УДК 552.22, 552.311

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТКИ БАЗИТ-УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ МАССИВОВ НИЖНЕДЕРБИНСКОГО КОМПЛЕКСА КАК ОЦЕНКА ИХ ФОРМАЦИОННОГО ТИПА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

Черкасова Т.Ю.

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, e-mail: cherkasovatu@tpu.ru

В результате проведенных исследований изучены основные породные ассоциации базит-ультрабазитовых массивов нижнедербинского комплекса, проанализирован химический состав породообразующих минералов, степень их деформации и петроструктрные особенности, отражающие условия формирования минеральных фаз на разных стадиях кристаллизации и становления Бурлакского и Нижнедербинского массивов. Установлена приуроченность массивов к производным магматических дифференциатов, образованных в результате фракционной кристаллизации в стационарной камере. Геохимические метки породных ассоциаций массивов свидетельствуют о едином глубинном источнике их образования, близком по составу к деплетированной надсубдукционной мантии.

Ключевые слова: базит-ультрабазитовые массивы, оливин, клинопироксен, плагиоклаз, петроструктурные узоры, формационная типизация

MATERIAL COMPOSITION AND GEOCHEMICAL FEATURES OF THE BASIC-ULTRABASIC MASSIVES OF THE NIZHNEDERBINSKIY COMPLEX AS ASSESSMENT THEIR MINERAGENIC TYPE (EAST SAYAN)

Cherkasova T.Y.

Tomsk Polytechnic University, Tomsk, e-mail: cherkasovatu@gmail.com

The studies examined the major rock associations basic-ultrabasic massifs of the nizhnederbinskiy complex, analyzed the chemical composition of rock-forming minerals, the degree of deformation and structural petrology features that reflect the conditions of mineral's formation at different stages of the Burlakskiy and Nizhnederbinskiy arrays formation. The research established that the arrays are confined to the derived magmatic differentiates formed by fractional crystallization from a stationary chamber. Rock's geochemical data indicate a single depth source of massifs that is similar in composition to the depleted suprasubduction mantle.

Keywords: basic-ultrabasic arrays, olivine, clinopyroxene, plagioclase, structural petrology figures, mineragenic typing

Формационная принадлежность базит-ультрабазитовых массивов нижнедербинского комплекса до сих пор остается предметом споров и дискуссий. Т.Я. Корневым и др. [5] массивы нижнедербинского комплекса определяются как офиолиты позднеархейского интрузивного магматизма, проявившегося в Кузеевском зеленокаменном поясе. А.Э. Изохом и др. [4] породы комплекса считаются производными габбро-монцодиоритового магматизма Алтае-Саянской складчатой области. С.С. Сердком и др. [1] не исключается факт присутствия одновременно позднерифейских ультрабазитов и ордовикских габброидов в составе нижнедербинского комплекса. Для выяснения этого вопроса проведено данное исследование, так как верная типизация комплекса – важный критерий его потенциальной рудоносности. Форма массивов и их структурные особенности не дает ответы на поставленные вопросы, поэтому выводы о формационной принадлежности массивов и их потенциальной рудоносности следует давать на основе детального изучения вещественного состава и внутреннего строения.

Материалы и методы исследования

Объектом исследования являются Бурлакский и Нижнедербинский массивы, расположенные в центральной части нижнедербинского интрузивного комплекса, выделяемого С.С. Сердюком и др. [1] в число потенциально-рудоносных на выявление промышленных запасов меди, никеля и хрома. Нижнедербинский комплекс объединяет базит-ультрабазитовые массивы, прослеживающиеся в виде широтного пояса (около 40 км) в среднем течении реки Дербины, правого притока р. Енисей и приурочены к северо-западной части Дербинского антиклинория, ограничиваясь с севера и юга разрывными нарушениями–производными Беллыкского и УдинскоКолбинского глубинных разломов [2]. При исследовании вещественного состава пород применялись методы петрографического, химического, геохимического и петроструктурного анализов.

Результаты исследования и их обсуждение

Ультрабазиты в Бурлакском и Нижнедербинском массивах представлены: верлитами, вебстеритами, клинопироксенитами, аподунитовыми, апогарбургитовыми и аповерлитовыми серпентинитами. Отличие ультрабазитов Нижнедербинского массива

от аналогичных пород Бурлакского массива заключается в присутствии в последних заметных количеств роговой обманки, что выражается в появлении в верхних частях разрезов Нижнедербинского массива собственно роговообманковых пород – горнблендитов. Базиты представлены – габбронoритами и габбро. В целом, по химическому составу породы нижнедербинского комплекса разделяются на три группы: ультрабазитовую (дуниты, верлиты), субультрабазитовую (клинопироксениты, вебстериты) и базитовую (габбронориты, габбро) [7]. Основная роль в формировании породных групп массивов принадлежит клинопироксену, в меньшей степени оливину и ортопироксену. Оливин в верлитах представлен субизометричными, либо неправильными ксеноморфными зернами размером 1-1,5 мм, иногда до 3 мм (рис. 1а) неравномерно распределенных в породе. Отмечается значительная серпентинизация оливина, степень которой в отдельных зернах варьирует от 25 до 100%. Фрагменты реликтовых зерен свежего оливина имеют размеры 0,2-0,4 мм, которые выделяются высоким рельефом и яркой интерференционной окраской (Ng-Np≈0,035).

По химическому составу оливин относится к магнезиальному хризолиту (Fa=Fe/(Fe+Mg)*100%=15,24%) и существенно не отличается от оливина Нижнедербинского массива ($Fa_{ср.}$ = ~16,37%). Анализы минералов выполнены в ОИГГиМ СО РАН на микроанализаторе Camebax-Micro. Трещинки в зернах оливина выполнены поперечно-волокнистыми жилками лизардита с образованием петельчатой структуры (рис. 1а). Иногда наряду с лизардитом в верлитах Нижнедербенского массива по оливину образуется куммингтонит. Клинопироксен встречается в виде таблитчатых, удлиненных или субизометричных зерен размером 1-3 мм (рис. 1а), иногда до 5-10 мм. Крупные зерна клинопироксена определяют порфировидную структуру породы. В них хорошо выражена призматическая спайность, по отношению к которой угол погасания равен ~ 45°, двупреломление составляет 0,027, встречаются двойники. Границы между зернами плавные, округлые или слабо извилистые. Клинопироксен в верлитах Бурлакского массива по химическому составу соответствует авгиту, в то время как в верлитах Нижнедербинского массива – диопсиду. В Нижнедербинском массиве зерна клинопироксена интенсивно замещаются тремолитом. Ортопироксен в верлитах по вещественному составу отвечает бронзиту. Рудные минералы наблюдаются также в виде вкрапленности мелких зерен (0,3-0,5 мм), иногда они образуют сростки и агрегаты в интерстициях оливина и клинопироксена. Они представлены, главным образом пирротином, пентландитом, халькопиритом, хромшпинелидами, магнетитом. Вебстериты по особенностям минералогического состава подразделяются на собственные вебстериты, характерные для Бурлакского массива, вебстериты роговообманковые и метавебстериты роговообманковые, преобладающие в Нижнедербенском массиве. Клинопироксен в вебстеритах представлен широкими удлиненными или субизометричными зернами размером от 0,5 до 5,0 мм (с преобладанием 1-2 мм) (рис. 1б). При этом мелкие зерна (менее 1,0 мм) имеют преимущественно субизометричную форму и располагаются между крупными. Нередко они наблюдаются в виде пойкилитовых включений в крупных индивидах. Состав клинопирксена в вебстеритах аналогичен его составу в верлитах. По клинопироксену нередко развит уралит в виде неправильных выделений с размерами до 0,8 мм, которые выделяются зеленой окраской и плеохроируют до желтого. По химическому составу ортопироксен в обоих массивах отвечает бронзиту и незначительно отличается от бронзита в верлитах и роговообманковых верлитах увеличением содержаний Mn, Ca, Na и уменьшением Al, Cr. В зернах ромбического пироксена нередко встречаются закономерные мелкие вростки моноклинного пироксена с образованием графической структуры (рис. 1б). Распределение ортопироксена в породе неравномерное, отмечаются участки с высоким содержанием (до 40%). Иногда отмечается частичная рекристаллизация клино- и ортопироксенов, при этом крупные зерна представляют порфирокласты, которые погружены в мелкий мозаичный рекристаллизованный агрегат (разм. менее 0,5 мм). По трещинкам развиты буровато-желтые гидроокислы железа и агрегаты зеленовато-желтого хлорита. Роговая обманка в роговообманковых вебстеритах Нижнедербенского массива наблюдается в виде неправильных по форме зерен размером 0,5-2,0 мм. Обычно роговая обманка образует ксеноморфные зерна среди индивидов клинопироксена, либо слагает вокруг них узкие каемки (венцовая структура). Для нее устанавливается угол погасания 17° и двупреломление 0,018-0,024. По химическому составу она, также как и в верлитах, соответствует эденитовой роговой обманке. Клинопироксениты имеют панидиоморфную структуру, участками пойкилитовую и графическую. Для них устанавливается следующий количественно-минералогический состав: моноклинный пироксен

~ 65-95%; ромбический пироксен до 5%; уралит, актинолит до 25%; карбонаты до 5%; рудные минералы < 5%. Клинопироксен в рассматриваемых породах по химическому составу отличается от такового в верлитах и вебстеритах Бурлакского массива наибольшей величиной, Wo-минала (Wo=Ca/(Mg+Fe+Ca)*100%), наименьшей – Fs (Fs=Fe/(Mg+Fe+Ca)*100%) – минала и соответствует диопсиду. Он незначительно отличается от клинопироксена в вебстеритах, главным образом, возрастанием содержаний Ca, Na и уменьшением Fe и Ti. Роговообманковые клинопироксениты, по исследованию автора, встречаются только в Нижнедербинском массиве и являются свежими разностями. Они имеют панидиоморфную структуру, участками гипидиоморфную. Для них устанавливается следующий количественно-минералогический состав: моноклинный пироксен ~ 90%; роговая обманка ~ 6-9%, магнетит до 4%. Биотит встречается в виде единичных чешуйчатых зерен, размером до 2,5 мм, которые выделяются темно-бурой окраской и плеохроируют до светло-коричневого. Иногда по биотиту развит хлорит. Горнблендиты характерны только для Нижнедербенского массива и обладают панидиоморфной структурой (рис. 1c). Они сложены, главным образом, роговой обманкой ~ 100%, в незначительных количествах встречаются клинопироксен, кварц, плагиоклаз и рудные минералы. По своему химическому составу она близка эденитовым роговым обманкам из верлитов и вебстеритов, от которых отличается незначительным увеличением Al, Mn, Fe, уменьшением Si, Mg и отсутствием Ni. Структура серпентинитов петельчатая, отмечается бластопорфировая, в отдельных участках выявляется первичная кумулятивная (рис. 1d). Кумулусная фаза представлена псевдоморфозами лизардита по оливину, интеркумулусная – баститом, карбонатами и магнетитом. Минералогический состав: лизардит ~70-75%; бастит до 5%; карбонаты ~ 10%; рудные минералы ~ 10-20%; флогопит < 1%. Габброиды встречаются только в Бурлакском массиве и представлены, главным образом, лейкократовыми трахитоидными габбронoритами, наряду с которыми встречаются оливиновые габбро и матагаббро. Для габроидов характерна порфировидная структура, обусловленная наличием крупных ленточных зерен плагиоклаза, при этом основная масса имеет габбровую структуру. Породы обычно интенсивно деформированы, поэтому в них часто отмечаются катакластические структуры. Габбронориты характеризуются отчетливо выраженной трахитоидной текстурой, обусловленной ориентированным расположением удлиненных порфировидных зерен плагиоклаза (рис. 1e). Габбронориты отличаются следующим количественно-минералогическим составом: плагиоклаз ~ 65-90%; моноклинный пироксен ~ 5-15%; ромбический пироксен ~ 5-15%; оливин до 4%; биотит < 1%; рудные минералы < 1%. По оптическим свойствам и химическим свойствам плагиоклаз соответствует лабрадору № 55-57. Вдоль плоскостей трахитоидности располагаются агрегаты относительно мелких субизометричных и слабо удлиненных зерен плагиоклаза с размерами 0,3-1,5 мм, которые, возможно, образовались в процессе пластической деформации механизмом синтектонической рекристаллизации на месте более крупных индивидов. Мелкие зерна плагиоклаза также имеют свежий облик, однако, их состав более кислый по сравнению с вкрапленниками и соответствует андезину № 45-47. Оливиновое габбро представлено также, как и габбронориты, лейкократовыми разностями. Для них характерна габбровая структура (рис. 1f) и следующий количественно-минералогический состав: плагиоклаз ~75%; клинопироксен ~ 15%; оливин ~ 10%; биотит < 1%; рудные минералы < 1%. Распределение главных минералов в породе неравномерное. В отдельных участках породы темноцветные минералы практически отсутствуют.

Из анализа петроструктурного узора оливина из верлитов Бурлакского массива следует, что он является результатом последовательных процессов магматической кристаллизации и наложенных пластических деформаций (рис. 2). Кристаллизация магматического расплава, очевидно, осуществлялась в стационарных условиях с образованием полуизотропных петроструктурных узоров кристаллооптических осей оливина, обусловленных гравитационным осаждением его кристаллов при незначительной роли ламинарного течения. При этом, субвертикальные локальные максимумы осей Np, очевидно, ориентированны нормально к плоскости течения, а горизонтальные пояса осей Ng и Nm располагаются в ней. После кристаллизации верлиты претерпели наложенные пластические деформации, которые осуществлялись в условиях понижения температур в тектонически активной динамической обстановке консолидации массива. На этом этапе, очевидно, в результате субгоризонтальных сдвиговых перемещений в широтном направлении породы массива были вовлечены в пластическое течение с образованием субвертикальной минеральной уплощенности северо-восточного простирания и ориентированного согласно с ней кливажа скалывания.

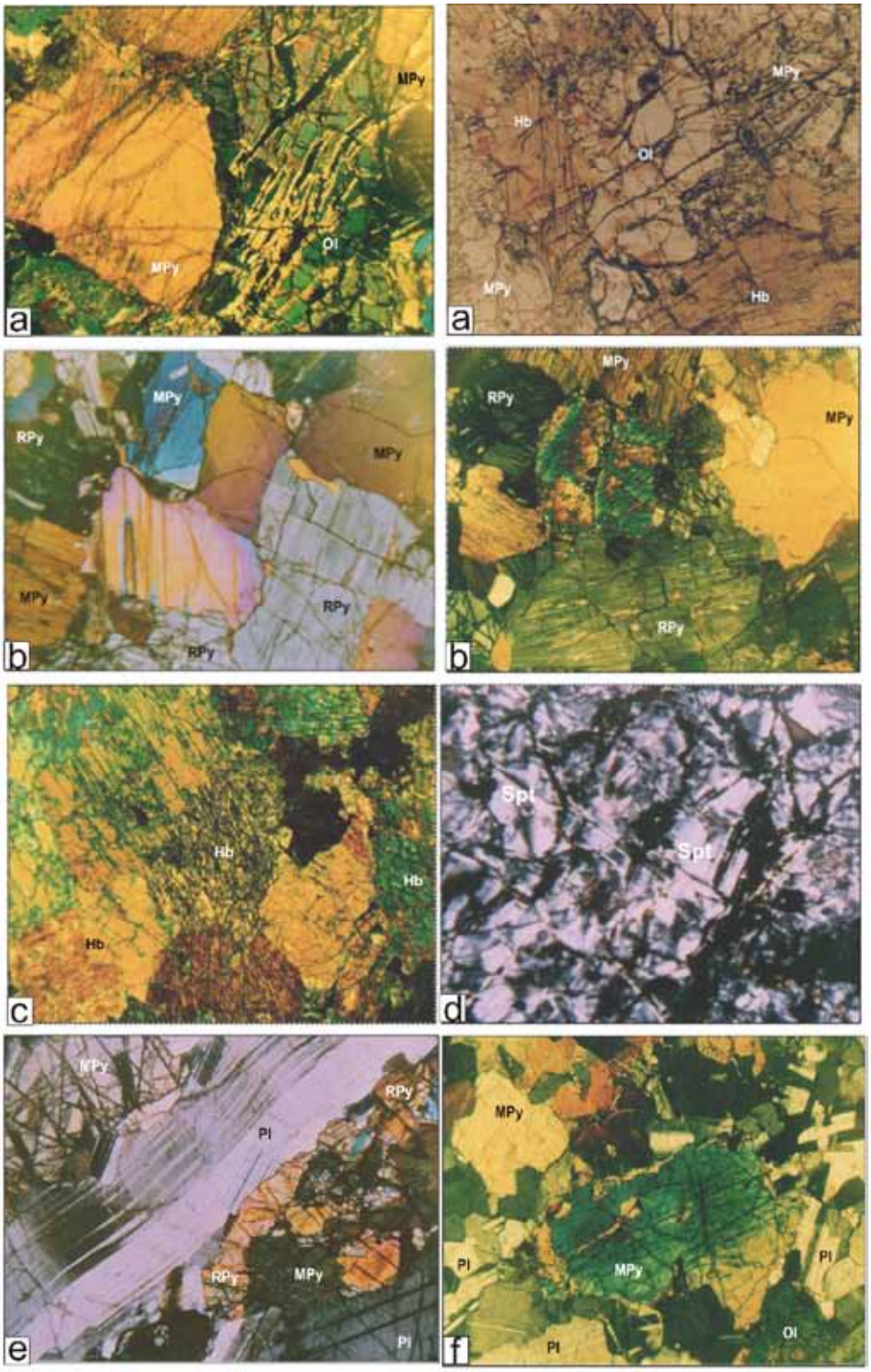

Рис. 1. Основные породные группы Бурлакского и Нижнедербинского массивов: a – верлит, гипидиоморфная структура; a – роговообманковый верлит; b – вебстерит, панидиоморфная структура, b – вебстерит, пойкилитовая структура; c – горнблендит, панидиоморфная структура; d – серпентинит аподунитовый, сложенный конвертообразными, секториальными, пластинчатыми индивидами лизардита, пронизанных и оконтуренных жилками магнетита (черные) и карбоната (желтые); e – габбронорит, трахитоидная текстура; f – оливиновое габбро, габбровая структура. Ol – оливин, MPy – клинопироксен, RPy – ортопироксен, Pl – плагиоклаз. Увел. ×30. Николи X

Петроструктурный узор клинопироксена, как и оливина, очевидно, является результатом сочетания, главным образом, процессов магматической кристаллизации при незначительной роли пластических деформаций. Субвертикальные максимумы осей Nm=[010] отражают кристаллизацию магматического расплава, когда новообразованные кристаллы клинопироксена в результате гравитационного осаждения стремятся ориентироваться по форме зерен, то есть своей уплощенностью располагаются согласно горизонтальной плоскости стратификации массива и совпадающей с ней плоскости ламинарного течения. При этом, другие оси Ng и Np [100], [001] концентрируются в субгоризонтальные пояса в этих плоскостях. Оливин в верлитах Нижнедербинского массива обнаруживает аналогичные тенденции при формировании петроструктурного узора, что и оливин из верлитов Бурлакского массива (рис. 2). То есть, характер узоров кристаллооптических осей оливина отражает, главным образом, кристаллизацию магматического расплава в стационарных условиях, сопровождавшуюся гравитационным осаждением его кристаллов при слабом ламинарном течении.

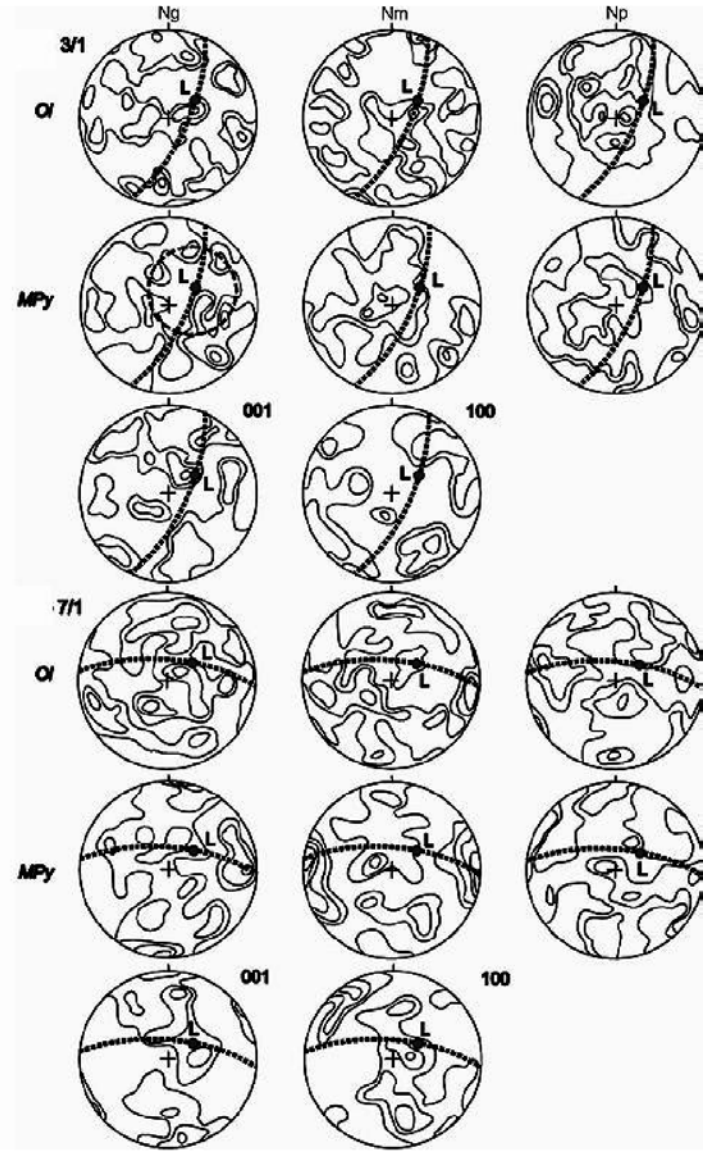

Рис. 2. Диаграммы ориентировки кристаллооптических и кристаллографических осей оливина (Ol) и клинопироксена (MPy) в верлитах Бурлакского и Нижнедербинского массивов. Изолинии: 1-2-4-6-8% на 1% сетки Шмидта. Проекция на верхнюю полусферу. Точечная линия – плоскость минеральной уплощенности, в которой ²L² – минеральная линейность

Петроструктурные узоры кристаллографических и кристаллооптических осей клинопироксена из верлитов Нижнедербинского массива, вероятно, также образовались в процессе последовательно проявившихся процессов магматической кристаллизации и пластических деформаций. Во время кристаллизации магматического расплава оси Nm=[010], в образовавшихся кристаллах клинопироксена, стремятся к субвертикальному положению, нормально к плоскости стратификации массива. При этом кристаллизация протекала в условиях ламинарного течения расплава согласно расположению горизонтальных максимумов Ng и Nm, которое сопровождалось также турбулентным вращением кристаллов, о чем свидетельствуют вертикальные пояса всех кристаллооптических осей, нормальных к этим максимумам. Анализ оптических ориентировок оливина и клинопироксена из верлитов Бурлакского и Нижнедербинского массивов показал, что они обычно имеют сложные петроструктурные узоры, которые, очевидно, являются результатом взаимодействия магматических и метаморфических процессов на заключительных стадиях становления массива, а также наложенных соосных пластических деформаций, когда количество кристаллов становится велико и они могут реагировать на динамические нагрузки под влиянием внешнего поля напряжения. Однако основными структурными элементами, определяющими петроструктуру оливина и клинопироксена, очевидно, являются плоскость и направление течения магматического расплава.

Анализ на редкие и редкоземельные элементы (РЗЭ) в породах Бурлакского и Нижнедербинского массивов выполнен методом ICP-MS в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). Для аподунитовых и апогарцбургитовых серпентинитов характерны слабо дифференцированные графики распределения РЗЭ при величине отношения $(La/Yb)_n$=0.42-0.62. Эти породы значительно истощены легкими РЗЭ, их редкоземельные спектры имеют общий положительный наклон. Верлиты из Бурлакского и Нижнедербинского массивов также имеют общий пологий положительный наклон редкоземельных спектров (рис. 3), что обусловлено незначительным их истощением легкими РЗЭ по сравнению с тяжелыми и средними элементами. Значение в верлитах Бурлакского и Нижнедербинского массивов $(La/Yb)_n \leq 1$ и изменяется соответственно (от 0,62 – 0,92). Уровень накопления РЗЭ в верлитах близок к их уровню в примитивной мантии, при этом элементы в них слабо фракционированы. По мнению Ф.П. Леснова [6], содержание РЗЭ в верлитах находится в прямой зависисмости от содержания модального количества клинопироксена в породе. Исходя из характера редкоземельных спектров клинопироксенитов можно заключить, что уровень накопления РЗЭ превышает их уровень в примитивной мантии. Вебстериты из обоих массивов имеют близкие спектры распределения и характеризуется практически неизменными значениями параметра $(La/Yb)_n$ – от 0,44-0,50 (рис. 3). Содержание РЗЭ в них характеризуется некоторой обогащенностью легкими компонентами что, возможно, связано с присутствием в них постоянной примеси амфибола.

Повышенные суммарные содержания РЗЭ в породах, содержащих амфибол, связаны со способностью амфиболов накапливать в своей структуре более значительные количества РЗЭ по сравнению с клинопироксенами [6*]*. Горнблендиты характерные исключительно для Нижнедербинского массива, имеют тот же характер распределения РЗЭ, что и остальные породы массива, однако при этом, суммарное содержание всех РЗЭ является повышенным, что вероятно отражает, с одной стороны, большую степень фракционирования расплава на завершающих стадиях, а, с другой стороны, геохимические способности амфиболов накапливать в своей структуре РЗЭ. Исключение составляют только Sr, содержания которого возрастают от ультрамафитов к субультрамафитам от 3,68 до 71 ppm. Характер распределения малых элементов в породах Нижнедербинского комплекса близок к таковому в базальтах островных дуг, от которых отличается значительно более низкими значениями всех элементов, за исключением Sr. В целом, за единичными исключениями, составы пород Нижнедербинского массива близки составу недифференцированной мантии, при незначительном участии коровой составляющей. *Габбронориты* Бурлакского массива демонстрируют весьма умеренное фракционирование РЗЭ, повышенные содержания La и изменение общего пологого положительного наклона на отрицательный, Eu минимум при этом сглаживается. Уровень накопления и характер распределения РЗЭ в габбронноритах сопряжены с их химическим составом. В качестве главных концентраторов РЗЭ в них выступает клинопироксен и плагиоклаз, незначительный вклад вносит ортопироксен. Возможно, повышенное содержания La связано с присутствием в них переменных количеств его неструктурной примеси, сосредоточенных в микротрещинах зерен минералов.

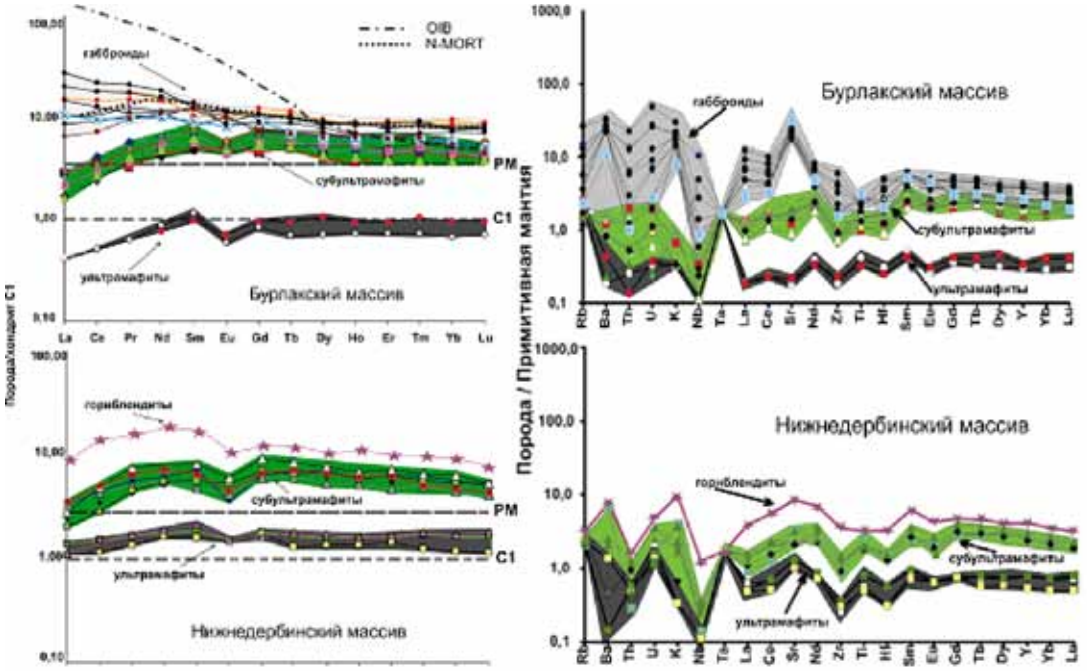

Рис. 3 Нормированные по хондриту C1 спектры распределения РЗЭ в породах Бурлакского и Нижнедербинского массивов. Содержание в хондрите показано прерывисто пунктирной линией. Состав PM, N-MORT, OIB по (Sun, McDonough, 1989)[8]. Мультиэлементная диаграмма для пород Бурлакского и Нижнедербинского массивов (нормировано по примитивной мантии) [8]

Выводы. Полосчатое, расслоенное и кумулятивное строение массивов, переслаивание пород основного и ультраосновного состава, завершение разрезов лейкократовыми габброидами Бурлакского массива позволяют отнести нижнедербинский комплекс к расслоенным базит-ультрабазитовым массивам перидотит-пироксенит-габбровой формации. Преобладание кумулятивных структур в ультрабазитах и офитовых – в базитах, вероятно, свидетельствуют о формировании массивов в мезоабиссальных условиях на сравнительно небольших глубинах. Петроструктурные узоры ориентировок оливина и клинопироксена в верлитах сформировались, преимущественно, в обстановке ламинарного течения магматического расплава в горизонтальной плоскости, а не в стационарных условиях, в которых образовались бы изотропные петроструктурные узоры, обусловленные только гравитационным осаждением кристаллов. Последующие наложенные пластические деформации, которым подвергались верлиты, предположительно, протекали в условиях активной тектонической обстановки в процессе консолидации массива. Предположительно, массивы нижнедербинского комплекса на начальных стадиях формирования попали в геодинамическую обстановку соответствующую импульсу растяжения Земли, что согласуется с кривой эвстатичеких колебаний уровня Мирового Океана (кривой Вэйла), а на завершающем этапе оказались вовлеченными в аккреционно-коллизионный этап развития Алтае-Саянской складчатой области (440-510 млн. лет) [4]. На этот факт указывают изгибы лейстов плагиоклаза из лейкократовых габброидов Бурлакского массива (рис. 1 е), подчеркивающих директивность их текстуры и плоскость направления течения. Территориально нижнедербинский комплекс приурочен к магматическим ассоциациям Алтае-Саянской складчатой области, которая входит в структуру более высоко порядка – Центрально-азиатский складчатый пояс. Предположительно, генезис массивов, определяется наложением плюмового внутриплитного магматизма (салаирский тектогенез) на существующую ранее субдукционную обстановку. Субдукционная компонента доказывается высокой гидратированностью мантийного субстрата, о чем свидетельствует присутствие в верхних горизонтах разреза роговообманковых пироксенитов и горнблендитов, в которых роговая обманка является первично магматическим минералом.

Работа выполнена при финансовой поддержке Томского политехнического университета. Проект: ВИУ_ИПР_114_2014.

Список литературы

1. Геология и перспективы сульфидного Pt-Cu-Ni оруденения Восточной части Алтае-Саянской складчатой области // С.С.Сердюк, В.А. Кирилнко, Г.Р. Ломаева, В.Е. Бабушкин, А.В. Тарасов, А.И. Зверев. Отв. ред. С.С. Сердюк. – Красноярск: Изд-во «Город», 2010 – 184 с.

2. Еханин А.Г. Филиппов Г.В., Аникеева А.Н. Особенности геологического строения и рудоносности Бурлакского ультрабазит-базитового массива (Восточный Саян) // Известия вузов. Сер. Геология и разведка. – 1991. Т. 9. – № 1 – С. 72–78.

3. Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А., Травин В.А., Егорова В.В.. Базитовый магматизм кембро-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких температур и низких давлений // Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири: Материалы науч.-практ. конф. 31 окт.- 2 нояб. 2001 г. пос. Елань, Кемеровской обл., Новосибирск. Изд-во ИГиЛ СО РАН. 2001. С.68-72.

4. Изох А.Э., Шелепаев Р.А., Лавренчук А.В., Бородина Е.В., Егорова В.В., Васюкова Е.А., Гладкочуб Д.П. Разнообразие кембро-ордовикских ультрабазит-базитовых ассоциаций Центрально-Азиатского складчатого пояса как отражение процессов взаимодействия плюма и литосферной мантии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований. – Иркутск. – 2005. – Т.1. – С.106-108.

5. Корнев Т.Я., Романов А.П., Еханин А.Г., Князев В.Н., Шарифулин С.К. Платиноносность зеленокаменных поясов Восточного Саяна и Енисейского кряжа // Платина России. – №5. – М. – 2004. – С 358-380.

6. Леснов, Ф.П. Редкоземельные элементы в ультрамафитовых и мафитовых породах и их минералах. Кн. 1. Главные типы пород. Породообразующие минералы. Научные редакторы: член-корреспондент РАН Г.В. Поляков, доктор геолого-минералогических наук Г.Н. Аношин, Академическое издательство «Гео».– Новосибирск, 2007. – 402с.

7. Черкасова Т.Ю., Чернышов А.И. Петрохимические особенности расслоенных мафит-ультрамафитовых массивов нижнедербинского комплекса (СЗ Восточного Саяна) // Вестник Томского государственного университета – Томск, ТГУ, Науки о земле. – № 324. – 2009. – С 390-394.

8. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. Magmatism in the ocean basin // Geol.Soc.Sp.Pub. № 42. –Blackwell Scientific Publ. – 1989. – P.313-346.