рактера, определяющего механизм сочетания горизонтальных и вертикальных перемещений, результатом которых явились поднятие среднекоровых мезоархейских пород и вторая, позднеархейская (около 2.7 млрд. лет) генерация пород гранулитовой фации метаморфизма (эндербит-чарнокитовый комплекс). Подобная ситуация характерна и для Водлозерского блока, имеющего форму центрической структуры с элементами вращения. Возможно, эти структуры являются надплюмовыми областями, активация которых взаимосвязана с архейской беломорской коллизией.

Наименее глубинным проявлением shear-зон являются структуры «pull-apart», преимущественно развитые в Центральной Карелии. На примере Костомукшской и Большозерской структур можно заключить, по крайней мере, о двух фазах образования shear-зон в позднем архее. Деформации сопровождаются динамометаморфизмом преимущественно в температурных условиях амфиболитовой фации, реже – гранулитовой (р-н оз Тулос) и зеленосланцевой (Койкарская структра) в режиме повышенных давлений. Относительно андалузит-силлиманитового типа, характерного для метаморфизма зеленокаменных поясов доколлизионного периода, наложенный динамометаморфизм соответствует кианит-силлиманитовому типу [8].

ЛИТЕРАТУРА

1. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.:Наука. 1990. 245 с.

2. Володичев О.И. Эндогенные режимы метаморфизма в различных геодинамических обстановках докембрия Карелии // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон. Материалы 8 международной конференции. Петрозаводск. 2002. С. 49-51.

3. Колодяжный С.Ю. Структурно-кинематическая эволюция юго-восточной части Балтийского щита в палеопротерозое. М. ГЕОС. 2006. 332 с.

4. Володичев О.И., Слабунов А.И., Бибикова Е.В. и др. Архейские эклогиты Беломорского подвижного пояса (Балтийский щит) // Петрология. 2004. Т. 12, № 6. С. 609-631.

5. Левченков О.А., Володичев О.И., Зингер Т.Ф. и др. Возраст метаморфизма глиноземистых гнейсов района губы Поньгома (Беломорский подвижный пояс, Балтийский щит) // ДАН. 2001. Т. 377, № 2. 235-238.

6. Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80-92.

7. Глебовицкий В.А., Миллер Ю.В., Другова Г.М. и др. Структура и метаморфизм Беломорско-Лапландской коллизионной зоны // Геотектоника. 1996. № 1. С. 63-75.

8. Володичев О.И., Кузенко Т.И., Козлов С.С. К структурно-метаморфическому изучению метавулканитов контокской серии Костомукшской структуры // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск. 2002. Вып.5. С. 15-26.

КОНТИНЕНТАЛЬНАЯ ЛИТОСФЕРНАЯ МАНТИЯ ПОД РАЗНОВОЗРАСТНЫМИ СТРУКТУРАМИ ЗЕМНОЙ КОРЫ: ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ, ТЕРМАЛЬНОЕ СОСТОЯНИЕ, ЭВОЛЮЦИЯ

Вревский А.Б., Никитина Л.П, Пушкарев Ю.Д.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург, lpn@ln10839.spb.edu

В работе сообщаются результаты изучения химического состава и термобарометрии перидотитовых ксенолитов из кимберлитов и щелочных базальтов, представляющих соответственно континентальную литосферную мантию (КЛМ) под раннедокембрийскими и позднепротерозойскими-кайнозойскими структурами, обсуждается природа химической и термальной неоднородности мантии и ее эволюции. Решение проблемы сводится к ответу на следующие ключевые вопросы: (1) когда произошла химическая термальная дифференциация мантии в геологической истории; (2) существенно ли отличалась архейская мантия от современной; (1) возрастает ли степень химической и термальной неоднородности мантии со временем.

Для КЛМ под архейскими кратонами по сравнению с примитивной мантией (ПМ) свойственна высокая степень истощенности состава магмофильными компонентами CaO, Al_2O_3, FeO, средними и тяжелыми РЗЭ. Она характеризуется более высокими значениями Mg/Si (в основном от 1.15 до 1.5), более низкими значениями Al/Si (от 0.06 до 0.001), Ca/Al (преимущественно ниже 1.0) и Na/K (преимущественно ниже 3.0) по сравнению с мантией под фанерозойскими поясами, в которой значения Mg/Si находятся в пределах от 1.05 до 1.35, Al/Si – от 0.12 до 0.03, Ca/Al – от 0.8 до 2.0 и Na/K – от 1 до 7 (рис. 1).

Степень обогащения кратонической мантии по сравнению с ПМ Ni и обеднения V выше, чем мантии под фанерозойскими структурами. В первой наблюдаются широкие вариации в содержании хрома, нормированного к хондриту (Cr_{ch} от 0.3 до 2.1, т.е. ниже и выше, чем в хондритах), тогда как во второй пределы значений Cr_{ch} от 0.5 до 1.4 (рис. 2).

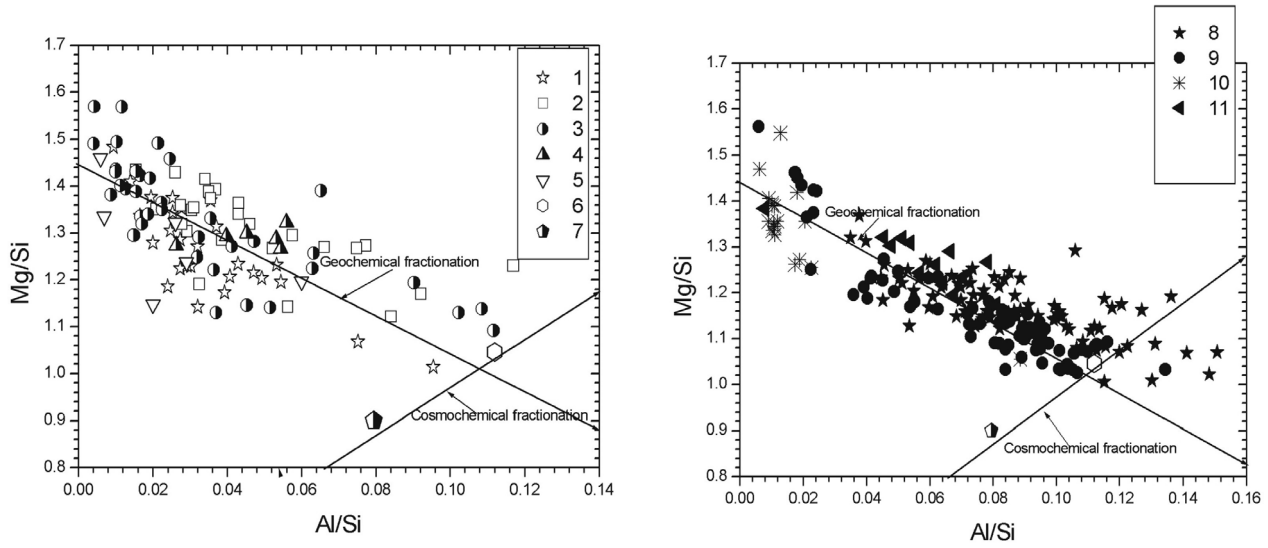

Рис. 1. **Соотношение Mg, Si, Al в перидотитовых ксенолитах ЛКМ, подстилающей (а) кратоны.**

1 – Арктическая платформа, 2-Каапваальский кратон, 3 – Восточно-Сибирская платформа, 4 – кратон Вайоминг, 5 – Карельский кратон) и (б) фанерозойские складчатые пояса (8 –Байкало-Монгольская область, 9 – Юго-восточный Китай, 10 – Канарские о-ва, 11 – Шпицберген

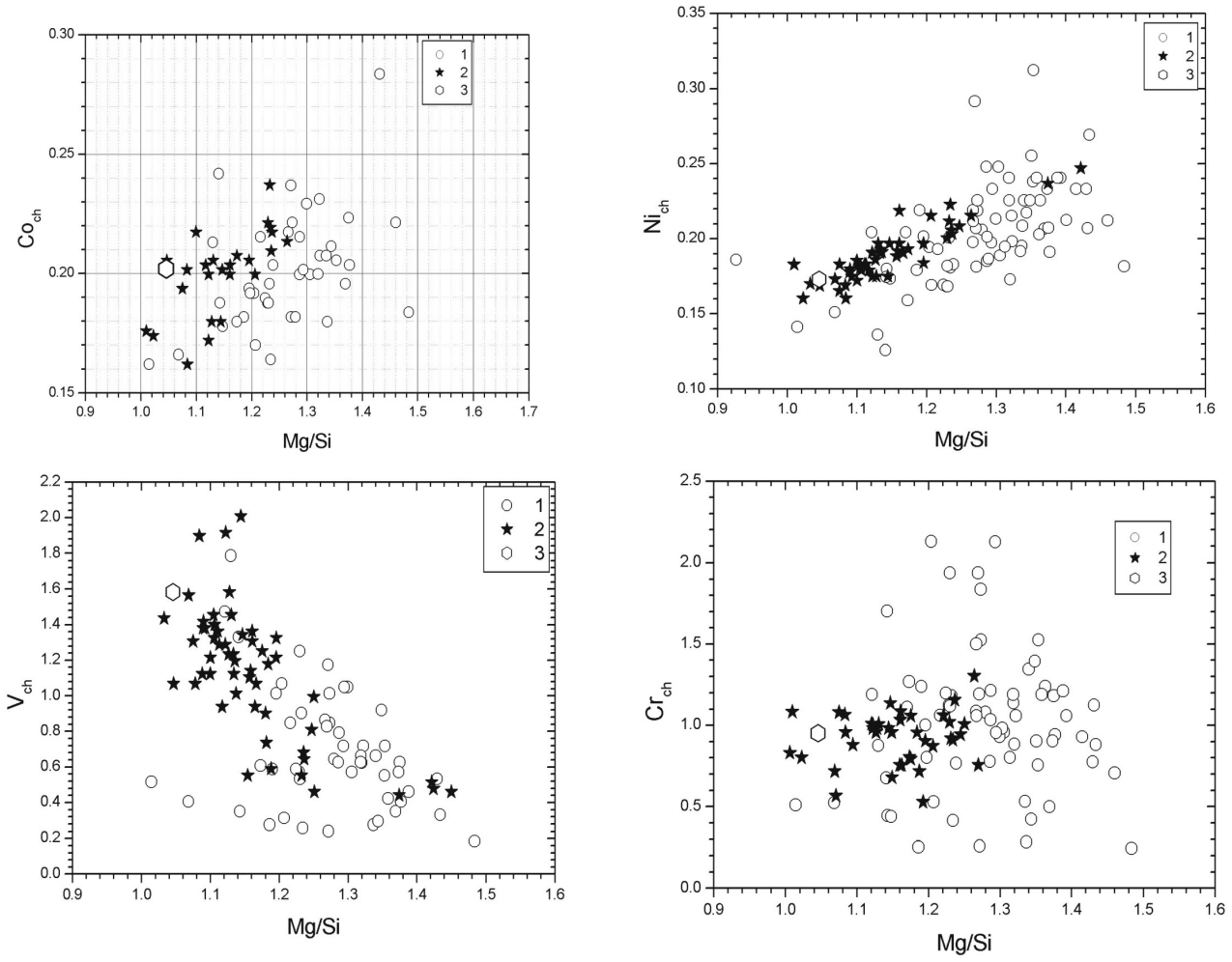

Рис. 2. **Нормированное к хондриту [1]) содержание Ni, Co, V, Cr в мантии, под раннедокембрийскими (1) и фанерозойскими (2) структурами**

Химическая неоднородность мантии, подстилающей разновозрастные структуры земной коры, проявляется и в наличии двух трендов изменения условного удельного веса перидотитовых ксенолитов в зависимости от отношения в них Mg/Si (рис. 3) .

Химическая неоднородность КЛМ, как следует из рис. 4, определяется, в первую очередь, процессами плавления примитивной мантии. Эти процессы протекали в различных термодинамических условиях (*T, P,* f_{O2}) и проявлялись с разной интенсивностью (рис. 3), что и обусловило вариации состава реститовой мантии по содержанию главных (Mg, Al, Si, Ca, Na, K), рассеянных (Ni, Co, V, Cr) редкоземельных элементов в разновозрастных структурах.

В мантии, подстилающей фанерозойские структуры, встречаются участки примитивного, недеплетированного вещества (Центрально-Азиатский подвижный пояс, Западное Забайкалье, Южно-Яньшаньский пояс, Юго-восточный Китай), не затронутые процессами парциального плавления. Модельный Pb-Pb возраст (относительно CHUR) ксенолитов этого вещества равен 4457±12 млн. лет.

КЛМ под раннедокембрийскими структурами характеризуется слабой дифференциацией термальных режимов (близость геотерм на P-T диаграмме, узкие пределы значений геотермических градиентов: ТГ=7.1÷7.4°С/км), что отличает ее от мантии под позднепртерозойскими и фанерозойскими складчатыми поясами, где устанавливаются значительная дифференциация термальных режимов, характеризующихся более высокими значениями ТГ: от 9 до12°С/км (рис. 5).

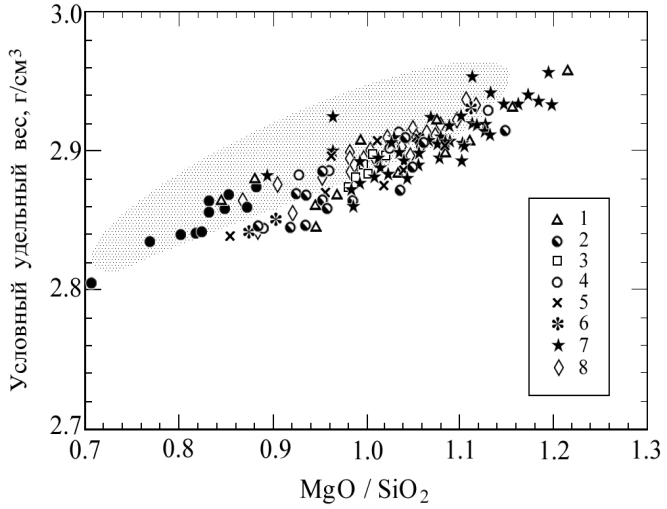

Рис. 3. **Зависимость от отношения Mg/Si «условного удельного веса» перидотитовых ксенолитов из мантии, подстилающей архейские кратоны.**

1 – Восточно-Сибирская платформа, 2 – Каапваальский, 3 – Вайоминг,4 – Карельский, 5 – Слейв, 6 – Дарвар, 7 –Танзаниийский, 8 – Арктическая платформа). Крапом показано поле ксенолитов из мантии под фанерозойскими складчатыми поясами

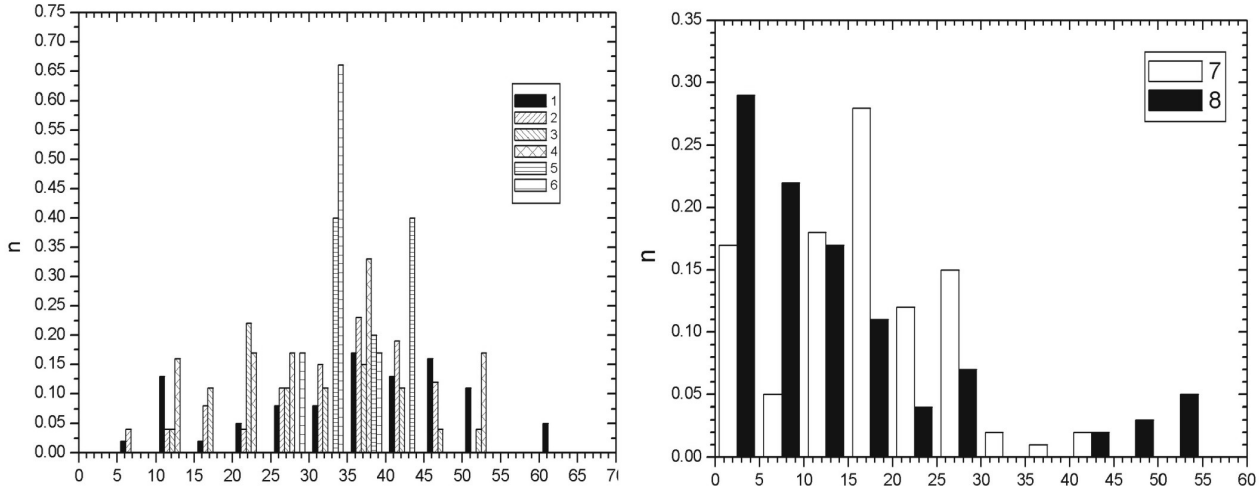

Рис.4. **Степень парциального плавления субстрата КЛМ, подстилающей (а) кратоны.**

1 – Восточно-Сибирская платформа, 2 – Арктическая платформа, 3-6 – кратоны Каапваальский, Карельский, Слейв, Вайоминг) и (б) фанерозойские складчатые пояса (7 –Байкало-Монгольская область, 8 – ЮВ Китай)

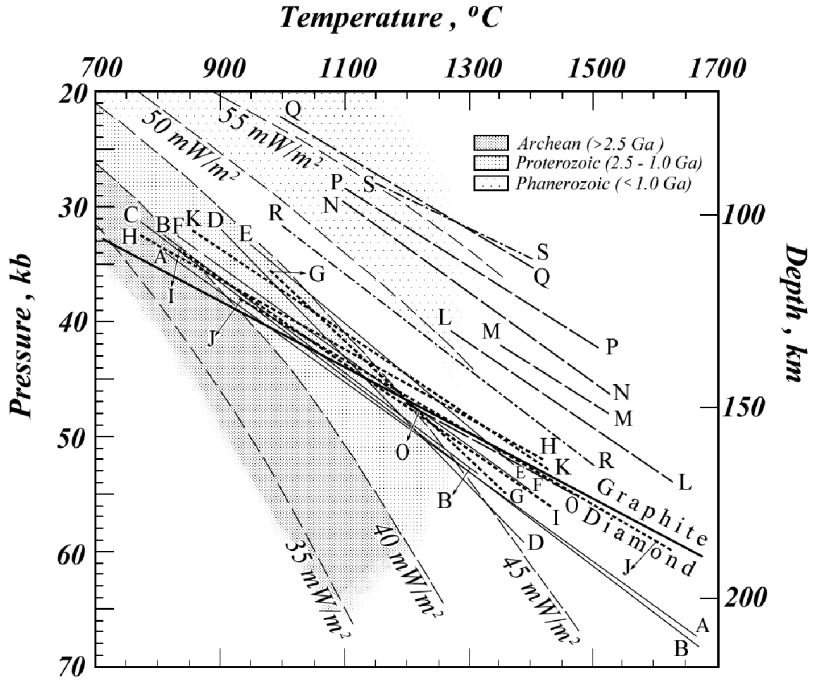

Рис. 5. **Положение геотерм в ЛКМ, подстилающей архейские кратоны (A-A, B-B, C-C,D-D, E-E, F-F), раннепротерозойские (G-G, H-H, K-K) и фанерозойские (L-L, M-M, N-N, P-P, Q-Q) складчатые пояса.**

Крапом показаны P-T- условия для мантии в областях проявления коры архейского, протерозойского и фанерозойского возраста [2]

Минимальная глубина зарождения кимберлитовых и лампроитовых магм в мантии под раннедокембрийскими структурами колеблется в относительно узких пределах (200-250 км), тогда как для позднепротерозойских-фанерозойских складчатых структур минимальная глубина зарождения щелочно-базальтовых магм кайнозойского возраста закономерно изменяется от 180-170 км до 100-90 км при увеличении термального градиента (рис.6).

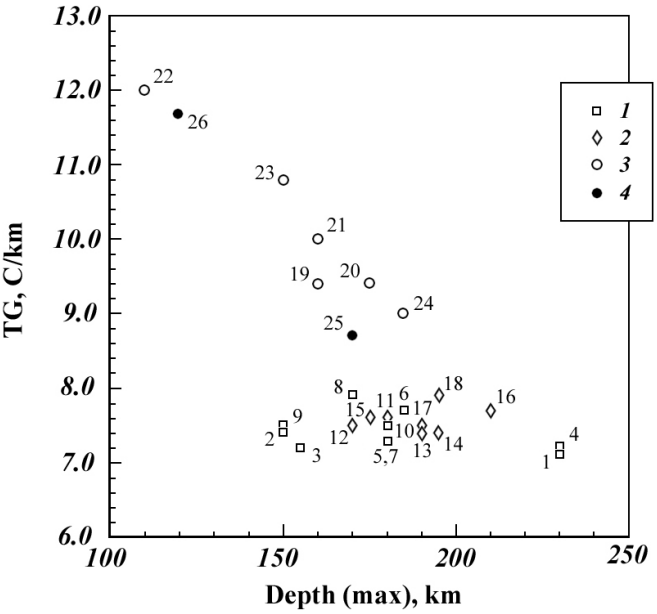

Рис. 6. **Минимальные глубины зарождения кимберлитовых и щелочно-базальтовых магм в КЛМ.**

(1) – архейские структуры (№№ 1-10), (2, 3) – раннедокембрийские (№№ 11-18) и фанерозойские (№№ 20-24) складчатые пояса соответственно; (4) – острова в океане

Полученные данные о неоднородности химического состава и различии термальных режимов в литосферной континентальной мантии, подстилающей раннедокембрийские позднепротерозойские-фанерозойские структуры, о глубинах зарождения щелочно-основных и щелочно-ультраосновных магм в мантии этих структур, появлении в мантии фанерозойских складчатых поясов вещества примитивной мантии являются петрологическим подтверждением гипотезы, разработанной на основе геофизических и геохимических данных [3, 4] об изменении динамики мантии в целом и, прежде всего, стиля конвекции на границе докембрия и фанерозоя. В рамках этой гипотезы находят объяснение и различие термальных режимов в мантии под одно-

типными разновозрастными структурами (каковыми являются раннедокембрийские и фанерозойские складчатые пояса) и приуроченность коматиитов к раннему докембрию.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№: 07-05-00527-а, 08-05-00861-а) и в рамках программ №4 и №5 фундаментальных исследований ОНЗ РАН.

ЛИТЕРАТУРА

1. Palme H., O'Neill H.St. C. Cosmochemical estimates of mantle composition // In: Treatise on Geochemistry. Elsevier Ltd. 2003. V. 2. P. 1-38.
2. Poudjom Djomani Y.,H., O`Reilly S.Y., Griffin W.L., Morgan P. The density structure of subconintal lithosphere through time. Earth and Planetary Science Letters. 2001. V. 184. P. 605-621.
3. Allegre C.J. Limitation on the mass exchange between the upper and lower mantle: the evolving convection regime of the Earth // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. V.50. P. 1-6.
4. Трубицин В.П. Основы тектоники плавающих компонентов // Физика Земли. 2000. №9. С. 4-40.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ, ВОЗРАСТ И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЛЯРНОУРАЛЬСКИХ ЭКЛОГИТОВ

Вшивцев А.Н.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, alsoft@list.ru

В настоящее время особый интерес представляют высокобарические метаморфические комплексы, которые можно использовать в качестве геодинамических индикаторов пограничных областей палеоконтинент–палеоокеан. Среди интереснейших образований в составе метаморфических комплексов являются эклогиты, возраст и генезис которых не всегда ясен. Примером развития разнообразных эклогитов является марункеуский комплекс на Полярном Урале.

Марункеуский эклогит-амфиболит-гнейсовый комплекс, представляющий собой тектонический блок, расположен в палеоконтинентальном секторе Полярного Урала. Блок расположен к западу от Главного Уральского надвига, фиксируемого с юга на север офиолитами Сыумкеу. Эклогитсодержащие породы находятся в основании харбейского метаморфического комплекса в ранге марункеуской свиты [7].

В строении марункеуского комплекса участвуют эклогиты, симплектит-эклогиты и апоэклогитовые амфиболиты в ассоциации с метаультрабазитами, а также плагиогнейсы, плагиомигматиты и K-Na мигматиты. В относительно небольшом объеме, но почти повсеместно присутствуют продукты метасоматического изменения метаморфических пород: гранатиты, существенно роговообманковые породы, жилы и обособления, сложенные омфацитом, часто в ассоциации с белой слюдой. Отмечаются также пегматитовые, аплитовые и кварцевые жилы. В северо-восточной части марункеуского комплекса, установлены породы с глаукофаном [9].

В ходе микросокпических петрографических исследований эклогитов и апоэклогитовых пород в тонких шлифах было установлено, что почти повсеместно эклогиты подверглись значительной амфиболизации, альбитизации и окварцеванию, в составе них присутствуют слюды (мусковит, биотит). Выделяются амфиболизированные эклогиты, мусковитизированные амфиболизированные эклогиты, альбитизированные эклогиты, апоэклогитовые амфиболиты, а так же выделяются породы с метасоматическими структурами. В целом породы характеризуются полосчатостью, наблюдается циклическая смена минерального состава от меланократовых до более лейкократовых образований [2].

Амфиболизированные эклогиты характеризуются порфирогранобластовыми структурами, массивными текстурами (рис.1-а). Породы сложены призматическими бледно-зелеными или бесцветными зернами пироксена (омфацит), порфиробластами светло-розового граната, амфиболами (сине-зеленые роговые обманки). Гранаты замещаются цоизитом. Рудный – пирит.

В мусковитизированных амфиболизированных эклогитах присутствует мусковит.

Среди лейокократовых образований выделяются амфиболизированные альбитизированные эклогиты и двуслюдяные альбит-кварцевые сланцы с реликтами эклогитов (рис.1-б). В породах содержание вновь образованных кварца и альбита составляет от 10 до 30%. Отмечаются мусковит и биотит. Реликты эклогитов представлены парагенезисами гранат–омфацит, где большая часть пироксенов замещена амфиболами с образованием симплектитов с альбитом вокруг гранатов (рис.1-в, г). В зонах развития симплектитов встречаются диабласты биотита и мусковита. Часто присутствует кальцит.