

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ОФИОЛИТОВ САЛАИРА

Р.О. Гринёв, А.И. Гусев¹, А.И. Дементьева¹

Томский государственный университет, г. Томск

¹ Бийский педагогический государственный университет, г. Бийск

Офиолиты Салаира представляют собой весьма перспективный рудогенерирующий металлотект, вмещающий полиформные залежи хромитов, а также платиновую, медно-никелевую и кобальтовую минерализацию [1, 4]. Некоторые участки развития хромитовой и платиновой минерализации характеризуются повышенной золотоносностью [4]. Кремнисто-черносланцевые юниты, тесно ассоциирующие с метабазами, вмещают оруденение типа SEDEX с полиметаллами, обогащёнными золотом и платиноидами [3]. В связи с плохой обнажённостью территории и высокой тектонизированностью всех составляющих офиолитовой триады во многих случаях нарушена первоначальная последовательность, вызывающая неоднозначные толкования в части геодинамической интерпретации формирования офиолитов и их рудоносность.

Цель исследования – осветить петрологию гипербазит-базитовых фрагментов и стратифицированных образований метабазальтового состава. С этой целью нами опробованы все составляющие салаирских офиолитов в различных тектонических пластинах и проведена обработка аналитических данных по единой методике.

Характеризуемые геологические образования входят в состав Алтае-Салаирского вулcano-плутонического пояса (ВПП). В геологической структуре региона существенно вулканические образования данного вулcano-плутонического пояса рассматриваются в составе Аламбайско-Каимской структурно-формационной зоны (СФЗ), в значительной части соответствующей Аламбайско-Шалапской меланжевой зоне, и в Кивдинской СФЗ. Наряду с образованиями Алтае-Кузнецкого ВПП данные подразделения структурно-вещественного мегакомплекса принадлежат аккреционным океаническим сооружениям среди амальгамированных энсиматических островных дуг и спрединговых хребтов раннего кембрия. В составе данного ВПП в пределах территории Алтайского края выделяются вендраннекембрийские *каимский* и *аламбайский* базальтовые, а также раннекембрийские *верхнеаламбайский* дунит-гарцбургитовый и кучерлинский *базальтовый* комплексы. Ниже рассматриваются лишь фрагменты салаирских офиолитов.

Верхнеаламбайский дунит-гарцбургитовый комплекс повсеместно ассоциирован с тектонизированными базальтоидами, относимыми к аламбайскому комплексу, и локализуется только в пределах распространения последнего. Выделяются четыре ареала распространения данного комплекса: Ветловой (Ветловой аллохтон), Тогул-Сунгайский (Сунгайский покров), Уксунайский (северная часть Мартыновского покрова) и Мартыново-Шалапский (южная часть Мартыновского покрова). Некоторыми исследователями [7] он рассматривается как комплекс альпинотипных гипербазитов, объединяющий протрузии разного размера и тела серпентинитового меланжа. Контакты массивов ультраосновных пород с вмещающими породами на большем своем протяжении не изучены, что связано с наличием в зоне контактов достаточно мощного покрова четвертичных отложений (свыше 10 м) и формированием линейных инфильтрационных кор выветривания. Иногда в зоне контакта залегают дайки габброидов и габбродолеритов. Возможные экзоконтактные изменения затушеваны последующей интенсивной серпентинизацией, лиственитизацией пород и рассланцеванием с образованием плейчатых серпентинитовых сланцев (матрикс серпентинитового меланжа). Фрагменты массивов данного комплекса отчетливо выделяются в магнитном поле интенсивными положительными аномалиями.

Наиболее крупными являются петротипический *Верхнеаламбайский* и *Тогул-Сунгайский* массивы, локализованные в северо-восточной части Сунгайского блока. Здесь, по данным П.А. Тишина с соавторами [6], картируется пять отдельных породных комплексов, определяющих гипсометрическую последовательность вертикального разреза офиолитовой ассоциации складчатых областей: 1) дунит-гарцбургитовый; 2) верлит-пироксенитовый; 3) метагабброидный; 4) микрогаббро-диорит-диабазовый; 5) метаандезибазальтовый. Наблюдаемые контакты данных комплексов пород и их отдельных тел имеют тектонический характер, что, по мнению данных авторов, позволяет соотносить общую структуру с типичной сутурной зоной, состоящей из изолированных, тектонически разобщенных фрагментов указанных породных комплексов. В то же время, по мнению других исследователей, остается спорной тесная генетическая связь перидотитов и пироксенитов с габброидами, а андезибазальты, вероятней всего, принадлежат вулканогенным образованиям аламбайского комплекса. В целом массив представляет собой серию сближенных линзовидных тел север-северо-западной и субмеридиональной ориентировки серпентинизированных гипербазитов и габброидов, осложненных поперечными разломами восток-северо-восточного простирания, общей протяженностью до 20 км.

По результатам геологосъемочных работ выделен *Верхнеаламбайский массив*, характеризующийся линзовидной формой, протяженностью около 7 км при мощности до 400 м. Он представляет собой пакет тектонических пластин типичных кумулатов: аподунитовых и апоперидотитовых серпентинитов и пироксенитов, разобщенных зонами меланжа. В составе массива участвуют меланократовые габброиды. Коэффициент Mg# в габброидах составляет 76,6-75,1, в аподунитах -84,7-84,8, в гарцбургитах – 81,8-83,9.

Более массивное строение имеют Тогул-Сунгайский и Успенский массивы, хотя наиболее вероятна их интерпретация как крупных фрагментов серпентинитового меланжа. *Тогул-Сунгайский массив* в плане имеет также лин-

зовидную форму при мощности от 300 до 1700 м и протяженности до 12 км. Сложен подобными кумулатами: аподунитовыми и апоперидотитовыми серпентинитами, оливинсодержащими ортопироксенитами и лиственитами, а также габброидами. Магнезиальность этого массива близка таковой для ультрабазитовой части и резко дифференцирована в габброидах по сравнению с Вехнеаламбайским. Коэффициент $Mg\#$ в габброидах варьирует 37 до 63,9, в аподунитах -84,5-84,9, в гарцбургитах –81,2-83,7.

Вмещающие породы массивов представлены тектонизированными осадочно-вулканогенными образованиями аламбайской свиты. В Успенском массиве ядерная часть сложена аподунитовыми серпентинитами, в северной части массива картируется полосчатый кумулятивный серпентинитовый комплекс с чередованием аподунитовых и апоперидотитовых разностей и присутствием габброидов.

В целом в строении массивов данного комплекса принимают участие в различной степени серпентинизированные пироксениты и перидотиты, а также однородные серпентиниты без признаков структуры и состава исходной породы. В составе комплекса развиты аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты, серпентинизированные дуниты и гарцбургиты, редко энстатиты, вебстериты и лерцолиты. Так, в Уксунайской группе массивов, в истоках рек Кедровки и Среднего Уксуная среди ультрабазитов преобладают гарцбургиты, среди пироксенитов развиты вебстериты, оливиновые вебстериты, реже клинопироксениты. Здесь протяженность отдельных тел не превышает 2 км, в большинстве случаев менее измененные разности перидотитов с размером тел от первых сантиметров до 1 км входят в состав серпентинитового меланжа и залегают среди серпентинитовых и серпентинизированных сланцев. Малые тела имеют овальную, удлиненную и чечевицеобразную форму.

Неизмененные разности перидотитов в пределах гипербазитовых тел не встречены, первоначальный петрографический состав устанавливается по наличию многочисленных реликтовых зерен ромбического пироксена, замещаемого баститом, среди мелкозернистой серпентинитовой массы. Вебстериты и оливиновые вебстериты характеризуются переменным содержанием ромбического и моноклинного пироксенов при общем их содержании до 80-90 % и содержанием оливина до 15-25%. В большинстве случаев в перидотитах и пироксенитах присутствует хромит как в виде равномерной пылевидной вкрапленности, так и в виде отдельных более крупных вкрапленников с хорошо выраженными гранями. Среди клинопироксенитов по составу пироксена выделяются гигантозернистые диаллагиты и диопсидиты. В Тогул-Сунгайском и Успенском массивах присутствуют дуниты с резким преобладанием в составе ликвидусного оливина форстеритового компонента ($Fo=85-95\%$), а в ортопироксене – энстатитового минала ($En=91-93$), значительным содержанием клинопироксена и постоянным присутствием хромшпинелидов состава алюмохромитов. Содержания хромшпинелидов, представленных мелкими неправильными зернами, реже кристаллами октаэдрического габитуса, колеблются от 3 до 5%. По составу они относятся к хромпикотитам с высоким содержанием хрома ($Cr\#=54-57$). Подобные характеристики отражают неполное равновесие с тугоплавким (слаб-связанными) расплавами [13]. Петрохимические показатели указывают на генерацию всей гаммы пород за счёт низкой степени частичного плавления шпинель-лерцолитового мантийного источника. Геодинамическая обстановка определяется принадлежностью к супра-субдукционной зоне (SSZ) [10-11].

В Ветловой тектонической пластине, расположенной на крайнем северо-востоке, одноименный фрагмент ультрабазит-базитового кумулятивного состава представлен преимущественно габброидами и серпентинизированными перидотитами. Массив имеет удлиненную линзовидную форму длиной до 9 км и шириной от 10 до 330 м. В габброидах и серпентинизированных перидотитах Ветлового фрагмента значительно ниже содержания магния. Коэффициент $Mg\#$ в габброидах составляет 33-45, а в перидотитах – 71-76,5. Показатель $Cr\#$ в шпинели ультрабазитов значительно ниже, чем в Тогул-Сунгайском и Успенском массивах (30-48). Петрохимические показатели и состав шпинели позволяют интерпретировать пери-

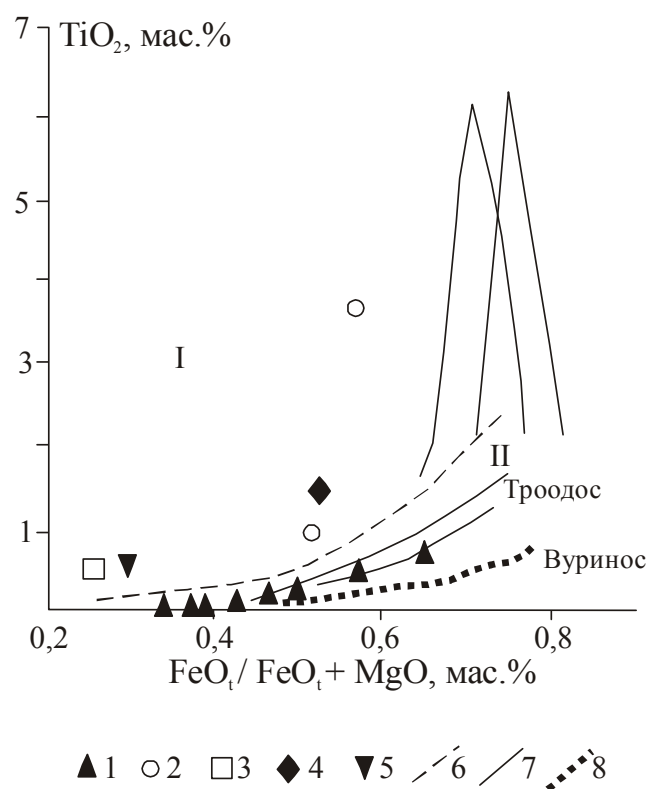


Рис. 1. Диаграмма $TiO_2 - FeO / FeO_t + MgO$, по [12], для кумулатов офиолитовой ассоциации Салаира.

Поля габброидов: I – океанических спрединговых зон; II – островодужных обстановок. Кумулаты офиолитового пояса Салаира: 1 - Тогул-Сунгайская пластина, габброиды и пироксениты; 2-3 - Пушкарская пластина: 2 - габброиды, 3 - апоперидотитовые серпентиниты; 4-5 - Ветловая пластина: 4 - габброиды, 5 - апоперидотитовые серпентиниты. 6 - граница раздела океанических и островодужных обстановок формирования офиолитов, 7 - тренд дифференциации Троодосских офиолитов, 8 - тренд дифференциации Вуриносских офиолитов.

дотиты как возникшие в результате несовершенного равновесия с деплетированными MORB расплавами [13]. В Ветловом массиве не выявлено хромитовое оруденение. Весьма близкими характеристиками обладают кумулаты фрагмента Пушкарского массива, также локализующегося в восточной части. Мартыновского покрова.

На диаграмме (рис. 1) кумулаты вышеуказанных массивов тяготеют к различным полям: Пушкарского и Ветлового – к полю спрединговых океанических обстановок, а Тогул-Сунгайского – к полю островодужных. Тренд дифференциации Тогул-Сунгайского массива близок к тренду пород известных офиолитов Троодоса.

Как в серпентинитах, так и в пироксенитах развиты интенсивные процессы изменения, выразившиеся в их отальковании (серпентиниты), дроблении, хлоритизации, тремолитизации, гранитизации с образованием родингитоподобных пород, серпентин-хлоритовых пород с содержанием магнетита до 10-20%. В Сунгайском блоке ранее описаны серпентин-амфиболовые, амфиболовые, тальковые, тальково-тремолитовые, тальково-карбонатные породы, развитые в связи с линзообразными и пластообразными телами серпентинитов. При этом в отдельных случаях фиксируется обтекание амфиболовой сланцевой породой линзовидных блоков серпентино-амфиболовых пород с образованием структуры будинажа. Химический состав гипербазитов и пироксенитов характеризуется очень низкими содержаниями титана, ванадия и повышенными концентрациями хрома, кобальта и никеля. При этом отмечается повсеместное присутствие хромита в качестве акцессорного минерала.

Формационная принадлежность и геодинамическая природа салаирских гипербазитов трактуется неоднозначно. По мнению авторов монографии [7], данные гипербазиты совместно с вмещающими их базальтоидами и черными сланцами аламбайской свиты образуют офиолитовую ассоциацию Салаира, формирование которой можно связать с обстановками, отвечающими современным океаническим поднятиям и, отчасти, срединно-океаническим хребтам. По мнению В.М.Исакова с соавторами [5], положение в структуре покровно-складчатого сооружения Салаира (и Северного Алтая) и структура мегамеланжа позволяют трактовать геодинамическую природу Салаирского офиолитового пояса в качестве субдукционного комплекса, в который вовлечены офиолиты, генерированные в зоне спрединга океанической впадины. В то же время, вещественный состав рассматриваемой ассоциации и высокая хромистость не исключает формирование данных офиолитов в обстановке над зоной субдукции островной дуги.

Во всех случаях данные породы наряду с вулканитами венд-раннекембрийского аламбайского базальтового комплекса входят в состав и образуют структурно-вещественную основу Аламбайской меланжевой зоны (шалапский полимиктовый меланжевый комплекс по В.Н.Токареву). Чаще всего они формируют участки мономиктового (крупные гипербазитовые массивы) и полимиктового меланжа с развитием интенсивной серпентинизации, родингитизации, оталькования и лиственитизации вмещающих пород, выступая в роли матрикса для глыб пород более молодого или более древнего возраста. Последним, вероятнее всего, объясняется причудливость форм серпентинитовых массивов и трудности при их картировании и, соответственно, поисках связанной с ними хромитовой, никелевой, кобальтовой и платиноидной минерализации.

С альпинотипными гипербазитами данного комплекса связаны все хромитовые рудопроявления Северо-Алтайско-Салаирского пояса, некоторыми авторами коррелируемого с Кемпирсайским стандартом [5], что делает достаточно реальными перспективы обнаружения в хромитоносных гипербазитах Салаира промышленных рудных объектов. По данным поисковой геохимии намечается пространственная связь с гипербазитами и ассоциированными с ними габброидами проявлений золоторудной минерализации малосульфидной золото кварцевой формации.

Возраст верхнеаламбайского дунит-гарцбургитового комплекса в соответствии с серийной легендой и схемой корреляции [7] с определенной долей условности принимается как раннекембрийский на основании верхней возрастной границы вмещающей данные образования аламбайской свиты, за пределами распространения которой гипербазиты не встречены.

Аламбайский базальтовый комплекс представлен вулканогенными образованиями аламбайской свиты, распространенной на значительной площади на северо-востоке региона в пределах Сунгайского и Мартыновского блоков северной (салаирской) части Аламбайско-Каимской СФЗ и в Кивдинской СФЗ в юго-восточном Присалаирье. Рассматриваемый вулканический комплекс объединяет в своем составе стратифицированные вулканиты аламбайской свиты и мелкие субвулканические тела базальтов, долеритов и габброидов, которые повсеместно пространственно сопряжены с кремнисто-карбонатными отложениями сунгайской последовательности свит.

Вулканиты данного комплекса представлены в основном метаморфизованными базальтоидами и порфириитоидами с реликтовой порфириновой структурой. Некоторые авторы отмечают подушечное строение базальтовых лав. Фиксируется наличие порфириновых и микропорфириновых редковкрапленных, иногда миндалекаменных, плагиоклаз-порфириновых и пироксен-порфириновых разностей с реликтовой гиалопилитовой, пилотакситовой, спилитовидной, интерсертальной и субофитовой структурами основной массы. Плагиоклаз образует гломеропорфириновые сростки и полностью альбитизирован, иногда сохраняя реликты зонального строения. В основной массе развит вторичный амфибол, в более раскристаллизованных метадолеритовых разностях иногда отмечается присутствие реликтового пироксена. По данным В.А.Веденского (1977), в составе комплекса присутствуют вариолиты со спилитовой и микропорфириновой структурой; вариоли диаметром до 2 мм сложены плагиоклазом и испещрены призмами и иглами амфибола. В редких случаях отмечается присутствие риолитоидов, принадлежность которых данному комплексу остается спорной. Пирокластические фации для аламбайского комплекса не характерны, хотя некоторыми авторами отмечается присутствие кристалловитрокластических и литокластических туфов, туфобрекчий и туфолов базальтового и дациандезитового состава.

По данным, полученным при проведении ГДП-200 на территории Мартыновского блока (Токарев и др., 1998), в составе сравнительно слабодислоцированных блоков пород аламбайской свиты присутствуют миндалекаменные порфиры с титан-авгитом во вкрапленниках и афировые с титан-авгитом в основной массе базальты, менее развиты скуднопорфировые базальты с фенокристаллами альбитизированного плагиоклаза, диабазы и псефитовые витро-литокластические туфы базальтов. Афировые разности характеризуются гиалиновой, интерсертальной, редко вариолитовой основной массой, в скуднопорфировых базальтоидах вкрапленники представлены альбитом, а основная масса аналогична развитой в афировых базальтах, в густопорфировых разностях присутствуют фенокристаллы клинопироксена энстатит-диоксидового и авгит-титанавгитового ряда, погруженные в микролитовую интерсертальную основную массу с вариолями клинопироксена. По химическому составу они относятся к умеренно и повышеннотитанистым ($TiO_2 = 1,0-1,8\%$) базальтоидам от мелабазальтов до андезибазальтов со значительным разбросом уровня общей и калиевой щелочности и повышенной фосфористостью ($P_2O_5 = 0,14-0,34\%$). Преобладают высоконатриевые мелабазальты, варьирующие до низкощелочных и, редко, высококалиевых (K_2O до $2,32\%$) пород умеренно-щелочной и высококалиевой известково-щелочной серии.

Достаточно детально вулканогенные образования аламбайского комплекса были изучены в северной части Сунгайского блока при проведении геологосъемочных работ масштаба 1:50000 (Ярославцева и др., 1995). Было установлено, что данный комплекс имеет относительно простой литологический состав и представлен толщей базальтов толеитовой серии и их туфов, сформированными в рифтогенной геодинамической обстановке, и вместе с залегающими среди них ультрамафитами составляющими офиолитовую ассоциацию. В связи с широким развитием зон вязких разломов metabазальты нередко преобразованы в биотит-амфиболовые, хлорит-амфиболовые, альбит-актинолитовые и биотит-хлорит-кварцевые динамосланцы. Среди менее измененных пород доминируют metabазальты афировой структуры и миндалекаменной текстуры с подушечно-шаровой отдельностью и зональным распределением миндалин внутри шаров. Под микроскопом породы характеризуются олигофирowymi структурами с редкими (редко – до 15-20% от объема породы) фенокристаллами пироксена, представленного пижонитом, и в отдельных случаях – плагиоклаза. Основная масса преимущественно микролитовая, интерсертальная, реже спилитовая, гиалопилитовая или вариолитовая, насыщенная лейкоксеном (до 10-15%).

По химическому составу основная масса базальтоидов Сунгайского блока относится к низкоглиноземистым, высокотитанистым, умеренномагниевым породам с повышенной щелочностью и переменными содержаниями калия, по общей меланократовости варьирующим от пикритов и пикробазальтов до лейкобазальтов и, в редких случаях, андезибазальтов. Фиксируется наличие трех петрохимических серий вулканитов: низкощелочной толеитовой ($Na_2O = 1,18-2,30\%$, $K_2O = 0,19-1,0\%$ при $SiO_2 = 42,06-47,99\%$) и умеренно-щелочной высоконатриевой ($Na_2O = 4,5-4,7\%$, $K_2O = 0,17-0,78\%$ при $SiO_2 = 43,82-44,68\%$) и высококалиевой ($Na_2O = 3,0-3,92\%$, $K_2O = 1,2-1,9\%$ до $2,09\%$ при $SiO_2 = 45,45-51,06\%$). Средний состав большинства базальтоидов соответствует низкоглиноземистым ($al = 0,68$), высокотитанистым ($TiO_2 = 2,45\%$) мелабазальтам толеитовой серии ($Na_2O = 2,64\%$, $K_2O = 0,73\%$ при $SiO_2 = 46,12\%$) с повышенным содержанием фосфора ($P_2O_5 = 0,35\%$). В отдельных случаях в щелочных калиевых ($Na_2O = 5,39\%$, $K_2O = 2,77\%$ при $SiO_2 = 47,86\%$) базальтах, по составу близких гавайитам, содержания TiO_2 достигает $4,25\%$, в других случаях фиксируется присутствие высокофосфористых пород (P_2O_5 до $2,34\%$). На диаграмме (рис. 2) подавляющее число metabазальтов попадает в поле толеитов океанических островов и по одному анализу – в поля MORB (базальтов COX), IAT (островодужных толеитов) и OIA (андезитов океанических островов).

Субвулканические фации в большинстве случаев не картируются в связи с сильной тектонизированностью и метаморфизованностью (часто до зеленых сланцев) пород комплекса. В большинстве случаев, вероятно, представлены метадолеритами. С.П.Шокальским [7] отмечается присутствие офитовых титанавгитовых габбро. В диабазовых развитах бластопойкилоофитовая структура, первичные минералы практически отсутствуют и замещены хлоритом, эпидотом-цоизитом, амфиболом, лейкоксеновым агрегатом с характерными скелетными структурами (сагенитовая решетка).

Химический состав базальтоидов, с учетом их измененности, характеризует их как высокотитанистые (TiO_2 более $1,5\%$), умеренномагниевые, низкоглиноземистые, весьма высоконатровые с повышенным содержанием фосфора базальты, меланобазальты и трахибазальты, при этом фиксируются широкие вариации калия до образования умеренно-щелочных высококалиевых разностей при появлении интенсивно альбитизированных пород. Отмечаются

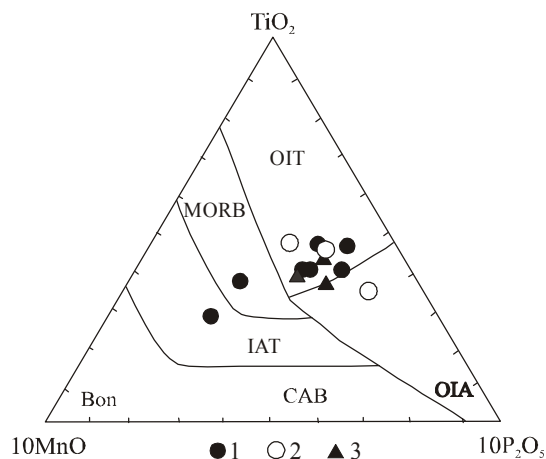


Рис.2. Диаграмма TiO_2 - MnO - P_2O_5 , по [9], для пород офиолитовой ассоциации Салаира.

Поля базальтовых пород: CAB, Bon – известково-щелочных базальтов и бонинитов; IAT – островодужных толеитов; MORB – базальтов COX; OIA – андезитов океанических островов; OIT – толеитов океанических островов. Метабазальты офиолитовой ассоциации Салаира в тектонических пластинах: 1 – Тогул-Сунгайской, 2 – Мартыново-Шалапской; 3 – Аламбайской.

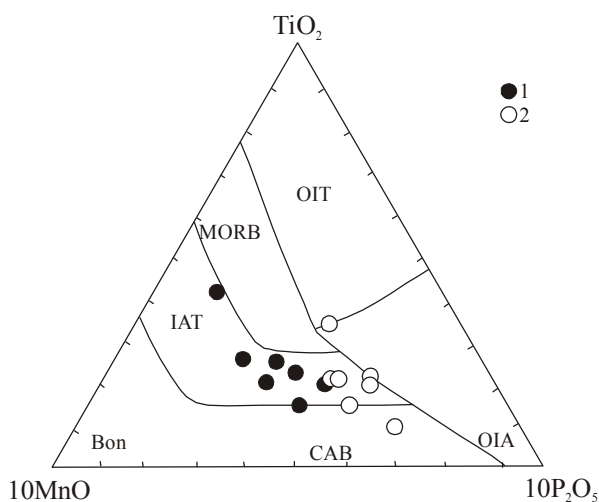


Рис. 3. Диаграмма TiO_2 - MnO - P_2O_5 , по [9], для пород офиолитовой ассоциации Салаира.

Поля базальтовых пород: CAB, Bon – известково-щелочных базальтов и бонинитов; IAT- островодужных толеитов; MORB – базальтов COX; OIA - андезитов океанических островов; OIG - толеитов океанических островов. Метабазальты офиолитовой ассоциации Салаира в тектонических пластинах: 1 - Ветловой, 2 - Пушкарской.

пониженные концентрации ряда элементов (Cr, V, Ba, Zr, Sr). Близкие характеристики приводят С.П.Шокальский, Г.А.Бабин и др. [7]; указанные авторы по особенностям состава вулканитов аламбайского комплекса проводят аналогии с базальтоидными ассоциациями современных океанических островов и классифицируются как толеитовые (OIG), реже как щелочные (OIAВ) базальты океанических островов; иногда как базальты океанического дна (MORB). Данные образования хорошо сопоставляются, с одной стороны, с однотипными базальтоидными ассоциациями камского базальтового комплекса, с другой – с высокотитанистыми базальтами и трахибазальтами усть-анзасского (Горная Шория) и манжерокского (Горный Алтай) вулканических комплексов. С первыми породные ассоциации сближаются по повсеместной тесной ассоциации с филлитовыми и аспидными, иногда углеродистыми сланцами с широким развитием терригенных и эффузивно-туфогенных отложений, со вторыми – по составу вулканитов и наличию черных сланцев и силицилитов – продуктов эксаляционно-осадочного происхождения.

Вулканогенные образования аламбайского комплекса повсеместно метаморфизованы, тектонизированы, имеют тектонические ограничения и прорываются габброидами и метадолеритами среднекембрийско-раннеордовикской краснянской серии комплексов и, возможно, гипербазитами раннекембрийского верхнеаламбайского комплекса, с которыми объединяются в офиолитовую ассоциацию и входят в состав Аламбайской меланжевой зоны, совместно с верхнеаламбайскими серпентинитами слагая вещественную и структурную основу (матрикс) шалапского полимиктового меланжевого комплекса. По данным С.А.Родченко (2003) и других исследователей района, более древние кремнисто-карбонатные образования сунгайской последовательности свит (мишихинская, сунгайская, кедровская свиты) локализованы в аламбайских породах в виде мегаглыб и тектонических блоков.

Возраст аламбайского комплекса по стратиграфическому положению аламбайской свиты, корреляции с усть-анзасским комплексом Горной Шории и манжерокским комплексом Горного Алтая, в соответствии с Кузбасской серийной легендой (Бабин и др., 1999) и схемой корреляции [7] при определенной доле условности принимается как венд-раннекембрийский.

Помимо указанных метабазальтов, имеющих в большинстве случаев характеристики толеитов океанических островов, в некоторых тектонических пластинах отмечаются базальтоиды с иными петрохимическими характеристиками. Такие базальтоиды развиты в виде тектонических пластин в составе Ветрового и Пушкарского покровов. На диаграмме (рис. 3) метабазальты Ветловой и Пушкарской тектонических пластин попадают преимущественно в поле IAT – островодужных толеитов. По одной фигуративной точке - в полях OIA- андезитов океанических островов и CAB – известково-щелочных базальтов. Следовательно, в некоторых тектонических пластинах развиты метабазальты, имеющие доминирующие петрохимические показатели островодужной геодинамической обстановки.

Обсуждение результатов и выводы. На основании изложенных материалов выявлены фрагменты офиолитов разного происхождения и различных геодинамических обстановок формирования. Кумулаты гипербазит-базитового состава сформировавшиеся в океанических спрединговых центрах, тяготеют к восточной части Салаирского офиолитового пояса, а аналогичные кумулаты супра-субдукционного типа - к западной. Тектоническое расчленение единых когда-то офиолитов спредингового и супра-субдукционного типов привело к частому чередованию фрагментов двух типов офиолитов, где кумулаты тектонически отторжены от ассоциированных базальтоидов и комплексов «пластинчатых даек». Ранее считавшийся единым океанический аламбайский базальтовый комплекс требует пересмотра своего объема и выделения из его состава пушкарского метабазальтового островодужного. Разделение кумулатов и базальтоидов на самостоятельные юниты определяется не только с позиций офиолитовой проблематики, но и тем, что с различными офиолитами связаны свои типы оруденения.

Хорошо обнаженные и изученные меланжевые зоны офиолитов Албанид-Геленид показывают тесную ассоциацию с полигенетическими покровными пакетами, сформированными различной комбинацией тектонических и седиментогенных процессов, активно воздействующих на субдукцию зон в течение тектонического становления офиолитов. Субпелагический меланж включает тектонически эродированные и фрагментированные блоки субдуцируемой океанической плиты, так же как и материал, производный из передовой дуги в надвигающейся плите. Состав и петрология вулканитов, включенных в эти меланжи, сопровождается магматической активностью, развитой на ранней стадии генерации океанической литосферы (включая симаунты), взаимодействуя с конвергирующей обстановкой и, таким образом, консервируя информацию о формировании меланжа и его эволюции [10-11]. Так

комплекс Рубик (Албандиды) и меланж Авделла (Пиндос, Гелениды) являются типичными тектоно-осадочными меланжами, которые включают триас-юрские базальты с характеристиками COX (MORB) и близость с таковыми океанических островов. Это подтверждает, что они формировались путём инкорпорации океанического материала из субдуцируемой плиты. Агориани меланж (Отрис, Гелениды) произошёл в результате, главным образом, осадочных процессов и включает в себя базальтоиды N-MORB, щелочные OIB, бонинитовые класты и блоки, а также MORB/IAT промежуточные базальты. Весьма близкое строение и состав офиолитов с Салаирскими имеет офиолитовый комплекс Мирдита (Албания), где снизу вверх зарегистрированы: 1 - тектоно-седиментогенный комплекс; 2 - Западный пояс офиолитов, включающий мантийные лерцолиты, MORB, сформированные в обстановке SSZ, 3- Восточный пояс офиолитов, содержащих гарцбургиты, базальты с IAT характеристиками SSZ типа [8].

Литература

1. Агафонов Л.В., Борисенко А.С., Бедарев Н.П. и др. Минералы ЭПГ и других самородных элементов в коренных и россыпных источниках Центрального Салаира // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск, 2000, с. 125-130.
2. Гусев А.И. Золото-платинометалльное эксгальционно-осадочное оруденение в разрезах кембрия Горного Алтая, Салаира и Горной Шории // Алмазы, золото и платиноиды Красноярского края. Сборник научных трудов. Красноярск, 2000, с.128-130.
3. Гусев А.И. Рощенко В.А. Эксгальционно-осадочный рудогенез в разрезах кембрия и девона Горного Алтая, Салаира и Горной Шории. // Материалы Международной научно-технической конференции «Горно-геологическое образование в Сибири. 100 лет на службе науки и производства», Томск, 2001, с. 211-214.
4. Гусев А.И., Чернышов А.И., Гринёв Р.О. благороднометалльная минерализация в офиолитах Горного Алтая и Салаира // Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых. Труды Всероссийской научной конференции (с международным участием). Томск, 2005, с.483-486.
5. Исаков В.М., Жабин В.В., Соколов П.Н. и др. К вопросу о геодинамической типизации офиолитов Саяно-Алтайской области в связи с оценкой хромитоносности гипербазитов. – Сб.: Проблемы геодинамики и минерагении южной Сибири. Томск. 2000. с. 139-156.
6. Тишин П.А., Гертнер И.Ф., Краснова Т.С. и др. О динамике формирования тектонических структур северо-западного Салаира. – Сб.: Проблемы геодинамики и минерагении южной Сибири. Томск. 2000. с. 102-112.
7. Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 2000, 188 с.
8. Bortolotti V., Chiari M., Marcucci M et al. Comparison between Albanian and Greek ophiolites // 32-nd IGC, Florence 2004. Scientific Sessions: Abstracts (part 1). P.90.
9. Mullen E.D. MnO-TiO₂-P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // Earth Planet. Sci. Lett., 1983, v.62, p. 53-62.
10. Saccani E., Beccaluva L., Coltorti M., Siena F. Petrogenesis and tectono-magmatic significance of the Albanide-Hellenide Ophiolites // 32-nd IGC, Florence 2004. Scientific Sessions: Abstracts (part 1). P.373.
11. Saccani E., Photiades A. Tectono-magmatic significance of volcanic rocks from the Albanide-Hellenide ophiolitic mélange // 32-nd IGC, Florence 2004. Scientific Sessions: Abstracts (part 1). P.90.
12. Serri G., Saitta M. Fractionation trends of the gabbroic complexes from High-Ti and Low-Ti ophiolites and the crust of major oceanic basins: comparison // Ophioliti, 1990, v.5, № 2-3, p.241-264.
13. Suhr G., Seck H.A. The geochemical history of the mantle section of the Bay of Islands Ophiolite // Geophys. Research Abstracts. Nizza. 2003. V.5. p.03986.