса по химическому и редкоэлементному составу показывает общие черты и не является ксеногенным как предполагалось ранее.

14- Фракционирование оливина и клинопироксена играло важную роль при образовании пород усть-семиной свиты и барангольского комплекса.

15- Вариации содержания Al_2O_3 с изменением $Mg\#$ в клинопироксенах из пород усть-семиинской свиты подтверждают, что анкармиты являются наиболее примитивными, а диопсид-порфиновые базальты, вероятно, образовались в результате эволюции (фракционирования) анкармитового расплава в промежуточных камерах.

16- Минералого-петрографические особенности, петрохимический и редкоэлементный состав интрузивов барангольского комплекса показывает их близость к вулканитам усть-семиинской свиты.

17- Породы усть-семиинской свиты и барангольского комплекса имеют общие геохимические черты, типичные для субдукционно-связанных обстановок, включающие небольшое обогащение лёгкими редкоземельными элементами, отрицательные аномалии по высокозарядным (Zr, Hf, Nb, Th) элементам и положительные аномалии по крупноионным литофильным (Ba, Sr).

18- Примесный состав гомогенизированных расплавных включений в клинопироксене, а также сам состав клинопироксена в этих породах вполне соответствуют предполагаемой субдукционно-связанной обстановке их формирования.

19- Отличительные особенности некоторых пород из вулканитов Бийской постройки и участка Кунос вероятно, связаны с взаимодействием с породами или расплавами, имеющими соответствующие характеристики, например такого как ОВ манжерокской свиты.

20- Интрузивы барангольского комплекса по минералогическим, петрохимическим и геохимическим данным можно относить к соответствующим породным комплексам интрузивов Урало-Аляскинского типа, хотя они не обладают типичным зональным строением и дунитовыми ядрами, по крайней мере в доступном изучению современном эрозионном срезе.

21- интрузивы барангольского комплекса по минеральному, петрохимическому и редкоэлементному составу имеют общность с ультрамафит-мафитовыми кумулатами островодужных магматических камер Восточной Чукотки (Чукотская складчатая система). Для них характерен более узкий диапазон

вариаций $Mg\#$, Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O , относительно низкие содержания Cr_2O_3 в клинопироксене, низкие содержания форстеритового компонента, NiO и CaO в оливине, повышенные концентрации Al_2O_3 в хромшпинелидах

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ

- ЭДС – энергодисперсионный спектрометр;
- ИСП-МС – масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой;
- РФА – рентгенофлуоресцентный анализ;
- ЦКП МИИ – центр коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований;
- ЦКП – центр коллективного пользования;
- Mg# – магнезиальность клинопироксена, $Mg\# = 100 * Mg / (Mg + Fe)$;
- мас. % – массовые проценты;
- Cr# – хромистость хромшпинели, $Cr\# = 100 * Cr / (Cr + Al)$;
- Mg# – магнезиальность хромшпинели, $Mg\# = 100 * Mg / (Mg + Fe^{+2})$;
- IAB – базальты островных дуг;
- OIB – базальты океанических островов;
- MORB – базальты срединно-океанических хребтов;
- LIP – крупные магматические провинции;
- TAS – классификационная диаграмма сумма щелочей–кремнезёма для вулканических пород;
- г/т – грамм на тонну;
- N-MORB – базальты нормальных срединно-океанических хребтов;
- E-MORB – базальты обогащённых срединно-океанических хребтов;
- C1 – валовый состав хондрита;
- PM – примитивная мантия;
- н.о. – ниже пределов обнаружения;
- Fe# – железистость хромшпинели, $Fe\# = 100 * Fe^{+3} / (Fe^{+3} + Al + Cr)$;
- П.п.п. – потери при прокаливании;
- IUGS – Международная комиссия по систематике изверженных пород;
- BSE – режим съёмки на сканирующем электронном микроскопе (обратно-рассеянные электроны);
- IAT – толеитовые базальты островных дуг;

ВAB – базальты задуговых бассейнов;

ВAB-A – базальты задуговых бассейнов при участии субдукционных или коревых компонентов;

ВAB-B – базальты задуговых бассейнов без участия субдукционных или коревых компонентов;

Forearc – базальты преддуговых бассейнов.

Я – ядро вкрапленника;

К – кайма или край вкрапленника;

OM – минерал в основной массе;

T – температура (°C);

P – давление (кбар).

Аббревиатуры минералов по (Warr, 2021):

Cpx – клинопироксен;

Opx – ортопироксен;

Ol – оливин;

Cr-Spl – хромшпинель;

Srp – серпентинит;

Di – диопсид;

Hd – геденбергит;

En – энстатит;

Fs – ферросилит;

Fo – форстерит;

An – анортит;

Pl – плагиоклаз;

Cal – кальцит;

Amp – амфибол;

Afs – кали-натриевой полевой шпат;

Ap – апатит;

Phl – флогопит;

Ep – эпидот;

Ttn – титанит;

Chl – хлорит;

Mag – магнетит;

Grt – гранат.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Батанова В.Г., Лясковская З.Е., Савельева Г.Н., Соболев А.В. Перидотиты п-ова Камчатский Мыс: свидетельство плавления океанической мантии вблизи горячей точки // Геология и геофизика. – 2014 – Т. 55. – С.1748–1758.
2. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сючань С., Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35. – С. 8–28.
3. Буланов В.А., Сизых А.И. Кристаллохимизм породообразующих минералов. – Иркутск: Иркут. Ун-т, 2005. – 220 с.
4. Буслов М.М., Ватанабе Т. Внутрисубдукционная коллизия и её роль в эволюции аккреционного клина (на примере Курайской зоны Горного Алтая, Центральная Азия) // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37. – С. 82–93.
5. Врублевский В.В., Крупчатников В.И., Изох А.Э., Гертнер И.Ф. Щелочные породы и карбонатиты Горного Алтая (комплекс эдельвейс): индикатор раннепалеозойского плюмового магматизма в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53. – С. 945–963.
6. Гибшер А.С., Есин С.В., Изох А.Э., Киреев А.Д., Петрова Т.В. Диопсидсодержащие базальты кембрия Чепошской зоны Горного Алтая: модель фракционирования гибридных магм в промежуточных магматических камерах // Геология и геофизика. – 1997. – Т.38. – С.1760–1772.
7. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 / под ред. С. П. Шокальский // СПб: ВСЕГЕИ, 2011.
8. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 200 000 / под ред. В. М. Исаков // СПб: ВСЕГЕИ, 2013.
9. Готтман И.А. Горнблендиты дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Урала: петрология и генезис. Дис. кан-та геол.-минерал. наук, Екатеринбург, 2014. – 142 с.

10. Готтман И.А., Пушкарев Е.В., Каменецкий В.С., Рязанцев А.В. Состав магматических включений в порфириновых вкрапленниках хромшпинели из анкармитов Южного Урала // Ежегодник- Тр. ИГГ УрО РАН. – 2016. – вып. 163. – С. 86–91.
11. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35. – С. 59–75.
12. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Куренков С.А. Океанические и островодужные офиолиты Горного Алтая // Геология и геофизика. – 1992. – № 12. – С. 3–14.
13. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А. Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика. – 2004. – Т. 45. – С.1381–1403.
14. Жмодик С.М., Нестеренко Г.В., Айриянц Е.В., Белянин Д.К., Колпаков В.В., Подлипский М.Ю., Карманов Н.С. Минералы металлов платиновой группы из аллювия - индикаторы коренной минерализации (на примере россыпей юга Сибири) // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – С. 1828–1860.
15. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. – Москва: Недра, 1990, – Кн.1 – 327 с. – Кн. 2 – 336 с.
16. Зыбин В.А. Эталон усть-семиинского комплекса порфириновых базальтов и трахибазальтов (Горный Алтай). – Новосибирск: СНИИГГиМС, 2006. – 278 с.
17. Изох А.Э., Борисенко А.С., Говердовский В.А., Толстых Н.Д., Слуцкер Е.М. Ордовикский Кузнецко-Алатауско-Алтайский платиноносный пояс (Алтае-Саянская складчатая область - Западная Монголия) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований (г. Иркутск, 19–22 октября 2004 г.). – Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004. Т. 1. – С. 141–142.

18. Изох А.Э., Вишнеvский А.В., Поляков Г.В., Калугин В.М., Оюунчимэг Т., Шелепаев Р.А., Егорова В.В. Урэгнурская платиноносная вулканоплутоническая пикрит-базальтовая ассоциация Монгольского Алтая – индикатор кембро-ордовикской крупной изверженной провинции // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – С. 665–681.
19. Крук Н.Н. Континентальная кора Горного Алтая: этапы формирования и эволюции, индикаторная роль гранитоидов // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56. – С. 1403–1423.
20. Крук Н.Н., Изох А.Э., Куйбида М.Л., Крук Е.А. Геохимия осадочных пород чемальской свиты (Горный Алтай): вклад в проблему природы среднекембрийского магматизма западной части Центральной Азии // Геосферные исследования. – 2017. – № 1. – С. 39–49.
21. Кутыев Ф.Ш., Иванов Б.В., Овсянников А.А. и др. Экзотические лавы Авачивского вулкана // Доклады академии наук. – 1980. – Т. 255. – С. 1240–1243.
22. Лаврентьев Ю.Г., Карманов Н.С., Усова Л.В. Электронно-зондовое определение состава минералов: микроанализатор или сканирующий электронный микроскоп? // Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56. – С.1473–1482.
23. Лазько Е.Е., Шарков Е.В. Магматические горные породы. Ультраосновные породы. Москва: Наука, 1988. – Т. 5. – 508 с.
24. Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Геологический очерк Южно-Заозерской дачи и Денежкина Камня на Северном Урале // Труды СПб Общества естествоиспытателей. – 1900. – Т. 30. – С. 1–257.
25. Леднева Г.В., Базылев Б.А., Layer P., Кузьмин Д.В., Кононкова Н.Н. Тектоническая позиция и обстановка формирования мезозойского массива кумулятивных дунитов–верлитов–оливиновых клинопироксенитов–габбро Восточной Чукотки // Геотектоника. – 2020. – №. 4. – С. 3–26.
26. Оюунчимэг Т., Изох А.Э., Вишнеvский А.В., Калугин В.М. Изоферроплатиновая ассоциация минералов из россыпи реки Бургастайн-Гол (Западная Монголия) // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50. – С. 1119–1130.

27. Пушкарев Е.В., Готтман И.А. Состав порфировых вкрапленников хромшпинелида в клинопироксеновых порфиритах ирендыкской свиты на Южном Урале как индикатор анкарамитовой природы вулканогенных пород // Российское минералогическое общество. Вестник Уральского отделения. – 2016. – №. 13. – С. 112–120.
28. Пушкарев Е.В., Рязанцев А.В., Готтман И.А. Анкарамиты присакмаровознесенской зоны на Южном Урале – геологическое положение и состав // Ежегодник- Тр. ИГГ УрО РАН, 2017. – № 164. – С. 166–175.
29. Пушкарев Е.В., Рязанцев А.В., Готтман И.А., Дегтярев К.Е., Каменецкий В.С. Анкарамиты – новый тип магнезиальных, высококальциевых примитивных расплавов в магнитогорской островодужной зоне на Южном Урале // Доклады академии наук – 2018. – Т. 479. – С. 433–437.
30. Пушкарев Е.В. Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. – 296 с.
31. Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. Москва: Недра, 1981. – 584 с.
32. Сафонова И.Ю., Буслов М.М., Кох Д.А. Фрагменты океанической коры Палео-Азиатского океана в Горном Алтае и Восточном Казахстане: геохимия и структурное положение // Литосфера. – 2004. – № 3. – С. 84–96.
33. Сафонова И.Ю., Буслов М.М., Симонов В.А., Изох А.Э., Комия Ц., Курганская Е.В., Оно Т. Геохимия, петрогенезис и геодинамическое происхождение базальтов из Катунского аккреционного комплекса Горного Алтая (Юго-Западная Сибирь) // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – С.541–567.
34. Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. – 1994. – Т. 35. – С. 182–199.
35. Симонов В.А., Сафонова И.Ю., Ковязин С.В., Курганская Е.В. Физико-химические параметры петрогенезиса базальтовых комплексов Катунской зоны, Горный Алтай // Литосфера. – 2010. – №3. – С. 111–117.

36. Толстых Н.Д. Минеральные ассоциации платиноносных россыпей и генетические корреляции с их коренными источниками. Автореф. дис. д.-ра геол.-минерал. наук, Новосибирск, 2004. – 33 с.
37. Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М., Гусев Н.И., Токарев В.Н., Зыбин В.А., Дубский В.С., Мурзин О.В., Кривчиков В.А., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Федосеев Г.С., Титов А.В., Сергеев В.П., Лихачев Н.Н., Мамлин А.Н., Котельников Е.И., Кузнецов С.А., Зейферт Л.Л., Яшин В.Д., Носков Ю.С., Уваров А.Н., Федак С.И., Гусев А.И., Выставной С.А. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: СО РАН, филиал "ГЕО", 2000ю – 188 с.
38. Aparici A. Relationship between clinopyroxene composition and the formation environment of volcanic host rocks // IUP J Earth Sci. – 2010. – V. 4. P. 1–11.
39. Barsdell M. Petrology and petrogenesis of clinopyroxene-rich olivine tholeiitic lavas from Merelava Volcano, Vanuatu // Journal of Petrology. – 1988. – V. 29. – P. 927–964.
40. Barasdell M., Berry R.F. Origin and evolution of primitive island arc ankaramites from Western Epi, Vanuatu // Journal of Petrology. – 1990. – V. 31. – P. 747–777.
41. Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G.B., Zeda O. Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator // Chemical Geology. – 1989. – V. 77. – P. 165–182.
42. Borsuk A.M., Tsvetkov A.A., Dmitri Z.Z., Zhuravlev D.Z., Chernyshev L. V. Magmatic evolution of the Komandorsky islands in the Aleutian island arc // geol. sb. – 1985. – V. 36. – С. 523–554.
43. Bouvier A.S., Deloule E., Métrich N. Fluid inputs to magma sources of St. Vincent and Grenada (Lesser Antilles): new insights from trace elements in olivine-hosted melt inclusions // Journal of Petrology. – 2010. – V. 51. – P. 1597–1161.

44. Boynton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // In: Henderson P. (Ed.), Rare earth element geochemistry. – New York: Elsevier, 1984. – P. 63–114.
45. Buslov M.M., Bersin N.A., Dobretsov N.L. Geology and tectonics of Gorny Altai Guide-book for post- Symposium excursion. The 4-th International Symposium of the IGCP Project 283 “Geodynamic Evolution of the Paleoasian Ocean”. Novosibirsk, 1993. – 123 p.
46. Buslov M.M., Saphonova I.Yu., Watanabe T., Obut O.T., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N., Sugai Y., Smirnova L.V., Kazansky A.Yu., Itaya T. Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai-Sayan Region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent // Journal of Geosciences. – 2001. – V. 5. – P. 203–224.
47. Carr M.J., Rose W.I. A data base of Central American volcanic rocks // Journal of Volcanology and Geothermal Research. – 1984. V. 33. – P. 239–240.
48. Dawson J.B., Powell D.G., Reid A.M. Ultrabasic xenoliths and lava from the Lashaine volcano, northern Tanzania // Journal of Petrology. – 1970. – V. 11. – P. 519–548.
49. Della-Pasqua F. N. Primitive ankaramitic magmas in volcanic arcs: evidence from melt inclusions. PhD Thesis, Tasmania: University of Tasmania, 1997. – 279 c.
50. Della-Pasqua F. N., Varne R. Primitive ankaramitic magmas in volcanic arcs: A melt inclusion approach // The Canadian Mineralogist. – 1997. – V. 35. – P. 291–312.
51. Deng Y., Yuan F., Zhou T., Xu C., Zhang D., Guo X. Geochemical characteristics and tectonic setting of the Tuerkubantao mafic-ultramafic intrusion in West Junggar, Xinjiang, China // Geoscience Frontiers. – 2015. – V. 6. – P. 141–152.
52. Dietrich S., Carman J.M.F., Mckee E.H. Geochemistry of basalts from Holes 519A, 520, 522B, and 524, Deep Sea Drilling Project Leg 73 (South Atlantic) // Initial Reports of the Deep-Sea Drilling. Project. – 1984. – V. 73. – 579-601.

53. Donna L., Evan W., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // *American Mineralogist* – 2010. – V. 95. – P. 185–187.
54. Elburg M.A., Kamenetsky V.S., Foden J.D., Sobolev A. The origin of medium-K ankaramitic arc magmas from Lombok (Sunda arc, Indonesia): Mineral and melt inclusion evidence // *Chemical Geology*. – 2007. – V. 240. – P. 260–279.
55. England F., Wilkins C. A simple analytical approximation to the temperature structure in subduction zones // *Geophysical Journal International*. – 2004. – V. 159. – P. 1138–1154.
56. Flower F. J. Evolution of basaltic and differentiated lavas from Anjouan, Comores Archipelago // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1973. – V. 38. – P. 237–260.
57. Foden, J.D., Varne, R. Arc ankaramites, Sangean Api xenoliths and Cordilleran ultramafic to dioritic intrusive complexes: an updated concept of arc growth and development. In *Sixth Australia Geol. Conv. on Lithosphere dynamics and evolution of continental crust* // *Geol. Soc, Aust., Abstr*, 1983. – Ser. 9. – P. 153 – 154.
58. Frey F.A., Dickey J.S., Thompson G., Bryan W.B. Eastern Indian Ocean DSDP sites: correlations between petrography, geochemistry and tectonic setting. Washington dc: AGU, 1977. – P. 189–257.
59. Frey F.A., Green D.H., Roy S.D. Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilitites from south eastern Australia utilizing geochemical and experimental petrological data // *Journal of Petrology*. – 1978. – V. 19. – P. 463–513.
60. Frey F.A., Jones W.B., Davies H., Weis D. Geochemical and petrologic data for basalts from sites 756, 757, and 758: implications for the origin and evolution of Ninetyeast ridge // *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*. – 1991. – V. 121. – P. 611–659.
61. George, R., Turner S., Hawkesworth Charles C.B., Chris N., Pete S., Scott D. Chemical versus Temporal Controls on the Evolution of Tholeiitic and Calc-alkaline

Magmas at Two Volcanoes in the Alaska-Aleutian Arc // *Journal of Petrology*. – 2004. – V. 45. – P. 203–219.

62. George S.-K. Ma, John Malpas, Costas Xenophontos, Katsuhiko Suzuki, Ching-Hua Lo. Early Cretaceous volcanism of the Coastal Ranges, NW Syria: Magma genesis and regional dynamics // *Lithos*. – 2011. – V. 126. – P. 290–306.

63. Georgiev S., Marchev P., Heinrich C.A., Von Quadt A., Peytcheva I., Manetti P. Origin of nepheline-normative high-K ankaramites and the evolution of Eastern Srednogorie arc in SE Europe // *Journal of Petrology*. – 2009. – V. 50. – P. 1899–1933.

64. Gioncada A., Clocchiatti R., Sbrana A., Bottazzi P., Massare D., Ottolini L. A study of melt inclusions at Vulcano (Aeolian islands, Italy): Insights on the primitive magmas and on the volcanic feeding system // *Bulletin of Volcanology*. – 1998. – V. 60. – P. 286–306.

65. Green D.H., Schmidt M.W., Hibberson W.O. Island-arc ankaramites: Primitive melts from fluxed refractory lherzolitic mantle // *Journal of Petrology*. – 2004. – V. 45. – P. 391–403.

66. Guillou-Frottier L., Burov E., Augé Th., Gloaguen E. Rheological conditions for emplacement of Ural–Alaskan-type ultramafic complexes // *Tectonophysics*. – 2014. – V. 631. – P. 130–145.

67. Gunn M.B., Coy-Yll R., Watkins N.D., Abranson C.E., Nougier J. Geochemistry of the Oceanite–Ankaramite–Basalt Suite from East Island–Crozet Archipelago // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1970. – V. 28. – P. 319–339.

68. Hammer J., Jacob S., Welsch B., Hellebrand E., Sinton J. Clinopyroxene in postshield Haleakala ankaramite: 1. Efficacy of thermobarometry // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2016. – V. 171(7). – P. 1–23.

69. Hannigan R.E., Basu A.R., Teichmann F. Mantle reservoir geochemistry from statistical analysis of ICP-MS trace element data of equatorial mid-Atlantic MORB glasses // *Chemical Geology*. – 2001. – V. 175. – P. 397–428.

70. Helmy H.M., El Mahallawi M.M. Gabbro Akarem mafic-ultramafic complex, Eastern Desert, Egypt: a late Precambrian analogue of Alaskan-type complexes // *Mineralogy and Petrology*. – 2003. – V. 77. – P. 85–108.
71. Himmelberg G.R., Loney R.A. Characteristics and petrogenesis of Alaskan-type ultramafic–mafic intrusions, southeastern Alaska. U.S. Geological Survey. – 1995. – Professional Paper 1564.
72. Hughes C.J. *Igneous Petrology*. Amsterdam: Elsevier, 1982. – 551 p.
73. Irvine T.N. Bridget Cove volcanics, Juneau arc, Alaska: possible parental magma of Alaskan-type ultramafic complexes // *Carnegie Institute Year-Book-72*. – 1973 – P. 478–491.
74. Johannsen A. *A Descriptive Petrography of the Igneous Rocks*. Chicago University Press, 1937. – V. 3. – 360 p.
75. Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Eggins S., Miihe R. (1997) Phenocryst and melt inclusion chemistry of near-axis seamounts, Valu Fa Ridge, Lau Basin: insight into mantle wedge melting and the addition of subduction components // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1997. – V. 151. – P. 205–223.
76. Kamenetsky V.S., Eggins S.M., Crawford A.J., Green D.H., Gasparon M., Falloon T.J. Calcic melt inclusions in primitive olivine at 43°N MAR: evidence for melt-rock reaction/ melting involving clinopyroxene-rich lithologies during MORB generation // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1998. – V. 160. – P. 115–132.
77. Kamenetsky V.S., Crawford A.J., Meffre S. Factors Controlling the Chemistry of Magmatic Spinel: An Empirical Study of Associated Olivine, Cr-Spinel and Melt Inclusions from Primitive Rocks // *Journal of Petrology*. – 2001. – V. 42. – P. 655–671.
78. Kamenetsky V.S., Elburg M., Arculus R., Thomas R. Magmatic origin of low-Ca olivine in subduction-related magmas: coexistence of contrasting magmas // *Chemical Geology*. – 2006. – V. 233. – P. 346–357.
79. Kay R.W. Geochemical constraints on the origin of Aleutian magmas // *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins*. – 1977. V. 1. – P. 229–242.

80. Kay S.M., Kay R.W., Citron G.P. Tectonic controls on tholeiitic and calc-alkaline magmatism in the Aleutian arc // *Journal of Geophysical Research Atmospheres*. – 1982. – V. 87. – 4051–4072.
81. Kay S.M., Kay R.W. Aleutian tholeiitic and calc-alkaline magma series I: the mafic phenocrysts // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1985. – V. 90. – P. 276–290.
82. Kennedy A.K., Hart S.R., Frey F.A. Composition and isotopic constraints on the petrogenesis of alkaline arc lavas: Lihir Island, Papua New Guinea // *Journal of Geophysical Research*. – 1990. – V. 95. – P. 6929–6942.
83. Khedr M., Arai S. Petrology of a Neoproterozoic Alaskan-type complex from the Eastern Desert of Egypt: Implications for mantle heterogeneity // *Lithos*. – 2016. – V. 263. – P. 15–32.
84. Kogiso T., Hirschmann M.M. Experimental study of clinopyroxenite partial melting and the origin of ultra-calcic melt inclusions // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2001. – V. 142. – P. 347–360.
85. Krause J., Brüggemann G.E., Pushkarev E.V. Accessory and rock forming minerals monitoring the evolution of zoned mafic–ultramafic complexes in the Central Ural Mountains // *Lithos*. – 2007. – V. 95. – P. 19–42.
86. Lacroix A. Sur quelques roches volcaniques melanocrates des possessions francaises de l'ocean Indien et du Pacifique // *C.R. Acad. Sci.* – 1916. – V. 158. – P. 177–183.
87. Leake B.E. Nomenclature of amphiboles // *European Journal of Mineralogy*. – 1997. – V. 9. – P. 623–651.
88. Le Maitre R.W. *Igneous rocks a Classification and Glossary of Terms Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Sub-Commission on the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press, 2002. – 236 p.
89. Leterrier J., Maury R.C., Thonon P., Girard D., Marchal M. Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleovolcanic series // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1982. – V. 59. – P. 139–154.

90. Lloyd A.S., Ferriss E., Ruprecht P., Hauri E.H., Jicha B.R., Plank T.A. An assessment of clinopyroxene as a recorder of magmatic water and magma ascent rate // *Journal of Petrology*. – 2016. – V. 57. – P. 1865–1886.
91. Maaløe S., Sorensen I., Hartogen J. The tachybasaltic suite of Jan Mayen // *Journal of Petrology*. – 1986. – V. 27. – P. 439–466.
92. Marchev P., Georgiev S., Zajacz Z., Manetti P., Raicheva R., Von Quadt A., Tommasini S. High-K ankaramitic melt inclusions and lavas in the Upper Cretaceous Eastern Srednogorie continental arc, Bulgaria: Implication for the genesis of arc shoshonites // *Lithos*. – 2009. – V. 113. – P. 228–245.
93. Médard E., Schmidt M.W., Schiano P. Liquidus surfaces of ultra-calcic primitive melts: formation conditions and sources // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2004. – V. 148. – P. 201–215.
94. Médard E., Schmidt M.W., Schiano P., Ottolini L. Melting of amphibole-bearing wehrlites: An experimental study on the origin of ultra-calcic nepheline-normative melts // *Journal of Petrology*. – 2006. – V. 47. – P. 481–504.
95. Mahoney J.J., Storey M., Duncan R.A. Geochemistry and geochronology of Leg 130 basement lavas: nature and origin of the Ontong Java Plateau // *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. – 1993. – V. 130. – P. 3–22.
96. Miyashiro, A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *American Journal of Science*. – 1974. – V. 274. – P. 321–343.
97. Morimoto N. Nomenclature of pyroxenes // *American Mineralogist*. – 1988. – V. 73. – P. 1123–1133.
98. Mossman D.J., Coombs D.S., Kawachi Y., Reay A. High-Mg arc-ankaramitic dikes, Greenhills Complex, Southland, New Zealand // *The Canadian Mineralogist*. – 2000. – V. 38. – P. 191–216.
99. Myers J.D., Marsh B.D., Frost C.D., Linton J.A. Petrologic constraints on the spatial distribution of crustal magma chambers, Atka volcanic center, central Aleutian arc // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2002. – V. 143. – P. 567–586.

100. Ortiz Hernández L.E. An arc ankaramite occurrence in central Mexico // *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. – 2000. – V. 17. – P. 34–44.
101. Nisbet E.G., Pearce J.A. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic setting // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1977. – V. 63. – P. 149–160.
102. Plank T. Constraints from thorium/lanthanum on sediment recycling at subduction zones and the evolution of the continents // *Journal of Petrology*. – 2005. – V. 46. – P. 921–944.
103. Portnyagin M.V., Plechov P.Y., Matveev S.V., Osipenko A.B., Mironov N.L. Petrology of avachites, high-magnesian basalts of Avachinsky volcano, Kamchatka: I. General characteristics and composition of rocks and minerals // *Petrology*. – 2005. V. 13. – P. 99–121.
104. Portnyagin M.V., Mironov N.L., Matveev S.V., Plechov P.Y. Petrology of avachites, high-magnesian basalts of Avachinsky Volcano, Kamchatka: II. Melt inclusions in olivine // *Petrology*. – 2005. – V. 13. – P. 322–351.
105. Ridolfi F. Amp-TB2: An Updated Model for Calcic Amphibole Thermobarometry // *Minerals*. – 2021. – V. 11. – P. 324.
106. Romick J.D., Perfit M.R., Swanson S.E., Shuster R.D. Magmatism in the eastern Aleutian arc: temporal characteristic of igneous activity on Akutan island // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1990. – V. 104. – P. 700–721.
107. Saccani E. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics // *Geoscience Frontiers*. – 2015. – V. 6. – P. 481–501.
108. Schiano P., Eiler J.M., Hutcheon I.D., Stolper E.M. Primitive CaO-rich, silica-undersaturated melts in island arcs: Evidence for the involvement of clinopyroxene-rich lithologies in the petrogenesis of arc magmas // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. – 2000. – V. 1. – P. 1999GC000032.

109. Schmidt M.W., Green D.H., Hibberson W.O. Ultra-calcic magmas generated from Ca-depleted mantle: an experimental study on the origin of ankaramites // *Journal of Petrology*. – 2004. – V. 45. – P. 531–554.
110. Schulze D. Origins of chromian and aluminous spinel macrocrysts from kimberlites in southern Africa // *Canadian Mineralogist*. – 2001. – V. 39. – P. 361–376.
111. Sigurdsson I.A., Steinthorsson S., Granvold K. Calcium-rich melt inclusions in Cr-spinels from Borgarfraun, northern Iceland // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2000. – V. 183. – P. 15–26.
112. Singer, B.S., J.D. Myers, C.D. Frost. Mid-Pleistocene basalt from the Segum volcanic center, central Aleutian arc, Alaska: Local lithospheric structures and source variability in the Aleutian arc // *Journal of Geophysical Research*. – 1992. – V. 97. – P. 4561–4578.
113. Singer B.S., Jicha B.R., Leeman W.P., Rogers N.W., Thirlwall M.F., Ryan J., Nicolaysen K.E. Along-strike trace element and isotopic variation in Aleutian Island arc basalt: subduction melts sediments and dehydrates serpentine // *Journal of Geophysical Research*. – 2007. – V. 112. – P. B06206.
114. Sisson T.W., Bronto S. Evidence for pressure release melting beneath magmatic arcs from basalts at Galunggung, Indonesia // *Nature* – 1998 – V. 391. – P. 883–886.
115. Slater L., McKenzie D., Granvold K., Shimizu N. Melt generation and movement beneath Theistareykir, NE Iceland // *Journal of Petrology*. – 2001. – V. 42. – P. 321–354.
116. Sorbadere F., Schiano P., Métrich N., Garaebiti E. Insights on the origin of primitive silica-undersaturated arc magmas of Aoba volcano (Vanuatu arc) // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2011. – V. 162. – P. 995–1009.
117. Sorbadere F., Schiano P., Métrich N. Constraints on the origin of nepheline-normative primitive magmas in island arcs inferred from olivine-hosted melt inclusion compositions // *Journal of Petrology*. – 2013. – V. 54. – P. 215–233.

118. Sours-Page R., Johnson K.T.M., Nielsen R.L., Karsten J.L. Local and regional variation of MORB parent magmas: evidence from melt inclusions from the Endeavour Segment of the Juan de Fuca Ridge // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 1999. – V. 134. – P. 342–363.
119. Spandler C.J., Eggins S.M., Arculus R.J., Mavrogenes J.A. Using melt inclusions to determine parent-magma compositions of layered intrusions: application to the Greenhills Complex (New Zealand), a platinum-group-minerals-bearing, island arc intrusion // *Geology*. – 2000. – V. 28. – P. 991–994.
120. Spandler C.J., Arculus R.J., Eggins S.M., Mavrogenes J.A., Price R.C., Reay A.J. Petrogenesis of the Greenhills Complex, Southland, New Zealand: magmatic differentiation and cumulate formation at the root of a Permian island-arc volcano // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2003. – V. 144. – P. 703–721.
121. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. – Geological Society of London: Special Publication, 1989. – V. 42. – P. 313–345.
122. Thompson N., Flower F.J. Evidence for upper-crust ankaramitic liquids // *Am. Geophys. Union Trans.* – 1971. – V. 52. – P. 377 (abstr.).
123. Tomkeieff S.I., Walton E.K., Randall B.A.O., Battey M.H., Tomkeieff O. *Dictionary of Petrology*. New York: Wiley, 1983. – 680 p.
124. Verhoogen, J. Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks // *American Journal of Science*. – 1962. – V. 260. – P. 211–220.
125. Wade J.A., Plank T.A., Hauri E.H., Kelley Katherine A., Roggensack K., Zimmer M. Prediction of magmatic water contents via measurement of H₂O in clinopyroxene phenocrysts // *Geology*. – 2008. – V. 36. – P. 799–802.
126. Wang Y.J., Zhang A.M., Cawood P.A., Fan W.M., Xu J.F., Zhang G.W., Zhang Y.Z. Geochronological, geochemical and Nd-Hf-Os isotopic fingerprinting of an early Neoproterozoic arc-back-arc system in South China and its accretionary assembly along the margin of Rodinia // *Precambrian Research*. – 2013. – V. 23. – P. 343–371.

127. Wang X., Hou T., Wang M., Zhang C., Zhang Z., Pan R., Marxer F., Zhang H. A new clinopyroxene thermobarometer for mafic to intermediate magmatic systems // *European Journal of Mineralogy*. – 2021. – V. 33. – P. 621–637.
128. Warr L.N. IMA–CNMNC approved mineral symbols // *Mineralogical Magazine*. – 2021. – V. 85. – P. 291–320.
129. White R.S., McKenzie D., O'Nions R.K. Oceanic crustal thickness from seismic measurements and rare earth element inversions // *Journal of Geophysical Research*. – 1992. – V. 97. – P. 19683–19715.
130. Yogodzinsky G.M., Kelemen P.B. Slab melting in the Aleutians: Implications of an ion probe study of clinopyroxene in primitive adakite and basalt // *Earth and Planetary Science Letters*. – 1998. – V. 158. – P. 53–65.
131. Zhang Yu., Kefu Yu., Handong Qian. LA-ICP-MS analysis of clinopyroxenes in basaltic pyroclastic rocks from the Xisha Islands, Northwestern South China Sea // *Minerals*. – 2018. – V. 8. – P. 575.
132. Zhang Z., Mao J., Cai J., Kusky T.M., Zhou G., Yan S., Zhao L. Geochemistry of picrites and associated lavas of a Devonian island arc in the northern Junggar terrane, Xinjiang (NW China): Implications for petrogenesis, arc mantle sources and tectonic setting // *Lithos*. – 2008. – V. 105. – P. 379–395.