



ИЗУЧЕНИЕ ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ПРИ ГЕОЛОГИЧЕСКОМ КАРТИРОВАНИИ НА ПРИМЕРЕ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ. Ч. 2

В. М. Исаков, К. В. Старосельцев

Сибирский НИИ геологии, геофизики и минерального сырья, Новосибирск

Приведены рекомендации по изучению офиолитов, составленные на основании их специфического строения в трех регионах Алтае-Саянской складчатой области. Аламбайско-Каимский офиолитовый комплекс объединяет офиолиты юго-западного Салаира и Каимский блок севера Горного Алтая. В Западном Саяне выделяются три офиолитовых пояса – Северо-Саянский, Борусский, Куртушибинский. Офиолитовая синформа р. Эми на Сангиленском массиве принадлежит к редуцированной части крупного Шишхидского офиолита. Детально рассмотрены особенности тектоники и модели формирования каждого из этих комплексов. Даны характеристика и прогнозно-генетическая оценка хромитонности всех офиолитовых поясов изучаемого региона. Сложность картирования офиолитов обусловлена взаимодействием их отдельных компонентов и интенсивной фрагментированностью. Предложено многоэтапное изучение офиолитовых объектов: структурные и петрохимические сравнения с кайнотипными эталонами после получения аналитических данных на базе актуалистического подхода.

Ключевые слова: офиолиты, гипербазит, кумулятивный комплекс, аккреционная призма, хромитонность.

STUDY OF OPHIOLITIC COMPLEXES DURING GEOLOGICAL MAPPING ON THE EXAMPLE OF THE ALTAI-SAYAN FOLDED REGION. PT 2

V. M. Isakov, K. V. Staroseltsev

Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Resources, Novosibirsk

The paper gives recommendations on studying ophiolites, which are based on their specific structure in three regions of the Altai-Sayan folded region. The Alambaysko-Kaimsky ophiolitic complex includes ophiolites of the southwestern Salair and the Kaimsky block of the northern Gorny Altai. In the Western Sayan, there are three ophiolitic complexes: North-Sayan, Borussky, and Kurtushibinsky. The ophiolitic synform of the Emi River at the Sangilensky massif belongs to the reduced part of the large Shishkhidsky ophiolite. The authors have studied the characteristic features of tectonics and models of formation of each complex in detail. The paper contains the description and the genetic forecast of chromite content of all ophiolitic belts in the Altai-Sayan folded region. The reason why ophiolites are so difficult to map is the interaction of their individual components and intensive fragmentation. The authors suggest a multi-stage research into ophiolitic objects, which includes structural and petrochemical correlation with cenotype reference samples after receiving analytical data by using the actualizing approach.

Keywords: ophiolites, ultrabasite, cumulative complex, accretionary prism, chromite content.

DOI 10.20403/2078-0575-2017-1-89-97

В продолжение темы изучения офиолитов при геокартировании [6] приведем краткую характеристику строения офиолитовых комплексов в трех регионах Алтае-Саянской области (АССО) и выводы о хромитонности офиолитов.

Аламбайско-Каимский офиолитовый комплекс

Комплекс объединяет офиолитовые образования юго-западного Салаира и Каимский блок северной части Горного Алтая. Офиолиты Аламбайско-Каимского комплекса изучены Госгеолсъёмкой-200 нового поколения (В. Н. Токарев, В. А. Кривчиков, Г. А. Бабин). В алтайской части структуры в Каимском блоке установлены две генерации офиолитов – рифейская и венд-раннекембрийская, последняя соответствует Аламбайским офиолитам Салаира. В интерпретации составителей Госгеолкарты-200 структурно-вещественное расчленение Каимского блока основано на возможной геодинамической

трактовке становления двух генераций океанической коры. Представления не являются бесспорными и относятся к области гипотетических. Анализ материалов по строению офиолитов Аламбайско-Каимской зоны позволяет выделять здесь единый комплекс палеоокеанической коры с различным осадочным сопровождением.

Базальты аламбайской свиты петрогенетически подобны таковым Каимского блока. Породы метаморфизованы, хотя повсеместно фиксируются реликты подушечного строения. Отмечается наличие миндалекаменных плагиоклаз-порфириновых и пироксен-порфириновых разностей с реликтовыми структурами основной массы – гиалопилитовой, пилотакситовой, интерсертальной. Типичные представители базальтоидов изучены в Сунгайском блоке офиолитовой структуры.

По химическому составу основная масса базальтоидов относится к низкоглиноземистым, вы-



сокоцитанистым, умеренномагниевым разностям с повышенной щелочностью, по меланократовости варьирующим от пикритов до лейкобазальтов, иногда андезибазальтов. Особое значение имеет выделение трех петрохимических серий: низкощелочной толеитовой ($\text{Na}_2\text{O} = 1,18\text{--}2,3\%$, $\text{K}_2\text{O} = 0,19\text{--}1\%$), умереннощелочной высоконатриевой (Na_2O до $4,7\%$) и высококаалиевой (K_2O до $2,19\%$). Содержание TiO_2 высокое (до $2,45\%$), иногда соответствует титанистости гавайитов. Дайковый комплекс в связи с сильной тектонизированностью практически не картируется.

По особенностям состава вулканиты каимской и аламбайской свит аналогичны ассоциациям OIB гавайского типа. Этот вывод согласуется с мнением С. П. Шокальского и Г. А. Бабина, подчеркивавшими чередование в комплексе «придонных» MORB, субщелочных и щелочных OIB.

Кумулятивный комплекс в типично представленном выражении фиксируется в Верхнеайском массиве Каимского блока. Здесь он представлен петрографически связанными массивными пироксенитами и габбро. В переходном-кумулятивном комплексе показатель стандартный состав имеют пироксениты. Это крайне низкотитанистые, низкощелочные, высокомагнезиальные породы с низкими содержаниями РЗЭ, график распределения которых подобен N-MORB. Указанные петрохимические особенности переходного комплекса соответствуют таковым типичных кумулятивных базитов офиолитов Мугодзар и Баян-Хонгора (Монголия) и охарактеризованным ранее кайнотипным стандартам: TiO_2 , щелочи и РЗЭ в процессе кумулятивной дифференциации отжаты в остаточный расплав, а высокомагнезиальные минералы сосредоточиваются в основании колонны расслоенных габброидов. В непосредственной близости от кумулятивов фиксируется фрагмент дайкового комплекса. Долериты прорывают габброиды, кое-где наблюдаются структуры односторонних закалок, типичные для комплекса параллельных даек.

Верхнеаламбайский дунит-гарцбургитовый комплекс, датированный согласно легенде Госгеолкарты-200 ранним кембрием, повсеместно ассоциируется с тектонизированными базальтами аламбайской свиты. По нашему мнению, с этим комплексом следует сопоставлять апогарцбургитовые серпентиниты Каимского блока Горного Алтая.

В петротипических массивах – Верхнеаламбайском и Тогул-Сунгайском – господствующими породами являются гарцбургиты и дуниты, относящиеся, бесспорно, к реститовым образованиям. С ними, скорее всего, генетически связаны верлит-пироксенитовый, метагабброидный и микрогаббро-диоритовый комплексы. Сложные структурные взаимоотношения не позволяют уверенно выделять кумулятивный переходный комплекс и верхнее габбро, хотя по аналогии со строением офиолитовых стандартов верлит-пироксенитовые образования

должны относиться к переходным кумулятам. В Уксунайской группе массивов в пространственной связи с измененными гарцбургитами встречены вебсдериты и клинопироксениты, по-видимому переходного комплекса. Среди клинопироксенитов встречены гигантскозернистые диаллагиты и диопсидиты. Как подчеркивалось, по всей вероятности, их появление – результат интенсивного паратексиса (проникновения и просачивания пикритоидных расплавов в гарцбургитах основания).

Как отмечают специалисты, проводившие съёмочные работы, все ультрабазит-базитовые породы вместе с вулканитами венд-кембрийского возраста не образуют связной субслоистой мегаструктуры, характерной для офиолитов описанных стандартов. В. Н. Токарев выделяет их в мегамеланжевую зону (Шалапский меланж), где формируются участки мономиктового (крупные гипербазитовые массивы) и полимиктового меланжа с развитием интенсивной серпентинизации, родингитизации, лиственизации вмещающих пород, включающих глыбы молодого и более древнего возраста. Очевидно, меланжирование Аламбайско-Каимских офиолитов связано с процессами, описанными как первичная фрагментация и образование нестратифицированной океанической коры. Возможно, значительную роль в образовании меланжа в данном случае сыграла субдукционная фрагментированность офиолитов. Окончательное формирование комплекса меланжа связано с коллизионными процессами. В структуре покровно-складчатого сооружения Аламбайско-Каимский меланж составляет фронтальную зону аккреционной призмы Салаирской палеодуги.

Гипербазитовые массивы комплекса хромитовосны.

Офиолиты Западного Саяна

Анализ офиолитовых комплексов Западного Саяна выполнен Н. Л. Добрецовым, Л. Г. Пономаревой [11, 13] и В. М. Исаковым [3]. Дополнительно привлечены обобщения А. А. Меляховецкого, Е. В. Склярова [9], кратко охарактеризовавших геохимию базит-ультрабазитовых комплексов офиолитов.

Известно, что в Западном Саяне выделяются три офиолитовых пояса (с юга на север): Куртушибинский, Борусский и Северо-Саянский.

Куртушибинский офиолит, изученный перечисленными геологами, минимально фрагментирован, в нем сохранилась первичная стратификация. Полный разрез офиолитового комплекса Куртушибинского пояса фиксируется в его восточной части в бассейнах рр. Коярд и Иджим. Далее приводится описание разреза в интерпретации Н. Л. Добрецова.

1. Дунит-гарцбургитовый комплекс струйчатополосчатого строения, обусловленного неоднородным распределением пироксенитов и родингитизированного габбро>3 км



2. Переходная пироксенитовая зона брекчиево-полосчатого строения до 0,3 км
3. Полосчато-такситовое эвкритовое габбро (верхнее габбро) до 1,5 км
4. Дайковый комплекс 1,5–2 км
5. Базальты, кремнистые и другие осадочные породы, относимые к чингинской свите..... 2–6 км
6. В основании главного офиолитового тела структурно выше чингинских базальтов в восточной части пояса – протяженные зоны меланжа, представленные тектонизированными серпентинитами с олистолитами пород чингинской свиты (базальтами и кварцитами) до 1500 м
7. Аккольская свита, насыщенная глаукофаном и лавсонитом ≈ 3 км

В *Борусском* поясе офиолитовый разрез «главного интрузивного тела» менее полный: здесь отсутствует дайковый комплекс и не выделяются переходно-кумулятивные члены офиолита. Мощность изученной В. М. Исаковым чингинской свиты базальтов и осадочных пород в районе хр. Стан-Таскыл достигает 2700 м, в восточной части пояса в районе р. Мал. Кашкарет – 1600 м. Выделенную В. М. Исаковым и В. П. Коробейниковым метаморфизованную в зеленосланцевой фации стантаскыльскую толщу, подстилающую чингинскую свиту, Н. Л. Добрецов уверенно сопоставляет с аккольской свитой Куртушибинского пояса. Этому способствуют находки в разрезах стантаскыльской толщи высокобарических минералов – винчита и кроссита.

В средней части пояса в основании главного гипербазитового тела обнаружен меланж [11] с олистолитами экзотических пород, чуждых для офиолитового пояса, в том числе преобразованных в высокобарических фациях – жадеититов, гранатовых амфиболитов и др.

В *Северо-Саянском* поясе разрез «главного интрузивного тела» офиолитов резко редуцирован. Апогарцбургитовые серпентиниты встречаются в виде мелких тел с протрузивными контактами. Дайковый комплекс отсутствует. Принадлежность редко встречающихся габброидных тел к офиолитам небесспорна.

Один из наиболее показательных разрезов чингинской базальтово-осадочной свиты (мощность около 4 км) фиксируется вдоль р. Сизая.

При изучении детальных разрезов верхов офиолитового комплекса, относящегося к чингинской свите, получены данные по относительным содержаниям палеобазальтов и их пирокластических производных в трех офиолитовых поясах [4]. В Северо-Саянском поясе в сложении базальтово-осадочного комплекса свиты вулканиды составляют в бассейнах рр. Оя и Рудная 40 % объема пород, в бассейне рр. Малая Шушь, Сизая – 35–45 %, в районе Джойского хребта – 40 %, в бассейне р. Чехан – 40 %. В *Борусском* поясе в бассейне р. Кашкарет вулканиды слагают 35 % объема офиолитового комплекса чингинской свиты, в районе г. Копен – 20 %,

на хр. Стан-Таскыл – 40 %. В Куртушибинском поясе палеобазальты и их туфы составляют в бассейне р. Шом-Шум – 55 %, рр. Золотая и Теплая – 60 %, на хр. Узун-Арга – 45 % объема пород, образующих чингинскую свиту.

Эффузивы офиолитового комплекса разделяются на два типа. Первый – порфиоровые и афировые базальты – обычно представлены разностями с микролитовым сложением. Лейсты и микролиты погружены в хлорит-эпидот-кальцитовый либо эпидот-лейкоксеновый агрегат. Вкрапленники представлены одиночными плагиоклазами, реже – мелкими кристаллами авгита. Второй тип – порфиоровые базальты с обильными вкрапленниками энстатита, авгита и энстатит-диопсида. Стекло превращено в магнетит-кальцит-эпидот-хлоритовый агрегат. Фиксируются разности с кристаллически-офитовым строением с авгитами во вкрапленниках.

Базальты первого типа высокомагнезиальные (в среднем 5–6 % MgO_2), умереннотитанистые (1,6–2,5 % TiO_2), по щелочности относятся к N-MORB; второго типа весьма высокомагнезиальные (до 8–12 % MgO_2), высокотитанистые (2,45–4 % TiO_2), содержат повышенные количества щелочей (среднее содержание K_2O 1,32 %). По принятой классификации они относятся к меланотрахибазальтам, трахибазальтам и гавайитам, а по эталонным признакам – к субщелочным OIB.

Наблюдается важная закономерность – базальты первого типа в *Борусском* и Северо-Саянском поясах фиксируются в нижних частях разреза вулканического компонента офиолитов, а меланократовые субщелочные базальты второго типа – в верхних частях. Эта закономерность менее четко выражена в Куртушибинском поясе, для которого типично господство афировых и вариолитовых базальтов при минимальных объемах порфиоровых разностей.

Характер распределения РЗЭ в офиолитовых базальтах Западного Саяна изучен А. А. Меляховецким и Е. В. Скляровым [9]. Кривая нормированных к хондритам содержаний для вулканидов Куртушибинского пояса имеет приближенно плоский характер с небольшим наклоном в сторону тяжелых лантаноидов. Выражен европейский минимум, что свидетельствует о частичной дифференциации с осадкой плагиоклазов в промежуточной камере.

В дайковом комплексе Куртушибинской зоны распределение РЗЭ аналогично представленному. Н. Л. Добрецов и Л. Г. Пономарева [13] отмечают, что средние составы габбро-диабазов дайкового комплекса и палеобазальтов чингинской свиты петрохимически аналогичны. Они в среднем соответствуют толеитам с натриевым уклоном и отличаются повышенной титанистостью и калиевостью.

Можно полагать, что, как и в Аламбайско-Камском поясе, обстановки, характерные для образования MORB фундамента в Северо-Саянском и *Борусском* поясах, сменились условиями ареально распространенных горячих точек. Для Куртушибин-



ской зоны весьма вероятно повышенные скорости спрединга, о чем свидетельствует широкое развитие в разрезах афировых разностей в сочетании с повышенной титанистостью базальтов во всем объеме чингинской свиты. Допускаются аналогичные достаточно высокие скорости спрединга, формирующего офиолиты Борусского и Северо-Саянского поясов.

По Н. Л. Добрецову [11], переходная зона в Куртушибинском поясе представлена сложным сочетанием дунитов, перидотитов, верлитов, пироксенитов, троктолитов и габбро. Четко фиксируется реакционный характер замещения породами переходной зоны реститовых перидотитов и дунитов (р. Коярд). Наблюдаются разные стадии замещения – от густой системы жил пироксенитов среди перидотитов до реликтов (мелких обломков) последних в основной массе верлитов и пироксенитов.

Верхнее габбро слагает большую верхнюю часть разреза габброидного комплекса. Ее схематичное строение следующее: внизу преобладают троктолиты с невыдержанно полосчатой текстурой, вверху – эвкритовые габброиды, кварцсодержащие габбро, нередко лейкогаббро. Характерно, что тела комплекса параллельных даек в общем разрезе офиолитов не проникают ниже верхнего габбро.

При изучении перидотит-дунитового комплекса реститов на примере такового Куртушибинской зоны Н. Л. Добрецов впервые отметил наличие жильной дунит-гарцбургитовой фации с пироксенитами, появление которой, как отмечалось, отвечает интенсивному паратексису – просачиванию глубинного расплава с вымыванием легкоплавких компонентов. Общая картина реакционных взаимоотношений нижнего кумюлята с реститами типизирована Н. Л. Добрецовым как сетчато-полосчатый комплекс Куртушибинского типа.

Н. Л. Добрецов и Л. Г. Пономарева [13] приводят обширный материал по метаморфическим преобразованиям офиолитов Западного Саяна. Среди них следует обратить внимание на интенсивно выраженную родингитизацию габбро в серпентинитах и в переходной зоне, а также имеющий важный для динамической истории становления офиолитов анализ высокобарических метаморфических преобразований.

Необходимо отметить неоднозначную ситуацию проявления высокобарического метаморфизма. Первый тип этих проявлений (зеленые сланцы амьельской свиты с глаукофаном) связан с дисконформным надвигом Куртушибинского офиолита на зеленые сланцы Амьельской аккреционной зоны. Второй тип глаукофанового метаморфизма (аккольская свита) связан с внутриофиолитовыми преобразованиями, с динамикой субдукционных процессов при образовании аккреционной призм. Н. Л. Добрецов указывает, что при температуре 350–400 °С глаукофан-сланцевые преобразования возникали в обоих случаях при давлении 9–10 кбар.

По последним данным съемочных работ (О. Ю. Перфилова) ассоциирующие с офиолитами образования джебашской свиты венда Джойского хребта образуют пакет аллохтонных пластин, в основании каждой из которых обнаруживаются высокобарические метаморфиты. Ранее В. Д. Зальцман сопоставил метабазаальты джебашской серии с MORB. В связи с этим геодинамическая природа джебашской серии одноименного выступа и амьельской свиты одноименного выступа совместно с офиолитами Северо-Саянского и Борусского пояса должна интерпретироваться как обширная аккреционная призма фронта Западно-Саянской островной палеодуги. Выполнение зоны субдукции было экспонировано к поверхности в раннеколлизонную стадию по хорошо известным и описанным механизмам. Появление высокобарических метаморфитов в офиолитах и в основании джебашских аллохтонных пакетов закономерно объясняется процессами образования аккреционной призм.

Куртушибинский офиолит не принадлежит к Западно-Саянской аккреционной призме, но был надвинут на Амьельский блок этих образований в процессе закрытия Западно-Саянской океанической впадины. Надвиг относительно холодной и тяжелой пластины привел к проявлению высокобарического метаморфизма глаукофан-зеленосланцевого типа в его основании и фронтальной части [8].

Инвертированный метаморфизм в офиолитах синформы Эми (Сангилен)

Саяно-Тувинская раннекаледонская палеоостроводужная система, объединяющая регионы востока Тувы и юго-востока Восточного Саяна, – крупный сегмент субдукционной окраины Палеоазиатского океана. Это уникальный на юге Сибири мегаструктурный объект. Для него характерны полнота сохранности и стандартное качество вещественного выполнения его геодинамических зон и их структурных соотношений. Динамика формирования офиолитов Саяно-Тувинской системы обусловлена закономерностями развития двойной островной дуги [8].

Далее речь пойдет только о надсубдукционных офиолитах так называемого Восточно-Тувинского пояса, фрагменты которых обдуцированы (в современных координатах) в западном направлении. Крупным офиолитовым аллохтоном Сангиленского массива является изученная В. М. Исаковым синформа Эми [7]. Эмийский офиолитовый покров принадлежит к редуцированной части крупного Шишихидского офиолита на северо-востоке Тувы и в смежных частях Монголии.

По мнению В. М. Исакова, к возникновению покровов Шишихидского офиолита привели процессы междуугового спрединга, сформировавшие в тылу активной Сархойской дуги бассейн окраинного моря. К остаточной островной дуге относится расположенный западнее Ноганойский «вулканоген».



Между Сархойской и Ноганойской палеодугами возник Шишхидско-Хугейнский прогиб с Шишхидским офиолитом – принципиальный аналог междуговой (задуговой) зоны спрединга.

Шишхидский офиолитовый комплекс на северо-востоке Тувы детально изучен А. Б. Кузьмичевым [10], получившим принципиально важные для интерпретации развития палеоструктур Восточной Тувы и смежных частей Монголии данные. Офиолит минимально фрагментирован. Слабо нарушенная последовательность его образований в основном стандартная: 1) реститовые ультрабазиты, 2) кумулятивные и изотропные габбро, 3) дайковый комплекс, 4) вулканы.

Реститовые гипербазиты относятся к гарцбургитам и дунитам, в разной степени серпентинизированным. С последними связано хромитовое оруденение. Пироксенит-верлитовый кумулятивный комплекс имеет реакционные соотношения с реститовыми гипербазитами мощностью до 200 м. Выше располагаются расслоенные габбро-кумуляты. Изотропное габбро, завершающее разрез интрузивных базитов, относится к эвкритовым разностям. В дайковом комплексе, представленном в основном диабазами, присутствуют серии даек с односторонней закалкой.

Вулканы расчленяются на нижнюю бимодальную серию и верхнюю андезит-пирокластическую с базальтами. Анализ малых элементов и РЗЭ позволил А. Б. Кузьмичеву сделать вывод о сложном пути выплавления эффузивов из надсубдукционного мантийного клина, обогащенного плюмовыми источниками с участием материалов плавления слэба ($Sr^{87}/Sr^{86} = 0,703$). Риолиты в бимодальной серии могли образоваться в результате фильтр-прессинга – отжимания межзерновых расплавов из частично раскристаллизованной базальт-андезитовой магмы.

Rb-Sr изотопное датирование нижних эффузивов дает возраст 631 млн лет.

Общая мощность слабо нарушенного Шишхидского офиолита, по А. Б. Кузьмичеву, 13,5 км, что сопоставимо с мощностью крупнейших офиолитов Семайла и Папуа. Мощности реститовой, кумулятивной и изотропно-габбровой (эвкритовой) частей офиолитового комплекса немногим более 10 км, а эффузивно-дайкового компонента – около 3,5 км.

На востоке Сангиленского массива (бассейн р. Эми) редуцированный аналог Шишхидского офиолита интенсивно расчешуен. Аллохтонный пакет, состоящий из четырех пластин, картируется на северо-восточных склонах хр. Хан-Тайга, сложенного в осевой части гипербазитами рестита. На левобережье р. Шерлик-Хем в его истоках фиксируется синформа из двух аллохтонных пакетов.

В эмийских офиолитах фиксируются метаморфиты двух типов. Первый тип представлен ортоамфиболитами с реликтами гипидиоморфнозернистых габбровых структур и в меньших объемах, с серпен-

тинитами, предположительно образованными по базальтам офиолитового комплекса. Апогаббровые амфиболиты перекрывают меланжированные динамически преобразованные серпентиниты в трех аллохтонных пластинах синформы хр. Хан-Тайга. Природа этих метаморфических преобразований может быть интерпретирована с привлечением механизма отмеченного ранее своеобразного типа океанского метаморфизма [12]: метаморфогенная грануляция и бластез возникают в габброидах при деформации магматических камер и сдвиговых движениях. Образованию этих метаморфитов способствует обильный водный флюид.

Метаморфизм второго типа является типичным инвертированным и имеет поднадвиговую природу. Метаморфиты фиксируются в синформе р. Шерлик-Хем: здесь мощная пластина главного офиолитового тела надвинута на метабаазальты. Аллохтон представлен снизу вверх аподунитовыми и апоперидитовыми серпентинитами, подобными породам хр. Хан-Тайга (более 2000 м); клинопироксенитовыми и эвиритовыми габброидами переходного комплекса (около 1100 м); роговообманковыми офиолитовыми габбро (более 500 м). Выше лежащие компоненты офиолитового комплекса, весьма вероятно, присутствовали в верхах надвинутых образований, а затем были удалены путем эрозии. Предположительно, общая мощность офиолитовых масс в аллохтоне приближалась к 6 км.

Под надвигом апобазальтовые и апотуфогенные породы преобразованы в эпидот-амфиболитовую фацию с типичными метаморфическими минералами – сине-зеленой роговой обманкой, цоизитом, небольшими количествами мусковита. В метаморфитах фиксируются реликты кластических структур, представленные окатанными зернами кварца с пелитовой рубашкой, окатанными зернами цирконов и сфена. Мощность этих метаморфических пород 50–200 м. Они подстилаются типичными зеленосланцевыми образованиями с хлоритом и актинолитом, составляющими основание нижнего аллохтона.

Можно полагать, что обдукция офиолитов основания Шишхидского комплекса произошла в начале ордовика в главную коллизионную стадию при закрытии междугового (задугового) бассейна. Механизм такого типа описан В. Е. Хаиным и М. Г. Ломизе [17]: интенсивное сжатие приводит к выдавливанию интрузивных членов офиолитов и обдукции офиолитов на жесткие окраины замыкающегося бассейна. В описываемом случае расчешуивание обдукции офиолитов происходило в две стадии: 1) надвиг реститовой и габбровой частей вместе с базальт-осадочным компонентом на фрагмент последнего с образованием инвертированных комплексов метаморфитов; 2) «мелкое» расчешуивание с относительно малыми перемещениями с передвижением пластин вдоль тектонизированных пластичных серпентинитовых слоев.



По данным, приведенным Е. В. Скляровым и др. [14], градиент давления в верхних частях коры повсеместно варьирует от 0,26 до 0,32 кбар/км. Если исходить из величины мощности надвигаемого столба тяжелых офиолитовых масс, то давление при максимальном градиенте 0,32 кбар/км в основании генерирующего поднадвиговый метаморфизм аллохтона достигает 2 кбар. Согласно ставшим классическими исследованиям Н. Л. Добрецова и др. [16] давление 2 кбар – начало эпидот-амфиболитовой фации метаморфических преобразований. Необходимый разогрев до 600 °С в зоне надвига достигается за счет диссипативного тепла. Дополнительный фактор повышения температуры, по мнению многих авторов, обусловлен циркуляцией флюидов в зоне надвига [14], а в описываемом случае – прогревом при внедрении интрузий эпиколлизионного таннунского комплекса. Дополнительное повышение давления, возможно, связано с флюидным давлением в зоне надвига.

Предлагаемый механизм происхождения инвертированного метакомплекса отличается от известного и хорошо изученного в основании Семайльского аллохтона. Считается, что офиолитовая пластина Семайла обдуцирована в нагретом состоянии. В данном случае речь может идти только о «холодных» аллохтонах.

Описание офиолитов АССО со сравнительными ссылками на приведенные кайнотипные эталоны было бы неполным без упоминания о типичном островодужном офиолитовом комплексе Дунжугурского пояса в Восточном Саяне, где обнаружены характерные для этого типа образований компоненты – бониниты, марианиты и высокомагниевого андезиты. Считаем уместным отослать читателя к работам Н. Л. Добрецова, Е. В. Склярова и др., открывших и детально исследовавших этот тип древних офиолитов [1, 10, 13].

Геодинамические критерии оценки хромитонности офиолитов Алтае-Саянской области

В структурах АССО обнаружены все перечисленные в эталонных обстановках типы офиолитовых комплексов – спрединговые океанические, океанических островов, надсубдукционные и островодужные. Приведем краткое обоснование перспективных на хромиты объектов среди офиолитов АССО.

Вариации собственно океанических комплексов, включая офиолиты океанических островов, представлены офиолитовыми аллохтонами, не связанными непосредственно с палеоструктурами островодужных окраин и офиолитами в аккреционных призмах их фронтальных частей, в том числе фрагментированных в меланж-олисторомовых комплексах (Западно-Тувинский, Аламбайско-Камский и другие пояса). Типичные островодужные офиолиты с бонинит-марианитовым компонентом слагают фронтальную часть Саяно-Тувинской палео-

островодужной системы. Здесь же фиксируются офиолиты зоны тылового спрединга (Шишхидский пояс). К редкому геодинамическому типу офиолитов относится выполнение пассивно отгороженного от Западно-Саянской океанической впадины задугового бассейна (Агардагский, или Южно-Тувинский пояс).

Хромитовые руды кемпирсайского типа являются главным объектом прогноза в офиолитах АССО. На примерах строения хромитонных массивов этой категории показано, что процесс рудообразования связан с глубинной вязкопластичной дифференциацией рестиита, а пластические течения были главной причиной обособления концентраций хромита [14]. При этом чем интенсивнее спрединговые стрессы, тем глубже и быстрее процессы дифференциации гипербазитов и рудогенеза. Хромитонность кемпирсайского типа, магнезиальность и скорости спрединга – взаимосвязанные свойства офиолитогенеза. В АССО на оруденение кемпирсайского типа в принципе перспективны гипербазиты офиолитов, образованные в высокоспрединговых условиях как тыловодужной (междуговой) Хугейнско-Шишхидской зоны Саяно-Тувинской конвергентной системы, так и Салаиро-Кузнецкой и Западно-Саянской океанических впадин. Низкоскоростной спрединг, генерирующий островодужные офиолиты, не способствовал рудогенезу кемпирсайского типа.

Образование рудных залежей кумулятивного типа в переходных комплексах офиолитов связано со стабильно существующими магматическими камерами при ненарушенном ходе кумулятивного процесса, формирующего четко полосчатые и ритмически слоистые серии в условиях «спокойного» спрединга. Хромитообразование нехарактерно для переходных комплексов с реакционно-брекчиевидным строением, в типичном виде распространенным в островодужных офиолитах с бонинит-марианитовой серией (Дунжугурской пояс). В любом случае в условиях офиолитогенеза на юге Сибири нельзя ожидать значительных залежей хромитов в кумулятивном комплексе.

При анализе перспектив хромитонности отдельных поясов следует учитывать не столько степень дезинтеграции комплексов, сколько сохранность блоков и фрагментов разреза рудоносных гипербазитов и насыщенность ими деформированных, в том числе весьма фрагментированных, офиолитовых образований в их приповерхностной структуре. Например, возможность обнаружения новых рудопоявлений в Северо-Саянском поясе весьма невелика: несмотря на относительно малую деформированность разрезов, в приповерхностных структурах фиксируются главным образом только эффузивные верхи комплекса. Офиолиты Западной Тувы разъединены на большие, в том числе перспективно рудовмещающие фрагменты, в основном скрытые под молодыми осадочными тол-



щами. В Агардагской зоне офиолиты максимально интенсивно фрагментированы в олистостроме, однако в ее приповерхностной структуре очень крупный олистоплак гипербазита вмещает крупнейшее в Сибири скопление хромитовых руд.

В итоге выявленные геодинамические особенности позволяют следующим образом обобщить перспективность офиолитов АССО на хромитовые руды: в *Ильчирском* поясе есть непромышленные проявления кумулятивного типа; *Дунжугурский* пояс бесперспективен; *Шишихидский* пояс перспективен на руды кемпирсайского типа; *Агардагский* пояс содержит значительные проявления хромитовых руд; в *Западно-Тувинском* поясе возможны крупные объекты под осадочным чехлом Хемчикско-Систигхемского прогиба; *Каахемский* пояс неперспективен; *Куртушибинский* пояс благоприятен на руды кемпирсайского типа; в *Борусском* поясе геодинамические аспекты хромитоносности в принципе аналогичны Кутушибинскому, но он слабо опоскован; в *Северо-Саянском* поясе перспективы обнаружения новые рудных объектов неблагоприятны; *Кузнецко-Алатауский* и *Аламбайско-Каимский* пояса перспективны на руды кемпирсайского типа.

Особенности изучения офиолитов при геологическом картировании

Офиолитовые комплексы – сложные объекты для картировочного изучения не только из-за усложненных взаимоотношений отдельных членов ассоциации, но и вследствие их интенсивной фрагментированности в структурах покровно-складчатых сооружений.

Предлагается усложнить общую схему изучения офиолитов, изложенную в изданных рекомендациях [2], четырехэтапными исследованиями.

1. Выделение офиолитового объекта и (или) его фрагментов при полевом картировании, первичный сбор петро-геохимических материалов.

2. Лабораторные исследования петрохимических и геохимических особенностей состава образований, откартированных в качестве членов ассоциации.

3. Полевое картирование в соответствии с установленными качествами состава плохо диагностируемых визуально подразделений комплекса

4. Целенаправленное петро-геохимическое доизучение окончательно откартированных единиц.

Трудности при определении объема офиолитов возникают при установлении верхних или изотропных габброидов, особенно если во фрагментах ассоциации отсутствуют связанные с ними переходные кумулятивные комплексы. В этом случае необходим тщательный структурно-вещественный анализ плутонических базитов. Часто при интенсивной фрагментации разрезов вопрос об отнесении изотропных габбро к офиолитам решается только условно.

При изучении строения офиолитов пристальное внимание уделяется детальным разрезам, кото-

рые должны охватывать все фрагменты комплекса. Особенности офиолитовых объектов требуют тщательного и детального опробования всех составляющих частей. Изотопному анализу подвергаются чаще всего плагиограниты, фиксирующиеся в офиолитовых комплексах в весьма небольших объемах. Их принадлежность к офиолитовым комплексам необходимо доказывать отдельно.

В методическом руководстве [2] указывается на тройственность картировочной классификации ультрабазитов рестита. Их, по мнению авторов, следует картировать либо как плутонические образования, либо как тектоногенные меланжи, либо как своеобразные метаморфические комплексы. Отображение гипербазитов рестита в качестве метаморфических комплексов не распространено в практике геологического картирования и нами не рекомендуется.

Нередко, особенно при среднемасштабном картировании, комплексы параллельных даек ошибочно объединялись в крупные долеритовые интрузии с однородным внутренним строением. Описание и изображение дайковых комплексов предлагается производить в соответствии с их генетической принадлежностью в сочетании с морфологическими особенностями. Следует обращать внимание на выделение даек разных возрастных генераций.

При картировании кумулятивного комплекса соответствующие плутонические тела следует расчленять на слои, зоны, горизонты. Согласно приведенным описаниям конкретных офиолитовых комплексов особое внимание рекомендуется уделять контактам переходного комплекса с гипербазитами основания. Вулканогенно-осадочные образования вместе с дайковыми комплексами объединяются обычно в отдельные вулканические комплексы.

Рекомендуется также обращать внимание на поднадвиговые инвертированные метаморфические комплексы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Геология** и метаморфизм Восточного Саяна / под ред. Н. Л. Добрецова, В. И. Игнатовича. – Новосибирск: Наука, 1988. – С. 96–114.

2. **Изучение** офиолитовых комплексов при геологическом картировании / под ред. Н. В. Межеловского. – М.: Роскомнедра; Геокарт; МАНПО, 1994. – 254 с.

3. **Исаков В. М.** Западный Саян в позднем рифее – раннем кембрии: автореф. дис. ... к. г.-м. н. – Томск, 1974. – 18 с.

4. **Исаков В. М.** О зависимости состава эффузивов офиолитового комплекса Западного Саяна от их положения в разрезе // Новые данные к обоснованию региональных магматических схем Алтае-Саянской области. – Новосибирск, 1972. – С. 48–50.

5. **Исаков В. М.** Положение в разрезе и строение офиолитового комплекса на востоке нагорья



Сангилен // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. – Новосибирск, 1986. – С. 87–91.

6. **Исаков В. М., Старосельцев К. В.** Изучение офиолитовых комплексов при геологическом картировании на примере Алтае-Саянской складчатой области. Ч. 1. // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2016. – № 4 (28). – С. 22–28.

7. **К вопросу** о геодинамической типизации офиолитов Саяно-Алтайской области в связи с оценкой хромитоносности гипербазитов / В. М. Исаков, В. В. Жабин, П. И. Соколов и др. // Проблемы геодинамики и минерагении Южной Сибири. – Томск, 2000. – С. 139–156.

8. **Кузьмичев А. Б.** Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. – М.: ПРОБЕЛ, 2004. – 191 с.

9. **Меляховецкий А. А., Склярв Е. В.** Офиолиты и олистостромы Западного Саяна и Тувы // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. – Новосибирск: Наука, 1985. – С. 58–71.

10. **Офиолиты** и олистостромы Восточного Саяна / Н. Л. Добрецов, Э. Г. Конников, В. Н. Медведев и др. // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. – Новосибирск: Наука, 1985. – С. 34–58.

11. **Петрология** и метаморфизм древних офиолитов на примере Полярного Урала и Западного Саяна / под ред. В. С. Соболева, Н. Л. Добрецова. – Новосибирск: Наука, 1977. – 221 с.

12. **Савельева Г. Н., Савельев А. А.** Хромиты в структуре офиолитовых ультрабазитов Урала // Геотектоника. – 1991. – № 3. – С. 47–58.

13. **Склярв Е. В., Добрецов Н. Л.** Метаморфизм древних офиолитов Восточного и Западного Саяна // Геология и геофизика. – 1987. – № 2. – С. 3–14.

14. **Склярв Е. В., Гладкочуб Д. П., Донская Т. В.** Метаморфизм и тектоника. – М.: Интермент инжиниринг, 2001. – 215 с.

15. **Строение** и деформации пограничной зоны кора-мантия в разломе Вима, Центральная Атлантика / А. А. Пейве, Г. Н. Савельева, С. Г. Сколотнев и др. // Геотектоника. – 2001. – № 1. – С. 16–35.

16. **Фации** метаморфизма / Н. Л. Добрецов, В. В. Ревердатто, В. С. Соболев и др. – М.: Наука, 1969. – 432 с.

17. **Хаин В. Е., Ломизе М. Г.** Геотектоника с основами геодинамики. – М.: МГУ, 1995. – 475 с.

REFERENCES

1. *Geologiya i metamorfizm Vostochnogo Sayana* [Geology and metamorphism of the Eastern Sayan]. Dobretsov N.L., Ignatovich V.I. eds. Novosibirsk, Nauka, 1988, pp. 96–114. (In Russ.).

2. *Izuchenie ofiolitovykh kompleksov pri geologicheskoy kartirovaniy* [Research into ophiolite complexes during geological mapping]. Mezhelovsky N.V. ed. Moscow, Roskomnedra, Geokart, MANPO, 1994. 254 p. (In Russ.).

3. Isakov V.M. *Zapadnyy Sayan v pozdnem rifee – rannem kembrii* [The Western Sayan in the Upper Riphean – Lower Cambrian]. Author's abstract of PhD thesis. Tomsk, 1974. 18 p. (In Russ.).

4. Isakov V.M. [Dependence of the composition of effusive rocks of the ophiolite complex in the Western Sayan on their position in the cross-section]. *Novye dannye k obosnovaniyu regional'nykh magmaticheskikh skhem Altae-Sayanskoy oblasti* [New data for the substantiation of regional magmatic charts of the Altai-Sayan region]. Novosibirsk, 1972, pp. 48–50. (In Russ.).

5. Isakov V.M. [The ophiolite complex in the east of the Sangilen highland, its structure and position in the cross-section]. *Pozdnyy dokembriy i ranniy paleozoy Sibiri* [Upper Precambrian and Lower Paleozoic of Siberia]. Novosibirsk, 1986, pp. 87–91. (In Russ.).

6. Isakov V.M., Staroseltsev K.V. [Study of ophiolitic complexes at geological mapping. A case study of the Altai-Sayan Folded Region. Pt 1]. *Geologiya i mineral'no-syr'evye resursy Sibiri – Geology and Mineral Resources of Siberia*, Novosibirsk, 2016, no. 4 (28), pp. 22–38. (In Russ.).

7. Isakov V.M., Zhabin V.V., Sokolov P.I., et al. [Geodynamic type assignment to ophiolites of the Altai-Sayan region in connection with the appraisal of chromite content of ultrabasites]. *Problemy geodinamiki i mineragenii Yuzhnoy Sibiri* [Issues of geodynamics and minerageny of Southern Siberia]. Tomsk, 2000, pp. 139–156. (In Russ.).

8. Kuzmichev A.B. *Tektonicheskaya istoriya Tuvinno-Mongol'skogo massiva: rannebaykal'skiy, pozdnebaykal'skiy i rannekaledonskiy etapy* [Tectonic evolution of the Tuva-Mongolia massif: Early Baikalian, Late Baikalian, and Early Caledonian stages]. Moscow, PROBEL Publ., 2004. 191 p. (In Russ.).

9. Melyakhovetskiy A.A., Sklyarov E.V. [Ophiolites and olistostromes of the Western Sayan and Tuva]. *Rifeysko-nizhnepaleozoyskie ofiolity Severnoy Evrazii* [The Riphean – Lower Paleozoic ophiolites of Northern Eurasia]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1985, pp. 58–71. (In Russ.).

10. Dobretsov N.L., Konnikov E.G., Medvedev V.N., et al. [Ophiolites and olistostromes of the Eastern Sayan]. *Rifeysko-nizhnepaleozoyskie ofiolity Severnoy Evrazii* [The Riphean – Lower Paleozoic ophiolites of Northern Eurasia]. Novosibirsk, Nauka Publ., 1985, pp. 34–58. (In Russ.).

11. *Petrologiya i metamorfizm drevnikh ofiolitov na primere Polyarnogo Urala i Zapadnogo Sayana* [Petrology and metamorphism of ancient ophiolites. A case study of the Polar Uras and the Western Sayan]. Sobolev V.S., Dobretsov N.L. eds. Novosibirsk, Nauka Publ., 1977. 221 p. (In Russ.).

12. Savelyeva G.N., Savelyev A.A. [Chromites in the structure of ophiolitic ultrabasites of the Urals]. *Geotektonika – Geotectonics*, 1991, no. 3, pp. 47–58. (In Russ.).

13. Sklyarov E.V., Dobretsov N.L. Metamorphism of ancient ophiolites of the Eastern and Western Sayan.



Geologiya i geofizika – Geology and Geophysics, 1987, no. 2, pp. 3–14. (In Russ.).

14. Sklyarov E.V., Gladkochub D.P., Donskaya T.V. *Metamorfizm i tektonika* [Metamorphism and tectonics]. Moscow, Interment Engineering Publ., 2001. 215 p. (In Russ.).

15. Peyve A.A., Savelyeva G.N., Skolotnev S.G., et al. [Structure and deformations of the marginal crust-mantle zone in the Vima fault, the central Atlan-

tic]. *Geotektonika — Geotectonics*, 2001, no. 1, pp. 16–35. (In Russ.).

16. Dobretsov N.L., Reverdatto V.V., Sobolev V.S., et al. *Fatsii metamorfizma* [Metamorphic facies]. Moscow, Nauka Publ., 1969. 432 p. (In Russ.).

17. Khain V.E., Lomize M.G. *Geotektonika s osnovami geodinamiki* [Geotectonics and the fundamentals of geodynamics]. Moscow, MGU Publishing, 1995. 475 p. (In Russ.).

© В. М. Исаков, К. В. Старосельцев, 2017