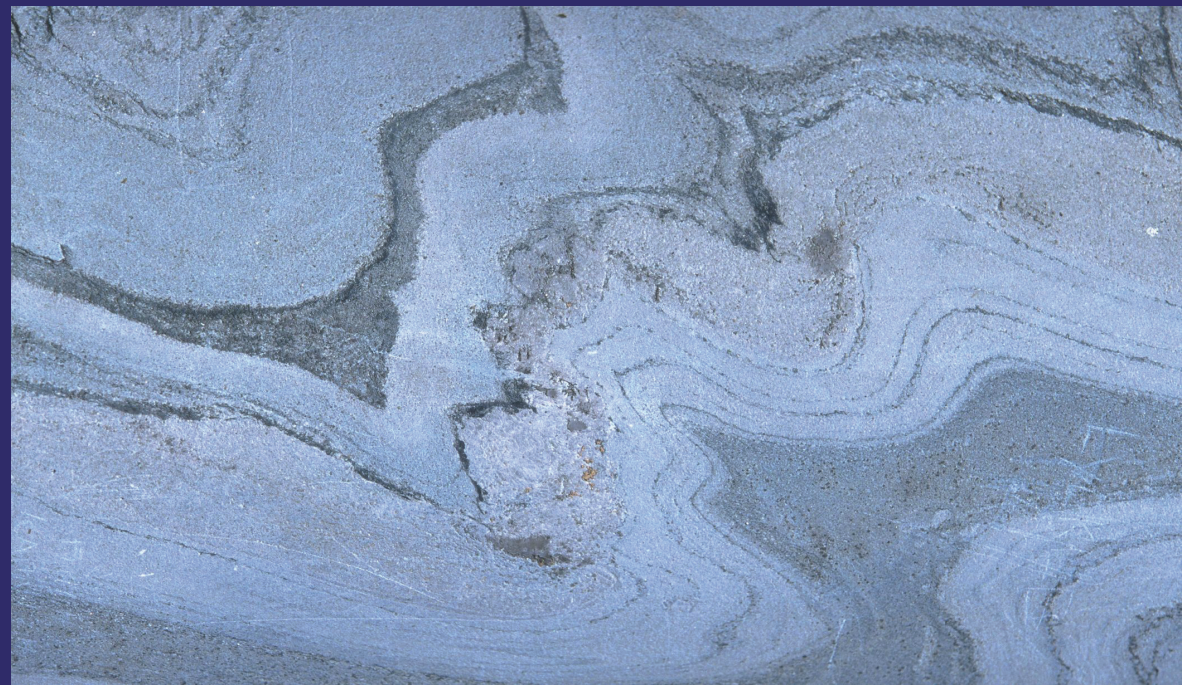
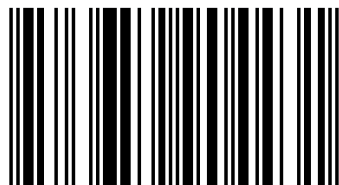


В книге рассмотрены проблемы геологии, петрографии, геодинамики и металлогении офиолитов Центрального Казахстана. Приводятся доказательства, что породы нижнепалеозойских офиолитовых триад (перидотиты, базальты и яшмы), картируемых в пределах аккреционных призм палеозойского Центрального Казахстана, не отражают состав палеозойской океанической коры, а представляют собой тектоническую смесь магматических пород островодужного происхождения и глубоководных океанических осадков, соскобленных с океанических плит, погружающихся в зоны субдукции. На основании геодинамических реконструкций доказывается террейновая тектоника складчатых структур мозаично-блокового типа Центрального Казахстана. На палинспастических реконструкциях показано приэкваториальное положение казахстанид в среднем и верхнем ордовике. Монография может представлять интерес для широкого круга специалистов в области естественных наук.

Офиолиты Казахстана



Владимир Григорьевич Степанец – доктор естественных наук, СНС ИПКОН, НАН РК, Караганда. Приглашенный профессор КарГТУ, Караганда, КНИТУ и КОУ, Алматы, Казахстан. Член редакционного совета журнала «Известия НАН РК. Серия геологии и технических наук». В настоящее время проживает в Германии.



978-3-659-90443-1

Степанец

Владимир Степанец

Офиолиты Казахстана Геология и геодинамика Том II

 **LAMBERT**
Academic Publishing

Владимир Степанец

Офиолиты Казахстана Геология и геодинамика Том II

Владимир Степанец

**Офиолиты Казахстана Геология и
геодинамика Том II**

LAP LAMBERT Academic Publishing

Impressum / Выходные данные

Bibliografische Information der Deutschen Nationalbibliothek: Die Deutsche Nationalbibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen Nationalbibliografie; detaillierte bibliografische Daten sind im Internet über <http://dnb.d-nb.de> abrufbar.

Alle in diesem Buch genannten Marken und Produktnamen unterliegen warenzeichen-, marken- oder patentrechtlichem Schutz bzw. sind Warenzeichen oder eingetragene Warenzeichen der jeweiligen Inhaber. Die Wiedergabe von Marken, Produktnamen, Gebrauchsnamen, Handelsnamen, Warenbezeichnungen u.s.w. in diesem Werk berechtigt auch ohne besondere Kennzeichnung nicht zu der Annahme, dass solche Namen im Sinne der Warenzeichen- und Markenschutzgesetzgebung als frei zu betrachten wären und daher von jedermann benutzt werden dürften.

Библиографическая информация, изданная Немецкой Национальной Библиотекой. Немецкая Национальная Библиотека включает данную публикацию в Немецкий Книжный Каталог; с подробными библиографическими данными можно ознакомиться в Интернете по адресу <http://dnb.d-nb.de>.

Любые названия марок и брендов, упомянутые в этой книге, принадлежат торговой марке, бренду или запатентованы и являются брендами соответствующих правообладателей. Использование названий брендов, названий товаров, торговых марок, описаний товаров, общих имён, и т.д. даже без точного упоминания в этой работе не является основанием того, что данные названия можно считать незарегистрированными под каким-либо брендом и не защищены законом о брендах и их можно использовать всем без ограничений.

Coverbild / Изображение на обложке предоставлено: www.ingimage.com

Verlag / Издатель:

LAP LAMBERT Academic Publishing

ist ein Imprint der / является торговой маркой

OmniScriptum GmbH & Co. KG

Bahnhofstraße 28, 66111 Saarbrücken, Deutschland / Германия

Email / электронная почта: info@omniscryptum.com

Herstellung: siehe letzte Seite /

Напечатано: см. последнюю страницу

ISBN: 978-3-659-90443-1

Copyright / АВТОРСКОЕ ПРАВО © 2016 OmniScriptum GmbH & Co. KG

Alle Rechte vorbehalten. / Все права защищены. Saarbrücken 2016

ОГЛАВЛЕНИЕ	Стр.
ПРЕДИСЛОВИЕ ОТВЕТСТВЕННОГО РЕДАКТОРА	2
ПРЕДИСЛОВИЕ	4
ГЛАВА 1	
МЕТОДИКА ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА	5
ТЕРМИНОЛОГИЯ И ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ ОФИОЛИТОВ	8
ГЛАВА 2	
ОБЗОР ЭВОЛЮЦИИ ВЗГЛЯДОВ НА ГЕНЕЗИС И ТЕКТОНИЧЕСКУЮ ПОЗИЦИЮ ОФИОЛИТОВ КАЗАХСТАНА	13
ГЛАВА 3	
ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ОФИОЛИТОВ ТЕКТУРМАССКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ	19
ГЛАВА 4	
АГАДЫРСКАЯ СИСТЕМА ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОКРОВОВ	53
ГЛАВА 5	
«ОФИОЛИТЫ» НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ СЕВЕРНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ НЕ ОТРАЖАЮТ СОСТАВ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО	61
ГЛАВА 6	
ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЖОНГАРСКОГО АЛАТАУ (ИСТОЧНИКИ CU-NI-PGE ОРУДЕНЕНИЯ)	91
ГЛАВА 7	
ПОРОДОБРАЗУЮЩИЕ КЛИНОПИРОКСЕНЫ, АКЦЕССОРНЫЕ И РУДНЫЕ ХРОМШПИНЕЛИДЫ КАК ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ НАДСУБДУКЦИОННЫХ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВ	103
ГЛАВА 8	
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ РАЗВИТИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА	126
ВМЕСТО ЗАКЛЮЧЕНИЯ	174
ЛИТЕРАТУРА	176

ПРЕДИСЛОВИЕ ОТВЕТСТВЕННОГО РЕДАКТОРА

Предлагаемая к изданию работа В.Г. Степанца представляет интерес как первое в имеющейся литературе разностороннее и полное изложение геологических и геохимических материалов по офиолитовым комплексам Казахстана, которые развиты в пределах палеозойского складчато-надвигового пояса аккреционного типа. Возможно, этот регион наилучшим образом представляет ювенильную континентальную кору именно раннепалеозойского этапа земной истории.

Структура монографии включает принятые автором определения основных понятий и методологические подходы, историю вопроса в региональном плане, полное изложение геологических данных, вместе с аналитическими материалами и датировками (главным образом палеонтологическими, но также изотопными), а затем или по мере необходимости – построение и обсуждение моделей становления офиолитовых комплексов. Здесь важно отметить обилие собственно геологических материалов, полученных лично автором или при его участии в те времена, для которых общим стилем работы было комплексное изучение региональной геологии и, разумеется, планомерное картирование. Последний вариант книги появился после долгой переработки первоначальной рукописи, в процессе которой постепенно отсекались детали геологических реалий Казахстанского региона и, наоборот, становились более подробными разработки различных моделей взаимодействия литосферных плит. При этом за рамками монографии осталась большая часть палеонтолого-стратиграфических материалов и их обсуждение. Может быть, это сделало содержание книги более однородным и тематически ориентированным. Все же стоит отметить, что исследовательская работа В.Г. Степанца проведена с хорошим биостратиграфическим обоснованием и в постоянном контакте со специалистами по палеозойской фауне, а это бывает не всегда и в данном случае должно повысить доверие читателя к опорным датировкам и корреляциям на их основе. В некоторых случаях, особенно при рассмотрении структуры аккреционных призм, обосновании аллохтонного положения офиолитовых и других комплексов, такие данные остаются решающими.

Большое, если не главное внимание в книге уделено минералогии, геохимии и генезису ультрабазитов, в связи с их установленным или возможным экономическим значением и прежде всего с содержанием хромитов и платиноносностью. Химическая аналитика по минералам ультрабазитов получена в последнее время и современными средствами. Автор предлагает и обсуждает модель надсубдукционного процесса, в которой большая роль отводится хлоридам океанской воды, содержащимся в осадке субдуцирующей океанской коры и меняющим состав флюидов мантийного диапира. Подробно рассматривается также вопрос о причинах различий в составе надсубдукционных ордовикских магматитов: главными

причинами различий автор считает скорость субдукции и опять же содержание хлора в надсубдукционных расплавах.

Подробно продумана и представлена общая палинспастическая реконструкция палеозойского, особенно каледонского этапа истории, которая завершает характеристику раннепалеозойских событий в регионе. В целом вывод о преобладающем энсиалическом характере островных дуг региона не вызывает возражений: правда, рассуждения о северных или южных приэкваториальных широтах для Казахстанских дуг в общем остаются неопределенными и показывают недостаток критически важного палеомагнитного материала.

Много внимания уделяет автор сравнению казахстанских офиолитов с современными или кайнозойскими океанскими объектами, главным образом через количественные геохимические характеристики. Это обычное и обязательное требование к работам подобного рода.

Однако есть сомнения в том, что диаграммы и размещение точек на их полях сами по себе не содержат ответа на геологические вопросы. Реальные геохимические характеристики окраинных морей, E- и N-базальтов срединных хребтов, островных дуг и пр. наверняка перекрываются и к тому же могут зависеть не только от собственно геодинамической обстановки. Может быть, совместное нахождение фрагментов «разных» по предполагаемой геодинамике офиолитов как раз и объясняется таким перекрытием признаков?

Другие замечания, сделанные в процессе редактирования, автором в основном учтены и исправления сделаны.

Теперь стоит отметить прекрасную иллюстрированность книги оригинальными картами, схемами, диаграммами. Все же одно соображение я бы хотел оставить. В литературе на русском языке давно устоялось написание многих известных географических названий, для которых изменение транскрипции создало путаницу. Многим читателям за пределами Казахстана надо будет объяснять, что Бозшаколь – это Бошекуль, Предшынгызые находится вблизи хребта Чингиз, а Джунгарию надо теперь искать в словаре на другую букву.

В небогатой литературе по геологии бывших республик СССР монография В.Г. Степанца – одно из наиболее содержательных и насыщенных новым материалом изданий.

Г.С. Бискэ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая монография посвящена проблемам геологии офиолитов Центрального Казахстана, в ней освещены вопросы вещественного состава и тектонической позиции офиолитов, расчленения их на комплексы, геохимических особенностей, генетических связей и структурных взаимоотношений между ними, возраста и временных соотношений между различными членами офиолитовой триады. Проведен сопоставительный анализ офиолитов различных структурно-формационных зон и даны возможные реконструкции геодинамических обстановок их формирования. Анализ собранного материала свидетельствует о том, что офиолиты Центрального Казахстана, особенно массивов Базарбай, Толпак и Караулшеку, являются благоприятными объектами для изучения магматических процессов, протекающих в надсубдукционных зонах на уровне глубин, недоступных для изучения в актуалистических аналогах.

В монографии уделяется внимание описанию стратиграфии кремнисто-вулканогенных комплексов, анализу геохимических данных, построению геодинамической модели развития палеозойского Центрального Казахстана и проблеме происхождения мантийных магм над зонами субдукции, основанных на полевых и камеральных исследованиях, выполненных автором за период с 1984 по 2013 гг., а также использованы материалы, опубликованные в последние годы П.В. Ермоловым [Ермолов, 2013] и К.Е. Дегтяревым [Дегтярев, 2013].

Материал, изложенный в монографии, собран автором в процессе геологического доизучения масштаба 1:50 000 территории листов Майкаинского рудного района в 1977-85 гг., тематических исследований структурного положения и вещественного состава ультрамафитов Майкаин-Кызылтасского района в 1984-88 гг., при разработке схемы биостратиграфического расчленения нижнепалеозойских кремнисто-вулканогенных отложений Алкамерген-Жиландинского и Майкаин-Кызылтасского районов в 1988-91 гг., в период подготовки к рабочему совещанию «Офиолиты Казахстана» [Ермолов и др., 1990], в процессе составления геодинамической карты Центрального Казахстана [Антонюк и др., 1995], а также в период проведения палеомагнитных исследований в 2002 г. под эгидой Мюнхенского университета.

Детальное геологическое картирование основных выходов пород офиолитовой ассоциации сопровождалось сбором органических остатков, отбором проб для петрологических, палеомагнитных, хроматографических и изотопных исследований. Автором в равной степени были геохимически изучены как плутонические, так и вулканогенные составляющие офиолитов.

Микрозондовые исследования породообразующих и аксессуарных минералов были выполнены в лабораториях МГУ, ИГН НАН РК, БО АН СССР. Палеомагнитные исследования были проведены сотрудниками ИФЗ АН СССР под руководством Д.М. Печерского. Определение абсолютного возраста выполнено в лаборатории ГЕОХИ АН СССР Е.В. Бибиковой и Т.В. Грачевой. Хроматографические исследования выполнены в лаборатории ИГН АН КазССР под руководством Г.С. Букурова.

ГЛАВА 1

МЕТОДИКА ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Петрогенные компоненты и элементы-примеси были определены в ЦХЛ ПГО «Центрказгеология» и ГЕОХИ РАН, состав породообразующих и аксессуарных минералов изучен в МГУ, ИГН АН КазССР и БО АН СССР. Палеомагнитные исследования были проведены сотрудниками ИФЗ АН СССР. Исследования методом высокотемпературной газовой хроматографии осуществлены в Карагандинском отделении ИГН НАН РК. Все виды анализов были выполнены по одним и тем же образцам, что позволило провести корреляцию данных, полученных различными методами. Опробование проводилось, как правило, по профилям в крест простираения комплексов, что позволило проследить петрогеохимическую эволюцию пород офиолитовой ассоциации в пространстве и во времени.

Атомно-абсорбционным, рентгенофлуоресцентным и количественным спектральными методами в вулканитах было изучено распределение редкоземельных элементов (REE – Y, La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu), литофильных элементов с высокозаряженными ионами (HFSE – Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, Tb), с крупными ионными радиусами (LILE – K, Rb, Ba, Sr) и рудных элементов (Co, Ni, Cr). Выбор REE и HFSE был определен тем, что они по существу неподвижны [Toksöz & Bird, 1977 и многие другие], а Y и Yb неподвижны и при высоких давлениях флюидов [Kilian, 1997].

Сопоставительный анализ элементов-примесей в магматических породах производился путем их нормализации по базальтам N-типа COX (NMORB): Rb (1), Ba (12), K (830), Sr (136), La (3), Ce (10), Ta (0.17), Nb (2.5), P (570), Hf (2.5), Zr (88), Ti (8400), Eu (1.2), Y (35), Ni (138), Cr (290) [Terney et al. 1981; Сондерс и др., 1987], хондриту: La (0.378), Ce (0.976), Sm (0.230), Eu (0.0866), Tb (0.0589), Yb (0.249), Lu (0.0387), Ta (0.022) [Anders & Grevesse, 1989], примитивной мантии: Rb (0.6), Ba (6.600), Th (795), Nb (0.658), U (0.0203), La (0.648), Ce (1.675), Pb (0.150), Sr (0.0199), Sm (0.406), Zr (10.5), Hf (0.283), Eu (0.154), Ti (1205), Gd (0.544), Dy (0.674), Y (4.3), Er (0.438), Lu (0.675), Cr (2625), Ni (1960) [McDonough et al., 1991]; содержания всех элементов-примесей приведены в г/г.

Анализы кривых, нормализованных по NMORB, примитивной мантии и отношений элементов-примесей (La/Nb, Ta/Nb, La/Ta, La/Yb и др.) оказались более информативными [Сондерс и др., 1987], чем сопоставления абсолютных уровней концентрации Sr–Y и отношений Zr/Y–Zr [Pearce et al., 1981], Zr–Ti/100–Y*3 [Pearce & Cann, 1973].

Крайне продуктивным является использование диаграммы Th–Nb/16–Hf/3 [Wood, 1980], которая позволяет однозначно отделять вулканы островодужных систем западно-тихоокеанского типа от вулканитов активных континентальных окраин восточно-тихоокеанского типа.

При отсутствии элементов-примесей целесообразно использовать диаграмму $10 \cdot \text{MnO} - 10 \cdot \text{P}_2\text{O}_5 - \text{TiO}_2$ [Mullen, 1983], которая довольно четко классифицирует вулканы по содержанию фосфора. Низкофосфористые вулканы характеризуют магматические комплексы западно-тихоокеанских островодужных систем, а высокофосфористые вулканы широко представлены в пределах активных континентальных окраин.

В случае отсутствия данных по элементам-примесям целесообразно использовать дискриминанту $D1 = 2.36 (\text{SiO}_2 + 15.61 \text{TiO}_2 + 1.35 \text{Al}_2\text{O}_3 - 0.80 \text{FeO} - 3.17 \text{MnO} + 3.19 \text{MgO} + 2.34 \text{CaO} + 21.35 \text{Na}_2\text{O} - 29.15 \text{K}_2\text{O})$ [Дмитриев и др., 1999], где $D1 = 255$ является границей раздела плюмовой <255> спрединговой ассоциаций. В поле состава плюмовых ассоциаций ложатся также вулканы островодужных комплексов, характеризуясь при этом более низкими значениями дискриминанты D1, что согласуется с представлениями В. Хофманна [Hofmann, 1997] о природе образования плюмовых ассоциаций.

В поле спрединговых ассоциаций, но при более высоких значениях D1, ложатся базальты задуговых спрединговых бассейнов. Величины дискриминанты D1 хорошо коррелируются с Na(8) [Klein & Langmuir, 1987; Plank & Langmuir, 1998].

Диаграмма отношений Nb/Y–Nb/Zr идентифицирует базальты океанических островов (OIB) и вулканы суперплюмов, а на диаграммах Zr/Nb–Nb и Y/Zr–Nb/Zr [Tatsumi et al., 1998] хорошо разделяются тренды фракционирования вулканитов внутриокеанических островных дуг, вулканоплутонических поясов переходной области океан-континент, а также плюмовые ассоциации.

Степень частичного плавления мантийных шпинелевых перидотитов оценивалась по величине хромистости первичной шпинели в них: $F = 10 \cdot \ln(\text{Cr}\#) + 24$ [Hellebrand et al., 2001], где F – степень частичного плавления мантийного вещества, в %.

Геохимическая природа некоторых реперных элементов-примесей дана по материалам [Pearce et al., 1984; Hofmann et al., 1986; Сондерс, Тарни, 1987; Jenner et al., 1991; Kilian, 1997; Kerrich et al., 1999].

Ni, Co, Cr – совместимые (когерентные) элементы. Ni (Co) преимущественно входит в оливин. Cr входит в хромшпинель и клинопироксен. Их высокие концентрации показывают малую степень фракционирования исходной магмы.

V, Ti – несовместимые элементы на ранних этапах фракционирования, но сильно совместимы с ильменитом и титаномагнетитом. Раздельное поведение отражает появление самостоятельной фазы титана.

Zr, Hf – сильно несовместимые элементы. Должны постоянно накапливаться при фракционировании.

Ba, Rb – несовместимы до появления минералов калия (калиевый полевой шпат, слюды – биотит, роговая обманка).

Rb предпочитает слюды и Fsp. По K/Ba отношению можно выявить появление K-фаз.

Ba – характеризует уровень плавления океанических осадков.

Sr – замещает Ca в плагиоклазе (но не в клинопироксене). По уровню концентрации Sr оценивают глубину фракционирования магматического резервуара.

REE – гранат преимущественно накапливает тяжелые REE. Ортопироксен и роговая обманка имеют тот же эффект, но в меньшей степени. Сфен и плагиоклаз содержат преимущественно легкие REE.

Eu²⁺ – преимущественно накапливается в плагиоклазе.

Y – несовместимый (на уровне HREE). Преимущественно входит в гранат и амфибол. Сфен и апатит также могут концентрировать Y.

Th – относительно малоподвижный при изменении базальтов под воздействием морской воды. Ta – определяется с большой точностью. Оба элемента можно определить с большой точностью нейтронно-активационным методом.

Nb, Yb – неподвижны, а Ta–Nb минимум в островодужных вулканитах указывает, что мантийный резервуар над активной зоной субдукции не подвергается метасоматическому обогащению за счет подтоков снизу, из глубинных слоев мантии,

поскольку литосферная плита служит физическим барьером на пути поднимающихся флюидов.

Высокие содержания Ti и Nb говорят в пользу участия в расплаве компонентов рециклированного субдущированного слэба (океанической коры).

$Ta-Nb$ минимум относительно (U) La , Th и Pb считается характерным для базальтов, сформированных в надсубдукционных обстановках с участием матери-ала континентальной коры.

Крайне низкие концентрации Mg , Ni , Cr и Co указывают на высокую степень дифференциации исходной магмы, что может быть обусловлено повторным примитивным плавлением астеносферной мантии под воздействием надсубдукционных флюидов, отделяющихся от океанической плиты.

Участие морской воды в магматических процессах, протекающих над зоной субдукции, подтверждается присутствием короткоживущего космогенного изотопа ^{10}Be (бериллия).

ТЕРМИНОЛОГИЯ И ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ ОФИОЛИТОВ

Впервые термин «офиолиты» был предложен французским геологом А. Броньяром [Brongniart, 1813, 1821] для магматических пород (перидотитов, габбро, диабазов и вулканогенных пород), образующих серпентинитовый меланж в Северных Апенниннах. Впоследствии Г. Хесс [Hess, 1955] назвал сочетание перидотитов (серпентинитов), диабаз-спилитов и кремнистых пород, ранее детально описанное Г. Штейнманном [Steinmann, 1927], «штейнмановской триадой», образование которой он генетически связывал с магматическими процессами, протекающими на дне океана.

Благодаря интенсивному развитию в 60-е годы прошлого столетия основных положений тектоники литосферных плит [Hess, 1960], заложенных еще в начале двадцатого столетия немецким метеорологом А. Вегенером [Wegener, 1912], офиолиты стали интерпретировать как реликты океанической коры геологического прошлого [Dietz, 1963; Gass, 1968; Пейве, 1969].

Такое понимание природы офиолитов дало основание, рассматривать зоны серпентинитовых меланжей в пределах Урало-Монгольского позднепротерозойско-палеозойского покровно-складчатого пояса как реликты структур Палеоазиатского (далее Палеоазиатского) океана [Зоненшайн и др., 1990; Короновский, Якушова, 1991; Dobretsov et al., 1995; Печерский, Диденко, 1995].

Офиолиты [Колман, 1979], в соответствии с решением Пенроузской конференции 1972 г., – это характерная ассоциация основных и ультраосновных пород, характеризующаяся слоистым строением и отражающая эволюцию становления океанической коры геологического прошлого. Термин «офиолиты» не может быть использован как название породы или стратиграфического подразделения при картировании. В полной офиолитовой серии снизу вверх представлены следующие типы пород: Ультрабазитовый комплекс, состоящий из гарцбургитов, лерцолитов и дунитов в различных количественных соотношениях, обычно обладающих тектоническими текстурами и более или менее серпентинизированных. Габброидный комплекс с кумулятивными текстурами и структурами, обычно с перидотитовыми и пироксенитовыми кумулятами, как правило, менее деформированными по сравнению с породами ультрабазитового комплекса. Комплекс параллельных даек основного состава. Основной вулканический комплекс сложен обычно подушечными лавами. Ассоциирующиеся типы пород представлены: 1) перекрывающими осадками, обычно включающими пачку ленточных кремнистых пород с тонкими прослоями глинистых сланцев и небольшим количеством известняков, 2) линзовидными телами хромитов, обычно приуроченными к дунитам, 3) натровыми лейкократовыми интрузивными и эффузивными породами.

Однако следует отметить, что исключительно океаническая гипотеза происхождения офиолитов еще в начале 70-х годов прошлого столетия, в период ее наивысшей популярности, была подвергнута критике [Ewart & Bryan, 1972; Miyashiro, 1973]. Впоследствии, основываясь на петрографическом, петрохимическом и формационном анализе, было показано, что офиолиты формируются в различных геодинамических обстановках: срединно-океанических хребтах (MOR); пронизаемых зонах трансформных разломов (TF); окраинных морях (RM); срединговых задуговых бассейнах (BAB) и в фундаменте островных дуг (ARC) [Miyashiro, 1973; Bessaluva et al., 1979; Bessaluva, 1987; Пирс и др., 1987 и др.].

Л. Бессалува [Bessaluva, 1987] предложил классифицировать офиолиты по уровню содержания в них титана. Наиболее достоверными актуалистическими эквивалентами высокотитанистых офиолитов являются магматические образования MOR и RM. Низко и особо низкотитанистые офиолиты отражают состав магматических серий ARC и BABB.

Дж.А. Пирс с соавторами [Пирс и др., 1987] подразделили офиолиты на два типа: офиолиты MOR и офиолиты, формирующиеся над зоной субдукции (SSZ). Последние отличаются от офиолитов COX не только пониженными концентрациями Ti, Cr и Y в базальтоидах, но также большей истощенностью мантийных перидотитов. Кумулятивные породы плутонических офиолитов SSZ и MOR характеризуются различной последовательностью кристаллизации минеральных пара-

генезисов. В офиолитах SSZ клинопироксен и ортопироксен кристаллизуются раньше плагиоклаза, тогда как в офиолитах MOR первым кристаллизуется плагиоклаз.

Автор рассматривает офиолиты как единую вулканно-плутоническую ассоциацию кислых-основных-ультраосновных пород, обладающих субслоистым строением, образовавшихся в результате последовательного развития комплементарных эффузивных и плутонических комплексов, члены которых связаны взаимопереходами и формируются в пределах единого тектономагматического цикла, в длительный промежуток времени, в различных геодинамических обстановках.

Все остальные фрагменты офиолитовых комплексов, не обладающие слоистым строением, сформированные в различных геодинамических обстановках и впоследствии тектонически совмещенные в единые пакеты, отнесены к офиолитовым террейнам [Степанец, 1990].

Впервые термин «террейн» был предложен П.Ю. Коней [Coney et al., 1980] для экзотических блоков континентальной коры, перемещенных в область активной окраины континентов, а несколько позже более детально они были описаны в работах [Sengör et al., 1981; Monger et al., 1982, 1985; Миясино и др., 1985].

Значительно позже [Dilek et al., 1988; Степанец, 1990; Соколов, 1997; Соловьев и др., 1997, 2001] к террейнам стали относить структуры, характеризующиеся неоднородностью коры (офиолиты, вулканические острова, поднятия, микроконтиненты, осколки кратонов, островные дуги), широко развитые у северного обрамления современной Пацифики, а также в пределах покровно-складчатых областей современных континентов.

Проблема понятия термина «террейн» также неоднократно освещалась в работах [Moore, 1991; Зоненшайн, Кузьмин, 1993; Nokleberg et al., 1994].

Согласно теории тектоники литосферных плит [Hess, 1960 и многие другие], современная литосфера планеты Земля разбита на семь или восемь основных тектонических (литосферных) плит и много мелких плит, которые ограничены зонами сейсмической, вулканической и тектонической активности – границами плит. Движение этих плит относительно друг друга бывает трех видов: схождение (конвергенция); расхождение (дивергенция), а также сдвиговые перемещения. В геологической истории Земли литосферные плиты постоянно меняют свои очертания, они могут раскалываться в результате рифтинга и спаиваться, образуя единую плиту в результате коллизии. Литосферные плиты также могут тонуть в мантии планеты, достигая глубины внешнего ядра [Hofmann, 1997].

Границы древних тектонических плит, как правило, маркируются серпентинитовыми меланжами. В книге использована классификация серпентинитовых меланжей, разработанная А.В. Пейве и его коллегами [Пейве и др., 1974] и дополненная С.А. Куренковым [Куренков, 1983]. Согласно их представлениям, серпентинитовые меланжи подразделяются на мономиктовый, олигомиктовый и полимиктовый. Мономиктовым называется такой меланж, в составе которого тектонически перемешаны в основном породы базит-гипербазитового состава. Олигомиктовый меланж состоит из тектонических отторженцев и пород базит-гипербазитового состава. Полимиктовый меланж характеризуется наличием тектонических блоков самого различного состава, в том числе и экзотических пород, неизвестных в автохтонном залегании.

По петролого-геохимическим индикаторным признакам офиолиты Центрального Казахстана подразделены на пять групп – океанические, окраинно-морские, спредингово-задуговые, островодужные и преддуговые.

Океанические и окраинно-морские офиолиты, как правило, не содержат рудных скоплений хромитов, а их вулканические составляющие отвечают примитивным базальтам. Они формируются из «сухих» мантийных магм и недонасыщены кремнеземом.

Спредингово-задуговые офиолиты, в отличие от океанических, содержат рудные сегрегации хромитов, а их вулканические члены по составу отвечают как примитивным, так и дифференцированным базальтоидам; преобладают спилит-офиолиты. Такие комплексы формируются в процессе флюидно-магматической дифференциации мантийных магм, насыщенных хлоридным флюидом, о чем свидетельствует присутствие титанистого амфибола (керсутита) и циркона в габброидах, а также рудных сегрегаций высокомагнезиальной шпинели в дунитах.

Преддуговые офиолиты, в отличие от спредингово-задуговых, содержат рудные скопления титаномагнетитов, перидотиты обогащены иттрием, их вулканические комплексы отвечают низкоглиноземистым примитивным вулканитам. «Сухие» мантийные магмы таких комплексов фракционируют по боуэнсовскому типу в условиях низкого давления и медленного охлаждения магматического расплава. Их plutonic комплексы нередко содержат субвулканические тела железистых бонинитов (бонинит-офиолиты) или низкожелезистых караулшекитов (караулшекит-офиолиты).

К надсубдукционным plutonic комплексам также отнесены породы норит-кортландитового комплекса, с которым генетически связаны сульфидно-никелевые руды, содержащие металлы платиновой группы, пространственно и генетически ассоциирующей с платиноносным пикрит-базальтовым комплексом.

По-видимому, такие комплексы отражают тектоно-магматические процессы, протекающие в пределах сиалических задуговых бассейнов. Хромшпинель таких комплексов обогащена оксидом цинка.

Породы субщелочного дунит-верлит-клинопироксенитового комплекса отражают начальную стадию развития сиалических островодужных систем. Их титаномагнетитовые и апатитсодержащие клинопироксениты характеризуются наличием малосульфидного золото-платино-палладиевого оруденения.

Сокращения, принятые в тексте. Ti-Mt – титаномагнетит; Crт – хромшпинель; PM – примитивная мантия (на время 4,5 млрд. лет); PHEM (Primitive Helium Mantle) – наиболее примитивный состав мантии, сохранившийся с самой ранней стадии развития Земли; LM – нижняя мантия; UM – верхняя мантия; DM – деплетированная мантия; EM – обогащенная мантия; NMORB – базальты N-типа срединно-океанических хребтов; TMORB – переходные; EMORB – обогащенные Nb, Ta, Ce, K, P базальты; OIB – базальты океанических островов; BON – бониниты, Mg – марианиты; CAB – известково-щелочные вулканиты; SABt – шошонит-абсарокит-банакиты; Fe# – железистость; Mg# – магнезиальность; Cr# – хромистость; Fe³⁺# – степень окисления железа; med-Ti – среднетитанистые; high-Ca – высококальциевые; low-Ca – низкокальциевые; high-N андезиты – андезиты, содержащие высокие концентрации галогенов; HFSE (High Field Strength Element) – элементы с высокозаряженными ионами; REE (Rare Earth Element) – редкоземельные элементы; LILE (Large-Ion Lithophile Elements) – крупноионные литофильные элементы.

ГЛАВА 2

ОБЗОР ЭВОЛЮЦИИ ВЗГЛЯДОВ НА ГЕНЕЗИС И ТЕТОНИЧЕСКУЮ ПОЗИЦИЮ ОФИОЛИТОВ КАЗАХСТАНА

Первые сведения о наличии ультраосновных пород в пределах складчатых структур мозаично-блокового типа Центрального Казахстана принадлежат А. Краснопольскому (1900), Н.Г. Кассину (1931), Д.С. Коржинскому (1932), Г.Н. Водорезову (1933), которыми были описаны почти все известные ныне серпентинитовые пояса. И.И. Бок (1945) сопоставил окремненные змеевеки с породами никеленосной коры выветривания серпентинитов Урала и сделал прогноз о наличии в Казахстане силикатных месторождений никеля и кобальта. В дальнейшем Д.Д. Пономаревым (1952), Р.П. Седачем (1960), П.В. Спицыным (1964) были исследованы и подсчитаны запасы никель-кобальтовых руд.

Первой петрографической сводкой по ультрамафитам и ассоциирующим с ними породам Центрального Казахстана была работа И.Ф. Трусовой (1948), в которой отмечается присутствие тел габбро, диоритов и плагиогранитов среди серпентинитов, приуроченность серпентинитов к границе нижней эффузивной и верхней яшмо-кварцитовой толщ. Формирование серпентинитовых поясов связывалось с внедрением ультраосновной и основной магм в зоны глубинных разломов. Ссылаясь на работы Н.А. Штрейса (1940), И.Ф. Трусова относит вмещающие породы серпентинитовые пояса к ордовику, тем самым, определяя возраст ультрамафитов как ордовик, а весь комплекс пород (перидотиты, базальты и яшмы) сопоставляет с офиолитовой триадой Г. Штейнманна [Steinmann, 1927]. Р.А. Борукаев [Борукаев, 1955], Н.П. Михайлов [Михайлов, 1962, 1971], А.Р. Квятковский [Квятковский, 1973] и многие другие геологи-съемщики придерживались аналогичной точки зрения, выделяя в составе серпентинитовых поясов разновозрастные раннепалеозойские габбро-перидотитовые интрузии. Противоречивые выводы о возрасте базит-гипербазитов были обусловлены тем, что их возраст основывался на времени формирования вмещающих толщ, которые на этой стадии исследований датировались, при отсутствии находок информативной микрофауны, то нижним палеозоем [Богданов, 1955], то докембрием [Борукаев, 1955; Антонюк, 1971].

Тектоническая позиция пород офиолитовой триады в пределах складчатых поясов мозаично-блокового типа также интерпретировалась неоднозначно. Ю.А. Зайцев [Зайцев, 1984], Е.И. Паталаха и В.А. Белый [Паталаха и др., 1977] считали, что офиолиты Казахстана являлись автохтонными образованиями, а серпентинитовые пояса представляли собой линейные мантийные диапиры, которые неоднократно протрудировали в палеозое.

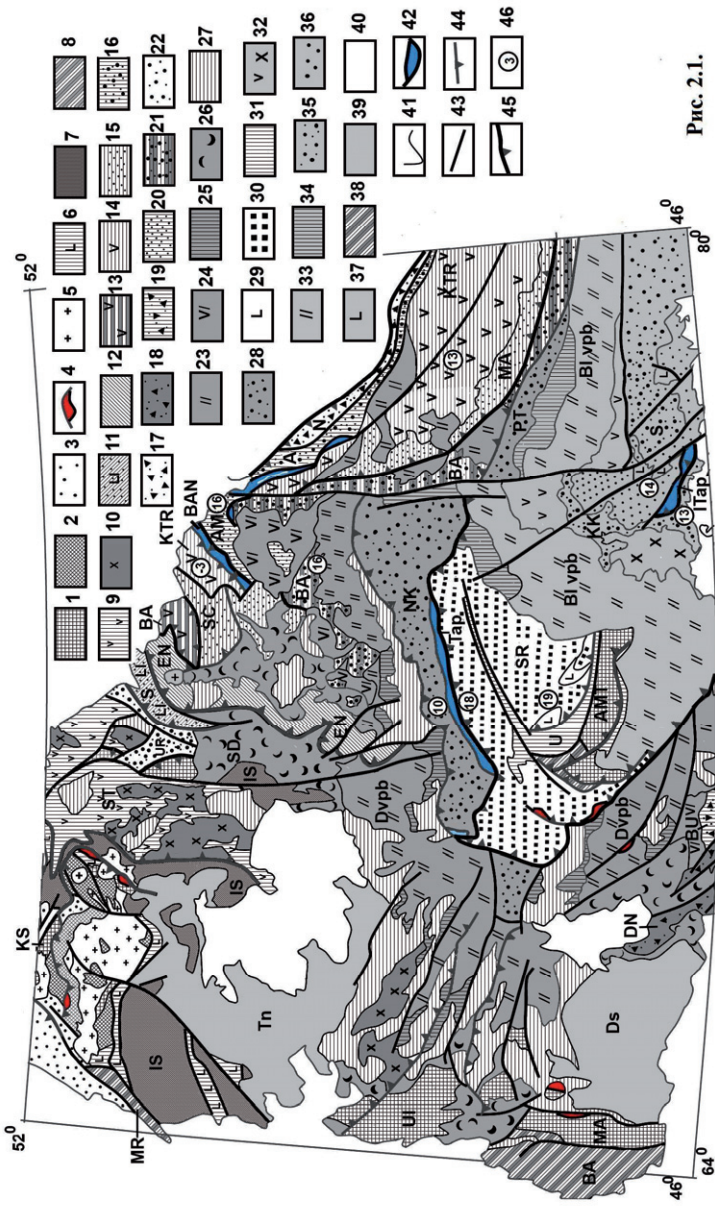


Рис. 2.1.

Рис. 2.1. Геодинамическая схема Центрального Казахстана, составлена по материалам [Объяснительная..., 1981; Тектоническая карта, 1985; Steraneis, 1993; Антонюк и др., 1995; Никитин, 2002] с изменениями и дополнениями автора.

1 – террейны докембрийских микроконтинентов; 2 – метаморфические комплексы; 3 – кварциты; 4 – платиноносные и алмазонаосные мафит-ультрамафитовые комплексы; 5 – гранитоиды; 6 – Никольско-Бурлукский континентальный рифт (O_1); 7-8 – комплексы пассивных континентальных окраин: 7 – Ишимская, 8 – Байканурская; 9 – Степнякская рифтогенная пассивная окраина ($O_{2,3}$); 10 – гранитоиды крыккудукского комплекса; 11 – Селетинский окраинный бассейн (C_1-O_3); 12 – Ерейментау-Ниязский кристаллический массив ($Pr-O_3$); 13 – Бозшаколь-Ащикольская островодужная система (C_1-O_3); 14 – Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайский вулканоплутонический пояс (C_1-S_1); 15 – Шакиан-Маялжен-Арсаланский задуговой бассейн (C_1-S_1) и Агырек-Арсаланская аккреционная призма (O_3); 16 – Богембай-Аркалыкский преддуговой прогиб (O_{1-3}); 17 – Найманжальская аккреционная призма (C_2-O_3); 18 – Джалаир-Найманская аккреционная призма; 19 – Бурунтауская аккреционная призма; 20 – Ангренсор-Майкаинский задуговой прогиб; 21 – Баянаул-Ақишатауский преддуговой прогиб; 22 – Ирадырский преддуговой прогиб (C_1-O_3); 23-25 – Девонская активная континентальная окраина ($D_{1,3}$): 23 – последовательно дифференцированная базальт-андезит-риодацитовая ($D_{1,3}$) и 24 – андезибазальт-риолитовая (D_{1-3}) и сопутствующие им интрузии; 25 – рифтогенная контрастная базальт-риолитовая ($D_{2,3}$), 26 – Шидертинский задуговой бассейнов (S_1-D_2); 27 – внутриконтинентальные моря и лагуны 28 – Нурынско-Карасорский и Предишынгызский преддуговые бассейны (O_3-D_3); 29-30 – Сарысуйское окраинное море (O_3-S_1); 31 – Успенский внутриконтинентальный рифт (D_3-P); 32-34 – Балхаш-Илийский вулканоплутонический пояс (C_1-P_1): 32 – андезибазальтовый ($C_{1,2}$) и 33 – риодацитовый (C_1-P_2) комплексы и сопутствующие им интрузии, 34 – рифтогенная контрастная базальт-риолитовая (P_1); 35 – Кентарлау-Котанбулакский (D_1-C_1) и Саяжский (D_1-P_1) преддуговые бассейны; 36-37 – Тюретайское окраинное море; 38 – Марьенский континентальный рифт (C_1-T_2); 39 – Тенизская и Джебказганская континентальные лагуны; 40 – континентальные депрессии и долины; 41 – границы формационных комплексов; 42 – аккреционные призмы; 43 – региональные разломы; 44 – надвиги; 45 – границы тектонических плит; 47 – палеоширота.

Континентальные докембрийские террейны: KS – Кокшетауский, MA – Майтубинский, UL – Улутауский, AMT – Атасу-Моштинский; EN – Ерейментау-Ниязский срединный массив; пассивные континентальные окраины: BA – Байканурская, IS – Ишимская; активные окраины континентов: ST – Степнякский рифт, Durb – Девонский вулканоплутонический пояс, Vurb – Балхаш-Илийский вулканоплутонический пояс; KTR – Кендыкты-Чингиз-Тарбагатайский вулканоплутонический пояс; задуговые бассейны: S – Селетинский, SD – Шидертинский, AM – Ангренсор-Майкаинский, SC – Шакианский, MA – Маялжен-Арсаланский; преддуговые бассейны: UR – Урумбайский; BA – Баянаул-Ақишатауский, NK – Нурынско-Карасорский, PT – Предишынгызский; окраинные бассейны: SR – Сарысуйский, KK – Кентарлау-Котанбулакский, SA – Саяжский; континентальные рифты: MR – Марьенский, U – Успенский; континентальные лагуны: Tn – Тенизская, Ds – Джебказганская; аккреционные призмы: N – Найманжальская, BU – Бурунтауская, BAN – Богембай-Ангренсорская, T – Тектур-масская, IT – Итмурунды-Толькуламская

Другой точки зрения придерживался В.Ф. Беспалов [Беспалов, 1980, 1982]. Он рассматривал офиолиты Центрального Казахстана как единый тектонический покров, надвинутый на докембрийский фундамент Казахстана в раннем кембрии или в раннем ордовике, при этом придерживался точки зрения Р.А. Борукаева, что офиолитовая ассоциация одна для всего Центрального Казахстана.

Из приведенного выше краткого обзора представлений о возрасте и генезисе серпентинитовых поясов Центрального Казахстана видно, что до 80-х годов прошлого столетия безраздельно властвовали представления, что габбро-перидотитовые массивы являлись продуктами инициального магматизма. Согласно этим представлениям, их внедрение происходило в виде последовательных интрузивных фаз на ранних этапах развития эвгеосинклинальных областей вдоль глубинных разломов, уходящих своими корнями в мантию.

В связи с этим методы определения возраста plutонических офиолитов были общегеологическими, время внедрения определялось возрастом, вмещающих их пород и временем седиментации конгломератов, содержащих продукты их разрушения. При этом полностью игнорировались факты отсутствия надежных интрузивных контактов перидотитов с вмещающими толщами [Трусова, 1948], высокая степень расланцевания серпентинитов, вплоть до образования стресс-милонитов [Рачковская, 1970], и то, что толщи, содержащие обломки дезинтегрированных серпентинитов и габбро, имеют с ними также тектонические соотношения [Беспалов, 1980].

В 1969 г. А. В. Пейве [Пейве, 1969] публикует статью «Океаническая кора геологического прошлого», где было высказано предположение о сходстве строения коры современных океанов с разрезами офиолитовых ассоциаций складчатых областей континентов, что обусловило в дальнейшем принципиально новый подход к пониманию и изучению офиолитов.

Однако следует отметить, что еще в 1963 г. аналогичную точку зрения высказал Р.С. Дитц [Dietz, 1963] в своей статье «Альпийские серпентиниты есть фрагмент океанического рифта».

Впоследствии было установлено, что внедрение офиолитов в складчатые структуры континентов связано с горизонтальными крупномасштабными перемещениями. В процессе транспортировки породы офиолитовой триады преобразуются в серпентинитовые меланжи.

Было предложено двухчленное строение офиолитовых комплексов, внизу – меланократовый фундамент, а сверху – океанический чехол [Книппер, 1971, 1978; Перфильев и др., 1973; Антонюк, 1974, 1977]. В такой модели строения офиоли-

тов габброиды и перидотиты относятся к более ранним образованиям, чем пере-
крывающие их инициальные базальты [Антонюк, 1974; Колман, 1979; Добрецов,
1980].

Исходя из идей неомобилизма и актуалистических принципов в геологии Р.М.
Антонюк [Антонюк, 1974] сопоставляет базальты майкаинской свиты венда-
нижнего кембрия, силициты и ассоциирующие с ними терригенные отложения
когсомбайской свиты нижнего–верхнего кембрия, широко развитых на северо-
востоке Центрального Казахстана, соответственно со вторым и первым слоями
современных океанов. При этом мафит-ультрамафиты на основании состава ба-
зальных конгломератов толпакской свиты венда в горах Толпак Р.М. Антонюк
[Антонюк, 1974] относит к пассивному позднепротерозойскому меланократовому
фундаменту вендо-кембрийского Казахстанского океана. Доказав при этом, что
ультрамафиты и связанные с ними габброиды в пределах офиолитовых поясов
Центрального Казахстана фрагментарно обнажаются в составе сложно перемятых
аллохтонов, где они слагают отдельные массивные блоки, будины, или образуют
серпентинитовый меланж, что впоследствии было подтверждено исследованиями
его последователей [Степанец и др., 1984; Авдеев, 1986].

Позднее автором [Степанец, 1990] из керсутитовых габбро, залегающих среди
дунитов и верлитов массива Толпак, где ранее Р.М. Антонюк описал позднепро-
терозойский меланократовый фундамент, был выделен циркон (477–480 млн. лет)
и обоснована надсубдукционная природа мафит-ультрамафитов основных офио-
литовых массивов (Караулушеку, Центрального Толпака, Майсора) северо-востока
Центрального Казахстана [Степанец, 1988, 1992].

В 80-90-е годы прошлого столетия благодаря интенсивному развитию конодонто-
вой биостратиграфии в Казахстане [Гридина и др., 1977; Герасимова и др., 1977;
Курковская, 1985] было установлено, что верхние члены офиолитовых серий
имеют широкий возрастной диапазон от верхнего кембрия до силура включительно
[Новикова и др., 1993; Двойченко и др., 1982; Ермолов и др., 1990; Stepanets,
1993].

Выявлено широкое распространение в Центральном Казахстане разновозрастных
олистостромовых комплексов [Рязанцев и др., 1987; Степанец, 1988, 1992; Нови-
кова и др., 1993; Stepanets, 1993; Ermolov et al., 1993; Степанец и др., 1998 и др.],
сопровождающих тектонические покровы пород офиолитовой триады. Установ-
лено постепенное омоложение верхних возрастных границ олистостромов к ядер-
ным частям Джунгаро-Балхашской складчатой области [Stepanets, 1993].

В этот период был накоплен большой петрохимический материал по вулканитам
офиолитов [Объяснительная записка..., 1981; Ермолов, 1990; Степанец, 1990,

1992; Кузнецов и др., 1990; Антонюк и др., 1995], что позволило разновозрастные нижнепалеозойские вулканиды Центрального Казахстана сопоставить с вулканогенными комплексами кайнозойских спрединговых окраинных морей и островных дуг Западно-Тихоокеанского региона и активных окраин континентов Восточно-Тихоокеанского региона [Ermolov et al., 1993; Stepanets, 1993; Nikitin, 1995; Segör & Natal'in, 1996; Степанец и др., 2002, 2011, 2012].

В монографии обосновано, что породы нижнепалеозойских офиолитовых триад (перидотиты, базальты и яшмы), картируемых в пределах аккреционных призм палеозойского Центрального Казахстана, не отражают состав палеозойской океанической коры, а представляют собой тектоническую смесь магматических пород островодужного происхождения и глубоководных океанических осадков, соскобленных с океанических плит, погружающихся в зоны субдукции.

С позиций актуалистических принципов развития Земли аккреционные призмы рассматриваются как границы тектонических плит (рис. 2.1).

Офиолиты Казахстана тектонически редуцированы, обнажаются в составе сложно построенных разновозрастных аккреционных призм, реже сутур, разделяющих разновозрастные флишоидно-молассовые прогибы, или слагают паравтохтоны, обнажающиеся в фундаменте палеоостровных дуг, вулканогенно-флишоидно-молассовых бассейнов [Stepanets, 1993; Антонюк и др., 1995], омолаживающихся закономерно к ядру Джунгаро-Балхашской складчатой области.

В настоящем томе будут описаны мафит-ультрамафитовые и кремнисто-вулканогенные комплексы Джунгаро-Балхашской складчатой области. В главе 8 рассматриваются возможные геодинамические модели развития палеозойского Казахстана.

ЖОНГАРО-БАЛХАШСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Жонгаро-Балхашская складчатая система является наиболее геодинамически структурированной областью Центрального Казахстана (рис. 3.1), где с северо-запада на юго-восток выделяются следующие геодинамические обстановки:

1) Девонский вулканоплутонический пояс и обрамляющий его с юга Нуринско-Карасорский преддуговой прогиб (S_2-D_3). Тектурмасская аккреционная призма (O_3-S_1), которая с юга тектонически перекрыта флишем Сарысуйского окраинного моря (S_{1-2}),

2) Балхаш-Илийский вулканоплутонический пояс (C_1-P_2) с юга обрамлен Кентарлау-Котанбулакским преддуговым бассейном (D_1-P_1), структуры которого на юге контактируют с Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмой (D_3-C_1). С северо-запада Балхаш-Илийский вулканоплутонический пояс обрамлен флишем Жаман-Сырысуйского окраинного моря (S_{1-2}). Структуры Сарысуйского и Жаман-Сарысуйского окраинных морей разделены Успенским внутриконтинентальным рифтом (D_3-P).

ГЛАВА 3 ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ОФИОЛИТОВ ТЕКТУР- МАССКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ

В данной главе рассмотрена геодинамическая позиция офиолитов нижнего палеозоя в составе Тектурмасской аккреционной призмы. На основе анализа палеонтологических, литологических и петрогеохимических данных доказывается, что офиолиты Тектурмасской аккреционной призмы формировались над зоной субдукции до начала формирования девонской активной континентальной окраины Евразии. Латеральный структурный ряд вдоль северо-восточной окраины Евразии на протяжении девона включал в себя: невулканическую (Тектурмасскую аккреционную призму) относительно узкую островную дугу – Нуринско-Карасорский преддуговой прогиб – Девонский вулканоплутонический пояс – Шидертинский задуговой бассейн. Такой латеральный ряд вполне может отражать строение окраинно-материковой зоны субдукции андского типа, где на протяжении верхнего ордовика и силура происходило поддвижение кембрийской субокеанической плиты под переходную или утоненную субконтинентальную кору раннепалеозойского этапа стабилизации. Террейны разноформационных офиолитов Тектурмасской аккреционной призмы слагают бескорневые тела, запечатанные верхнеордовикской и нижнесилурийской олистостромой, образование которой обусловлено сжатием Атасу-Моинтинской и Сарыаркинской тектонических плит в зоне субдукции Панталасса. В составе тектонических покровов встречаются офиолиты аналогов преддуговых бассейнов, примитивных островных дуг марианского типа, задуговых спрединговых бассейнов и зрелых островных дуг.

ВВЕДЕНИЕ В ПРОБЛЕМУ

История геологических исследований района гор Тектурмас насчитывает не один десяток лет. Первые сведения о строении гор Тектурмас были получены А.А. Богдановым [Богданов, 1939] в процессе изучения геологического строения южной и западной окраин Карагандинского угольного бассейна. Он объединил кремнисто-вулканогенные отложения гор Тектурмас в уртынджалскую серию состоящую, из двух свит – карамурунской базальтоидной и тектурмасской кремнисто-терригенной.

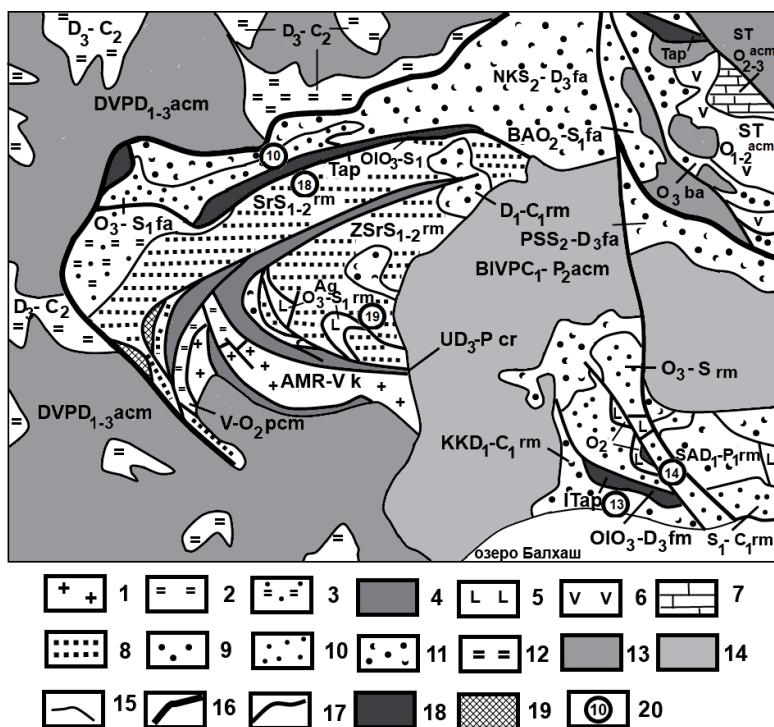


Рис.3.1. Геодинамическая схема северной части Жонгаро-Балхашской складчатой области, составлена по материалам [Объяснительная записка..., 1981; Антонюк и др., 1995] с изменениями и дополнениями автора.

1 – террейны докембрийских микроконтинентов; 2 – отложения пассивной окраины континентов; 3 – турбидиты пассивной окраины; 4 – внутриконтинентальные рифтогенные комплексы; 5 – базальтоиды (с внутриплитными геологическими признаками и окраинных морей); 6 – вулканоплутонические дуги; 7 – карбонатно-терригенная моласса; 8 – зеленоцветный флиш; 9 – пестроцветная моласса; 10 – вулканогенно-терригенный флиш; 11 – вулканогенно-терригенная

моласса; 12 – углито-терригенно-карбонатные отложения; 13-14 – активные окраины континентов: 13 – D_{1-3} , 14 – C_1-P_2 ; 15 – границы областей; 16 – Карагандинский надвиг; 17 – границы тектонических плит; 18 – серпентинитовые меланжи; 19 – дунит-пироксенит-габбровые комплексы; 20 – палеошироты.

Геодинамические обстановки: *rst* – пассивные континентальные окраины, *ast* – активные континентальные окраины, *sr* – континентальные рифты, *ia* – вулканоплутонические пояса, *ba* – спрединговые задуговые бассейны, *fa* – преддуговые бассейны, *rt* – окраинные моря.

Тектонические структуры: *ap* – аккреционные призмы, *ol* – олистостромы, *k* – континентальные террейны.

Континентальные докембрийские массивы: *AM* – Атасу-Моинтинский; континентальные активные окраины: *DVP* – Девонский вулканоплутонический пояс, *VIVP* – Балхаш-Илийский вулканоплутонический пояс; *ST* – Чингиз-Тарбагатайская вулканоплутоническая дуга; спрединговые бассейны: *Sc* – Шакианский; преддуговые бассейны: *BA* – Баянаул-Акишатауской, *NK* – Нуринско-Карасорский, *PS* – Предчингизский; окраинные бассейны: *Sr* – Сарысуйский, *ZSr* – Жаман-Сарысуйский, *Ag* – Агадырьский, *KK* – Кентарлау-Котанбулакский, *SA* – Саякский; континентальные рифты: *U* – Успенский; аккреционные призмы: *T* – Токайская, *T* – Тектурмасская, *IT* – Итмурунды-Тюлькуламская.

Последовательность, составов и возраст этих отложений обсуждались неоднократно многими геологами и прежде всего в работах В.Ф. Беспалова [Беспалов, 1976, 1980] Н.П. Четвериковой [Четверикова, 1966], Р.М. Антонюка [Антонюк, 1974, 1976; Антонюк и др., 2015], Н.А. Афоничева [Афоничев, 1976], Б.Б. Назарова [Назаров1971], Ю.А. Зайцева [Зайцев, 1977].

Особо следует отметить кропотливую работу Л.А. Курковской, Н.А. Герасимовой и М.З. Новиковой [Курковская, 1985; Новикова и др., 1991; Герасимова и др., 1992] в поисках конодонтов в кремнистых фациях гор Тектурмас, Сарытау, Аркалык. Обнаруженные ими конодонты позволили несколько усовершенствовать общую схему строения региона, предложенную ранее А.А. Богдановым [Богданов, 1939].

Новые находки конодонтов позволили им построить, на первый взгляд, непротиворечивую стратиграфическую схему строения осадочных, осадочно-вулканогенных отложений столь сложного в тектоническом плане района, которая согласовывалась с современной парадигмой в геологии – тектоникой плит. Одним из основных ее элементов является офиолитовая ассоциация, которая многими геологами (Dietz, 1963; Пейве, 1969; Антонюк, 1974 и многие другие) в пределах покровно-складчатых структур современных континентов сопоставляется с океанической корой геологического прошлого. Особо следует упомянуть о выделении олистостромовых комплексов в пределах гор Тектурмас и Аркалык [Герасимова и др., 1992].

Перидотиты, габброиды, их метаморфиты, гранитоиды, ассоциирующие с вулканидами карамурунской и яшмами тектурмасской свит, неоднократно изучались Н.Ф. Трусовой [Трусова, 1948], Н.П. Михайловым и В.Н. Москалевой [Михайлов Н.П., Москалева, 1972], Р.А. Антоном [Антонюк, 1974], И.Е. Кузнецовым [Кузнецов, 1980], Ю.А. Зайцевым [Зайцев, 1980], Л.Л. Германом [Герман, 1988] В.Г. Степанцом [Магматические..., 1988; Турманидзе и др., 1991; Степанец, 2015a].

Учитывая современные направления в геодинамике, Р.М. Антонюк [Антонюк, 1974] еще в начале семидесятых годов прошлого столетия сопоставил породы офиолитовой ассоциации гор Тектурмас с океанической корой геологического прошлого. Впервые для Казахстана он отнес габбро-перидотиты офиолитовой ассоциации к серпентинитовому меланжу и сопоставил его с меланократовым океаническим фундаментом. В настоящее время Р.М. Антонюк [Антонюк и др., 2015] несколько видоизменил геодинамическую модель формирования Тектурмасского офиолитового пояса, рассматривая его как шовную полихронную покровно-складчатую структуру, в составе которой тектонически совмещены фрагменты двух офиолитовых зон. В Сарытау-Тектурмасской зоне в меланже им выделяются фрагменты палеоокеанической коры открытой части океана и океанических островов, в пределах Базарбайской зоны фрагменты океанической коры глубоководной впадины окраинно-морского бассейна.

Развивая теорию геосинклинального развития палеозойд Центрального Казахстана Ю.А. Зайцев [Зайцев, 1980, 1984] рассматривает офиолиты Тектурмаса как результат деструкции и базификации континентальной коры и внедрение ультраосновной и основной магм, что привело к новообразованию квазиокеанической коры.

Позднее это направление нашло отражение в диссертации А.С. Якубчука [Якубчук, 1991], где он сопоставил вулканиды карамурунской свиты Тектурмасской офиолитовой зоны с базальтами энциалического окраинного бассейна Южных Шетландских островов.

Существующая схема последовательности верхних членов офиолитовой ассоциации, описанная в работе И.Ф. Никитина [Никитин, 2002], отражает широкий возрастной интервал вулканидов карамурунской свиты в объеме $O_1\Pi^2-O_2da^3$, а возраст силицитов тектурмасской свиты определяется только в объеме O_3sa .

Мощность тектурмасских яшм оценивается около 200 м, что значительно превышает мощность интенсивно конденсированных силицитов, описанных в других аккреционных призмах Центрального Казахстана [Степанец, 1992; Popov & Tolmacheva, 1995; Степанец и др., 1998; Гридина, 2003]. Тогда как в первичных материалах Л.А. Курковской, приведенных в диссертации А.С. Якубчука [Якубчук,

1991], их возраст значительно шире, а нижняя граница опускается до позднего дарривила включительно. То есть нижняя граница яшм синхронна верхам разреза карамурунских базальтов, что характерно и для других офиолитовых ассоциаций аккреционных призм Центрального Казахстана [Степанец, 1992; Popov & Tolmacheva, 1995; Степанец и др., 1998].

Выполненная автором корреляция списков конодонтов, палеомагнитных, петрохимических данных базальтов, диабазов, габброидов и перидотитов полимиктового серпентинитового меланжа района гор Тектурмас, позволила в составе одноименной аккреционной призмы выделить офиолиты аналогов преддуговых бассейнов, примитивных островных дуг марианского типа, задуговых спредингговых бассейнов и зрелых островных дуг.

Ниже будут приведены доказательства столь дробного формационного расчленения офиолитов Тектурмасской аккреционной призмы и прилегающих к ней структур.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Тектурмасская аккреционная призма находится на северо-западе Жонгаро-Балхашской складчатой системы, где прослеживается на 350 км вдоль субширотной ветви Девонского вулканоплутонического пояса и обрамляет с юга Нуринско-Карасорский преддуговой прогиб (рис. 3.2(а)).

На юго-западном фланге в горах Аркалык-Сарытау и Тортаульской ложбины, (рис.3.2(а, 4,5)) аккреционная призма круто надвинута на складчатые вулканогенно-осадочные отложения Нуринско-Карасорского преддугового прогиба, в основании которого обнажаются Базарбайские офиолиты, на восточном фланге плоскость надвига в районе гор Нурчкен и Сарыкулбалды (рис.3.2(а, 6,7)) выполаживается до горизонтального положения.

С юго-востока на аккреционную призму надвинуты терригенные отложения Жаман-Сарысуйского окраинного моря, в основании которых вскрываются мощные разрезы турбидитов, наполненных глубоководными кремнистыми фациями.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ

Паравтохтонные и автохтонные образования. *Сарытауская олистостромовая толща.* Впервые была описана Н.А. Герасимовой и М.З. Новиковой [Новикова и др., 1991; Герасимова и др., 1992] и частично соответствует литологическому составу тектурмасской свиты в понимании А.А. Богданова [Богданов, 1939] и Р.М. Антонока [Антонок, 1971, 1976]. Сарытауская олистострома является составной частью неоднократно тектонизированного покровно-олистостромового комплекса

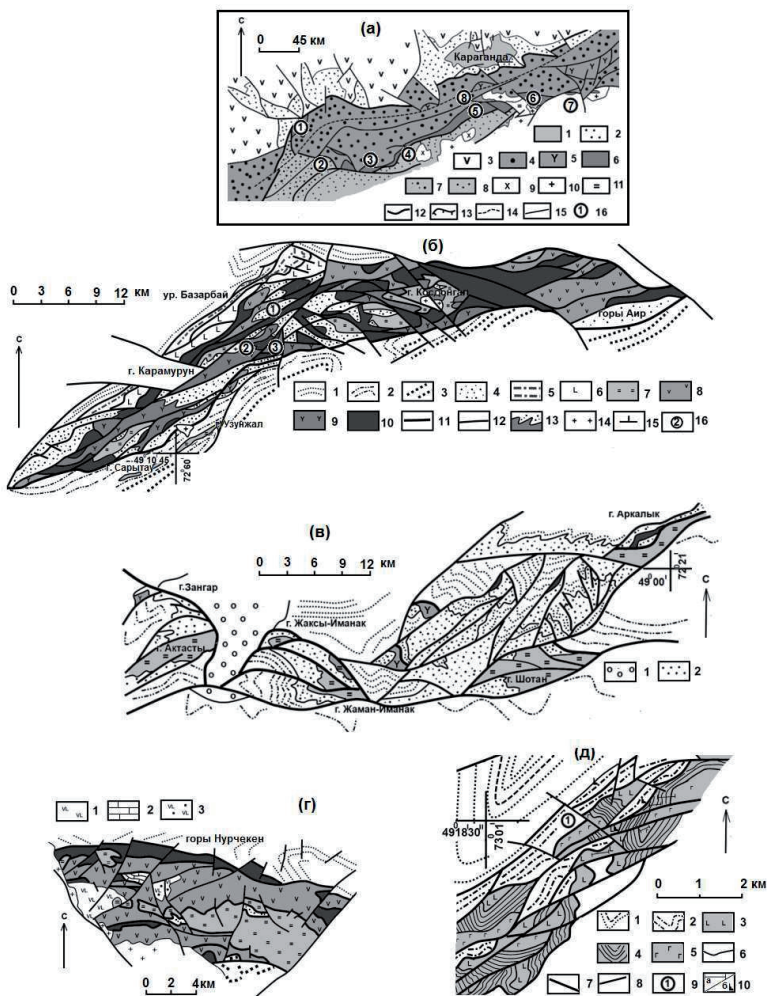


Рис.3.2(а). Геодинамическая схема активной континентальной окраины северной части Жонгаро-Балхашской складчатой системы, составлена автором по материалам [Антонюк и др., 1995].

1 – мезозойский чехол (J); 2 – углисто-терригенно-карбонатные отложения (D_3-C_2); 3 – Девонский вулканоплутонический пояс (D_{1-2}), 4 – образования преддугового Нуринско-Карасорского бассейна (O_3-D_3), 5 – Байдаулетовская активная континентальная окраина (O_{2-3}); 6 – аккреционная призма; 7-8 – отложения Жаман-Сарысуйского окраинного моря; 7 – турбидиты Атасуйской зоны, 8 – терригенная флиш; 9 – гранодиориты среднего девона; 10 – гранитоиды среднего карбона;

11 – риолиты и риодациты Успенского внутриконтинентального рифта; 12 – Карагандинский надвиг; 13 – Тектурмасский надвиг; 14 – зона смятия; 15 – разломы; 16 – географические пункты: 1 – г. Сатыбай, 2 – г. Актасты, 3 – г. Жаман-Иманак, 4 – г. Аркалык, 5 – Тортаульская ложбина, 6 – г. Нурчекен, 7 – г. Сарыкулбалды, 8 – у. Базарбай.

Рис.3.2(б). Геологическая схема Краснополянского сегмента (координаты тригопункта Карамурун: $49^{\circ}15' \text{ с.ш.}$, $73^{\circ}10' \text{ в.д.}$) Тектурмасской аккреционной призмы, составлена с использованием материалов Н.А. Герасимовой, М.З. Новиковой, Л.Л. Германа и личных наблюдений автора (1987–90 гг.). 1 – зеленоцветная терригенная ермекская свита нижнего силура Нуринско-Карасорского преддугового прогиба; 2 – вероятно, верхнеордовикские зеленоцветные терригенные отложения с протяженными олистоплаками ялим и 3 – терригенные силурийские отложения Сарысуйского окраинного моря; 4 – олистостромы сарытауской свиты (O_3-S_1); 5 – кремнисто-туфогенно-терригенная базарбайская свита ($O_3sa^1-S_1$); 6 – базальты кузекской свиты (O_3sa^1), в основании диабазы, кератофиры и расчлененный габбро-плагиогранитный комплекс; 7 – тектурмасские силициты ($O_2da^3-O_3sa$); 8 – дуана-корасыкие базальты ($O_2da^3-O_3sa$); 9 – карамурунские базальты (O_2da^3); 10 – серпентинитовый меланж; 11 – надвиг; 12 – тектонические нарушения; 13 – геологические границы; 14 – диориты и габбро-диориты (C_{2-3}); 15 – элементы залегания; 16 – цифрами обозначены: 1 – г. Дуана-Корасы, 2 – горы Тектурмас ($49,16^{\circ} \text{ с.ш.}$, $73,2^{\circ} \text{ в.д.}$), 3 – Тортаульская ложбина.

Рис.3.2(в). Геологическая схема района горы Нурчекен, составлена по материалам Е.Ю. Барабошкина, А.Ф. Читалина и А.С. Якубчука с упрощениями автора. 1 – орогенные вулканы (C_{1-2}); 2 – известняки и известковистые алевролиты (D_3ft-C_1t); 3 – андезиты-дациты (D_{2-3}).

Рис.3.2(г). Геологическая схема района гор Актасты и Аркалык, составлена по материалам М.З. Новиковой, А.С. Якубчука. 1 – терригенные отложения (D_{2-3}); 2 – карашошакская олистострома (O_3).

Рис.3.2(д). Геологическая схема района развалин Базарбай, составлена по материалам Л.Л. Германа, Н.А. Герасимовой, М.З. Новиковой, А.С. Якубчука и личных наблюдений автора.

1 – ермекская свита (S_1); 2 – базарбайская свита ($O_3sa^1-S_1$); 3-5 – базарбайский комплекс; 3 – кузекская свита (O_3sa), 4 – дайково-силловый комплекс, 5 – габбро-плагиогранитный комплекс; 6 – геологические границы; 7 – надвиги; 8 – разломы; 9 – географические пункты: 1 – развалины Базарбая; 10а – места отбора ориентированных образцов на палеомагнитные исследования; 10б – места находок конодонтов.

Тектурмасской аккреционной призмы. В пределах Краснополянского сектора (рис. 3.2(б)) подошва и кровля олистостромовой толщи достоверно не установлены.

Матрикс олистостромы сложен алевритисто-глинистым и алевро-песчанистым материалом, который неоднократно перемыт и рассланцован, нередко отмечаются оползневые текстуры. Также присутствуют пестроокрашенные алевролиты, глинистые сланцы, кремнистые алевролиты, туфоалеволиты, пачки осадочных брекчий, туффиты и пепловые туфы.

Олистострома содержит олистолиты и олистоплаки яшм, микрокварцитов, базальтов, габброидов, метаморфизованных перидотитов и серпентинитового меланжа, ранее рассматриваемые как составные части единой тектурмассовой офиолитовой ассоциации [Новикова и др., 1991; Якубчук, 1991].

Пере́мыв плуто́нических пород офиолитового комплекса, подтверждается присутствием мелких обломков хромитов, с очень высокими содержаниями хрома [Якубчук, 1991] и мелкими обломками серпентинитов [Антонюк, 1976] в матриксе олистостромы.

Матрикс олистостромы северней гряды Сарытау и в районе гор Дуана-Корасы (рис. 3.2(г)) охарактеризован позднеордовикскими конодонтами: *Periodon grandis* (Ethington), *Drepanodus suberectus* (Branson & Mehl). Севернее гряды Сарытау у реки Сулу в матриксе олистостромы на двух стратиграфических уровнях встречаются раннесилурийские граптолиты зоны *Coronograptus gregarius* и пограничного интервала между зонами *Coronograptus gregarius* и *Monograptus convolutus* [Герасимова и др., 1992].

Базарбайский комплекс. Базарбайский комплекс впервые выделен М.Н. Новиковой и ее коллегами при непосредственном участии автора [Магматические..., 1988] из состава Тектурмасской офиолитовой зоны [Новикова и др., 1991].

Редуцированные разрезы пород базарбайского комплекса наиболее хорошо обнажены в районе развалов Базарбай (рис.3.2(г)), гор Кенеспай, где они широкой полосой северо-восточного простирания прослеживаются вдоль юго-восточного борта Нуринско-Карасорского преддугового бассейна.

Учитывая сложную тектоническую обстановку прилегающих с юго-востока структур Тектурмасской аккреционной призмы и недостаточную изученность этой части района, автор относит к базарбайскому комплексу только те участки, где встречаются совместно породы расслоенного габбро-диорит-плагиогранитного комплекса, сменяющегося кератофи́ро-диабазовым дайково-силловым комплексом, который непосредственно контактирует с пиллоу-лавами кузекской свиты (см. ниже).

Включение в состав базарбайского комплекса динамометаморфизованных серпентинитов гарцбургитового и дунитового составов, учитывая их петрохимиче-

ское сходство с таковыми Тектурмасской аккреционной призмы [Новикова и др., 1991], ставится под сомнение. Однако развитие бирбиритовой коры выветривания по серпентинитам в пределах данной структуры не исключает их отличие от серпентинитов Тектурмасской аккреционной призмы. Разрешить эту проблему мог бы состав хромитов, встречающихся юго-восточнее ур. Базарбай, однако их состав остался не изучен.

Расслоенный комплекс. Его разрез наиболее полно сохранился в пределах массива Базарбай [Магматические...,1988; Якубчук и др., 1988; Новикова и др., 1991; Якубчук, 1991], где его мощность достигает 800 м. Основание разреза сложено габбро-амфиболитами, которые постепенно сменяются офитовыми габбро. В верхней части разреза обособляются прослойки анортозитов и небольшие линзовидные тела плагиогранитов. В этой части разреза встречаются отдельные силлы диабазов, которые выше сменяются сплошным роем силлов. Плагиограниты, по данным Л.Л. Германа [Якубчук и др., 1988], изменяются по составу от роговообманковых кварцевых диоритов до лейкократовых гранитов.

Дайково-силловый комплекс. Впервые был выделен в 1987 г. Л.Л. Германом и В.Г. Степанцом в совместном маршруте и впоследствии продемонстрирован участникам петрографического совещания [Магматические...,1988]. Его выходы были закартированы на всех участках распространения базарбайского комплекса [Якубчук и др., 1988; Новикова и др., 1991].

В составе комплекса резко преобладают силлы долеритов (95 %), реже встречаются кератофиры (5 %). Зоны закала обнаружены только с одной стороны тел долеритов и обращены к подошве массива, т. е. силлы наслаивались снизу вверх по разрезу. Мощность сплошного роя силлов достигает 500 м. Сплошной рой силлов долеритов залегает между габброидами и пиллоу-базальтами кузекской свиты.

В верхней части роя обособляются силлы кератофиров и кварцевых кератофиров, образующие ритм мощностью до 120 м. Они содержат ксенолиты долеритов и, следовательно, внедрились позже них и, в свою очередь, также прорываются диабазами. Отдельные мощные тела кератофиров проникают в основание разреза пиллоу-базальтов, а силлы долеритов прорывают габброиды расслоенного комплекса. Мощность отдельно взятых силлов не превышает 30 см.

А.С. Якубчук [Якубчук и др., 1988] в южной части массива Базарбай выполнил замеры ориентировки тел диабазов, в результате которых были выявлены кроме силлов и дайки. Наиболее часто дайки обнаруживаются в верхах роя силлов, прилегающего к подошве толщи пиллоу-лав.

Кузекская свита, выделена М.З. Новиковой [Новикова и др., 1991] из состава базарбайской свиты [Антонюк, 1976]. В ур. Базарбай подошва пиллоу-лав контактирует с долеритами дайково-силового комплекса. Силлы, слагающие отдельные тела долеритов, прорывают пиллоу-базальты.

Контакты с перекрывающей ее базарбайской свитой, как правило, тектонические. Только в отдельных случаях фиксируется налегание базарбайской свиты с линзовидным горизонтом базальных конгломератов на базальты кузекской свиты.

Кузекская свита сложена афировыми пиллоу-базальтами, базальтовыми андезитами, трахибазальтами, базальтовыми трахиандезитами, трахиандезитами, однородными диабазами и долеритами с редкими линзовидными прослоями туффитов и красных кремнистых алевролитов, содержащими позднеордовикские сандбские конодонты: *Periodon aculeatus* Hadding, *Pygodus anserinus* Lamont & Lindstrom [Новикова и др., 1991]. Видимая мощность кузекской свиты оценивается от 200 до 700 м.

Базарбайская свита. Вскрывается в юго-восточном борту Нуринско-Карасорского преддугового прогиба (рис. 3.2(a)), где образует систему тектонических покровов, шарьированных на магматические разрезы Базарбайского комплекса, реже они встречаются в пределах Тектурмасской аккреционной призмы.

Базарбайская кремнисто-туфогенно-терригенная свита на отдельных участках с размывом залегает на вулканитах кузекской свиты и согласно перекрывается терригенными отложениями ермекской свиты раннего силура [Магматические...1988; Новикова и др., 1991].

Основание свиты сложено зелеными туфогенными песчаниками с линзами базальных конгломератов, а выше прослаиваются красные и вишневые глинистые и пеплистые яшмы, кремнистые алевролиты, мелкообломочные, пеплистые туфы дацитового, реже риолитового состава, а в самых верхах появляются пеплистые туфы среднего и основного состава. Мощность этой пачки не превышает 150 м.

Выше залегает мощный горизонт (до 170 м) пеплистых, глинистых яшм с конодонтами: *Periodon grandis* (Ethington), *Panderodus mutatus* (Branson & Mehl), *Scabbardella* cf. *altipes* (Henningsmoen), прослоенных редкими горизонтами кремнистых алевролитов и пеплистых туфов кислого состава

Завершает разрез толща (350 м) переслаивающихся туфогенных песчаников, прослоенных горизонтами пепловых туфов кислого состава, туфоалевролитами. Выше по разрезу увеличивается количество пепловых туфов андезитового и андези-

базальтового состава, а завершают разрез известковистые песчаники и алевролиты с среднелландоверийскими граптолитами зоны *Coronograptus gregarius*.

Юго-западнее гор Сарытау в районе гор Аркалык и Шотан, западнее гор Жаман-и Жаксы-Иманак (рис.3.2(в)) также вскрываются разрезы сарытауской олистостромы, выделяемые А.С. Якубчуком [Якубчук, 1991] в Аркалыкский сегмент.

Здесь в горах Жаман-Иманак отчетливо наблюдается налегание сарытауской олистостромы на верхнеордовикские зеленоцветные терригенные отложения Сарысуйского окраинного моря. Северной гор Шотан можно предположить налегание зеленоцветных терригенных отложений ермекской свиты нижнего силура на хаотический комплекс сарытауской свиты.

Аллохтонные комплексы. *Тектурмасский полимиктовый серпентинитовый меланж.* Состав и строение полимиктового серпентинитового меланжа неоднократно описано в работах [Антонюк, 1976; Авдеев, 1986; Новикова и др., 1991; Герман, 1988; Магматические..., 1988; Якубчук, 1991; Антонюк и др., 2015].

Серпентинитовый меланж является неотъемлемой составной частью Тектурмасской аккреционной призмы (рис. 3.2 (б)) и повсеместно сопряжен с выходами сарытауской олистостромы. Матрикс меланжа сложен интенсивно серпентинизированными и динамометаморфизованными лизардитовыми и хризотил-лизардитовыми апогартцбургитами, в которых закатаны разновеликие блоки и будин дунитов, шпинелевых и плагиоклазовых лерцолитов, жильных пироксенитов, также известны разбудинированные тела диабазов, габбро-диабазов, габбро, габбро-амфиболитов и родингитизированных по ним пород.

Наряду с породами габбро-перидотитового комплекса в серпентинитовом меланже в районе Тортаульской ложбины встречаются блоки гнейсов, кварцитов, базальтов, яшм и обрывки пород олистостромового комплекса, а у северного подножья гряды Тектурмас описаны протяженные глыбы плагиогранитов, встречаются также сиениты, мигматиты и плагиогранитогнейсы, амфиболиты с голубовато-зеленой роговой обманкой, сиенито-гнейсы с гранатом. У северного подножья гор Тектурмас известны глыбы амфиболитов в парагенезисе с мраморизованными известняками, содержащими онколитоподобные образования и железистые кварциты.

В районе южной гряды Сарытау и южнее ур. Пожарища в серпентинитах встречаются подиформные тела хромитов.

Все ранее выдвинутые предположения о горячих контактах перидотитов и габброидов с базальтами карамурунской толщи [Кузнецов, 1980] при ревизии этих

соотношений оказались тектоническими [Антонюк, 1976; Авдеев, 1986; Магматические..., 1988 и многие другие].

В 1987 г автором восточнее поселка Красная Поляна был описан разрез верхней части расслоенного комплекса, где плагиограниты соприкасались с афировыми базальтами. Позднее этот разрез изучал Л.Л. Герман [Герман, Рязанцев, 1988], он двойко объяснил происхождение закаленной фации, что также не позволило решить проблему возраста расслоенного комплекса. Важно отметить, что подобные соотношения отмечены в пределах паравтохтона Караулчеку [Степанец, 1992, 2015а], где плагиограниты являются составной частью преддуговых офиолитов.

Не решают проблему времени образования plutonic офиолитов и цифры абсолютного возраста, полученные К-Аг методом [Антонюк, 1976], а также и цифры, определенные дисперсионным методом [Кузнецов, 1980], тем более, что их данные расходятся.

В последние годы П.В. Ермоловым была предпринята попытка из гранитоидов гор Тектурмас выделить цирконы, но как показали результаты первых исследований цирконы редкие мелкие и, как правило, корродированные.

Карамурунская толица [Антонюк, 1976] представлена вулканитами известково-щелочной и абсарокит-шошонитовой серий, их пиллоу-лавы и лавобрекчии, прослоены туфами, туфопесчаниками с линзами гравелитов, разбудинированных, развальцованных яшм и туфосилицитов. В яшмах Тортаульской ложбины присутствуют верхнедарривилские конодонты: *Periodon aculeatus* (Hadding), *Protopanderodus* cf. *parvibasis* Lofgren [Новикова и др., 1991; Герасимова и др., 1992].

Вулканиты слагают тектонические покровы и протяженные олистоплаки, запечатанные сарытауской олистостромой. Нижняя граница покровов нередко подстилается серпентинитовым меланжем. На контактах с серпентинитовым меланжем вулканиты расланцованы и зонально метаморфизованны, а ранее принимаемые за первичные стратиграфические соотношения с базит-гипербазитами [Антонюк, 1976; Якубчук, 1991] на проверку оказались фрагментами олистостромовых фаций или брекчиями доорогенного происхождения.

Восточнее горы Косдонгал А.С. Якубчуком [Якубчук, 1991] описано налегание со стратиграфическим контактом на карамурунские базальты тектурмасских микрокварцитов. Однако, как отмечает автор [Якубчук, 1991], сам контакт не обнажен, что не дает права утверждать о наличии такового. Силициты перекрываются толщей вишневых алевролитов и зеленоцветных песчаников, среди которых присутствуют обломки яшм. Яшмы в наиболее крупных пластинах смяты в мелкие изо-

клинальные складки, что в принципе исключает обнаружение стратиграфических контактов с вулканами карамурунской толщи.

В левом борту Тортаульской ложбины среди базальтов встречается рой даек кератофиров мощностью до 10 м [Зайцев, 1967; Антонюк, 1976], на других участках развития вулканитов карамурунской толщи кератофиры встречаются реже. Их родство с базальтами карамурунской толщи определяется величиной изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [Антонюк, 1976].

Тектонические покровы и олистоплаки вулканитов в составе сарытауской олистостромы, выделяемые в карамурунскую толщу, неоднородны по составу. В горах Сарытау и Тортаульской ложбины (рис.3.2(б)) олистоплаки карамурунской толщи по петрографическому составу довольно близки и представлены базальтами, трахибазальтами, базальтовыми трахиандезитами, трахиандезитами, базанитами, тефритами, фонотефритами и тефрифонолитами. Тогда как в районе горы Косдонгал и урочище Пожарище встречаются только базальты, базальтовые андезиты, трахибазальты и трахиандезиты, которые, по-видимому, следует выделить в самостоятельную толщу.

Отдельные потоки пиллоу-лав в составе олистоплак достигают 80 м и ограничены линзовидными горизонтами туфосилицитов. Размеры и формы подушек весьма разнообразны, как правило, межшаровые пространства заполнены кремнистым или кремнисто-гематитовым веществом.

Дуана-Корасыкая толща обнажается в районе одноименных гор (рис. 3.2(б)), где ее породы слагают протяженную олистоплаку, запечатанную сарытауской олистостромой. Наиболее полный разрез толщи описан М.З. Новиковой [Новикова и др., 1991] на северном склоне г. Дуана-Корасы, который сопоставлялся ею с кузекской свитой. Пиллоу-лавы и лавобрекчии отвечают по составу вулканитам толейтовой и известково-щелочной серии. Базальты, базальтовые андезиты, реже андезиты, трахибазальты и базальтовые трахиандезиты прослоены туффитами, линзами яшмокварцитов, которые смяты в изоклинальные складки. Вверх по разрезу увеличивается количество линз яшмокварцитов, завершает разрез пачка зеленых кремнистых туффов и красных яшм. Мощность толщи достигает 200 м. Также известны блоки пиллоу-базальтов с линзами известняков [Якубчук, 1991].

На северном склоне г. Дуана-Корасы яшмы, ассоциирующие с пиллоу-лавами, содержат позднедарвилские конодонты: *Periodon aculeatus* (Hadding), *Pygodus serra* (Hadding), а яшмы юго-западных отрогов г. Дуана-Корасы охарактеризованы позднеордовикскими сандбскими конодонтами: *Periodon aculeatus* (Hadding), *Pygodus ancerinus* Lamont & Lindström [Новикова и др., 1991].

По-видимому, аналогичные толщи вскрываются в обрамлении гор Нурчекен (рис. 1в), которые сложены тектурмасскими силицитами. Здесь интенсивно тектонизированные, смятые в изоклинальные складки вулканиты слагают тектонические покровы, надвинутые с севера на серпентинитовый меланж с глыбами габброидов, плагиогранитов и кварцито-гнейсов. В свою очередь покров серпентинитового меланжа шарьирован на зеленоцветные терригенные отложения нижнего силура.

В окрестности гор Нурчекен, по данным О.Е. Беляева [Якубчук, 1991], скважина на глубине 80 м вскрыла подошву пластины базальтов и вошла в рассланцованные черные известковистые алевролиты, схожие с фаменскими.

Тектурмасская толща. Тектурмасские силициты представлены красными яшмами, микрокварцитами по ним, фтанитами, тяготеющими к основанию разреза, кремнистыми алевролитами, яшмы прослоены темно-вишневыми пеплистами яшмами и кремнистыми туффитами, реже встречаются кремнеобломочные породы [Новикова и др., 1991]. В яшмах обнаружены позднедарривилские конодонты: *Pygodus serra* (Hadding), *P. ancerinus* Lamont & Lindström [Барабошкин, Читалин, 1989; Герасимова и др., 1992; Никитин, 2002], фтаниты содержат дарривилские конодонты: *Drepanodus suberectus* (Branson & Mehl) s.f., *Paroistodus cf. originalis* (Sergeeva), *Periodon aculeatus* (Hadding), *Drepanodus arcuatus* Pander, а розово-красные яшмы охарактеризованы позднеордовикскими сандбскими конодонтами: *Pygodus ancerinus* Lamont & Lindström, *Periodon aculeatus* (Hadding) [Новикова и др., 1991].

Силициты слагают олистолиты и олистоплаки в составе сарытауской олистостромы, таковые встречаются и среди терригенной толщи в районе гор Узунжал (рис. 3.2(б)), а также образуют тектонические покровы в горах Донгал, Нурчекен, Косдонгал. Мощность наиболее крупных пластин силицитов достигает 200 м.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Тектурмасский полимиктовый серпентинитовый меланж. Состав динамометаморфизованных перидотитов серпентинитового меланжа изменяется в довольно узких пределах, что в целом характерно для дунитов и гарцбургитов офиолитовых комплексов [Колман, 1979]. Преобладают гарцбургиты с довольно низким колебанием Al_2O_3 (0.75–1.87 мас.%). Все серпентиниты характеризуются крайне низкими концентрациями P_2O_5 (0.01–0.11 мас.%), а уровень концентрации CaO не превышает 1.05 мас. %. Отношение $MgO/(MgO+FeO)$ вычислено с переводом Fe_2O_3 в FeO. Средняя величина этого отношения в серпентинитах составляет 0.85–0.86. В низкоглиноземистых серпентинитах это отношение не превышает 0.86.

Для лерцолитов (рис.3.3(а)) Торгаульской ложбины характерны более высокие содержания щелочей (до 1.40 мас.%) и Al_2O_3 (3.42–4.04 мас.%), чем для гарцбургитов.

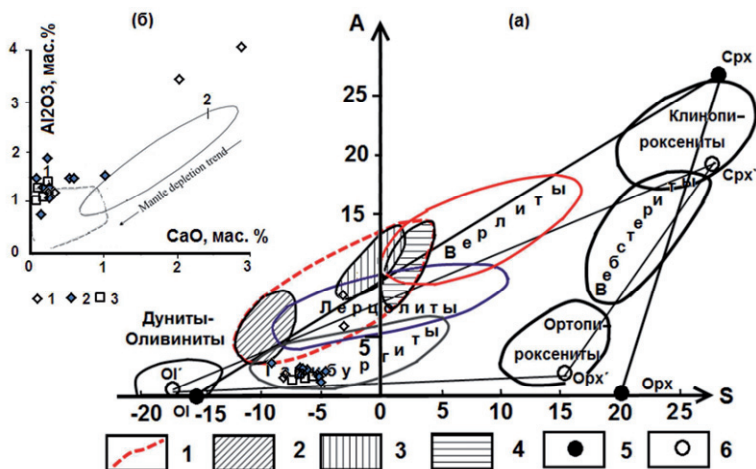


Рис.3.3(а). Положение полей статистического распределения химических составов ультраосновных пород и пикритов в координатах $A(Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O) - S(SiO_2 - (Fe_2O_3 + FeO + MgO + MnO + TiO_2))$, мас % [Четвериков, 1956].

1 – поле составов вулканических и гиабиссальных пород семейства пикритов; 2 – меймечиты; 3 – пикриты; 4 – перидотитовые коматиты; 5-6 – фигуративные точки составов типоморфных породообразующих минералов: 5 – идеальные (нормативные) форстерита, энстатита, диопсида (Ol, Орх, Срх соответственно); 6 – оливина, ромбического пироксена, диаллага (Ol', Орх', Срх' соответственно) из ультраосновных пород, по П.Н. Чирвинскому.

Рис.3.3(б). Диаграмма $Al_2O_3 - CaO$ для серпентинитов (1, 2) Тектурмасской аккреционной призмы и преддуговых перидотитов (3) Базарбайского комплекса.

Поля: 1 – преддуговые гарцбургиты, 2 – абиссальные перидотиты [Ishii et al., 1992].

Перидотиты: 1-Торгаульской ложбины, 2 – гор Дуана-Корасы-Тектурмас, 3 – урочища Базарбай.

По характеру накопления Al_2O_3 и CaO (рис.3.3(б)) серпентиниты тяготеют к полю гарцбургитов преддуговых бассейнов, и только отдельные их фигуративные точки, с повышенным содержанием Al_2O_3 , выходят за пределы этого поля. Богатые клинопироксеном гарцбургиты смещаются в область обогащения алюминием. Лерцолиты Торгаульской ложбины, имея сходный тренд с абиссальными перидотитами, выходят за пределы ареала их распространения.

Хромшпинели перидотитов серпентинитового меланжа Тектурмаской аккреционной призмы неоднородны по составу [Новикова и др., 1991]. В районе Красной Поляны, по-видимому, в составе лерцолитов встречается субалюмохроммагнетит и хроммагнетит, таковые известны в составе субщелочных и щелочных мафит-ультрамафитов континентальных рифтов. В этом же районе встречаются и хромпикотиты, что наиболее характерно для перидотитов окраинных морей. Аллюмохромит и субферриаллюмохромит гор Нурчекен по составу аналогичны таковым из перидотитов преддуговых бассейнов, Рудные кумулятивные хромиты, как правило, встречаются в ассоциации с перидотитами задуговых спрединговых бассейнов. Также присутствует (неопубликованные данные Э.М. Спиридонова) крайне деплетированный по TiO_2 аллюмохромит, что позволяет отнести содержащие их перидотиты к надсубдукционным спилит-офиолитам толпакского типа [Степанец, 2015a].

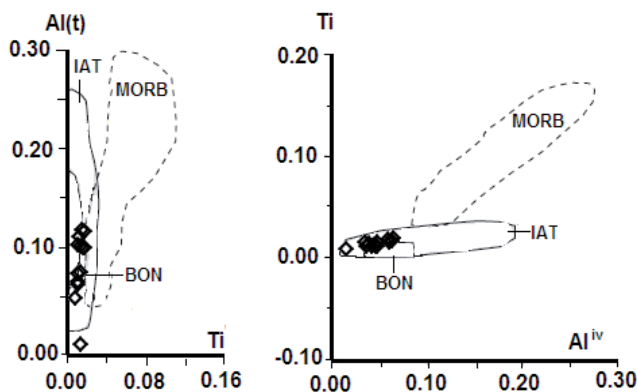


Рис.3.4. Ковариационные диаграммы для клинопироксенов перидотитов Итмурундинского серпентинитового меланжа.

Поля: IAT – островодужные толейты, BON – бониниты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов [Beccaluva et al., 1989]; $Al(t)-Ti$ (атомные отношения); $Ti-Al^{iv}$ (атомные отношения).

Клинопироксены пироксенитов Тортаульской ложбины на ковариантных диаграммах отношений $Al(t)-Ti$, $Ti-Al^{iv}$ (рис.3.4) совпадают с полями клинопироксенов бонинитов, формирование которых геодинамически ограничивается преддуговыми рифтами. На ковариантной диаграмме Al_2-TiO_2 (рис. 3.5(a)) фигуративные точки клинопироксенов пироксенитов также тяготеют к основанию тренда островодужных и преддуговых кумулятивных комплексов. По петрохимическому составу они аналогичны островодужным клинопироксенам перидотитов террейна Центральный Толпак Агырек-Арсаланской аккреционной призмы [Степанец, 2015a].

Габброиды, габбро-диориты, трондjemиты и плагиограниты серпентинитового меланжа, расположенного южнее пос. Красная Поляна, различаются по характеру накопления основных петрогенных компонентов. Общим для основных и средних пород являются низкие концентрации TiO_2 (<0.96 мас.%), P_2O_5 (<0.10 мас.%). Первая группа габброидов расслоенного комплекса представлена породами известково-щелочной серии с явно выраженной натровой специализацией. Для них также характерны пониженные концентрации MgO (6.86 мас.%) и слабое обогащение Al_2O_3 (<17.29 мас. %). Они имеют явно выраженный максимум по иттрию (24.5 г/т) и слабо выраженный минимум по ниобию (2.3 г/т), что специфично для габброидов преддуговых офиолитовых комплексов палеозойд Центрального Казахстана.

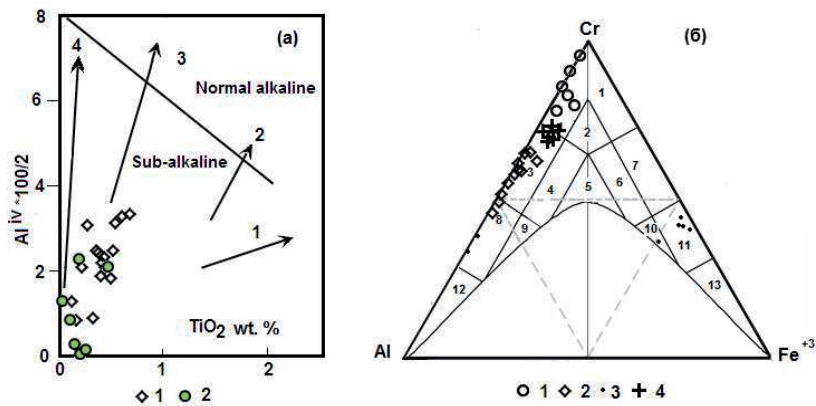


Рис.3.5(а). Ковариационная диаграмма $Al_2 = (Al^{iv*100/2}) - TiO_2$ для клинопироксенов клинопироксенитов (1) и габброидов (2).

Тренды: 1 – перidotитов океанических хребтов, 2 – палеозойских офиолитовых комплексов, 3 – островодужных и преддуговых кумулятивных комплексов [Loiccks, 1990], 4 – перidotитов (с горизонтами хромитов) задуговых спрединговых бассейнов [Степанец, 2015а] Линия раздела на субщелочные и нормальной щелочности породы [LeBas, 1962].

Рис.3.5(б) диаграмма Cr–Al– Fe^{+3} составов шпинелидов перidotитов района поселка Красная Поляна (1-3) и горы Нурчекен (4).

Поля [Павлов, 1949]: 1 – хромит, 2 – субферрихромит, 3 – алюмохромит, 4 – субферриалюмохромит, 5 – ферриалюмохромит, 6 – субалюмоферрихромит, 7 – феррихромит, 8 – хромпикотит, 9 – субферрихромпикотит, 10 – субалюмохроммагнетит, 11 – хроммагнетит, 12 – пикотит, 13 – магнетит.

Породы второй группы встречаются реже и отвечают толеитам. Для габброидов этой группы характерны низкие концентрации TiO_2 (0.21 мас.%), Al_2O_3 (14.75 мас.%) и Na_2O (1.47 мас.%) при $K_2O=0.19$ мас.%. Плагииграниты, ассоциирующие с габброидами первой группы, также обогащены Na_2O (5.13 мас.%).

Гранитоиды урочища Тортаул и южнее пос. Красная Поляна с высокими содержаниями K_2O (1.80–2.05 мас.%) и Na_2O (5.22 мас.%) отвечают континентальным трондъемитам.

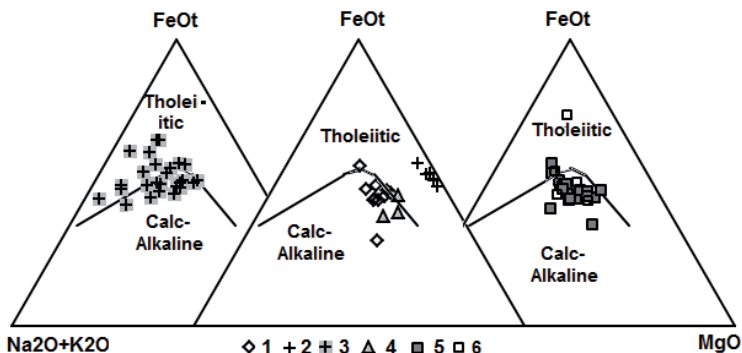


Рис.3.6. Бинарная диаграмма $Na_2O+K_2O-FeO_{общ}-MgO$ [Irvine & Varagar, 1971] для магматических пород Тектурмасской аккреционной призмы.

Тортаульская ложбина: 1 – диабазы, 2 – долериты, 3 – карамурунские базальты; 4 – диабазы гор Сарытау; 5 – базальты гор Дуана-Корасы; 6 – базальты гор Косдонгал.

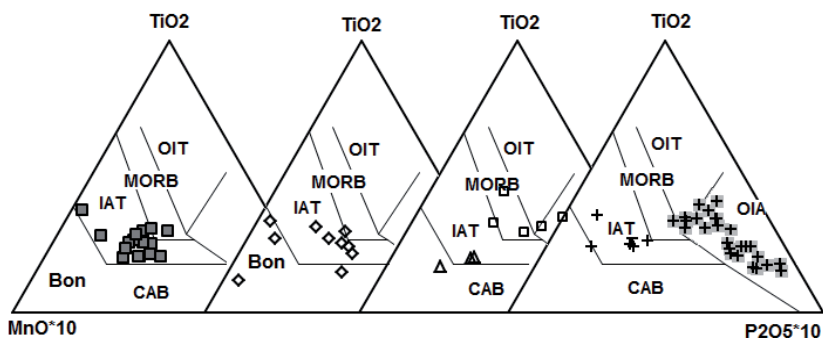


Рис.3.7. Бинарная диаграмма $10*MnO-10*P_2O_5-TiO_2$ [Mullen, 1983] для пород Тектурмасской аккреционной призмы. OIT – толеитовые базальты океанических островов; OIA – щелочные базальты океанических островов; MORB – базальты срединно-океанических хребтов и дна океанов; IAT – островодужные толеиты; CAB – известково-щелочные базальты; Bon – бониниты.

Диабазы и долериты серпентинитового меланжа Торгаульской ложбины резко различаются по содержанию основных петрогенных окислов (рис.3.6).

Выделяется группа низкотитанистых (TiO_2 : 0.89–0.24 мас.%) диабазов (SiO_2 : 50.37–51.96 мас.%, MgO : 5.96–6.73 мас. %) с крайне низкими концентрациями P_2O_5 (0.01–0.03 мас.%) и преобладанием FeO (<8.02 мас.%) над Fe_2O_3 (<1.16 мас.%), что сближает их с оригинальными бонинитами острова Бонин [Cameron et al., 1979], это отчетливо демонстрирует и диаграмма Е.Д. Муллена (рис. 3.7). Однако отсутствие элементов-примесей для этих пород не позволяет уверенно классифицировать их как бониниты. Особо следует отметить наличие в диабазах нормативного оливина, тогда как бониниты являются кварц-нормативными породами [Cameron et al., 1979].

Среднетитанистые (TiO_2 : 0.77–1.47 мас.%) примитивные диабазы (SiO_2 : 50.37–51.96 мас.%, MgO : 6.67–7.81 мас.%, P_2O_5 : 0.09–0.15 мас.%) отвечают островодужным толеитам с известково-щелочным уклоном (рис.3.6, 3.7).

По характеру накопления породообразующих окислов долериты (SiO_2 : 44.49–46.42 мас. %) приближаются к составу базальтовых коматитов, на что указывают крайне низкие концентрации щелочей (рис.3.6) и P_2O_5 (0.03–0.1 мас.%). Это также подтверждают и низкие содержания TiO_2 (0.67–0.98 мас. %), невысокий уровень Al_2O_3 (13.34–14.66 мас.%) и стабильно выраженное преобладание FeO (<6.98 мас.%) над Fe_2O_3 (<2.21 мас.%). По соотношениям $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{FeO}_{\text{общ}}$ [Pearce et al., 1977] они могут быть сопоставлены с MORB и частично с OIB (рис. 3.8), но на диаграмме $10*\text{MnO}-10*\text{P}_2\text{O}_5-\text{TiO}_2$ [Mullen, 1983] их фигуративные точки располагаются в поле островодужных толеитов.

В горах Сарытау встречаются диабазы близкие таковым Торгаульской ложбины (рис.3.6). Однако они более высокомагнезиальные (MgO <8.64 мас.%), а P_2O_5 не превышает 0.08 мас.%. Они также как и диабазы Торгаульской ложбины содержат нормативный оливин. На диаграмме $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{FeO}_{\text{общ}}$ [Pearce et al., 1977] диабазы гор Сарытау, как и базальтовые коматиты Торгаульской ложбины располагаются в поле MORB (рис. 3.8).

Такое сочетание пород характерно для бонинитовых серий примитивных островных дуг. В таких структурах бониниты и подобные им породы рассматриваются как примитивные расплавы частичного плавления значительно гидратированного истощенного мантийного вещества над зоной субдукции [Ishikawa et al., 2002].

Базальтоиды карамурунской толщи Торгаульской ложбины (рис. 3.6, 3.8) имеют совершенно иной петрохимический состав, чем диабазы, что не дает нам основа-

ние рассматривать их как подводные каналы и объединять эти породы в единый офиолитовый комплекс.

Аллохтонные комплексы. *Карамурунская толща* имеет довольно пестрый состав. Она сложена базальтами, трахибазальтами, базальтовыми трахиандезитами, реже трахиандезитами, базанитами, тефритами, фонотефритами и тефрифонолитами (рис.3.9).

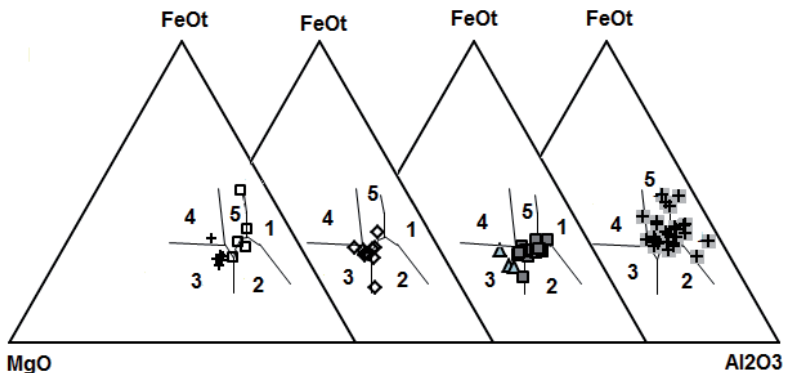


Рис. 3.8. Бинарная диаграмма $MgO-Al_2O_3-FeO_{общ}$ [Pearce et al., 1977] для диабазов серпентинитового меланжа и базальтов карамурунской свиты Тектурмаской аккреционной призмы. Базальты: 1 – спрединговых зон, 2 – островных дуг, 3 – срединно-океанических хребтов и океанического дна, 4 – океанических островов, 5 – континентальных рифтов.

Условные обозначения смотри на рисунке 3.6.

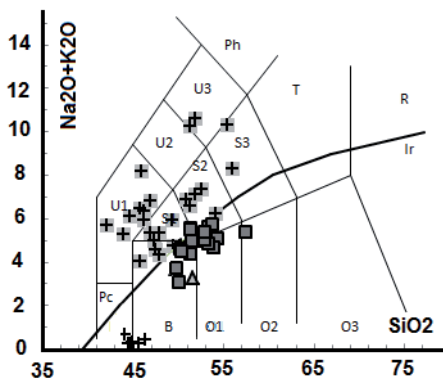


Рис. 3.9. Диаграмма $Na_2O+K_2O-SiO_2$ [Irvine & Baragar, 1971; Cox et al., 1979] для пород Тектурмаской аккреционной призмы.

Pc – пикрито-базальт; U1 – базанит; U2 – фонотефрит, U3 – тефрофонолит; Ph – фонолит; S1 – трахибазальт; S2 – базальтовый трахиандезит; S3 – трахиандезит; T – трахит; B – базальт; O1 – базальтовый андезит; O2 – андезит; O3 – дацит.

Условные обозначения см. на рис. 3.6.

Общим для всех вулканитов карамурунской толщи являются высокие концентрации TiO_2 (<3.25 мас.%), $\text{FeO}_{\text{общ}}$ (<14.76 мас.%), P_2O_5 (<1.35 мас.%) и рост щелочей с увеличением SiO_2 .

По данным М.З. Новиковой [Новикова и др., 1991; Якубчук, 1991] вулканиты обогащены Nb (35–42 г/т), V (185 г/т), Ba (350–460 г/т), Sr (300 г/т), Zr (278 г/т), Rb (27 г/т), Y (29 г/т) и резко обеднены Cr (10 г/т), Ni (50 г/т), Co (23 г/т) и MgO (<5.59 мас.%), что свидетельствует об интенсивной дифференциации исходной обогащенной магмы. Все вулканиты карамурунской толщи отвечают нефелин-оливин-нормативным породам.

Плюмовая составляющая базальтоидов карамурунской толщи находит подтверждение на диаграмме $10^* \text{MnO} - 10^* \text{P}_2\text{O}_5 - \text{TiO}_2$ [Mullen, 1983], где они в основном ложатся в поле щелочных базальтов океанических островов (рис.3.8). Тогда как на диаграмме $\text{MgO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO}_{\text{общ}}$ [Pearce et al., 1977] они соответствуют базальтам континентальных рифтов и базальтам спрединговых зон (рис. 3.8).

Контаминация исходной магмы карамурунских вулканитов веществом континентальной коры подтверждается и величиной отношения изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, изменяющейся от 0.7086 до 0.7170 [Антонюк, 1974], что значительно превышает эту величину как в базальтах срединно-океанических хребтов, так и в базальтах океанических островов [Hamer, 1983].

Дуана-Корасыкая толща. Базальты и базальтовые андезиты сопоставляются с низкотитанистыми (TiO_2 : 0.63–1.15 мас.%), низкоглиноземистыми (Al_2O_3 : 13.96–15.75 мас.%), низкофосфористыми (P_2O_5 : 0.08–0.15 мас.%), высоконатриевыми (Na_2O : 2.65–7.89 мас.%) толеитами с известково-щелочным уклоном. По содержанию калия они относятся к низкокалиевым толеитам и среднекалиевым известково-щелочным островодужным базальтам (рис.3.7, 3.8). С увеличением роли кремнезема (SiO_2 <53.87 мас.%) в вулканитах повышается уровень концентраций Al_2O_3 (до 17.36 мас.%) и TiO_2 (<1.15 мас.%), по характеру распределения MgO (3.41–6.90 мас.%) они преимущественно отвечают дифференцированным, реже примитивным базальтам. Редко встречаются базальты с крайне низкими концентрациями P_2O_5 (<0.04 мас.%), чем находят аналогию с породами примитивных островных дуг. По характеру накопления петрогенных окислов базальты дуана-корасыкой толщи близки диабазам серпентинитового меланжа Тортаульской ложбины (рис. 3.7, 3.8).

Косдонгалская толща. Она представлена преимущественно титанистыми (TiO_2 : 1.14–1.69 мас. %) толеитовыми базальтами с умеренными концентрациями Al_2O_3 (12.76–15.21 мас. %) при низких содержаниях P_2O_5 (0.09–0.22 мас.%) и K_2O (>0.05 мас.%), что сближает их с базальтами задуговых спрединговых бассейнов (рис.

3.7, 3.8), обогащенных Na_2O (3.46–6.25 мас.%). Также встречаются дифференцированные высокотитанистые ($\text{TiO}_2=3.36$ мас.%), низкоглиноземистые ($\text{Al}_2\text{O}_3=12.25$ мас.%) и низкокальциевые ($\text{K}_2\text{O}=0.05$ мас.%) базальты, но с невысокими содержаниями P_2O_5 (0.22–0.45 мас.%), что в целом отличает их от плюмовых базальтов карамурунской толщи.

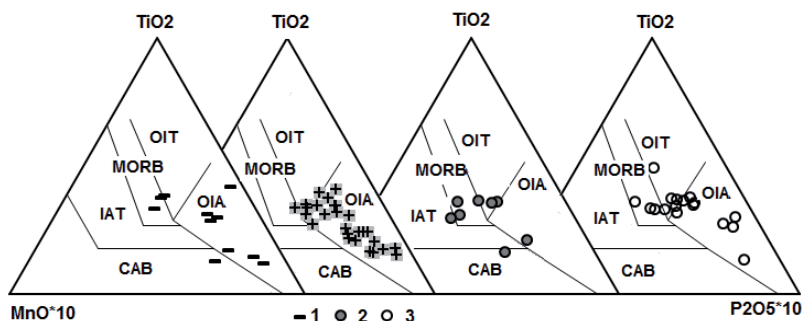


Рис. 3.10. Бинарная диаграмма $10^* \text{MnO} - 10^* \text{P}_2\text{O}_5 - \text{TiO}_2$ [Mullen, 1983] для пород Тектурмасской аккреционной призмы.

1 – базальты урочища Пожарище; 2 – базальты северного склона гор Сарытау; 3 – базальты гор Сарытау.

Остальные условные обозначения смотри на рис. 3.7.

По-видимому, в отдельную толщу следует выделить вулканиты урочища Пожарище и гор Сарытау, где встречены базальты трех различных типов.

Известны собственно плюмовые базальты, аналогичные таковым карамурунской толщи урочища Тортаул (рис. 3.10). Особо следует отметить появление низкотитанистых (TiO_2 : 0.76–0.96 мас.%), низкожелезистых ($\text{FeO}_{\text{общ}}$: 7.45–8.17 мас.%), умеренноглиноземистых (Al_2O_3 : 14.79–15.09 мас.%), фосфористых (P_2O_5 : 0.32–0.38 мас.%) известково-щелочных базальтов широко известных в пределах активных континентальных окраин. Важно отметить появление примитивных титанистых ($\text{TiO}_2 < 3.37$ мас.%), высококальциевых ($\text{CaO} < 11.51$ мас.%) толеитовых базальтов с известково-щелочным уклоном известных в задутовых спрединговых бассейнах.

Паравтохтонные комплексы. *Расслоенный базарбайский комплекс.* Габброиды, габбро-диориты и трондjemиты базарбайского комплекса по петрохимическому составу отвечают низкотитанистым (TiO_2 : 0.79–0.59 мас.%), низкокальциевым ($\text{K}_2\text{O} < 0.1$ мас.%) и высокотитанистым ($\text{Na}_2\text{O} < 8.0$ мас.%) породам известково-щелочной серии (рис. 3.11). Они, однако, содержат высокие концентрации Nb (7.5

г/т), Y (40 г/т), Yb (4.3 г/т), Zr (235 г/т), Ga (17 г/т) и низкие концентрации Ni (12 г/т), Cr (17 г/т), Co (9 г/т).

Дайково-силловый комплекс. Диабазы и кварцевые диабазы, образующие, как правило, одиночные силлы и дайки, отвечают высоконатриевым ($\text{Na}_2\text{O} < 5.29$ мас.%) дифференцированным ($\text{MgO} > 2.54$ мас.%) и реже примитивным ($\text{MgO} < 7.08$ мас.%) породам толеитовой и известково-щелочной серий. В примитивных известково-щелочных диабазах по отношению к дифференцированным диабазам несколько повышены Al_2O_3 (14.96–15.44 мас.%) и P_2O_5 (0.1–0.13 мас.%), но они менее железистые ($\text{FeO}_{\text{общ}} < 9.39$ мас. %), а уровень Na_2O не превышает 3.08 мас. %. Для кварцевых диабазов характерны крайне низкие концентрации P_2O_5 (0.05–0.07 мас.%), тогда как в дифференцированных диабазах содержания P_2O_5 достигают 0.22 мас.%.

Долериты являются примитивными известково-щелочными породами и довольно четко разделяются на низкотитанистые ($\text{TiO}_2 < 1.0$ мас.%) и умереннотитанистые ($\text{TiO}_2 > 1.0$ мас.%). С увеличением кремнезема постепенно понижается уровень концентраций глинозема и железа, однако в умереннотитанистых эта тенденция не проявлена. Породы дайково-силлового комплекса по характеру накопления основных петрогенных окислов неэквивалентны вулканитам кузекской свиты, что демонстрируют бинарные диаграммы (рис. 3.12). На диаграмме отчетливо видны различные направления трендов накопления глинозема в примитивных вулканитах и примитивных диабазах, а уровень глинозема в долеритах выше, чем в вулканитах кузекской свиты.

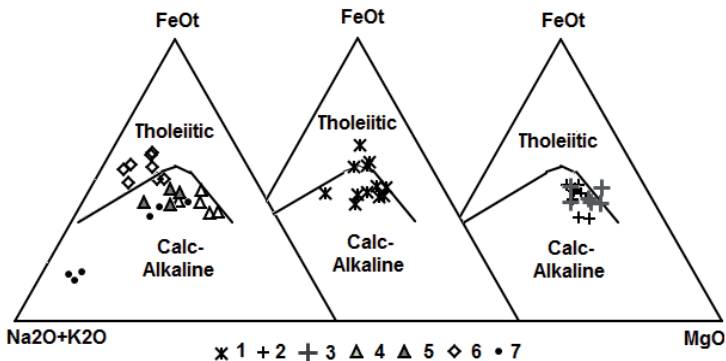


Рис.3.11. Бинарная диаграмма $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{MgO}$ [Irvine & Baragar, 1971] для пород базарбайского офиолитового комплекса.

1 – диабазы и кварцевые диабазы; 2-3-долериты: 2 – low-Ti, 3 – med-Ti; 4-6 – кузекская свита: 4 – примитивные вулканиты; 5-6 – дифференцированные вулка-

ниты: 5 – low-Fe, 6 – high-Fe; 7 – породы расслоенного габбро-плагиогранитного комплекса.

Кузекская свита. Вулканиды свиты по петрохимическому составу принадлежат примитивным базальтам и дифференцированным базальтам, трахибазальтам, базальтовым трахиандезитам и трахиандезитам с явно выраженным обогащением по Na_2O (<2.51 мас.%) при содержании K_2O не более 1.58 мас.%, что наиболее характерно для известково-щелочных серий (рис. 3.11). Обособленную группу составляют высокожелезистые дифференцированные вулканиды, которые могут быть сопоставлены с толеитами с известково-щелочным уклоном. По характеру накопления титана они отвечают низко- и умереннотитанистым вулканидам с высоким трендом обогащения фосфором (рис. 3.12), что характерно для вулканидов активных континентальных окраин.

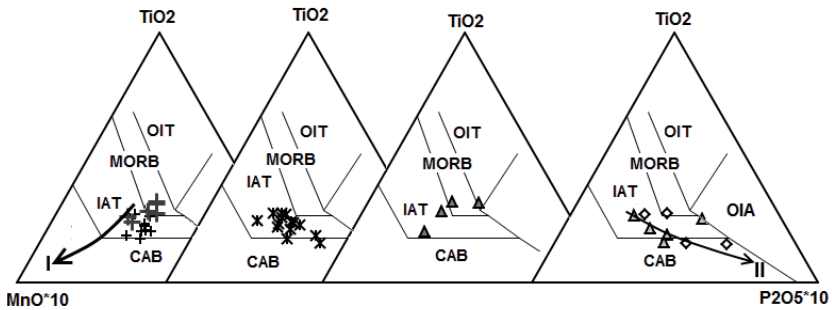


Рис. 3.12. Бинарная диаграмма $10^* \text{MnO} - 10^* \text{P}_2\text{O}_5 - \text{TiO}_2$ [Mullen, 1983] для пород базарбайского офиолитового комплекса.

Линиями показаны тренды: I – примитивных островных дуг, II – активных континентальных окраин.

Условные обозначения смотри на рис. 3.11.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Стратиграфическая последовательность базальтоидных и осадочных толщ района гор Тектурмас, рассмотренная в работах Р.М. Антонюка [Антонюк, 1976; Антонюк и др., 2015] и М.З. Новиковой [Новикова и др., 1991], с позиций классического строения верхних членов офиолитовой триады, отражающей океаническую историю их формирования [Пейве, 1969; Колман, 1979], как бы не вызывает сомнений.

Это в том случае, если океаническая природа исследуемых магматических пород четко обоснована, ассоциирующие с океаническими перидотитами и габброидами тела диабазов являются комагматами базальтов, а конденсированные силициты содержат металлоносные илы и железомарганцевые конкреции.

Как было показано выше, ни одно из перечисленных критериев определения океанической природы нижнепалеозойских образований в пределах гор Тектурмасс, на данный момент не установлено.

Тем более все изученные перидотиты и габброиды, как и их пороодообразующие и акцессорные минералы, отвечают плутоническим породам надсубдукционных офиолитов. В серпентинитовом меланже встречаются породы марианит-бонинитовой серии, образование которых также ограничивается рифтами преддуговых бассейнов.

Таблица 1. Палеомагнитные направления пород Тектурмасской аккреционной призмы

(52.8⁰с.ш., 74.6⁰в.д.)

Объ-ект	Воз	Аз, ⁰ Уг, ⁰		Т-чистка, 500 ⁰ С						Круги				П, ⁰
		ПД		n	Dec, ⁰	Inc, ⁰	K	α95, ⁰	n	Dec, ⁰	Inc, ⁰	α95, ⁰		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	
ББ	O ₃	325-20	25-75	17	171	-6	4	17	-	-	-	-	-	
					180	17	-	-	23	190	20	10	10.3	
БД1-14	O ₃	280	90	15	155	44	2	25	-	-	-	-	-	
					240	25	-	-	9	210	24	19	12.6	
БД 15-18 БГ	O ₃	340	40	12	46	47	1.5	43	-	-	-	-	-	
					20	25	-	-	12	185	13	9	6.6	
ДБ	O ₂	210-30	30-80	9	162	-5	2	25	-	-	-	-	-	
					139	-25	-	-	7	273	18	11	9.2	
БА	O ₂	164-232	20-80	9	313	78	2	26	-	-	-	-	-	
					205	79	-	-	9	162	33	11	18	

Примечание. ББ – базальты кузекской свиты; БД – долериты дайково-силлового комплекса; БГ – габбро; ДБ – блоки диабазов из серпентинитового меланжа; БА – базальты карамурунской свиты района Тортаульской ложбины, по данным [Турманидзе и др., 1991].

В составе тектонических покровов известны базальты дуана-корасынской толщи, аналоги вулканитов примитивных островных дуг марианского типа, а также покровы вулканитов задуговых спрединговых бассейнов, одновозрастных высокотитанистым щелочным базальтам карамурунской и силицитам тектурмасской толщ (рис.3.13).

Если рассмотреть имеющиеся по магматическим породам Тектурмасской аккреционной призмы палеомагнитные определения (таблица 1), к примеру, для базальтов гор Дуана-Корасы и базальтов карамурунской толщи Тортаульской ложбины, то для их совмещения в один разрез они должны были бы преодолеть расстояние почти в одну тысячу километров. Такое же расстояние можно предпола-

гаты и между базальтами карамурунской толщи и вулканитами кузекской свиты. При этом базальты гор Дуана-Корасы аномально повернуты на 80 градусов по часовой стрелке относительно как карамурунских базальтов, так и вулканитов кузекской свиты.

Определение геодинамической позиции дифференцированных щелочных базальтов гор Тектурмас является одной из обсуждаемых проблем в истории геологического развития Жонгаро-Балхашской складчатой системы.

А.С Якубчук [Якубчук, 1991], анализируя спайдерграммы базальтоидов карамурунской толщи, используя при этом данные полуколичественного спектрального анализа, сделал вывод, что они наиболее близки вулканитам энсиалического окраинного бассейна Южных Шетландских островов, ссылаясь при этом на спайдерграммы третичных базальтов приведенных в работе [Сондерс, Тарни, 1987].

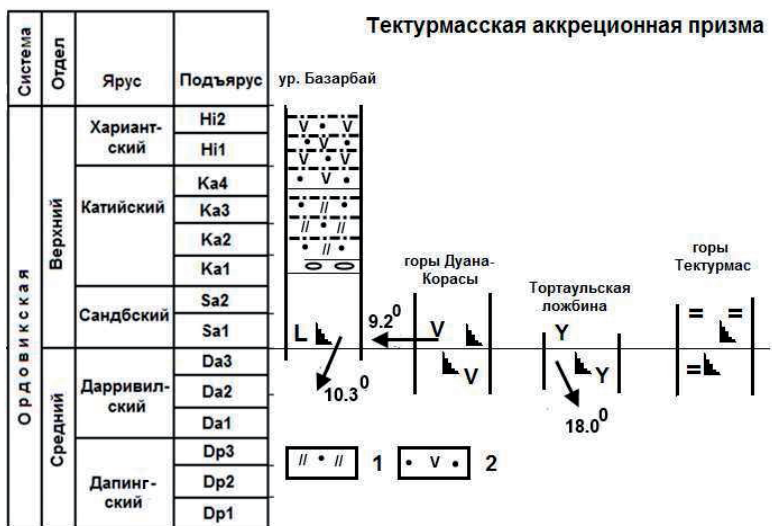


Рис. 3.13. Корреляционная схема образований Тектурмасской аккреционной призмы.

1 – пепловые туфы кислого состава; 2 – пепловые туфы среднего и основного состава. Стрелками показано склонение, а в градусах палеоширота. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.2(б).

Прежде следует отметить, что в геологическом строении Южных Шетландских островов ведущее место занимают известково-щелочные интрузивные породы, пирокласты кислого состава и субаэральные лавы, последовательно дифференцированные от базальтов до риолитов [Hamer, 1983]. Базальты, как правило, зани-

мают незначительный объем в составе этих серий и представлены низкожелезистыми примитивными базальтами, явно обогащенными элементами группы железа (Cr, Ni, Co), в которых содержание Nb не превышает 3 г/т.

Дифференцированные щелочные базальты карамурунской толщи района Тортуальской ложбины напротив обогащены Nb (35–42 г/т), концентрации Ba (460 г/т), Rb (28 г/т) в них на порядок выше, а Cr (10 г/т), Ni (50 г/т) значимо меньше, чем в третичных базальтах Южных Шетландских островов [Сондерс, Тарни, 1987].

Высокие отношения изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.7086–0.7170) дарривилских щелочных базальтов карамурунской толщи увязываются с контаминацией исходной магмы веществом континентальной коры, на что еще ранее обратил внимание А.С. Якубчук [Якубчук, 1991]. Столь высокие отношения изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ щелочных базальтов карамурунской толщи указывают, что они, вероятнее всего, являются производными обогащенной мантии типа EM2. Этому не противоречат и величины отношений Zr/Nb (6.62–7.94), Rb/Nb (0.64–0.77), Ba/Nb (10.00–10.95) и Rb/Sr (0.09) щелочных базальтов карамурунской толщи. Как известно [Hofmann, 1997], компонент EM2 рассматривается как индикатор переработанной океанической коры, включая и континентальные осадки.

Отсутствие их прямой связи с субаэральными лавами, последовательно дифференцированных от базальтов до риолит-дацитов известково-щелочной серии, столь характерных для сиалических бассейнов [Сондерс, Тарни, 1987], дает основание предполагать, что высокая доля сиалического компонента щелочных базальтов карамурунской толщи указывает на значительный объем отслоившейся нижней части мантии континентальной литосферы, вовлеченной в конвективный поток [McKenzie, 1983]. Предполагается, что такие отслоения могут происходить в результате воздействия флюидов, отделяющихся от поддвигаемой океанической плиты в зону субдукции [Tatsumoto et al., 1992]. Этому не противоречат низкие концентрации Cr, Ni, Co, V, Mg, а также высокие содержания Ba, Pb, Zr щелочных базальтов карамурунской толщи.

Если учесть отношение изотопов стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0.7053±0.0021) кератофиров, пространственно и, вероятно, генетически связанных с базальтоидами карамурунской толщи района Тортуальской ложбины [Антонюк, 1976; Антонюк и др., 2015], то вполне обосновано, можно говорить об антидромной последовательности вулканизма карамурунской толщи, что не характерно для мезозойско-кайнозойского магматизма протекающего в срединно-океанических хребтах. Отношение изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ кератофиров, указывает на присутствие в их составе компонента EM1, который рассматривается как индикатор переработки древних пеллагических отложений или древней субконтинентальной литосферы [Hofmann, 1997], что также не противоречит антидромной последовательности образования

вулканитов карамурунской толщи Тортаульской ложбины. Это дает основание предполагать, что на протяжении дарривила холодный суперплюм, формирующий магматические породы отражающие состав сиалического задугового бассейна, эволюционировал по составу от обогащенной мантии типа EM1 к EM2. Такая последовательность эволюции магматизма дарривилского холодного суперплюма характерна и для вулканогенных комплексов Итмурундинской аккреционной призмы [Степанец, 2015б] Жонгаро-Балхашской складчатой системы Центрального Казахстана, что указывает на глобальный характер его проявления.

Также довольно проблематично выглядит идея Р.М. Антониюка [Антониюк и др., 2015] о том, что карамурунские щелочные базальты отражают состав океанических островов при отсутствии в пределах Тектурмасской аккреционной призмы достоверно установленных океанических базальтов, габброидов и перидотитов. Тому подтверждением является отношение изотопов стронция $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ щелочных базальтов, что значительно выше, чем в базальтах срединно-океанических хребтов и в щелочных океанических базальтах ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}:0.7020-0.7035$) [Cox et al., 1979]. Следует не забывать, что серпентиниты Тортаульской ложбины обогащены иттербием (0,42 г/т), что также не характерно для кайнозойских абиссальных перидотитов [Bonatti et al., 1971].

Альтернативным вариантом образования щелочных базальтов карамурунской толщи может служить идея их формирования в составе офиолитов переходных зон океан-континент, в пределах таких зон, как правило [Manatschal & Müntener, 2003], субконтинентальная литосферная мантия представлена лерцолитами, что в нашем случае подтверждается составом серпентинитового меланжа района Тортаульской ложбины (рис.3.3) и присутствием хроммагнетита и субальюхроммагнетита в составе лерцолитов. Такие процессы, по-видимому, могут протекать и в пределах сиалических задуговых бассейнов, примером тому являются офиолиты чилийского типа [Dilek, 2003].

Редкие глыбы гранитов из полимиктового серпентинитового меланжа района Тортаульской ложбины по характеру накопления основных петрогенных компонентов отвечают орогенным гранитам I-типа [Bea et al., 2000] и могут быть сопоставлены с таковыми активных континентальных окраин.

Отсутствие в составе серпентинитового меланжа Тортаульской ложбины диабазов комагматичных щелочным базальтам карамурунской толщи, как и их палеоширота образования (таблица 1), свидетельствуют о том, что последние были сорваны с материнского ложа и тектонически совмещены с меланжированными породами островодужных габбро-перидотитовых комплексов.

Трондземиты базарбайского комплекса, учитывая их высокие концентрации Nb, Y, Yb, Zr, Ga и низкие концентрации Mg, Ni, Cr, Co, сопоставляются с гранитоидами А-типа [Whalen et al., 1987; Bea et al., 2000], при этом содержания Nb, Y, Yb, Zr в них ниже, чем в гранитах срединно-океанических хребтов [Pearce et al., 1984]. Учитывая отношение Nb–Y–Ga [Eby, 2011] они могут быть отнесены к анорогеным гранитоидам А₂-типа постколлизийных обстановок. Крайне низкие концентрации К₂О и высокие содержания Na₂О дают основание предполагать, что трондземиты являются производными высоконатровой интенсивно дифференцированной базальтовой магмы [Frost, 2010], что сближает их с островодужными гранитоидами I-типа [Litherland et al., 1994].

Н.А. Герасимова [Герасимова и др., 1992], ссылаясь на изменчивость строения, состава матрикса и аллохтонного материала сарытауской олистостромы, предлагает выделять в ее составе проксимальные (Тектурмасская подзона) и дистальные (Сарытауская подзона) фации, последние характерны для турбидитовых толщ Атасу-Моинтинской пассивной континентальной окраины. По-видимому, дистальные фации турбидитов гор Зангар, Иманак (рис. 3.2(г)) и северных склонов гор Сарытау (рис 3.2(б)) отвечают таковым, тогда как собственно для Тектурмасской подзоны наиболее характерны олистостромы, связанные с тектоническими перемещениями в зонах поглощения тектонических плит, формирующих систему аккреционных призм, время формирования которых определяется продолжительностью субдукции. В нашем случае пододвигание одной тектонической плиты под другую протекало на протяжении ордовика и нижнего силура.

Присутствие в разрезе тектурмасских яшм вишневых кремнистых туффов, пепельных яшм, не смотря на отсутствие прямых соотношений последних с базальтоидами карамурунской толщи, может свидетельствовать о принадлежности их одному задуговому палеобассейну. Однако это предположение требует детального изучения разрезов силицитов тектурмасской толщи района гор Тектурмас, поскольку в других аккреционных призмах Центрального Казахстана дарривилские щелочные базальты, как правило, надстраивают кремнисто-туфогенные разрезы [Степанец и др., 1998] или оказываются синхронные по времени образования кремнистым толщам [Степанец, 1992]. Нижняя и верхняя стратиграфические границы интенсивно дислоцированных силицитов тектурмасской толщи достоверно не установлены. Учитывая известные на данное время списки конодонтов [Новикова и др., 1991; Никитин, 2002], можно условно принять возраст тектурмасской толщи в объеме дарривилского яруса среднего ордовика и сандбского яруса позднего ордовика. Р.А. Антонюк [Антонюк и др., 2015], учитывая литологическое сходство силицитов района гор Тектурмас с таковыми бурубайтальской формации [Роров & Tolmacheva, 1995], предлагает нижнюю стратиграфическую границу тектурмасской толщи опустить до верхнего кембрия включительно. Однако следует отметить, что конденсированные океанические радиолариты бурубайталь-

ской формации и тектурмасские силициты отделены друг от друга, как минимум, двумя погребенными сутурными зонами. К тому же тектурмасские силициты содержат большое количество туфогенного материала, по-видимому, о позднекембрийском-среднеордовикском возрасте можно говорить лишь для турбидитных отложений Атасу-Моинтинской пассивной континентальной окраины.

Учитывая некоторое петрохимическое родство между диабазами серпентинитового меланжа и базальтами дуана-корасынской толщи, можно предположить, что только эти породы Тектурмасской аккреционной призмы могут быть объединены в единый офиолитовый комплекс, отражающий состав примитивной островной дуги, вулканизм в пределах которой протекал на протяжении дарривилского и сандбского ярусов среднего и верхнего ордовика соответственно.

Палеошироты базальтов кузекской свиты и габброидов базарбайского массива различаются всего на 4° при близком их склонении, тогда как породы дайково-силлового комплекса повернуты относительно габбро и базальтов на 20° по часовой стрелке при палеошироте на 6° больше чем палеоширота габброидов.

Отсутствие прямых петрогеохимических связей между базальтами кузекской свиты, аналогичных составу вулканитов активных континентальных окраин, породами дайково-силлового и габбро-плагиогранитного комплексов, также ставят вопрос правомерности объединения этих пород в единую вулканоплутоническую ассоциацию.

Р.М. Антонюк [Антонюк и др., 2015], вулканиты кузекской свиты, ссылаясь на их петрохимический состав, сопоставляет с лавами нижней части разреза верхне-среднеордовикской Байдаулетовской островной дуги, верхи которой сложены крупнопорфировыми вулканитами, что также характерно для вулканитов палеоостровных дуг формирующихся у активных окраин континентов.

Особого внимания заслуживает краткое обсуждение тектонического положения серпентинитового меланжа в структуре Тектурмасской аккреционной призмы. В конце прошлого столетия, в период геосинклинальной доктрины в геологии Казахстана, большинство исследователей, обращающихся к этой проблеме, основываясь на магнитных и гравиметрических данных [Суворов, 1973], рассматривали структуру гор Тектурмас как глубинный разлом, где массивы габбро-перидотитов [Михайлов, Москалева, 1972] или серпентинитового меланжа [Якубчук, 1991] своими корнями достигали границы Мохо. Также предполагалось, что под горами Тектурмас и смежными с ними структурами отсутствует гранитно-метаморфический слой, что в целом обосновывало существование в пределах покровно-складчатых структур мантийных диапиров, поставляющих габбро-перидотитовые массы на дневную поверхность. Следует помнить и примеры рас-

четов залегания подошвы ультрамафитов и базальтов района урочища Пожарище на глубине не более 4.5 км [Суворов, 1973]. Вероятнее всего эта мощность на порядок завышена, поскольку в расчетах, как правило, принималось, что с глубиной увеличивается плотность перidotитов.

По-видимому, современное решение этой проблемы лежит в плоскости понимания аллохтонной природы пород офиолитовой триады на флангах Тектурмасской аккреционной призмы, которую еще раньше распознала М. З. Новикова [Новикова и др., 1991]. Очевидно, что и террейны разноформационных офиолитов Тектурмасской аккреционной призмы слагают бескорневые тела, запечатанные сарытауской олистостромой, образование которой обусловлено сжатием двух тектонических плит в зоне субдукции.

ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ПАЛИНСПАСТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

В пределах северной части Жонгаро-Балхашской складчатой системы можно выделить все геодинамические элементы, присущие структурам современных активных континентальных окраин восточно-тихоокеанского (андского) типа, где центральное место занимает Девонский вулканоплутонический пояс и обрамляющий его с севера (в современных координатах) Шидертинский сиалический задуговой бассейн, а с юга Нуринско-Карасорский преддуговой прогиб (S_2-D_3), который тектонически сопряжен с Тектурмасской аккреционной призмой (O_3-S_1). С юга геологические комплексы Тектурмасской аккреционной призмы тектонически перекрыты флишеидными и турбидитными отложениями Сарысуйского сиалического окраинного моря (O_3-S_2).

Опираясь на палеомагнитные данные [Печерский, Диденко, 1995], можно заключить, что Девонский вулканоплутонический пояс и сопряженные с ним структуры имели субширотное простирание, а также можно констатировать, что эти структуры относительно ордовикских и силурийских образований были смещены на юг, однако общая тенденция простирания нижнепалеозойских и девонских комплексов сохранилась.

Относительный разворот девонских структур, как показали авторы [Печерский, Диденко, 1995], произошел в после пермское время, то есть современную подковообразную форму палеозойские структуры Центрального Казахстана приобрели только в мезозое.

Принципиально важным моментом для понимания истории геодинамического развития северной части Жонгаро-Балхашской складчатой системы является механизм и последовательность образования Тектурмасской аккреционной призмы,

формирование которой протекало на протяжении верхнего ордовика и нижнего силура.

Для решения этих проблем, одновременно с петрологическими исследованиями разновозрастных магматических комплексов Тектурмасской аккреционной призмы, в рамках проекта по составлению геодинамической карты Центрального Казахстана [Антонюк и др., 2015] были проведены палеомагнитные исследования [Турманидзе и др., 1991] офиолитовых террейнов, включающих как плутонические, так и осадочно-вулканогенные комплексы. Важно отметить, что палеомагнитные исследования были выполнены в пределах террейнов, возраст которых документирован ископаемой фауной. Такой подход позволил создать более или менее правдоподобную модель образования аккреционной призмы.

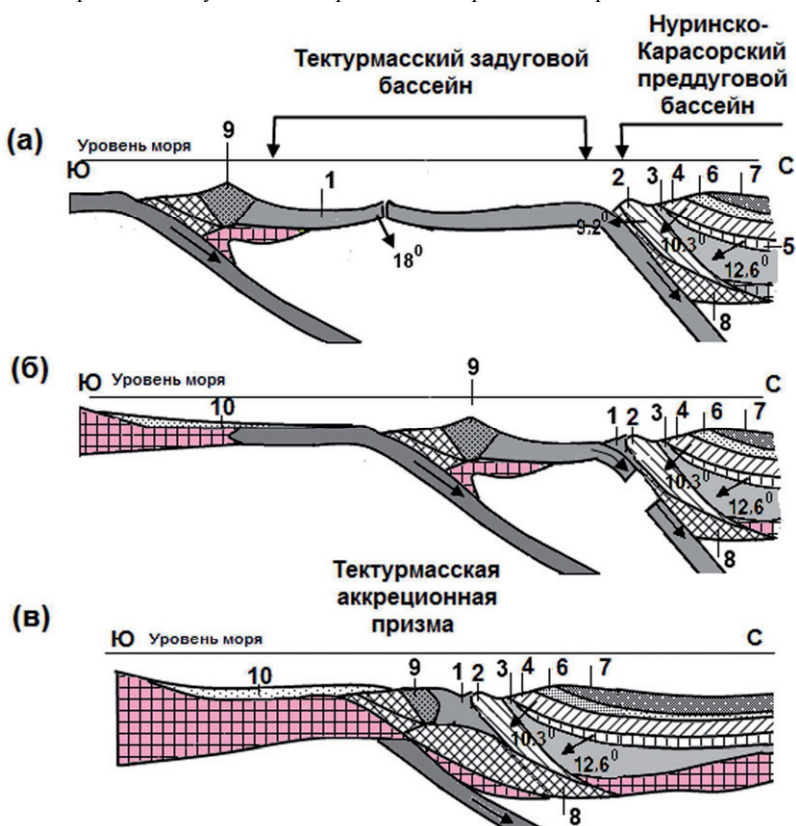


Рис. 3.14(а). Палеогеодинамический профиль для среднего и верхнего ордовика северной части Жонгаро-Балхашской складчатой системы.

1 – щелочные базальты карамурунской толщи (вновь образованная среднеордовикская кора задугового бассейна); 2 – островодужный вулканогенный комплекс (O_{2-3}) гор Дуана-Корасы; 3 – преддуговые офиолиты базарбайского комплекса; 4 – базальты кузекская свиты (O_3); 5 – дайково-силловый комплекс; 6-7 – базарбайский осадочно-вулканогенный комплекс (O_3-S_1); 6 – кислые пепловые туфы, 7 – туфы основного состава; 8 – преддуговые офиолиты; 9 – островодужные офиолиты (O_2); 10-турбидитные отложения (G_3-O_2) пассивной окраины Атасу-Моинтинского микроконтинента.

Рис. 3.14(б). Палеогеодинамический профиль для верхнего ордовика северной части Жонгаро-Балхашской складчатой области.

Рис. 3.14(в). Палеогеодинамический профиль для силура – нижнего девона северной части Жонгаро-Балхашской складчатой области.

Для наглядности результаты палеомагнитных исследований вынесены на предлагаемый автором палеогеодинамический профиль северной части Жонгаро-Балхашской складчатой системы (рис. 3.14(а)).

Если палеошироты собственно островодужных комплексов значимо не отличаются, и находятся в поле погрешности метода, то палеоширота щелочных базальтов карамурунской толщи, отражающих состав молодой коры сиалического задугового бассейна, отличается от вулканитов островодужных комплексов на восемь градусов (рис. 3.14 (а)). Это дает основание предполагать, что для совмещения с островодужными комплексами вулканитам карамурунской толщи пришлось преодолеть расстояние около одной тысяч километров. Следовательно, в процессе субдупирования был поглощен основной объем молодой коры сиалического задугового бассейна, и только незначительная часть коры задугового бассейна из области гребневой зоны хребта в процессе обдукции была надвинута на прилегающую палеоостровную дугу (рис. 3.14(б)).

По мнению авторов [Christensen & Salisbury, 1975], такие процессы протекают в любом бассейне, в пределах которого четко проявлен гребневой участок срединного хребта. Такие участки срединных хребтов, как правило, интенсивно расчленены разломами, которые и будут обдукцироваться на прилегающую тектоническую плиту (островную дугу). Такая ассоциация повсеместно наблюдается в пределах аккреционных призм Центрального Казахстана [Степанец, 2015а].

В силуре завершилось формирование Тектурмасской аккреционной призмы (рис. 3.14 (в)), где в единый пакет покровов были спаяны различные фрагменты нижнепалеозойской островодужной системы, формирующейся вдоль северо-восточной окраины Евразии. Одной из характерных особенностей Тектурмасской аккреционной призмы является отсутствие в его составе метаморфических пород ультравысоких давлений.

Латеральный структурный ряд вдоль северо-восточной окраины Евразии (рис. 3.15) на протяжении девона включал в себя: невулканическую (Тектурмасскую аккреционную призму) относительно узкую островную дугу – Нуринско-Карасорский преддуговой прогиб – Девонский вулканоплутонический пояс – Шидертинский задуговой бассейн. Такой латеральный ряд вполне может отражать строение окраинно-материковой зоны субдукции зондского типа, где на протяжении силура происходило пододвигание кембрийской субокеанической плиты под переходную или утоненную субконтинентальную кору раннепалеозойского этапа стабилизации. Для таких типов зон субдукции, как предполагают авторы [Xiao et al., 2010], характерно отсутствие метаморфических пород сверхвысокого давления в составе аккреционных призм.

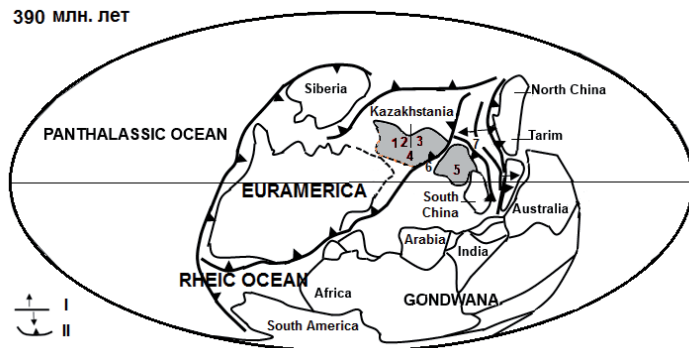


Рис. 3.15. Палинспастическая реконструкция океана Панталасса и континентальных блоков для раннего девона [Scotese, 1997] с изменениями и дополнениями автора.

1 – Кокшетауский микроконтинент; 2 – Урумбайско-Селентинская внутриокеаническая островодужная система; 3 – Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайский вулканоплутонический пояс; 4 – Ангрэнсорско-Майкаинский энсиалический бассейн; 5 – Атасу-Моинтинская плита; 6 – Тектурмасская (аккреционная призма) зона субдукции; I – срединно-океанические рифты; II – зоны субдукции.

ГЛАВА 4 АГАДЫРЬСКАЯ СИСТЕМА ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПОКРОВОВ

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ

Кремнисто-вулканогенные отложения в районе ст. Агадырь впервые были выделены Н.А. Штрейсом и С.Е. Колотухиной (1948г.) под названием кызылтауская свита ордовика (нижний силур в прежнем понимании).

Окружающие их терригенные породы относились, по представлениям того времени, к верхнему силуру или готландию, при этом отмечалась исключительная сложность их строения.

Позже, в 60-70-х годах, у геологов, проводивших в этом районе геологическую съемку (Н.А. Пупышев, Ю.П. Ненашев, В.Д. Вознесенский, Т.И. Гурина и др.) сложилось представление о моноклиналном залегании кремнисто-базальтовых и терригенных отложений, в составе которых выделялись два уровня их формирования – нижний, акдомалакский и верхний – талдыэспинский комплексы [Пупышев, 1974].

Находки конодонтов раннего-позднего ордовика в кремнистых породах рассматриваемых толщ, сделанные в 1984г. И.Ф. Никитиным, Д.Т. Цаем и А. М. Жилкайдаровым [Никитин и др., 1999] дали повод пересмотреть возраст этих отложений и установить весьма сложный покровно-складчатый характер строения Агадырского района.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ

Кремнисто-базальтовые комплексы, обнажающиеся в районе ст. Агадырь, слагают систему тектонических покровов (рис. 4.1), надвинутую на флишеидные разрезы Шетской зоны [Юрина и др., 1989; Тевелев, 2003]. В настоящее время наиболее обоснованным считается выделение в этом районе акдомалакской и талдыэспинской свит, которые, как правило, отделены друг от друга тектоническими нарушениями [Никитин и др., 1999; Никитин, 2002].

Акдомалакский вулканогенно-осадочный меланж обнажается в узкой зоне, простирающейся от гор Акдомалак до урочища Керей, и фрагментарно его выходы известны в горах Киикбай [Антонюк и др., 1995], где все породы интенсивно дислоцированы, метаморфизованы и вместе с габброидами, а также силурийскими песчаниками и известняками, слагают олистолиты и олистоплаки прослоенные серпентинитовым меланжем. Кремнисто-базальтовая часть меланжа состоит из пестроокрашенных полупрозрачных кварцитов, слабополосчатых кремней и грязно-зеленых афировых базальтов, спилитов и туфов. В кварцитах обнаружены плоские конодонты: *Periodon flabellum* (Lindstrom), *Paracordylodus cf. gracilis*

(Lindstrom), *Paroistodus parallelus* (Pander), *Accantiodus accantus* Lindstrom s.f., *Coloceroodon* sp. s.f., *Ozarkodina* sp. s.f. [Никитин и др., 1999].

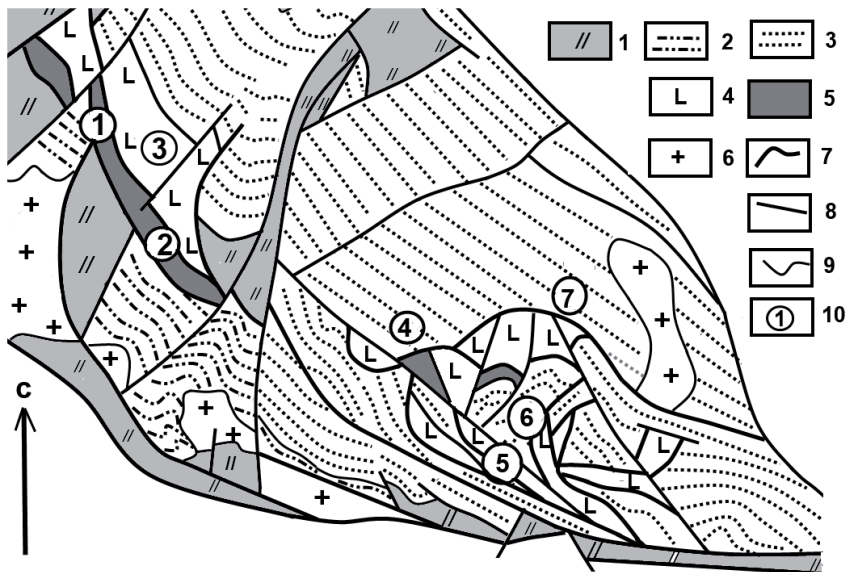


Рис. 4.1. Геодинамическая схема района гор Ткенекты и Ушкызыл, составлена по материалам [Антонюк и др., 1995] с изменениями и дополнениями автора.

1 – нерасчлененные рифтогенные комплексы Успенского внутриконтинентального рифта; 2 – туфогенно-терригенные отложения; 3 – флишоидно-олистостромовые отложения; 4 – базальты талдыэспинской свиты; 5 – акдомалакский меланж; 6 – каменноугольные гранитоиды; 7 – надвиги и тектонические покровы; 8 – разломы; 9 – геологические границы; 10 – географические пункты: 1 – горы Акдомалак, 2 – урочище Керей, 3 – горы Ушкызыл, 4 – Киикбай, 5 – Костанкол, 6 – Орталык, 7 – Керегетас.

Талдыэспинская свита в горах Ушкызыл северо-западнее ст. Агадырь и юго-восточнее в горах Киикбай, Костанкол, Орталык и Керегетас образует тектонические покровы. Базальты юго-восточнее ст. Агадырь повсеместно надвинуты на флишоидные отложения силура и только в окрестности гор Киикбай тектонически контактируют с акдомалакским меланжем. Преобладают грязно-зеленые афировые массивные и пиллоу-базальты, реже встречаются вариолиты и миндалекаменные базальты, прослоенные сургучно-красными, вишневыми тонкослоистыми, железистыми яшмами и карбонатным материалом. Наиболее мощные пласты яшм приурочены к верхам толщи, где они сменяются вышележащими силурийскими

песчаниками. Мощность базальтоидов талдыэспинской свиты не превышает 300 м. Яшмы охарактеризованы конодонтами - *Protopanderodus cf. insculptus* (Branson & Mehl), *Irodella superba* (Rhodes), *Panderodus similis* (Rhodes), *Skandodus dilkumaensis* Mosk., *Rhynchognatus tipica* Ethington, *Hamarodus europaeus* (Serpagli). В самых верхах толщи, в пластах грязно-зеленых алевролитов, среди базальтов встречаются среднелландоверийские граптолиты [Никитин, 2002]. По базальтам получены палеомагнитные определения (табл. 1).

Южнее могилы Ткенекты и в западной части гряды Киикбай опрокинутый разрез туфогенно-осадочные пород позднего ордовика и раннего силура, по-видимому, прорван более молодыми дайками долеритов [Тевелев и др., 2003].

Таблица 1. Палеомагнитные направления пород Агадырского паравтохтона (47.0⁰с.ш., 76.0⁰в.д.)

Объект	Воз.	Az, ⁰	Ur, ⁰	Т-чистка, 500 ⁰ С					Круги				П, ⁰
				ПД		n	Dec, ⁰	Inc, ⁰	K	α95, ⁰	n	Dec, ⁰	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
АУ	O ₃ -S ₁	20-41	95	18	200	-8	3	22	-	-	-	-	-
					202	11	6	17	16	210	35	16	18
АТ	O ₃ -S ₁	130-308	89-150	38	357	7	7	9	-	-	-	-	-
					260	-64	2	23	19	206	35	9	19

Примечание. АУ – базальты талдыэспинской свиты района гор Ушкызыл; АТ – базальты талдыэспинской свиты района гор Киикбай (район могилы Ткенекты), по данным [Турманидзе и др., 1991].

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

М.З. Новикова [Тевелев и др., 2003] в составе талдыэспинской свиты выделяет несколько разновидностей базальтоидов.

Спилиты сложены темно-бурым вулканическим стеклом, в которое погружены мелкие лейсты альбита, часто образующие сноповидные и метельчатые сростки. Редкие, мелкие вкрапленники, среди которых по форме опознаются оливин и плагиоклаз, полностью замещены хлоритом и кварцем. Породы часто карбонатизированы.

Вариолиты, как и спилиты, сложены темно-бурым вулканическим стеклом с радиально-лучистыми сростками тонких лейст альбита, вдоль которых наблюдаются цепочки мелких зерен сфена. Межвариолитовая масса имеет спилитовую или спутанно-волоконистую структуру. Редкие, мелкие зерна оливина нацело замещены серпентином и хлоритом. Вариолиты содержат многочисленные скелетные кристаллы ильменита. Миндалины вариолитов выполнены кальцитом, иногда с каймой гематита или кварца с альбитом.

Миндалекаменные афировые базальты обычно имеют интерсертальную и спилитовую структуры, как правило, миндалины выполнены хлоритом и кальцитом.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Петрогеохимическое опробование базальтов талдыэспинской свиты было выполнено автором в период проведения палеомагнитных исследований в рамках проекта «Геодинамическая карта Центрального Казахстана» [Антонюк и др., 1995]. Результаты опробования сведены в таблицу 4.1 (приложение).

Высокожелезистые базальты талдыэспинской свиты подразделены на high-K ($K_2O > 1.55$ мас. %) и low-K ($K_2O < 0.50$ мас. %).

Первая группа пород отвечает high-Al (Al_2O_3 : 17.90–18.56 мас.%) нефелин-оливин-нормативным дифференцированным базальтам и оливин-нормативным трахибазальтам крайне обогащенных Rb (до 54 г/т).

Вторая группа пород отвечает примитивным ($MgO < 5.97$ мас.%) оливин-нормативным толеитовым базальтам (рис. 4.2) с умеренными концентрациями глинозема (Al_2O_3 : 14.32–15.30 мас. %), в которых содержание Nb не превышает 7.8 г/т. По содержанию фосфора выделяется группа low-P ($P_2O_5 < 0.1$ мас.%) нефелин-оливин-нормативных базальтов с крайне низкими концентрациями Y (10–13 г/т).

Все базальты независимо от степени их дифференциации обогащены Sr (145–330 г/т), но устойчиво обеднены Ni (52–74 г/т), что не характерно для базальтов срединно-океанических хребтов [Сондерс, Тарни, 1987].

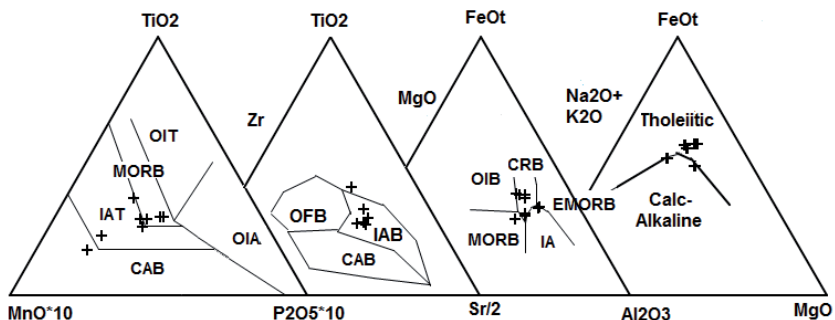


Рис. 4.2. Бинарные диаграммы $10 * MnO - 10 * P_2O_5 - TiO_2$ [Mullen, 1983], $Zr - Sr/2 - TiO_2$ [Pearce & Cann, 1973], $MgO - Al_2O_3 - FeO_{общ}$ [Pearce et al., 1977], $Na_2O + K_2O - FeO_{общ} - MgO$ [Irvine & Baragar, 1971] для базальтов талдыэспинской свиты.

Континентальная их составляющая хорошо проявлена на диаграмме $MgO-Al_2O_3-FeO_{общ}$ [Pearce et al., 1977].

Величины отношений $Zr/Nb > 9.2$, $Rb/Nb = 5.4-10$, $Ba/Nb > 40$ (величина бария заимствована из работы И.В. Глухана [Глухан, 1983]) для high-Al базальтов вполне соответствуют породам континентальной коры по [Rollinson, 1993].

На бинарных диаграммах отношений Y/Zr , Nb/Y , Nb/Zr [Bradshaw, 2003] они тяготеют к тренду базальтов активных континентальных окраин (рис.4.3), островодужная их природа (рис. 4.2) отражена и на диаграмме $Zr-Sr/2-TiO_2$ [Pearce & Cann, 1973]

Спайдерграммы, составленные для базальтов талдыэспинской свиты (рис. 4.4), явно отражают воздействие субдукционной компоненты, т.е. имеют черты геохимического состава базальтов островных дуг. Наиболее выразительной их особенностью является обогащение Sr, Pb, K, U, Th, Ba и Rb, концентраций которых высоки во флюидах, поступающих из смежной зоны субдукции, и отсутствие повышенных концентраций Nb, P, Zr, Y, Ti, которые, по-видимому, отражают состав мантийного вещества до начала субдукции.

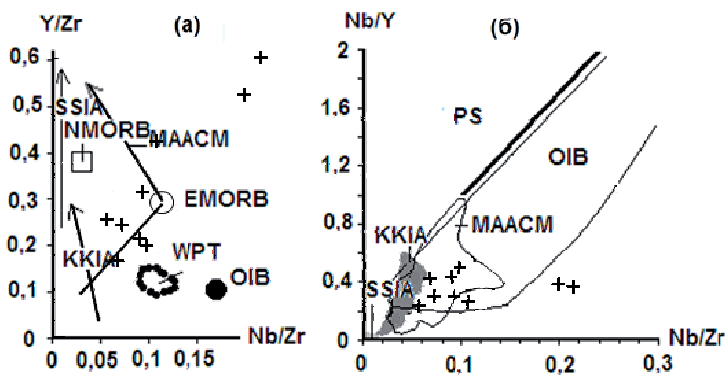


Рис. 4.3. Диаграммы отношений (а) $Y/Zr-Nb/Zr$ и (б) $Nb/Y-Nb/Zr$ [Bradshaw, 2003] для базальтов талдыэспинской свиты.

SSIA—Южной Сандвичевой симатической островной дуги [Pearce et al., 1995]; *KKIA*—Курило-Камчатской сиалической островной дуги и *WPT*—базальты внутриплитного типа Курило-Камчатской сиалической островной дуги [Churikova et al., 2001]; *MAACM*—вулканы Центральноамериканской активной континентальной окраины [Abratis, 1989]; *OIB*—базальты океанических островов; *NMORB*—нормальные базальты.

Умеренные, умеренно высокие концентрации элементов группы железа (Co, Ni, Cr) и магния указывают на значительное обеднение субдукционной компоненты галогенами.

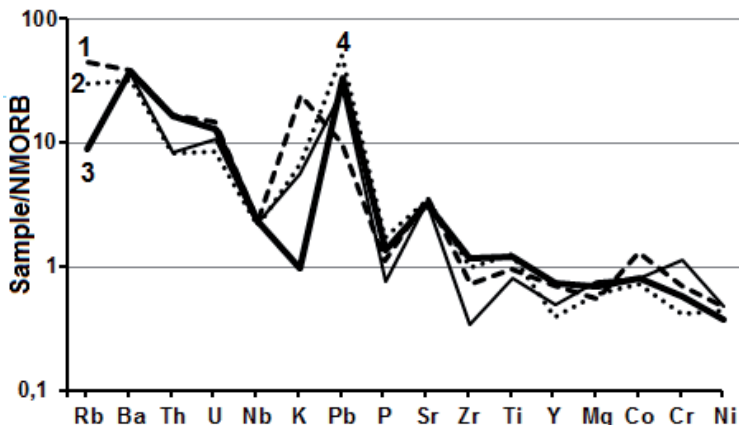


Рис. 4.4. Распределение элементов-примесей в вулканитах талдыэспинской свиты, нормированных к NMORB [Sun & McDonough, 1989].

1 – high-Al базальты; 2 – диабазы; 3 – low-P базальты; 4 – толеитовые базальты.

Не исключено, что избирательное обогащение Rb, K может быть обусловлено вторичными процессами. Учитывая это, была построена бинарная диаграмма отношений $Ba/Zr-Nb/Zr$ (рис.4.5), на которой средние составы базальтов талдыэспинской свиты, за исключением low-P базальтов (образец 3), располагаются также в поле островодужных комплексов.

В геодинамическом плане high-Fe базальты талдыэспинской свиты отражают рифтогенный вулканизм заключительной стадии раскрытия Жаман-Сарысуйского энсиалического окраинного бассейна, по-видимому, деление структур окраинного бассейна, разделенного Успенским внутриконтинентальным рифтом, на Сарысуйский и Жаман-Сарысуйский чрезмерно дробное.

Отсутствие петрогеохимических данных по базальтам и габброидам акдомалакского меланжа не позволяет нам представить полную картину развития окраинного бассейна на период начала раннего палеозоя.

Сопоставление базальтов талдыэспинской свиты с базальтами уртынжальской серии Тортаульской ложбины Тектурмасского района [Объяснительная..., 1981; Никитин и др., 1999] на фоне их петрогеохимических отличий выглядит не вполне обоснованно. Также следует отметить, что тектонические покровы тал-

дыэспинской свиты при палеошироте (табл. 1), аналогичной базальтам Торгаульской ложбины, повернуты на 50 градусов по часовой стрелке относительно последних

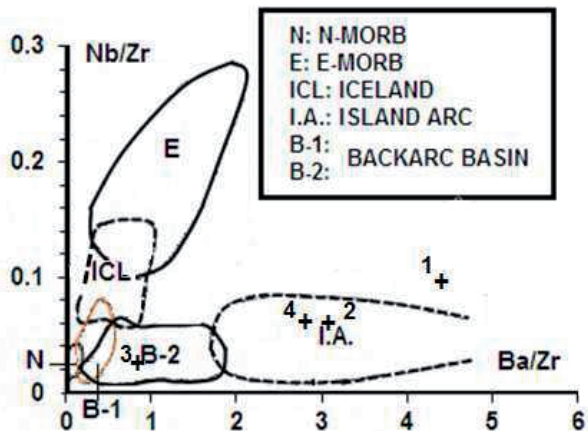


Рис. 4.5. Бинарная диаграмма Ba/Zr–Nb/Zr [Ishizuka et al., 1990] для базальтов талдыэспинской свиты.

Условные обозначения см. на рис. 4.2.

Приложение

Таблица. 4.1. Химический и нормативный составы базальтов талдыэспинской свиты района гор Ушкызыл.

SiO ₂	46.80	46.60	46.83	46.80	47.00	45.30	49.20	46.20	48.80
TiO ₂	1.60	1.58	1.48	1.14	1.04	1.16	1.24	1.62	1.62
Al ₂ O ₃	15.00	14.70	14.32	15.50	16.60	18.50	17.90	15.30	14.80
Fe ₂ O ₃	9.85	8.61	8.66	3.65	6.04	9.32	9.68	10.66	5.26
FeO	3.20	5.22	5.35	6.35	4.74	3.32	2.77	3.37	4.63
MnO	0.18	0.21	0.21	0.21	0.26	0.44	0.20	0.18	0.17
MgO	5.39	5.97	6.29	7.75	6.63	4.79	4.49	5.28	5.88
CaO	8.75	8.75	8.54	6.97	10.58	8.54	5.10	8.18	10.00
Na ₂ O	3.50	3.16	3.16	3.94	3.26	2.77	3.82	3.64	3.50
K ₂ O	0.40	0.10	0.05	0.40	0.40	1.55	2.05	0.50	0.15
P ₂ O ₅	0.19	0.17	0.15	0.09	0.09	0.12	0.15	0.20	0.10
n.n.n.	3.90	4.30	4.48	5.59	2.66	3.49	2.99	3.50	4.26
Rb	5	5	5	5	5	29	54	17	5
Y	18	20	22	15	13	18	21	12	10
Zr	86	84	88	25	25	58	50	74	51
Nb	7.8	6	5	5.4	5	5.4	5.4	5	5
Cr	160	170	170	210	330	240	230	120	145
Ni	66	52	52	54	66	58	70	62	74
Sr	340	320	290	97	300	210	200	315	170
Q	-	14.86	-	-	-	-	-	-	-
Pl	64.08	37.47	62.05	67.68	61.32	62.28	64.48	64.81	63.53
Ort	2.99	0.87	0.35	2.94	2.90	11.15	14.42	3.69	1.10
Neph	-	-	-	0.07	2.55	1.91	-	0.27	-
Cor	-	8.67	-	-	-	-	0.37	-	-
Di	14.31	-	13.24	8.25	17.1	6.24	-	12.08	19.17
Hyp	2.96	33.85	11.50	-	-	-	5.18	-	7.6
Ol	11.96	-	9.25	18.41	13.62	15.52	12.59	15.31	5.37
Il	2.05	2.32	1.92	1.45	1.29	1.45	1.51	2.07	2.04
Mag	1.20	1.48	1.32	0.96	0.98	1.13	1.08	1.29	0.92
Ap	0.44	0.46	0.35	0.21	0.19	0.28	0.34	0.46	0.24
Zir	0.01	0.01	0.01	-	-	0.01	0.01	0.01	0.01
Chr	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02
Mg#	44.3	45.1	46.0	58.9	53.8	42.2	41.1	42.1	52.8
D.I.	67.1	53.2	62.4	70.7	66.8	75.3	78.9	68.8	64.6
E.L.T	1218	1135	1220	1203	1235	1257	1189	1231	1184

Примечание. Нормативные минералы, индекс дифференциации (D.i.), температура ликвидуса (E.l. t.) и содержание H₂O рассчитаны по <http://www.neiu.edu/~kbartels/norm3.xls>.; знак дефиса (-) означает содержание ниже предела чувствительности метода, пустая клетка – нет данных.

ГЛАВА 5

«ОФИОЛИТЫ» НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ СЕВЕРНОГО ПРИ- БАЛХАШЬЯ НЕ ОТРАЖАЮТ СОСТАВ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КО- РЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПРОШЛОГО

На основании анализа петрогеохимии нижнепалеозойских магматических комплексов Северного Прибалхашья постулируется, что породы офиолитовой триады не отражают состав палеозойской океанической коры, а представляют собой тектоническую смесь магматических пород формирующихся у активной окраины континента и глубоководных океанических осадков, соскобленных с литосферной плиты, погружающейся в зону субдукции.

ВВЕДЕНИЕ В ПРОБЛЕМУ

Впервые термин «офиолиты» был предложен французским геологом А. Броньяром [Brongniart, 1813, 1827] для магматических пород (перидотитов, габбро, диабазов и вулканогенных пород), образующих серпентинитовый меланж в Северных Апеннинах.

Впоследствии Г. Хесс [Hess, 1955] назвал сочетание перидотитов (серпентинитов), диабаз-спилитов и кремнистых пород, ранее детально описанное Г. Штейнманном [Steinmann, 1927], «штеймановской триадой», образование которой он генетически связывал с магматическими процессами, протекающими на дне океана.

Благодаря интенсивному развитию в 60-е годы прошлого столетия основных положений тектоники литосферных плит [Hess, 1955], заложенных еще в начале двадцатого столетия немецким метеорологом А. Вегенером [Wegener, 1912], офиолиты стали интерпретировать как реликты океанической коры геологического прошлого [Dietz, 1963; Gass, 1963; Пейве, 1969; Антонюк, 1974].

Такое понимание природы офиолитов дало основание, рассматривать зоны серпентинитовых меланжей в пределах Урало-Монгольского позднепротерозойско-палеозойского покровно-складчатого пояса как реликты структур Палеоазиатского океана [Зоненшайн и др., 1990; Короновский, Якушева, 1991; Dobretsov et al., 1995; Печерский, Диденко, 1995].

Однако следует отметить, что исключительно океаническая гипотеза происхождения офиолитов, отмеченная в решении Пенроузской конференции 1972 г. в период ее наивысшей популярности [Колман, 1979], была подвергнута критике [Ewart & Bryan, 1972; Miyashiro, 1973]. Впоследствии было доказано, что офиолиты складчатых областей континентов, как правило, формировались над зонами суб-

дукции [Metcalf & Shervais, 2008]. Не являются исключением и офиолиты Казахстана [Степанец, 1992]. Как правило, дарривилским офиолитам Центрального Казахстана характерна высокая степень геохимического сходства с вулканитами Палеоазиатского холодного суперплюма [Степанец, и др., 2011], генетически связанного с продолжительной субдукцией океанической коры под суперконтинент Гондвана [Maquama, 1994].

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ

Яшмово-базальтовые толщи, сопоставляемые с породами офиолитовой ассоциации [Антонюк, 1974], широко распространены в центральной части Итмуруды-Тюлькуламской аккреционной призмы, где они традиционно подразделяются на три свиты: итмурудинскую, кызыкскую и тюретайскую [Зоненшайн и др., 1990, Новикова и др., 1983; Никитин, 2002].

Итмурудинская и кызыкская свиты сопоставляются с разрезами второго и первого слоев современных океанов соответственно [Антонюк, 1974, Антонюк и др., 2009]. Однако щелочной и известково-щелочной составы вулканитов итмурудинской свиты не исключают их образование как в пределах внутренних морей [Ермолов и др., 2011], так и в составе подводных хребтов активных континентальных окраин кордильерского типа [Степанец и др., 2012].

В этой связи автор предлагает более подробно обсудить петрогеохимическую специализацию магматических пород Итмуруды-Тюлькуламской аккреционной призмы и Тюретайской системы паравтохтонов Жонгаро-Балхашской покровно-складчатой области (рис. 5.1). В основу анализа положены петрогеохимические данные, полученные ранее по проекту 2 «Офиолиты» [Ермолов и др., 1990] и в процессе работы над геодинамической картой Центрального Казахстана [Антонюк и др., 1995]. Петрогенные компоненты выполнены в Центрально-геохимической лаборатории ПГО «Центрказгеология», а элементы-примеси в лаборатории ОМП-7 ИМГРЭ.

ИТМУРУНДЫ-ТЮЛЬКУЛАМСКАЯ АККРЕЦИОННАЯ ПРИЗМА

Геологическое строение. Итмуруды-Тюлькуламская аккреционная призма вскрывается на северном берегу озера Балхаш (рис. 5.1). Полимиктовый серпентинитовый меланж в пределах Итмуруды-Тюлькуламской аккреционной призмы сложен интенсивно рассланцованными дунит-гарцибургитовыми серпентинитами, в которые закатаны блоки и глыбы первично-расслоенных лерцолитов, пироксенитов, жадеитов, габбро, габбро-амфиболитов, базальтов, альбититов, плагиосиенитов, плагиогранитов, амфиболитов, актинолитов-кварцевых кристаллосланцев, реже глаукофановых сланцев, апоэклогитовых гранатовых амфиболитов [Антонюк, 1974; Авдеев, 1986]. В составе серпентинитового меланжа северной горы

Итмурунды (рис. 5.1(1)) присутствуют метаморфические породы высоких давлений с возрастным интервалом от 458 до 468 млн. лет [Ермолов, 2008].

Наиболее представительный разрез мафит-ультрамафитов обнажается в 9 км юго-восточнее горы Итмурунды [Геология..., 1972] в окрестностях родника Архарсу (рис. 5.1(2)), где серпентинизированные дуниты и гарцбургиты сменяются расслоенными дунитами, верлитами, пироксенитами и габбро. Среди последних наблюдаются ксенолиты пород расслоенных ультрамафитов, вероятно, с расслоенным комплексом связаны также жильные тела трондjemитов и плагиогранитов. В пределах верхней части разреза массива были выполнены палеомагнитные исследования [Турманидзе и др., 1991].

На серпентинитовом меланже с размывом залегает верхнеордовикская грубообломочная олистострома, наполненная офиолитовой кластикой [Ермолов и др., 1995], ее возрастным аналогом являются низы разреза жаманшурукской свиты, состоящей преимущественно из грубообломочных терригенных осадков, известняков, кремнистых и кремнеобломочных пород, а в верхах жаманшурукской свиты обнажаются риодациты, андезиты, базальты, реже адакиты. Отдельные горизонты в составе свиты имеют все признаки хаотического строения [Никитин, 2002].

На олистострому тектонически налегает итмурундинский кремнисто-вулканогенный меланж субщелочных вулканитов с примесью щелочных базальтов [Ермолов и др., 1990], в который «закатаны» будины яшм, диабазов, реже сферолитовых трахиандезитов, трахитов, щелочных риолитов, плагиогранитов. Будины яшм содержат конодонты *Periodon cf. aculeatus* Hadding [Ермолов и др., 1990], вероятно, дарривилского яруса среднего ордовика. С пиллоу-базальтами пространственно ассоциирует толща голубых кремнистых алевролитов, прослоенных сине-зелеными и красными туффитами.

Структурно выше обнажается «глубоководная» олистострома нижнего силура, не содержащая продуктов перемыва серпентинитов, наполненная только кызыкскими яшмами и базальтами.

В северном крыле Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы итмурундинский кремнисто-вулканогенный меланж несогласно перекрыт жаманшурукской свитой [Никитин, 2002].

Базальты Каражалского террейна, что обнажаются на южном склоне гряды Каражал, прослоены серо-зелеными силицитами, содержащими конодонты нижней части сандбского яруса позднего ордовика: *Periodon sp.*, *Pygodus cf. anserinus*

Lamont & Lindström, имеют четкие магматические контакты с силицитами, в отличие от базальтов итмурундинского кремнисто-вулканогенного меланжа.

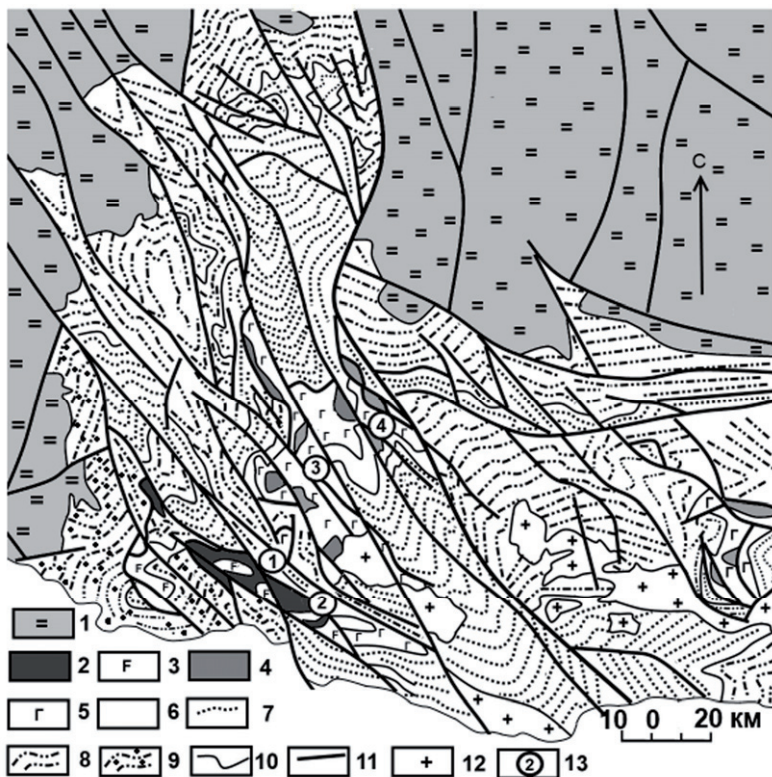


Рис. 5.1. Геодинамическая схема Северного Прибалхашья, составлена по материалам [Антонюк и др., 1995] с упрощениями и изменениями автора.

1 – Балхаш-Илийский вулканоплутонический пояс (C_1-P_2); 2-3 – Итмурунды-Тюлькуламская аккреционная призма (O_3-D_3); 2 – полимиктовый серпентинитовый меланж, 3 – итмурундинский кремнисто-вулканогенный меланж (O_2), 4-9 – комплексы окраинного бассейна (O_3-C_1): 4-5 – тюретайской комплекс: 4 – диабазы, габбро-диабазы, габбро, перидотиты, 5 – базальты тюретайской свиты (O_3); 6 – кызылские яшмы (O_3); 7 – флишево-турбидитные отложения (S); 8 – вулканогенно-терригенная моласса (D_1-C_1); 9 – олистострома (D_3-C_1); 10 – геологические границы; 11 – разломы; 12 – гранитоиды; 13 – географические пункты: 1 – горы Итмурунды и Каражал, 2 – родник Архарсу, 3 – горы Торетай, 4 – горы Обалы.

Яшмы, вскрывающиеся в основании гривы Каражал, охарактеризованы, по-видимому, конодонтами низов сандбского яруса: *Periodon aculeatus* Hadding,

Pygodus cf. serra (Hadding), *Pygodus cf. anserinus* Lamont & Lindström. На вершине гривы Каражал в полупрозрачных розовых силицитах встречаются конодонты *Paroistodus proteus* Lindstrom [Ермолов и др., 1995], вероятно, пограничные слои тремадокского и флоского ярусов раннего ордовика.

Сложная система тектонических покровов перекрыта фаменской неавтохтонной олистостромой [Stepanets, 1993], которая еще ранее была описана П.В. Ермоловым [Ермолов и др., 1990] как фаменский базальный горизонт, в составе которого доминируют конгломераты, наполненные хорошо окатанной галькой яшм, а также веретенообразные блоки яшм. Олистострома постепенно сменяется гравелитами и зеленовато-серыми песчаниками и алевропесчаниками с прослоями аналогичных пород лилового цвета.

Выше несогласно залегает раннекаменноугольная толща сероцветных и пестроцветных полимиктовых конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов, углистых алевролитов с полимиктовыми песчаниками. Базальный горизонт, в отличие от фаменской олистостромы, состоит из валунов и гальки базальтов, гранитоидов и яшм. Известны также олистоплаки базальтов и полосчатых яшм, описанные П.В. Ермоловым [Ермолов и др., 1990] как гребневые выступы аллохтона.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Ультрабазиты в своем большинстве полностью серпентинизированы. Преобладают петельчатые хризотил-лизардитовые гарцбургитовые серпентиниты, в которых отмечаются реликты оливина и ортопироксена. При 100 % серпентинизации ультрамафитов образуются лизардитовые, антигоритовые и антофиллит-антигоритовые серпентиниты. Эпизодически встречаются дунитовые серпентиниты. В состав расслоенного ультрамафитового комплекса входят верлиты и лерцолиты. Жильные пироксениты встречаются только в гарцбургитовых серпентинитах. Особую группу пород представляют апоэклогитовые гранатовые амфиболиты и глаукофановые сланцы. В гранатовых амфиболитах диагностируются омфацит,

гранат и рутил. Глаукофановые сланцы представляют собой метаморфизованные в фации S_1 – базальтоидов [Ермолов и др., 1990].

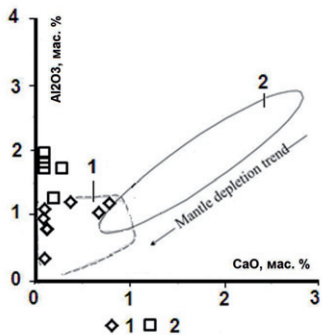


Рис. 5.2. Диаграмма Al_2O_3 – CaO для пород серпентинитового меланжа Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы. Поля: 1 – преддуговые гарцбургиты, 2 – абиссальные перидотиты [Ishii et al., 1992]. 1 – дунитовые серпентиниты; 2 – гарцбургитовые серпентиниты.

В составе итмурундинского меланжа базальтоиды кислого состава (свыше 46 % SiO_2) составляют около 70%, остальное приходится на долю силицитов (25 %), трахиандезитов, трахитов, щелочных риолитов и плагиигранитов (5 %).

Вулканиды основного состава в большинстве своем относятся к подушечным разновидностям. Среди пиллоу-лавы выделяются плагибазальты (до 80 % микролитов плагноклаза в стекле, 453-2, 3), андезибазальты, базальты (453-1, 1а, 453-4, 453-4б, 453-5) и щелочные базальты (460-3). Вкрапленники представлены кислым плагноклазом и редко диопсидом и алюмодиопсидом. В протолочках систематически встречаются крупные выделения «оплавленного» рутила, оливина, клинопироксена.

Базальты района горы Каражал из разреза «глубоководной» олистостромы также сложены подушечными разновидностями. Они отличаются от вулканидов главного поля распространения итмурундинского меланжа обилием стекловатых разновидностей, имеющих магматические контакты с силицитами. По составу выделяются две разновидности: олигофировые и афировые базальты [Ермолов и др., 1990].

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Состав динамометаморфизованных перидотитов серпентинитового меланжа изменяется в довольно узких пределах, что в целом характерно для дунитов и гарцбургитов офиолитовых комплексов [Колман, 1979]. Преобладают гарцбургиты с довольно низким колебанием Al_2O_3 (1.25 до 1.95 мас.%), тогда как в дунитах Al_2O_3 значительно меньше и не превышает 1.20 мас. %. Все серпентиниты характеризуются крайне низкими концентрациями P_2O_5 (0.01–0.02 мас.%), а уровень концентрации CaO не превышает 0.80 мас. %. Отношение $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$ вычислено с переводом Fe_2O_3 в FeO . Средняя величина этого отношения в серпентинитах составляет 0.85–0.86. В низкоглиноземистых дунитовых серпентинитах это отношение не превышает 0.86. Лерцолиты более магнезиальны по отношению к верлитам, содержание $\text{Al}_2\text{O}_3=2.80$ мас. % при $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})=0.76$. По характеру накопления Al_2O_3 и CaO (рис. 5.2) дунитовые серпентиниты тяготеют к полю преддуговых гарцбургитов, а фигуративные точки гарцбургитовых серпентинитов выходят за пределы этого поля.

П.В. Ермолов [Ермолов и др., 1990], детально изучавший включения жадеитов, отмечает, что ассоциирующие с ними хромиты содержат от 46.48 % до 48.25 % Cr_2O_3 и от 44.87 % до 42.07 % FeO . Столь крайне высокие содержания железа характерны как для хромитов перидотитов преддуговых офиолитов [Stern, 2004], так и для платиноносных дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов Урала [Ультраосновные..., 1988].

Будины габбро-диабазов и габброидов серпентинитового меланжа различаются по содержанию основных петрогенных окислов (табл. 5.1). По содержанию титана они отвечают med-Ti (<1.06 мас.%) и low-Ti (>0.16 мас.%) породам.

Low-Ti габбро-диабазы недонасыщены SiO_2 (45.3–49.9 мас. %), обогащены MgO (5.96–6.73 мас. %), крайне обеднены $\text{FeO}_{\text{общ.}}$ при преобладании FeO (<5.39 мас. %) над Fe_2O_3 (< 2.57 мас. %) и P_2O_5 (0.02–0.05 мас. %). На диаграмме Е.Д. Муллена [Mullen, 1983] они тяготеют к полю бонинитов, а на диаграмме $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{FeO}_{\text{общ.}}$ [Pearce et al., 1977] располагаются в области океанических базальтов, что характерно для толентов раннеостроводужных комплексов. Low-Ti габбро-диабазы относятся к оливин-нормативным породам, что отличает их от кварц-нормативных бонинитов [Cameron et al., 1979].

Особую группу пород составляют высокожелезистые ($\text{FeO}_{\text{общ.}}$ <17.6 мас. %) и фосфористые (P_2O_5 <0.10 мас.%) габброиды, которые содержат нормативные оливин и нефелин. Наблюдаются также оливинсодержащие габброиды, крайне обогащенные $\text{FeO}_{\text{общ.}}$ (17.6 мас. %), для которых характерны нормативные нефелин и оливин, а также лейцит и ларнит. Такие породы чаще встречаются в составе плутонических комплексов платиноносной формации Урала [Ультрасосновные..., 1988].

Вулканиты итмурундинского меланжа и каражалского террейна четко различаются по содержанию Cr и основных петрогенных окислов (рис. 5.4). Их петрогеохимические составы сведены в табл. 5.2.

На вариационных диаграммах Cr–MgO (рис. 5.4(a)) и Cr–TiO₂ (рис.5.4(b)) все разновидности основных вулканических итмурундинского меланжа относятся к low-Mg ($\text{MgO}:1.2-3.71$ мас.%) / Cr <20 г/т дифференцированным породам, крайне обогащенных Y, Zr. По содержанию титана они подразделяются на low-Ti (TiO_2 <1.5 мас. %) и high-Ti (TiO_2 <2.8 мас. %). Ассоциирующие с ними low-Ti риолиты и трахиты, как и базальты, содержат высокие концентрации P_2O_5 (0.28–0.64 мас. %).

Базальты каражалского террейна напротив обогащены Cr (>120 г/т), а по содержанию MgO подразделяются на high-Mg ($\text{MgO}=6.43$ мас.%) примитивные базальты и low-Mg ($\text{MgO}:3.27-5.22$ мас. %) дифференцированные базальты с обратным пропорциональным ростом Cr относительно MgO (рис. 5.4(a)) и прямо пропорциональным ростом Cr относительно TiO₂ (рис. 5.4(b)). Все каражалские базальты содержат меньше Y и P_2O_5 , чем вулканические итмурундинского меланжа.

По уровню содержания Na₂O все изученные вулканические породы отвечают породам щелочной серии и только high-K базальт (460-3) соответствует породам субщелочной серии. Тогда как по содержанию K₂O они подразделяются на две группы: основные вулканические итмурундинского меланжа в целом отвечают породам субщелоч-

ной серии, а остальные, включая трахиты и риолиты, соответствуют вулканитам щелочной серии.

High-Ti олигомиктовые пиллоу-базальты каражалского террейна принадлежат вулканитам щелочной серии и только афировые базальты можно отнести к вулканитам субщелочной серии.

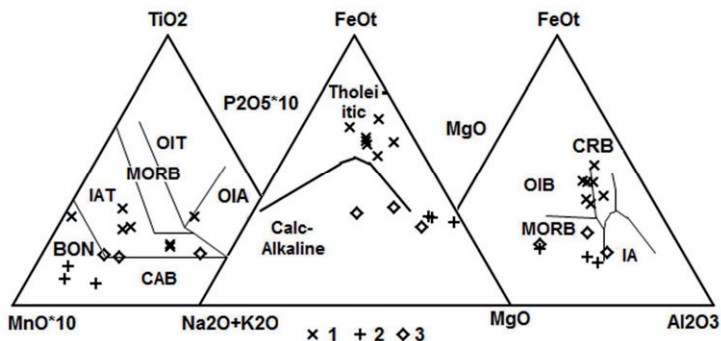


Рис. 5.3. Бинарные диаграммы $10^*MnO-10^*P_2O_5-TiO_2$ [Mullen, 1983], $Na_2O+K_2O-FeOt-MgO$ [Irvine & Baragar, 1971], $MgO-Al_2O_3-FeO_{общ}$ [Pearce et al., 1977] для основных пород серпентинитового меланжа.

OIT – толеиты океанических островов; OIA – щелочные базальты океанических островов; MORB – базальты срединных океанических хребтов; OIB – базальты океанических островов; CRB – базальты континентальный рифтов; IAT – толеиты островных дуг; CAB – известково-щелочные базальты; BON – бониниты.

1 – титанистые габброиды и габбро-диабазы; 2 – low-Ti габбро-диабазы; 3 – диабазы, габбро-диориты.

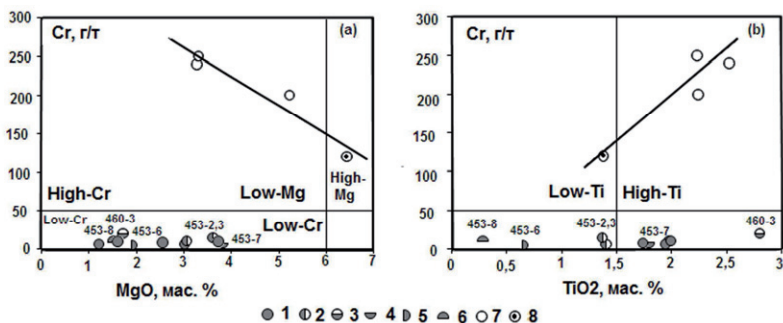


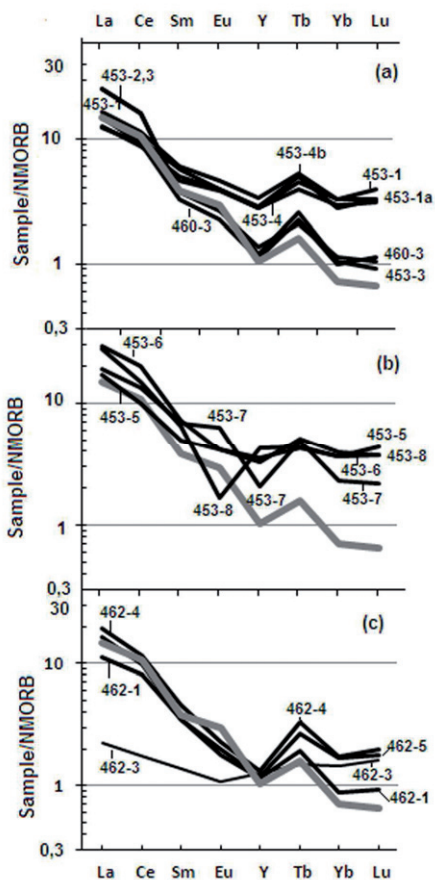
Рис. 5.4. Вариационные диаграммы отношений Cr к MgO и TiO₂ для вулканитов Итмуруды-Тюлькуламской аккреционной призмы.

1-6 – вулканиты итмурудинского меланжа: 1 – базальты и андезибазальты, 2 – трахиандезиты, 3 – щелочной базальт, 4 – сферолитовый трахиандезит, 5 –

трахит, 6 – риолит; 7-8 – базальты каражалского террейна: 7 – олигомиктовые базальты, 8 – афировые базальты.

Содержания P_2O_5 и Zr в вулканитах основного состава итмурундинского меланжа варьируют от 1.54 до 2.07 мас.% и от 460 до 650 г/т соответственно, что характеризует их как high-Zr щелочные базальты.

Вулканиты каражалского террейна по соотношению P_2O_5 к Zr также относятся к



щелочным базальтам при несколько пониженных их содержаниях 0.70-0.85 мас.% и 250-360 г/т соответственно.

Вулканиты итмурундинского меланжа различаются по уровню содержания REE (рис. 5.5(a,b)), особенно по Y и тяжелым REE (HREE – Tb, Yb, Lu).

Трахиандезиты (пробы 453-2,3) и щелочной базальт (проба 460-3) по отношению к базальтам, андезибазальтам, трахитам и щелочному риолиту обогащены La, Ce, но недонасыщены Tb, Yb, Lu (рис. 5.5(a, b)).

Рис. 5.5. Распределение REE и Y (a,b,c) в вулканитах Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы [Ермолов и др., 1990] и в OIB [Sun & McDonough, 1989], нормированные к составу NMORB [Sun & McDonough, 1989].

Низким уровнем концентраций P_2O_5 (0.50 мас. %) и Zr (83 г/т) характеризуются только high-Mg афировые базальты, которые, по-видимому, следует сопоставлять с породами известково-щелочной серии, чему не противоречат относительно невысокие концентрации редкоземельных элементов (REE), уровень которых несколько превышает единицу (на рис. 5.5(c), проба 462-3).

High-Ti базальты каражалского террейна также неоднородны по содержанию REE (рис. 5.5(c)), high-Al (проба 462-1) относительно med-Al (пробы 462-4,5) обеднены La, Ce и Tb, Yb, Lu.

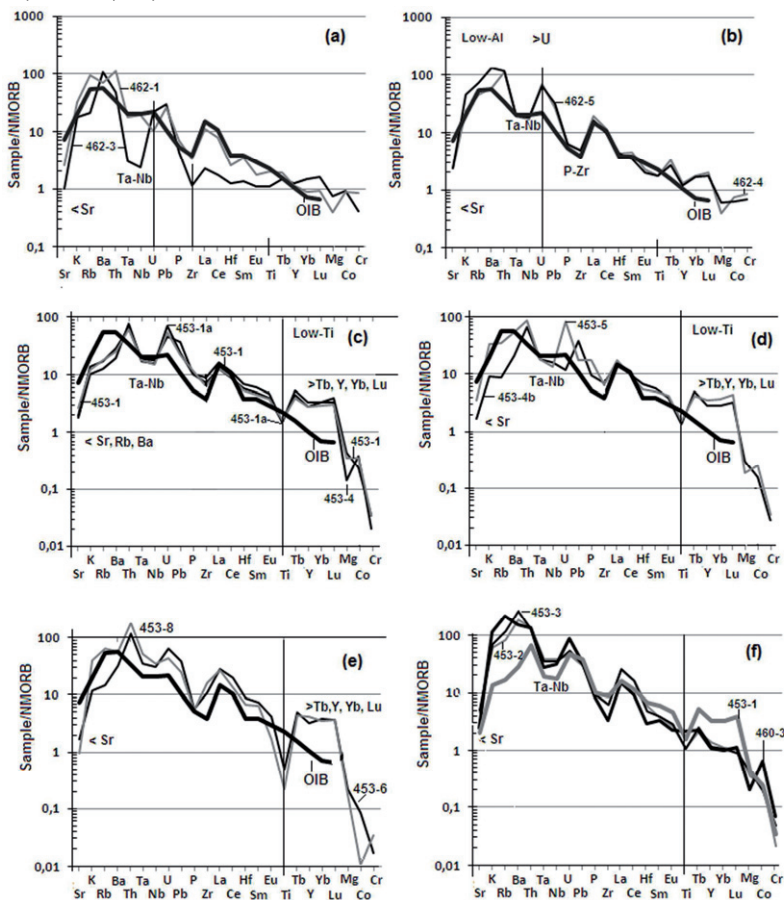


Рис. 5.6. Распределение элементов-примесей в вулканитах тюретайской свиты (a) каражалского террейна (b) и итмурундинского меланжа (c, d, e, f), нормированные к NMORB [Sun & McDonough, 1989].

Все вулканиты итмурундинского меланжа обогащены HFSE, но при этом отмечается некоторое их понижение в зависимости от уровня и типа щелочности вулканитов (их сумма для high-Na вулканитов превышает 800 г/т, для K вулканитов составляет более 600 г/т, а для high-K вулканитов не превышает 400 г/т (табл. 5.2)). Характерно, что самые высокие концентрации Y (77–120 г/т) отмечены так-

же в high-Na вулканитах итмурундинского меланжа, при этом они не являются нефелин-нормативными породами.

Уровень содержания K, Rb, Ba в high-Na дифференцированных вулканитах ниже, чем в K (пробы 453-2,3,5,8) и в high-K (проба 460-3) вулканитах при постоянно высоком уровне Th, U, Pb, Zr и при четко выраженных минимумах по Ta-Nb, Sr и Ti, Mg, Co, Cr (рис. 5.6(е)).

Low-Ti/Al афировый базальт (рис. 5.6, проба 462-3) крайне обеднен легкими REE (LREE – La, Ce, Sm, Eu), а также HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, Eu, Tb, Y, Yb), за исключением P, U, Pb, но при этом он обогащен элементами с крупными ионными радиусами (LILE – K, Rb, Ba, Th) с четко выраженными Sr, Zr и Ta-Nb минимумами (рис. 5.6 (а)). По-видимому, low-Ti/Al афировый базальт знаменует собой новый цикл магматизма. Он по содержанию элементов-примесей очень близок базальтам тюретайской свиты.

СОПОСТАВИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

Принимая во внимание, что геодинамическая природа вулканитов итмурундинского меланжа является предметом постоянных дискуссий [Антонюк, 1974; Антонюк и др., 2009; Ермолов и др., 2011; Степанец и др., 2012], целесообразно нормировать их геохимические спектры относительно NMORB [Sun & McDonough, 1989]. Поскольку их спектры близки плюмовым базальтам, то дополнительно на спайдерграммы были вынесены эталонные спайдерграммы OIB [Sun & McDonough, 1989].

При рассмотрении спайдерграмм (рис. 5.6) становится очевидным, что геохимические спектры исследуемых вулканогенных комплексов имеют черты сходства с вулканитами мантийно-плюмового происхождения, но при этом обладают рядом характерных отличий.

High-Na дифференцированные вулканиты итмурундинского меланжа отличаются от OIB Ta-Nb минимумом на фоне высоких концентраций Th, U, Pb при высоком уровне содержания HFSE, HREE и крайне низком содержании когерентных элементов и магния. Такое распределение элементов-примесей на спайдерграммах (рис. 5.6) характерно для вулканитов надсубдукционных комплексов [Pearce et al., 1984].

Низкие значения Nb/U (10.98–18.72) и Ce/Pb (7.55–13.23) (табл. 5.2) для high-Na дифференцированных базальтов и андезибазальтов, по отношению к OIB, обусловлены влиянием континентальной коры. Высокие концентрации U и Pb определены тем, что они переносятся надсубдукционными флюидами, отделяющимися от океанической плиты, в отличие от Nb и Ce, содержание которых обусловле-

но степень рециклинга океанической коры и переносятся только обогащенными расплавами, что наиболее характерно для производных мантийного резервуара EM2 [Hofmann, 1986]. Компонент EM2 рассматривается как индикатор континентальной коры, включая и океанические осадки, что вполне согласуется с относительно невысокими отношениями Va/Nb (таблица 5.2).

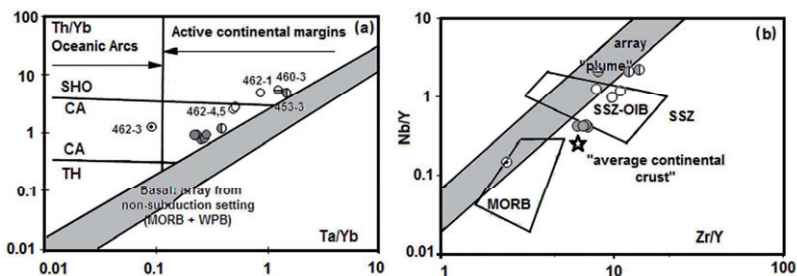


Рис. 5.7. Бинарные диаграммы (a) $Th/Yb-Ta/Yb$ [Pearce, 1983] и (b) $Nb/Y-Zr/Y$ [Fitton et al., 1997] для вулканитов Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы. SSZ-OIB – надсубдукционные вулканиты с характеристиками OIB Центральной Америки; SSZ – поле надсубдукционных вулканитов. Условные обозначения см. на рис. 5.4.

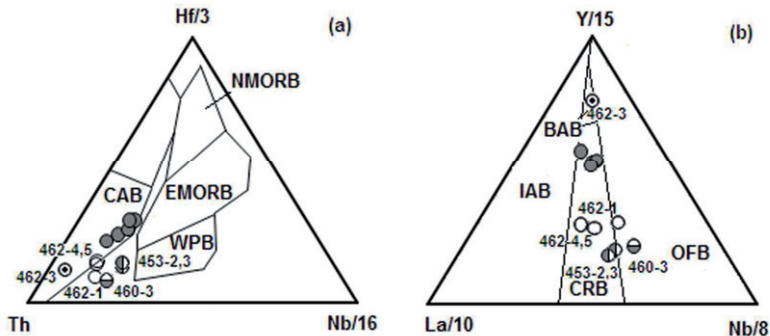


Рис. 5.8. Диаграмма $Th-Nb/Hf3-Hf/3$ [Wood, 1980], $La/10-Nb/8-Y/15$ [Cabanis & Lescelle, 1989] для вулканитов Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы. OFB – глубоководные базальты; CRB – базальты континентальных рифтов; IAB – базальты островных дуг; BAB – базальты задуговых бассейнов; CAB – известково-щелочные базальты и активных континентальных окраин. Остальные условные обозначения см. на рис. 5.4.

Надежным типоморфным признаком магм надсубдукционного происхождения являются канонические отношения несовместимых элементов-примесей (Th, Ta, Yb). Высокие Th/Yb отношения отражают величину надсубдукционной флюид-

ной фазы, отделяющейся от осадков океанической плиты, а по величине отношений Ta/Yb оценивается вклад мантийного вещества, фракционирующего над зоной субдукции. Низкие Nb/Y отношения также отражают величину надсубдукционной флюидной фазы за счет обогащения Y при крайне высоких концентрациях Zr.

На бинарной диаграмме отношений Th/Yb–Ta/Yb (рис. 5.7(a)) фигуративные точки вулканитов итмурундинского меланжа располагаются в поле известково-щелочных вулканитов активных континентальных окраин. Их надсубдукционная природа в пределах активной континентальной окраины также очевидна и на диаграмме отношений Nb/Y–Zr/Y (рис. 5.7(b)).

Надсубдукционная природа high-Na дифференцированных вулканитов отчетливо прослеживается и по отношениям Th, Hf, Nb (рис. 8(a)), которые характеризуют их как базальты активной континентальной окраины, а отношения La, Y, Nb (рис. 5.8 (b)) подтверждают значительную роль присутствия сиалического компонента в high-Na вулканитах. Уровень концентраций и отношения Nb, U, Ce, Pb (рис. 5.9) также свидетельствуют о влиянии континентальной коры на эволюцию high-Na магм.

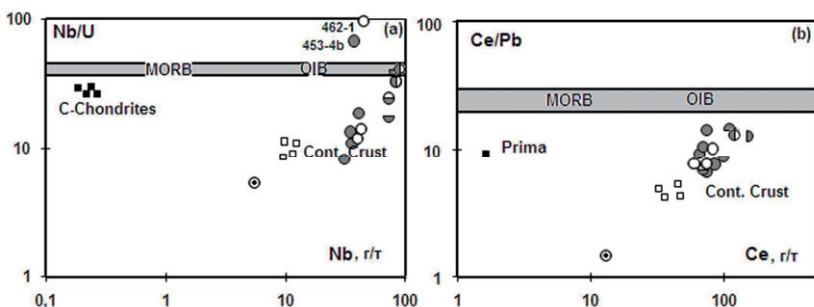


Рис. 5.9. Бинарные диаграммы: (a) Nb/U–Nb, (b) Ce/Pb–Ce [Hofmann et al., 1986] для вулканитов Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы. Условные обозначения см. на рис. 5.4.

В K и high-K вулканитах увеличивается роль Al_2O_3 , и они так же, как и high-Na вулканиты, обогащены HFSE и REE, что указывает на их принадлежность к породам щелочной и субщелочной серий континентальных рифтов или крайнеконтинентальных бассейнов (рис. 5.7, 5.8). Такие комплексы могут отражать состав вулканитов начальной стадии рифтогенеза. Крайне высокий Ba (670–1700 г/т) K и high-K вулканитов, по сравнению с другими элементами с крупными ионными радиусами, и высокие отношения Ba/Nb (7.98–20.48) и Rb/Nb (1.589–1.668) сближают их с производными компонента типа EM1 [Hofmann et al., 1986].

Щелочные базальты (пробы 462-1,4,5) каражалского террейна также отличаются от ОIВ (рис. 5.6) Th, U, Pb максимумами при четко выраженных Ta–Nb и Sr минимумах. Характерно, что им свойственен Mg минимум на фоне высоких содержаний когерентных элементов (Co, Cr). На геодинамических диаграммах отношений Th/Yb–Ta/Yb (рис. 5.7) их фигуративные точки локализируются также в пределах полей надсубдукционных комплексов, а на диаграммах La, Y, Nb (рис. 5.8(b)), Nb/U–Nb, Ce/Pb–Ce (рис. 5.9(a,b)) принадлежат полям базальтов, сформированных с участием континентальной коры.

Высокие концентрации Ba щелочных базальтов, по сравнению с другими элементами с крупными ионными радиусами, и высокие Ba/Nb (9.50–19.30), Rb/Nb (0.65–1.00) дают основание рассматривать их как производные компонента EM1. Высокий уровень Ba является характерной особенностью океанических осадков. Компонент EM1 рассматривается как индикатор переработанной нижней континентальной коры или субконтинентальной литосферы, обогащенной флюидами и расплавами [Hofmann et al., 1986].

High-Mg известково-щелочной базальт (проба 462-3), сопоставляемый автором с базальтами тюретайской свиты, имеет геохимические признаки вулканитов сиалических окраинных морей (рис. 5.8) при очевидном обогащении Th, Nb, U, Pb (рис. 5.9), что отличает их от вулканитов внутриокеанических островодужных систем.

ТЮРЕТАЙСКАЯ СИСТЕМА ПАРАВТОХТОНОВ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Тюретайская система паравтохтонов обнажается к северу от Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы в районе гор Торетай и Обалы (рис. 5.1), где в ядрах запрокинутых антиклиналей вскрываются дуниты, пироксениты, габбро, габбро-диабазы и диабазы дайково-силлового комплекса, которые постепенно сменяются вулканитами тюретайской свиты.

Породы plutонической части тюретайского комплекса относятся к дунит-пироксенит-габбровой формации [Геология..., 1972]. Наиболее характерным представителем тюретайского комплекса является дунит-габбровый массив Тесиктас. Он обнажается юго-западнее гряды Тюретай в районе одноименного родника (рис. 5.1(3)) и имеет концентрически-зональное строение и овальную форму, длинная ось которой вытянута в северо-западном направлении. Ядро массива слагают дуниты, они сменяются габброидами, среди которых различаются нормальные габбро, амфиболитизированные габбро, габбро-диабазы и кварцевые габбро с гранофировой структурой. В зоне контакта с дунитами среди габбро появляется тylaиты. Жильные породы массива представлены плагиоклазо-роговообманковыми породами, весьма сходными по структуре и составу с мела-

нократовыми жильными породами интрузий Уральской платиноносной формации [Геология., 1972].

Афировые пиллоу-базальты прослоены граувакковыми песчаниками, кремнистыми алевролитами и яшмами, содержащими конодонты *P. anserinus* Lamont & Lindstrom [Никитин, 2002], аналогичные тем, что найдены в силицитах у южного склона гряды Каражал. В тюретайских туфосилицитах конодонты близки казыкским, но, как отмечает И.Ф. Никитин [Никитин, 2002], в ряде мест в них отсутствуют *P. serra* (Hadding), и можно предположить более молодой возраст этих яшм. Базальты тюретайской свиты, по-видимому, образуют мощную систему силл, которые фациально замещают кызыкские силициты, туфосилициты. В базальтах тюретайской свиты встречаются залежи колчеданно-полиметаллических руд месторождения Тесиктас. В рудах в повышенных количествах присутствуют медь, цинк, свинец, мышьяк, серебро, кобальт [Двойнин, Газизова, 1978].

В северном крыле Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы итмурундинский кремнисто-вулканогенный меланж несогласно перекрыт жаманшурукской свитой [Никитин, 2002].

Свита состоит преимущественно из грубообломочных терригенных пород, известняков, кремнистых и кремнеобломочных пород, а также базальтов, базальтовых трахиандезитов, трахиандезитов, трахитов и адакитов. В низах свиты обнаружены конодонты: *Periodon grandis* Ethington, *Protopanderodus* sff. *vericostatus* (Sweet & Bergstrom), *Drepanodus suberectus* s.f. (Branson & Mehl), а в верхах, в яшмовидных алевролитах, конодонты: *Protopanderodus insculptus* (Branson & Mehl), *Periodon grandis* Ethington, а в известняках – брахиоподы, трилобиты и кораллы позднего ордовика [Никитин, 2002].

Кызыкская свита сложена в основном красными, реже полосчатыми желтоватыми и зеленоватыми яшмами, алевролитами, кремнеобломочными породами и характерными белесыми и бирюзовыми кремнистыми туффитами и туфами кислого состава. В верхах свиты находятся невыдержанные по простиранию прослои глинисто-углеродистых сланцев с сингенетичным пиритом и мельниквит-пиритом [Антонюк и др., 1995].

Выше несогласно или псевдосогласно залегают турбидитные отложения нижнего силура, описанные М.З. Новиковой [Ермолов и др., 2011] как силурийские олистостромы.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Тюретайская свита представлена базальтами, реже диабазами. По содержанию калия выделяются оливин-нормативные high-K (0.5–1.4 мас. %), реже гиперстен-

и нефелин-нормативные low-K (<0.40 мас. %) базальты (табл. 5.3), которые в свою очередь подразделяются на high-Ti/low-Y, high-Y и high-Fe/med-Y.

В основании разреза тюретайской свиты встречаются примитивные high-Ti ($\text{TiO}_2 < 2.62$ мас. %)/low-Y (<17 г/т), low-K и high-K базальты, содержащие высокие концентрации Nb (<17 г/т). High-Ti/low-Y базальты также обогащены P_2O_5 (<0.40 %), Na_2O (>3.52 мас. %), а концентрации FeOt постоянно более 12.0 мас. %.

Средняя часть разреза сложена дифференцированными high-Y (>30 г/т) базальтами, в которых калий не превышает 0.60 мас. %, Nb менее 6.6 г/т. По отношению к high-Ti/low-Y базальтам high-Y базальты обеднены P_2O_5 (<0.21 мас. %), Sr (>160 г/т), Ni (>37 г/т), Cr (>43 г/т).

В верхах разреза обнажаются нефелин-нормативные high-Fe ($\text{FeO}_{\text{общ}} > 14.00$ мас. %) дифференцированные базальты, которые по отношению к high-Y базальтам обеднены Zr (<96 г/т), Y (<20 г/т), но обогащены Sr (>250 г/т).

Жаманшурукская свита сложена базальтами, базальтовыми трахиандезитами, трахиандезитами, трахитами и адакитами (табл. 5.4), которые образуют последовательно дифференцированную вулканическую серию.

Нефелин-нормативные базальты обогащены $\text{FeO}_{\text{общ}}$ (>11,00 мас. %), обеднены Al_2O_3 (14.7 мас. %), Zr (58 г/т) и, при достаточно высоких концентрациях элементов группы железа, недонасыщены магнием.

Все остальные вулканы отвечают гиперстен-нормативным high-Na/P породам, и они менее железистые, чем нефелин-нормативные базальты.

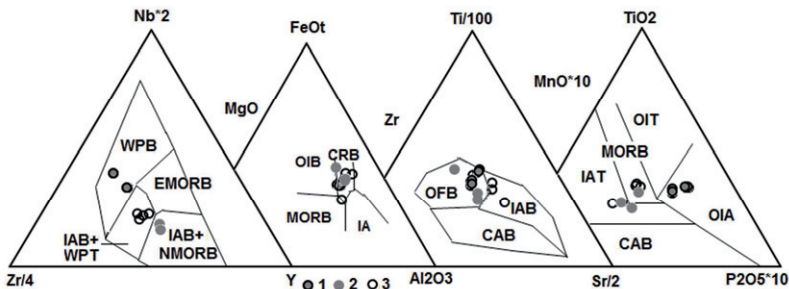


Рис. 5.10. Бинарные диаграммы $\text{Zr}/4\text{-Y-Nb}^*2$ [Meschede, 1986], $\text{Zr-Sr}/2\text{-Ti}/100$ [Pearce & Cann, 1973], $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO}_{\text{общ}}$ [Pearce et al., 1977], $\text{MnO}^*10\text{-P}_2\text{O}_5^*10\text{-TiO}_2$ [Mullen, 1983] для базальтов тюретайской свиты.

1 – high-Ti/low-Y базальты; 2 – high-Y базальты; 3 – high-Fe /med-Y базальты. Остальные условные обозначения см. рис. 5.3.

Дифференцированные базальтовые трахиандезиты характеризуются высокими концентрациями Nb (19 г/т) и Y (30 г/т), но они обеднены Zr (74 г/т), Ni (12 г/т), Cr (5 г/т). Дифференцированные титанистые трахиты обеднены Y (17 г/т), Zr (50 г/т), Ni (5 г/т), Cr (5 г/т), но крайне обогащены Nb (30 г/т), что характерно для плюмовых комплексов.

Адакиты являются med-Mg (MgO= 2.73 мас. %) породами с низким уровнем содержания Y (15 г/т) и высоким уровнем концентраций Sr (580 г/т).

СОПОСТАВИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

High-Ti/low-Y базальты с высоким уровнем концентраций Nb, P сопоставимы с внутриплитными базальтами (рис. 5.11), high-Y и high-Fe/med-Y базальты тюретайской свиты на диаграммах Zr/4–Y–Nb*2 [Meschede, 1986] и MnO*10–P₂O₅*10–TiO₂ [Mullen, 1983] ложатся в смешанные поля.

На диаграмме Zr–Sr/2–Ti/100 [Pearce & Cann, 1973] все породы тюретайской свиты тяготеют к полю океанических базальтов, тогда как на диаграмме MgO–Al₂O₃–FeO_{общ} [Pearce et al., 1977] довольно четко ограничиваются ареалом базальтов континентальных рифтов.

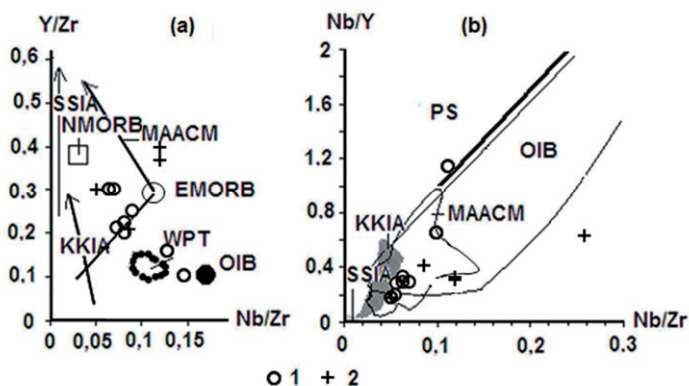


Рис. 5.11. Диаграммы отношений (a) Y/Zr–Nb/Zr, (b) Nb/Y–Nb/Zr [Bradshaw, 2003] для базальтов тюретайской (1) и вулканитов жаманиурукской (2) свит. Остальные условные обозначения см. на рис. 5.3.

На диаграмме Nb/Y–Nb/Zr (рис. 5.11(b)) их фигуративные точки контролируются полем вулканитов активных континентальных окраин. Величины отношений неподвижных элементов-примесей Y/Zr–Nb/Zr (рис. 5.11(a)) так же не отражают их островодужное происхождение. Базальты с высокими концентрациями Nb отве-

чают суперплюмовым базальтам, также известным в пределах активных континентальных окраин.

Показательны и величины отношений Sr/Y (рис. 5.12), которые показывают, что все базальты тюретайской свиты ограничиваются полем вулканитов активных континентальных окраин.

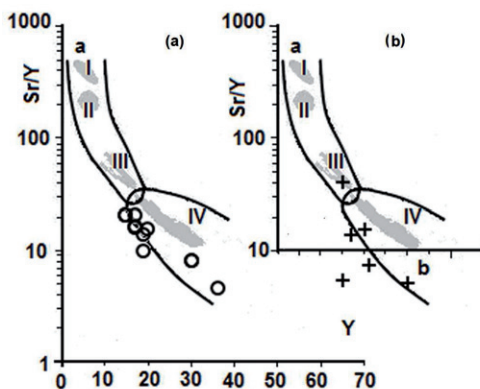


Рис. 5.12. Диаграммы отношений Sr/Y–Y [Stern, 2002] для базальтов тюретайской (а) и вулканитов жаманшурукской (b) свит.

Поля [Stern, 2002]: а–адакиты; б–дифференцированные вулканиты активных окраин континентов. Серыми полями обозначены составы адакитов островов: I–Коок [Kay, 1993], II–Адак [Yogodzinski et al., 1995] и III–IV–Андский вулканоплутонический пояс: III–северной [Yogodzinski et al., 1995], IV–

южной [López-Escobar et al., 1993].

Фигуративные точки вулканитов последовательно дифференцированной жаманшурукской свиты на дискриминационных диаграммах (рис. 5.11) значительно удалены от полей и трендов сиалических и симатических островных дуг, что обусловлено высоким уровнем концентраций ниобия и низким иттрия.

На диаграмме Sr/Y–Y [Stern, 2002] известково-щелочные вулканиты верхней части разреза жаманшурукской свиты контролируются полем дифференцированных вулканитов активных континентальных окраин. Адакиты верхов разреза ложатся на тренд вулканитов андского вулканоплутонического пояса (рис. 5.12). Тогда как high-Nb вулканиты несколько обедненные Sr и их фигуративные точки сдвинуты в сторону трендов островодужных комплексов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Учитывая продолжительность образования Итмуруды–Тюлькуламской аккреционной призмы и петрогеохимическую специализацию дарривилских вулканитов итмурудинского меланжа, предполагается, что их магматическая деятельность протекала под влиянием холодного суперплюма. Состав мантийного резервуара на протяжении дарривилского времени эволюционировал от EM1 к EM2. Происхождение холодного суперплюма увязывается с продолжительными процессами субдукции литосферной плиты под суперконтинент Гондвана.

Важную роль в таких магматических системах играет морская вода, поставляемая в зону субдукции тектонической плитой [Maquana, 1994]. Высокий уровень концентраций галогенов во флюиде может вызвать вторичную дифференциацию мантийного вещества [Stepanez & Kemmer, 2002], которая способствует резкому снижению содержаний когерентных элементов, магния и повышению содержаний натрия в вулканитах, что четко прослеживается в изученных вулканитах основного и среднего состава Итмуруды-Тюлькуламской аккреционной призм.

Такие вулканиты имеют геохимические черты сходства как с внутриплитными, так и с островодужными базальтами, что проявляется Sr и Ta-Nb минимумами на фоне высоких концентраций LILE, HFSE и HREE.

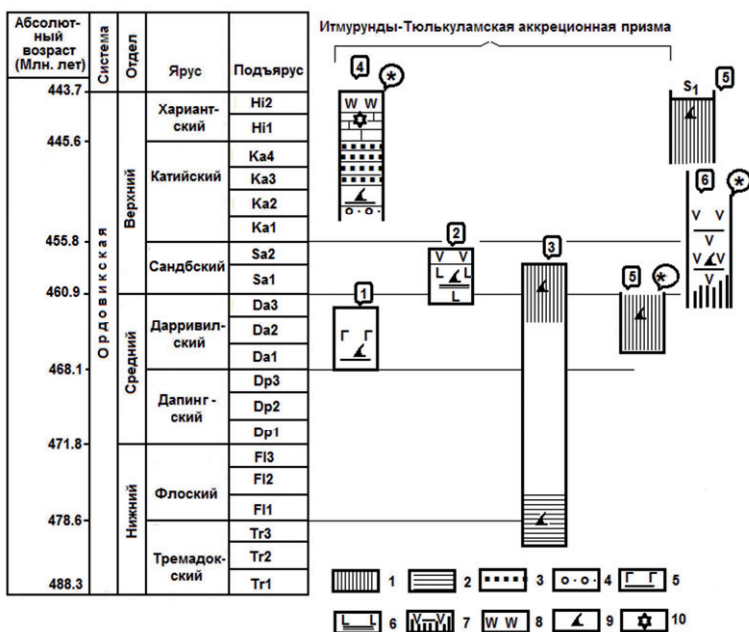


Рис. 5.13. Схема сопоставления террейнов Итмуруды-Тюлькуламской аккреционной призм и района гор Торетай.

1 – яшмы; 2 – розовые силициты; 3 – полимиктовые песчаники; 4 – конгломераты с горизонтами олистостромов; 5 – щелочные базальты, яшмы, реже щелочные риолиты, трахиандезиты; 6 – щелочные базальты и серо-зеленые силициты; 7 – известково-щелочные базальты, яшмы; 8 – андезиты, дациты, адакиты; 9 – конодонты; 10 – брахиоподы, кораллы. Цифрами обозначены: 1 – итмурудинский кремнисто-вулканогенный меланж западнее горы Итмуруды, 2 – базальты подножья горы Каражал, 3 – силициты и яшмы горы Каражал, 4 – жаманцурская свита, 5 – кызыкские яшмы, 6 – тюретайская свита. * По материалам: [Никитин, 2002] и автора.

Сопровождающие их серпентинитовые меланжи содержат метаморфические породы высоких давлений [Ермолов и др., 2011]. Такие метаморфические породы широко известны в составе серпентинитовых меланжей островодужных систем кордильерского типа [Xiao et al., 2010], отражающих эволюцию развития островодужных систем активных континентальных окраин.

Такому выводу не противоречит и обильное присутствие кварца в тонкообломочном матриксе раннесилурийской глубоководной олистостромы, что указывает на его образование за счет размыва пород континентального склона [Ермолов, 2013]. По-видимому, этот комплекс можно сопоставить с турбидитами, производных мутьевых потоков, образующихся вдоль подножья континентальных склонов.

Известково-щелочные вулканиты жаманшурукской свиты довольно четко отличаются от щелочных и субщелочных вулканитов итмурундинского кремнисто-вулканогенного меланжа. Это позволяет предположить, что вулканиты известково-щелочной серии характеризуют период формирования позднеордовикской островной дуги, фундаментом которой служил итмурундинский кремнисто-вулканогенный меланжа.

Синхронно в смежном бассейне накапливались кызыкские яшмы, нередко обогащенные кислым пепловым материалом, одновременно изливались вулканиты тюретайской свиты, химический состав которых отражает его сиалическую природу. Этому не противоречат и повышенные концентрации свинца в колчеданно-полиметаллических рудах месторождения Тесиктас.

Многочисленные находки микрофауны [Новикова и др., 1983; Ермолов и др., 1990; Zhylkaidarov, 1998; Никитин, 2002] показали, что во всех нижнепалеозойских осадочных и вулканогенно-осадочных комплексах данного района конодонты близки по составу и содержат набор форм, характерный для дарривилского и сандбского ярусов среднего и позднего ордовика (рис.5.13). Это еще раз подтвердило ранее сделанный вывод Р.М. Антонюком [Антонюк, 1974], что рассматриваемые комплексы пород представляют собой слабо стратифицированные образования, для которых типично хаотическое строение.

Не менее интересным оказалось и присутствие раннеордовикских конодонтов в силицитах, что в корне противоречит представлению о строении верхних членов офиолитовой триады, где кремнистые фации непременно завершают их разрезы. Вполне очевидно, что данные комплексы пород сформировались в различных геодинамических обстановках и были впоследствии совмещены в процессе тектонического ссучивания, фиксирующего область схождения двух литосферных плит.

Временной интервал метаморфических пород высоких давлений полимиктового серпентинитового меланжа и широкий временной интервал (O_3 – D_3 fm, C_1) образования олистостром в пределах Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы свидетельствует о продолжительном времени схождения литосферных плит. Погружение литосферной плиты вдоль зоны субдукции вглубь мантии, судя по возрасту (458–466 млн. лет) метаморфических пород, началось в среднем ордовике. Вероятно, метаморфические породы были эксгумированы только в позднеордовикское время. Судя по времени завершения олистострообразования, субдукционные процессы в Итмурунды-Тюлькуламской зоне завершились в позднем девоне или в раннем карбоне.

В раннем карбоне значительная часть субщелочных мафит-ультрамафитовых массивов Итмурунды-Тюлькуламской зоны субдукции была перемещена на дневную поверхность и подвергнута процессам дезинтеграции, о чем свидетельствуют визейские платиноносные титаномагнетитовые песчаники Прибалхашья [Русаков, Бурдуков, 1957].

Если геодинамическая природа вулканитов итмурундинского комплекса, судя по их геохимической специализации, выглядит вполне определенно и связана с надсубдукционными процессами, протекающими вдоль активной окраины континента, то накопление силицитов района горы Каражал нельзя увязывать с островодужной природой их формирования.

Толщи силицитов, как правило, маломощны, в их разрезе преобладают красочетные радиолариты, нередко они содержат кремнеобломочные породы, их разрез лишены пеплового материала, что наиболее характерно для пород абиссальных океанических и окраинноморских впадин, удаленных от областей активной вулканической деятельности.

В пределах аккреционных призм Центрального Казахстана не удастся установить тип фундамента, на котором накапливались толщи силицитов. Как правило, толщи силицитов разновозрастные, реже древнее или моложе, чем тектонически совмещенные с ними надсубдукционные магматические комплексы. Такие толщи силицитов с позиции тектоники литосферных плит в палеозоидах Казахстана рассматриваются как составные части аккреционных призм, образующихся в зонах субдукции в результате срыва осадков с погружающихся плит [Степанец и др., 2012].

Выше изложенные факты дают основание утверждать, что серпентинитовый меланж, осадочные и вулканогенно-осадочные комплексы Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы не отражают состав единой офиолитовой

ассоциации и не являются нижнепалеозойской океанической корой Жонгаро-Балхашской покровно-складчатой области.

ГЕОДИНАМИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ И ПАЛИНСПАСТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ ЖОНГАРО-БАЛХАШСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Жонгаро-Балхашская складчатая система является наиболее геодинамически структурированной областью Центрального Казахстана (рис. 3.1), где с северо-запада на юго-восток выделяются следующие геодинамические обстановки:

1) Девонский вулканоплутонический пояс и обрамляющий его с юга Нурино-Карасорский преддуговой прогиб (S_2-D_3). Тектурмасская аккреционная призма (O_3-S_1), которая с юга тектонически перекрыта флишем Сарысуйского окраинного моря (S_{1-2}),

2) Балхаш-Илийский вулканоплутонический пояс (C_1-P_2) с юга обрамлен Кентарлау-Котанбулакским преддуговым бассейном (D_1-P_1), структуры которого на юге контактируют с Итмуруды-Тюлькуламской аккреционной призмой (D_3-C_1). С северо-запада Балхаш-Илийский вулканоплутонический пояс обрамлен флишем Жаман-Сырысуйского окраинного моря (S_{1-2}). Структуры Сарысуйского и Жаман-Сарысуйского окраинных морей разделены Успенским внутриконтинентальным рифтом (D_3-P).

Докембрийские и палеозойские комплексы Жонгаро-Балхашской складчатой области Центрального Казахстана, обнажающиеся в профиле Тектурмасской и Итмуруды-Тюлькуламской аккреционных призм, по-видимому, следует объединить в Атасу-Моинтинскую тектоническую плиту, отражающую сложные тектономагматические процессы, протекающие на протяжении палеозоя на границе схождения докембрийской континентальной и нижнепалеозойской океанической плит.

Дарривилские среднеордовикские щелочные вулканы итмурудинского меланжа, как и метаморфиты (468 млн. лет) являются наиболее древними породами в составе Итмуруды-Тюлькуламской аккреционной призмы, маркирующей границу схождения Атасу-Моинтинской плиты и кембрийской или кембронижнеордовикской океанической плиты. Возраст океанической плиты определяется условно, поскольку в составе аккреционной призмы известны только фрагменты первого океанического слоя в виде террейнов каражалских силицитов нижнего и верхнего ордовика.

Присутствие метаморфитов высоких давлений с цифрами абсолютного возраста от 458 до 468 млн. лет в составе серпентинитового меланжа указывает на то, что они только в конце сандбского яруса были эксгумированы и включены в состав аккреционной призмы. Субдугирование кембрийской океанической плиты завер-

шилось в нижнем карбоне, что фиксируется временем завершения олигоценного образования.

В позднем ордовике завершились вулканические процессы в пределах Жаманшурукской палеоостровной дуги. Присутствие адакитов в ее составе указывает на плавление океанической плиты, что характерно для конвергентных зон субдукции кордильерского типа. Присутствие блоков метаморфических пород высоких и сверхвысоких давлений в составе серпентинитового меланжа Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы также является подтверждением того, что эти процессы протекали в зонах субдукции кордильерского типа, эталоном которых являются структуры активной окраины восточно-тихоокеанского побережья.

Южнее (в древних координатах) Жаманшурукской островной дуги на протяжении верхнего ордовика и нижнего силура в субпараллельных, судя по древним палеосклонениям [Турманидзе и др., 1991], спрединговых зонах наращивалась базальтовая кора Кентарлау-Котанбулакского и Сарысуйского окраинных сиалических бассейнов. Различный петрохимический состав базальтов тюретайской и талдыэспинской свит указывает на неоднородность плюмовых резервуаров, питающих эти рифтогенные системы, что может также быть обусловлено мощностью континентальной коры и процессами плавления континентальной литосферной мантии.

Скучиванию описанных выше нижнепалеозойских комплексов в единую геотектоническую Атасу-Моинтинскую плиту не противоречат и их палеомагнитные данные [Турманидзе и др., 1991], поскольку эти комплексы значительных перемещений в нижнем палеозое относительно друг друга не испытывали. Тогда как эти данные по Атасу-Моинтинской плите отчетливо демонстрируют ее разворот относительно вулканогенных комплексов Нуринско-Карасорского преддугового прогиба и сопряженной с ним Тектурмасской аккреционной призмы (рис. 3.1).

В позднем девоне до формирования структур Балхаш-Илийского вулканоплутонического пояса закладывается внутриконтинентальный Успенский рифт [Магматические..., 1988; Антонюк и др., 1995].

В нижнем карбоне закладываются структуры Балхаш-Илийского вулканоплутонического пояса, формирование которого продолжалось вплоть до конца перми. Интересным представляется тот факт, что в поздней перми во внутренней зоне вулканоплутонического пояса раскрываются рифты, где протекает бимодальный базальт-риолитовый магматизм, аналогичный тому, что известен во внешней зоне Девонского вулканоплутонического пояса.

Как отмечалось ранее, раннепалеозойские структуры Центрального Казахстана к раннему девону составляли единую континентальную плиту, а вдоль ее южного

края формировался Девонский вулканоплутонический пояс. Тектурмасская аккреционная призма (рис. 5.14(6)) на этот период маркировала область схождения раннепалеозойских Сарыаркинской и Атасу-Моинтинской плит. Автор предполагает, что юго-восточнее Тектурмасской зоны субдукции располагалась Атасу-Моинтинская плита (рис. 5.14(5)), которая с северо-востока ограничивалась Итмурунды-Тюлькуламской зоной субдукции, поглощающей океаническую кору малого океанического бассейна раскрывающегося между Северным Китаем и Атасу-Моинтинской плитой.

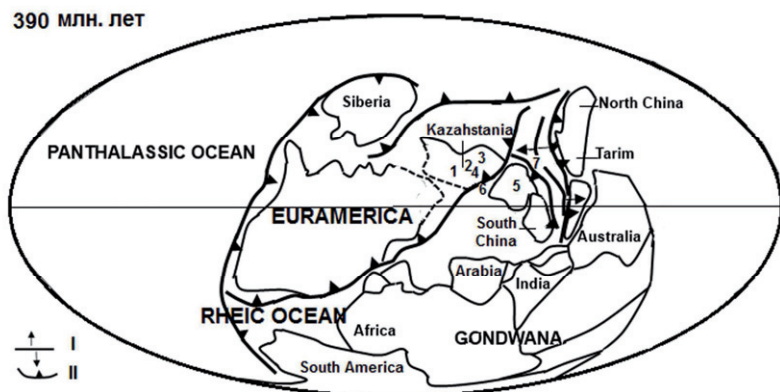


Рис. 5.14. Палинспастическая реконструкция Палеотетиси и континентальных блоков для раннего девона [Scotese, 1997] с изменениями и дополнениями автора. 1 – Кокиетауский микроконтинент; 2 – Урумбайско-Селетинская внутриокеаническая островодужная система; 3 – Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайский вулканоплутонический пояс; 4 – Ангрensorско-Майкаинский энсиалический бассейн; 5 – Атасу-Моинтинская плита; 6 – Тектурмасская (аккреционная призма) зона субдукции; 7 – Итмурунды-Тюлькуламская (аккреционная призма) зона субдукции; I – срединно-океанические хребты; II – зоны субдукции.

Приложение

Таблица 5.1. Химический состав (мас.%) и нормативный минеральный состав основных пород серпентинитового меланжа. 1-3 – габбро-диабазы; 4 – габбро; 5 – оливиновое габбро; 6 – габбродиориты; 7 – high-Ti габбро-диабаз; 8-9 – титанистые габброиды.

Ком.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	46.81	45.30	49.90	48.67	36.60	53.06	43.50	44.70	45.5
TiO ₂	0.27	0.17	0.16	0.36	1.36	0.83	2.10	1.22	1.65
Al ₂ O ₃	16.75	12.66	19.10	17.50	15.00	9.9	14.60	13.90	13.11
Fe ₂ O ₃	1.98	2.57	0.77	1.74	8.39	2.29	5.24	5.74	4.40
FeO	4.11	5.39	4.72	4.52	10.04	4.67	9.69	11.95	12.90
MnO	0.14	0.15	0.13	0.12	0.24	0.13	0.16	0.20	0.21
MgO	10.42	16.72	9.98	7.50	6.03	13.28	7.79	6.63	6.92
CaO	16.72	14.52	14.47	13.16	16.10	10.83	9.16	9.80	10.53
Na ₂ O	1.50	0.63	1.25	2.60	1.44	1.83	2.99	3.80	4.10
K ₂ O	0.25	0.05	0.24	0.50	0.48	1.44	0.81	0.70	0.53
P ₂ O ₅	0.02	0.05	0.02	0.04	0.25	0.22	0.27	0.10	0.08
n.n.n.	2.38	2.71	3.76	3.24	3.57	1.13	3.23	0.47	3.57
Pl	47.77	41.68	60.80	61.65	40.23	34.65	48.43	38.63	34.90
Ort	1.74	0.36	1.65	3.53		10.27	5.97	5.11	3.83
Neph	5.15	0.54		1.18	8.63		5.86	12.10	13.65
Leucite					2.97				
Di	33.15	30.95	18.60	22.63	12.12	28.45	15.52	22.77	27.76
Hyp			13.05			20.84			
Ol	11.27	25.38	5.18	9.91	22.08	3.63	19.46	17.95	15.95
Larnite					9.72				
Il	0.33	0.21	0.19	0.44	1.83	1.02	2.70	1.55	2.08
Mag	0.55	0.75	0.50	0.54	1.82	0.65	1.43	1.68	1.64

Ap	0.04	0.11	0.04	0.09	0.60	0.49	0.62	0.23	0.18
Mg#	75.9	79.5	76.7	68.7	38.1	77.9	49.1	40.9	42.2
D.I.	54.7	42.6	62.5	66.4	51.8	44.9	60.3	55.8	52.4
E.L.T	1262	1283	1222	1206	1425	1141	1299	1297	1293

Таблица 5.2. Химический состав (мас.%), содержания элементов-примесей (г/т) и нормативный минеральный состав вулканитов Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призмы.

№ пр.	453-1	453-1a	453-2	453-3	453-4	453-4b	453-5	453-6	453-7	453-8
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	50,70	53,40	54,30	52,00	51,90	55,20	50,50	62,40	55,20	68,90
TiO ₂	1,97	1,94	1,40	1,37	2,12	1,74	1,99	0,64	1,79	0,28
Al ₂ O ₃	15,75	15,50	17,55	17,15	14,50	14,80	13,40	15,30	14,90	13,90
Fe ₂ O ₃	4,91	4,47	2,22	1,76	4,83	4,19	13,00	3,59	4,48	1,55
FeO	8,28	5,95	5,16	6,70	7,99	6,86	2,70	5,10	4,66	2,79
MnO	0,18	0,14	0,13	0,20	0,21	0,17	0,05	0,20	0,14	0,04
MgO	3,71	1,20	3,01	3,61	3,05	2,55	1,61	1,91	3,82	1,51
CaO	2,93	5,87	2,51	2,74	5,95	3,44	5,17	0,70	3,07	0,56
Na ₂ O	5,22	5,32	4,79	4,10	3,70	5,45	4,87	6,03	4,15	5,01
K ₂ O	0,98	0,75	4,48	5,06	0,88	0,65	2,36	0,86	4,19	2,89
P ₂ O ₅	1,17	1,20	1,11	1,08	1,26	1,11	2,07	0,67	1,20	0,64
П.п.п	2,77	3,06	2,24	2,85	2,70	2,60	1,51	1,25	1,93	1,24
Сум.	98,57	98,82	98,90	98,62	98,82	98,76	99,23	98,65	99,53	99,31
Mg#	34,3	17,7	42,9	43,7	30,6	30,0	16,6	29,1	44,0	39,2
H ₂ O	0,63	0,94	0,92	0,76	0,72	1,14	0,56	2,19	1,04	3,37
D.I.	68,3	79,6	81,9	81,0	62,4	76,4	73,4	80,3	77,1	88,7
E.L.t.	1156	1104	1106	1134	1167	1075	1171	953	1089	841
q	0,44	4,47			15,23	7,51		17,21	1,28	24,93
ab	60,73	69,82	51,28	46,29	41,04	64,35	56,75	57,19	47,37	45,11
or	7,12	5,27	30,57	34,71	6,17	4,57	16,66	5,86	28,46	18,61
cor	2,82		2,15	1,90	4,51	1,17		3,27	0,60	1,78
di		3,82					3,35			
ol			5,62	9,88			5,41			
hy	22,51	10,70	5,71	2,51	19,64	16,84	9,44	13,54	16,85	7,61
il	2,47	2,35	1,65	1,62	2,58	2,12	2,44	0,75	2,10	0,32
mt	1,24	0,93	0,65	0,76	1,16	1,0	1,37	0,76	0,79	0,36
ap	2,67	2,64	2,37	2,33	2,78	2,45	4,58	1,42	2,55	1,29
Rb	9,6	7,0	46	65	10	4,8	19	8,1	52	36
Ba	180	120	1200	1700	160	130	340	200	670	350
Sr	180	160	420	450	240	150	320	130	150	86
Th	7,85	9,30	16,97	15,44	7,38	8,05	10,21	14,35	11,02	22,10
U	2,19	3,28	2,15	2,53	2,61	0,55	3,80	2,98	2,53	2,08
Zr	650	530	460	460	470	530	470	800	300	1200
Hf	14	12	12	10	11	14	11	18	7,3	14
Nb	41	36	89	83	35	37	31	73	84	82
Ta	2,5	2,3	5,0	4,7	2,4	2,4	2,4	4,6	4,4	6,9
Cr	<10	<6	<6	14	<10	<8	<10	<5	<7	<10
Co	12	19	13	9,4	18	8,0	13	4,3	11	0,54
Pb	11,26	7,09	8,90	9,07	6,62	11,38	5,15	11,56	11,56	7,49
Se	38	38	7,8	7,9	40	34	36	18	23	1,0

Y	93	77	38	33	77	80	99	90	57	120
La	41	32	63	64	31	38	43	72	47	69
Ce	85	66	120	120	70	74	74	150	100	110
Sm	16	13	9,8	10	12	15	13	19	18	17
Eu	4,7	4,0	2,7	2,9	3,9	4,0	4,2	4,2	6,5	1,7
Tb	3,5	3,0	1,4	1,7	2,6	3,3	2,8	3,4	3,2	2,9
Yb	10	10	3,4	3,2	9,0	8,6	11	12	6,9	11
Lu	1,8	1,5	0,48	0,41	1,4	1,5	2,0	1,7	1,0	1,7
Th/Y	0,785	0,93	4,991	4,825	0,82	0,936	0,928	1,196	1,597	2,01
(La/S	1,654	1,589	4,150	4,132	1,668	1,636	2,135	2,446	1,686	2,620
(La/	1,838	1,766	4,612	4,591	1,853	1,817	2,373	2,718	1,873	2,912
(Nb/	2,833	2,488	18,09	17,92	2,687	2,973	1,948	4,204	8,413	5,152
(Nb/	0,963	1,084	1,361	1,249	1,088	0,938	0,694	0,977	1,721	1,145
(Nb/	0,622	0,461	0,625	0,641	0,565	0,548	0,362	0,606	0,909	0,442
(Th/	1,601	2,171	1,602	1,563	1,772	1,828	2,768	1,652	1,102	2,265
(La/	1,038	0,923	0,735	0,801	0,920	1,066	1,440	1,024	0,581	0,874

Примечание. 453-1– базальт, 453-1a – андезибазальт, 453-2, 3– трахиандезиты, 460-3 – базальтовый трахиандезит, 453-4 – кварцевый базальт, 4b – андезибазальт, 453-5 – базальт, 453-6 – трахит, 453-7 – сферолитовый трахиандезит, 453-8 – щелочной риолит, 462-1, 4, 5 – щелочные базальты, 462-3 – афиртовый базальт. Значения, нормированные относительно примитивной мантии (pm) и хондрита (n). Геохимические анализы выполнены в ИМГРЭ (Москва) рентгенофлуоресцентным методом на приборе Axios Advanced (исполнители: В.И. Чудинов, С.Т. Малкина).

Продолжение таблицы 5.2

№ пр.	460-3	462-1	462-3	462-4	462-3
П.№	11	12	13	14	15
SiO ₂	55,20	49,10	49,60	51,60	47,40
TiO ₂	2,80	2,52	1,38	2,23	2,24
Al ₂ O ₃	17,50	17,65	13,95	16,25	15,90
Fe ₂ O ₃	3,85	9,75	3,36	6,84	3,02
FeO	1,76	2,79	8,28	3,66	7,82
MnO	0,04	0,16	0,24	0,12	0,16
MgO	1,71	3,27	6,43	3,31	5,22
CaO	3,21	3,91	5,87	5,03	6,01
Na ₂ O	2,86	4,26	3,72	4,82	2,97
K ₂ O	8,20	2,33	1,29	1,76	3,24
P ₂ O ₅	0,97	0,82	0,50	0,70	0,75
П.п.п	1,08	3,35	4,47	3,11	4,17
Сум.	99,18	99,91	99,09	99,43	99,20
Mg#	36,9	33,5	50,3	37,6	46,9
H ₂ O	1,00	0,48	0,58	0,71	0,39
D.I.	88,9	74,7	67,4	78,5	75,8
E.I.t.	1095	1190	1167	1142	1211
ab	35,74	58,13	57,97	66,20	52,62
or	53,19	16,56	9,42	12,29	23,16
cor	0,28	2,31			

di			6,44	2,13	3,39
ol	2,51	4,63	7,45	3,84	13,50
hy	2,72	12,32	14,73	10,38	1,86
il	3,14	3,10	1,74	2,70	2,77
mt	0,45	1,10	1,10	0,92	1,01
ap	1,95		1,14	1,53	1,67
Rb (r/r)	120	45	12	26	41
Ba	980	440	690	380	830
Sr	220	230	92	210	210
Th	16,4	13,48	5,66	13,35	14,27
U	4,12	0,47	1,05	3,37	3,03
Zr	250	250	83	360	360
Hf	6	5,3	2,6	8,8	8,8
Nb	73	45	5,5	40	43
Ta	3,7	2,3	<0,4	2,6	2,6
Cr	20	240	120	250	200
Co	32	44	47	38	32
Pb	10,29	7,88	8,93	8,14	9,76
Se	14	28	59	29	27
Y	31	32	35	37	33
La	37	28	5,6	48	41
Ce	70	60	13	83	74
Sm	8,7	9,1	3,6	12	9,3
Eu	2,3	1,8	1,1	2,3	2,0
Tb	1,5	1,3	1,0	2,2	1,8
Yb	3,0	2,7	4,44	5,3	5,1
Lu	0,52	0,42	0,73	0,89	0,80
Th/Yb	5,467	4,992	1,286	2,519	2,798
(La/Sm) _N	2,746	1,986	1,004	2,582	2,846
(La/Yb) _N	3,051	2,207	1,116	2,869	3,162
(Nb/Yb) _N	16,816	11,518	0,864	5,216	5,827
Nb/La)pm	1.901	1.548	0.946	0.803	1.010
(Nb/Th)pm	0.531	0.398	0.116	0.357	0.359
Th/Nb)pm	1.888	2.517	8.648	2.805	2.789
(La/Nb)pm	0.526	0.646	1.057	1.246	0.990

Таблица 5.3. Химический состав (мас. %), содержание элементов-примесей (г/т) и нормативный минеральный состав пород тюретайской свиты.

Ком.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	45.9	46.28	48.7	48.53	51.5	48.7	49.2	47.8	48.16	46.5	46.2
TiO ₂	2.80	2.65	2.84	2.62	1.58	2.32	1.86	1.60	1.40	2.00	1.86
Al ₂ O ₃	15.2	15.29	15.4	15.21	14.4	13.1	14.1	15.5	15.53	16.5	15.4
Fe ₂ O ₃	7.50	8.00	7.28	7.38	3.59	9.18	7.26	5.96	5.96	4.22	5.06
FeO	5.30	5.17	5.42	5.30	5.62	5.91	4.94	8.12	7.98	11.32	10.28
MnO	0.14	0.14	0.20	0.20	0.28	0.23	0.19	0.26	0.25	0.20	0.21
MgO	5.97	6.21	6.24	6.44	6.18	5.32	6.29	5.2	5.5	3.86	4.79
CaO	7.09	7.18	4.89	5.10	6.62	8.28	7.92	7.66	7.91	7.09	8.18
Na ₂ O	3.64	3.52	3.44	3.62	3.88	2.88	3.74	3.46	3.28	3.46	3.82
K ₂ O	0.40	0.36	0.70	0.69	0.60	0.50	0.50	0.60	0.54	1.4	0.95
P ₂ O ₅	0.43	0.40	0.40	0.39	0.16	0.21	0.17	0.18	0.21	0.20	0.20
П.п.п.	4.42	4.50	3.52	3.52	4.34	1.70	2.11	2.13	2.26	1.95	2.57
Rb	5	5	5	5	5	5	5	14	14	35	24
Y	17	17	15	15	17	36	19	30	30	20	10
Zr	110	110	150	150	86	120	86	100	100	96	77

Nb	11	11	17	17	5.4	6.6	5.4	5	5	5.4	5.4
Sr	270	260	300	300	340	160	180	230	230	300	250
Ni	78	77	68	66	43	37	66	50	50	66	48
Cr	147	140	130	135	130	43	94	110	110	120	110
Q			1.01		1.04	0.51					
Pl	65.62	65.07	60.26	63.16	62.19	54.70	61.07	63.67	63.89	62.76	56.11
Ort	2.99	2.65	5.16	5.06	4.37	3.70	3.61	4.39	3.91	10.07	6.87
Neph										0.42	4.30
Cor			0.85	0.12							
Di	6.63	6.39			9.01	14.54	13.89	9.21	9.14	6.57	13.32
Hyp	8.26	10.21	27.03	23.11	20.18	21.66	9.68	8.70	11.72		
Ol	10.69	10.16		3.17			7.89	10.29	8.81	15.77	15.15
Il	3.60	3.38	3.61	3.31	1.99	2.98	2.35	2.02	1.75	2.49	2.34
Mag	1.20	1.22	1.18	1.17	0.86	1.41	1.12	1.31	66.8	1.46	1.45
Ap	1.00	0.92	0.92	0.89	0.36	0.49	0.39	0.42	0.48	0.46	0.46
Mg#	46.9	47.2	48.2	49.0	55.4	40.1	49.4	40.7	42.6	31.3	36.5
D.L.	68.6	67.7	66.4	68.2	67.6	58.9	64.7	68.1	66.8	73.3	67.3
E.L.T	1233	1233	1189	1193	1127	1199	1186	1216	1214	1247	1254

Таблица 5.4. Химический состав (мас.%), содержание элементов-примесей (г/т) и нормативный минеральный состав пород жаманшурукской свиты.

Ком.	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	45.65	52.2	64.5	57.4	60.8	64.2
TiO ₂	1.7	2.42	1.88	0.68	0.64	0.48
Al ₂ O ₃	14.7	15.1	11.9	13.9	15.4	14.6
Fe ₂ O ₃	5.55	4	3.06	6.25	4.83	3.12
FeO	6.44	8.96	5.5	4.36	2.54	2.54
MnO	0.16	0.25	0.17	0.18	0.21	0.13
MgO	5.05	3.14	1.83	2.73	2.73	1.65
CaO	13.35	4.38	3.96	3.49	2.14	3.13
Na ₂ O	3.16	5.54	4.44	4.56	5.36	5.74
K ₂ O	0.35	0.8	0.7	1.45	1.8	1.6
P ₂ O ₅	0.15	0.45	0.38	0.37	0.23	0.19
Rb	<10	<10	<10	17.4	23.7	13.7
Y	21	30	17	20	15	15
Zr	58	74	50	51	74	51
Nb	6.8	19	30	6	6.2	2.5
Sr	150	150	230	300	580	80
Ni	66	12	5	5	5	5
Cr	140	5	5	5	5	5
Q			24.86	37.5	11.15	14.57
Pl	47.53	69.74	52.66	32.97	60.22	62.38
Ком.	1	2	3	4	5	6
Ort	2.61	5.58	4.67	2.81	12.14	10.53
Neph	7.61					
Corungum				4.67	0.05	
Di	31.65	3.63	4.81			3.46
Hyp		11.00	9.27	19.25	13.69	7.65

Ol	6.96	4.94				
Il	2.16	2.95	2.19	0.89	0.74	0.54
Mag	1.13	1.18	0.74	1.01	0.62	0.47
Ap	0.35	0.98	0.80	0.90	0.49	0.40
Mg#	44.0	30.8	28.4	32.8	41.5	35.5
D.I.	57.8	75.3	82.2	73.3	83.5	87.5
E.L.T	1257	1143	925	970	972	918

Примечание. Нормативные минералы, индекс дифференциации (D.i.), температура ликвидуса (E.l. t.) и содержание H₂O рассчитаны по <http://www.neiu.edu/~kbatels/norm3.xls>.; знак дефиса (-) означает содержание ниже предела чувствительности метода, пустая клетка – нет данных.

ГЛАВА 6

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЖОНГАРСКОГО АЛАТАУ (ИСТОЧНИКИ $Cu-Ni+PGE$ ОРУДЕНЕНИЯ)

Интрузии мафит-ультрамафитов с редкой сульфидной $Cu-Ni-Co$ минерализацией, приуроченные к осевой части Алакольской подзоны Северо-Тянь-Шаньской зоны смятия, мало изучены и менее известны, чем их платиносодержащие аналоги Хуаншань-Кангтуерской (Huangshan-Kangguer) подзоны (северо-запад Китая). Наряду с гарцбургитами в составе массивов, оперяющих осевую часть Алакольской подзоны смятия, присутствуют лерцолиты, вебстериты, габброиды. Сульфидная $Cu-Ni-Co$ минерализация, как правило, приурочена к лерцолитам и реже встречается в габброидах. Массивы мафит-ультрамафитов Жонгарского Алатау сопоставляются с интрузивными комплексами, образующимися в процессе магматической дифференциации деплетированной мантии в составе коры континентального типа. Учитывая петрографические различия между интрузиями мафит-ультрамафитов и пространственную приуроченность к различным структурным ярусам Жонгарского Алатау, то можно их подразделить на два комплекса: лерцолит-вебстерит-габброидный и перидотит-пироксенит-габброидный. Предполагается, что внедрение лерцолит-вебстерит-габброидных интрузий происходило в раннепермское время и, по аналогии с таковыми Хуаншань-Кангтуерской (Huangshan-Kangguer) подзоны, могут быть отнесены к постколлизийным мафит-ультрамафитовым комплексам. Перидотит-пироксенит-габброидные интрузии, по-видимому, внедрялись в раннекаменноугольное время и могут быть сопоставлены с таковыми Байингоуской (Baivingou) подзоны Северо-Тянь-Шаньской зоны смятия.

Учитывая петрологическую специализацию мафит-ультрамафитов осевой части Алакольской подзоны Северо-Тянь-Шаньской зоны смятия, рекомендуется провести детальные петрогеохимические исследования и последующие целенаправленные поисково-съемочные работы на предмет обнаружения объектов с $Cu-Ni-Co$ сульфидными рудами содержащими Au и PGE .

ВВЕДЕНИЕ В ПРОБЛЕМУ

Первые исследования гипербазитов и базитов Жонгарского Алатау (рис. 6.1) были выполнены в конце пятидесятых годов прошлого столетия В.Е. Гендлером [Гендлер, 1958] и отнесены к интрузивным телам перидотит-пироксенит-габбровой формации, возраст которых считался пострanneкаменноугольным (рис. 6.2(I)).

Общие аспекты геологического строения этого региона были даны в работе В.А. Буша, В.К. Дмитриева и Н.И. Филатова [Буш и др., 1968] посвященной природе Жонгарского глубинного разлома, где ультрамафиты (пироксениты) уже рассматриваются как пострanneпермские интрузии (рис. 6.2(II)). Пространственная при-

уроченность ультраосновных пород к глубинному разлому дала основание авторам [Буш и др., 1968] предполагать его заложение у поверхности Мохоровичича.

К.Е. Дегтярев, А.Ф. Ступак и А.С. Якубчук [Дегтярев и др., 1993], выполнив тематические исследования в пределах северо-востока Жонгарского Алатау, сделали выводы, что массивы ультрамафитов и мафитов района гор Текели сложены дезинтегрированными офиолитами (рис. 6.2(III)). Последние включают метаморфические перидотиты и кумулятивные габброиды, образующие серпентинитовый меланж, и яшмо-базальтовую толщу живетского яруса, слагающую серию самостоятельных тектонических покровов. Учитывая состав аксессуарных хромшпинелидов перидотитов, они сравнили их с офиолитами задуговых бассейнов, отметив при этом, что вулканы могут быть сопоставлены с образованиями энсиматических островных дуг или задуговых бассейнов.

Однако офиолитовой природе мафит-ультрамафитов гор Текели противоречит генетическая связь с ними сульфидной (Cu)Ni-Co минерализации, отмеченной еще ранее составителями карты полезных ископаемых северо-востока Жонгарского Алатау [Карта..., 1959].

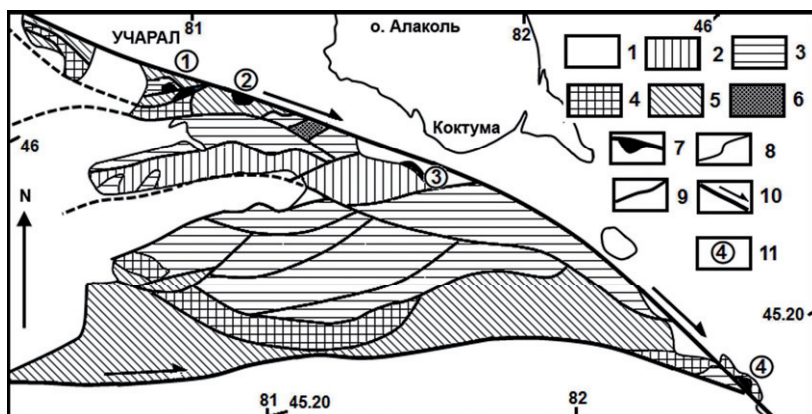


Рис. 6.1. Структурно-формационная схема северо-востока Жонгарского Алатау, построена по материалам [Геологическая..., 1996] с упрощениями автора.

1 – кайнозойские отложения; 2 – флишиодно-молассовые отложения (C_2); 3 – турбидиты (C_{1V-S}); 4 – кремнисто-вулканогенные отложения (D_3f-C_{1V1}); 5 – кремнисто-карбонатно-базальтовые отложения ($D_2z\bar{v}$); 6 – вулканогенные отложения (O_3); 7 – перидотит-пироксенит-габбровый комплекс ($P_1?$); 8 – геологические границы; 9 – разрывные нарушения; 10 – зоны смятия; 11 – географические положения массивов: 1 – горы Текели, 2 – горы Кызылтагай, 3 – правобережье р. Жаманты (Чопонсайский массив); 4 – район Дурной реки.

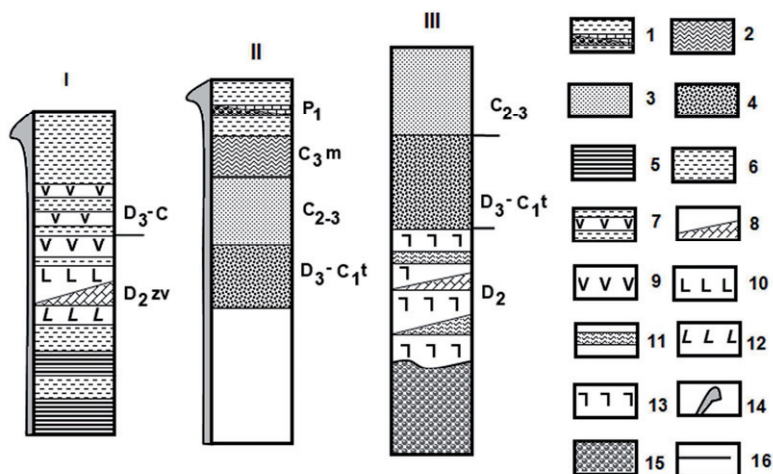


Рис. 6.2. Схематизированные разрезы района гор Текели (I) [Гендлер, 1958], гор Буланбай и устья Дурной речки (II) [Буш и др., 1968], гор Текели (III) [Дегтярев и др., 1993] северо-востока, востока Жонгарского Алатау.

I – серые туфогенные песчаники и алевролиты с линзами гравелитов и известняков, содержащих остатки нижнепермских ружоз, мианок и трилобитов (у устья Дурная речка, нижнепермские отложения представлены континентальными фациями, содержащими остатки флоры); 2 – серые кварцитовидные песчаники, косослоистые алевролиты и среднеобломочные брекчий, содержащих обломки подстилающих пород (московский ярус); 3 – флишиодные и молассовые отложения среднего-верхнего карбона; 4 – кремнисто-терригенная тастауская свита верхнего девона – турне; 5 – аргиллиты, 6 – алевролиты с примесью туфогенного материала; 7 – андезитовые порфириты, прослоенные туфопесчаниками с мианками (вероятно, позднего девона – карбона); 8 – линзы известняков с кораллами живетского яруса; 9 – миндалекаменные андезитовые порфириты; 10 – диабазовые порфириты; 11 – яшмы; 12 – диабазы; 13 – афировые, реже миндалекаменные базальты; 14 – мафит-ультрамафитовые интрузии; 15 – серпентинитовый меланж (апогарцбургитовые и аподунитовые серпентиниты, пироксениты, габброиды, глыбы яшм, миндалекаменных и афировых базальтов с линзами известняков живетского яруса, вулканических и конгломератов и гравелитов, реже глыбы амфиболитов с линзами серых кварцитов), 16 – стратиграфические несогласия.

Как известно, такой тип оруденения характерен для платиноносных габбро-перидотитовых комплексов, геодинамическая позиция, которых в пределах Северо-Тянь-Шаньской складчатой области в настоящее время является предметом постоянных дискуссий [Wang, et al., 2011; Zhou et al., 2009; Qin et al., 2011; Su et al., 2012; Deng et al., 2015].

Как показал анализ (рис. 6.2) строения массивов мафит-ультрамафитов Жонгарского Алатау, их генезис в 90-е годы прошлого столетия увязывался с преобладающей парадигмой в геологии на этот период и в меньшей степени базировался на фактическом материале.

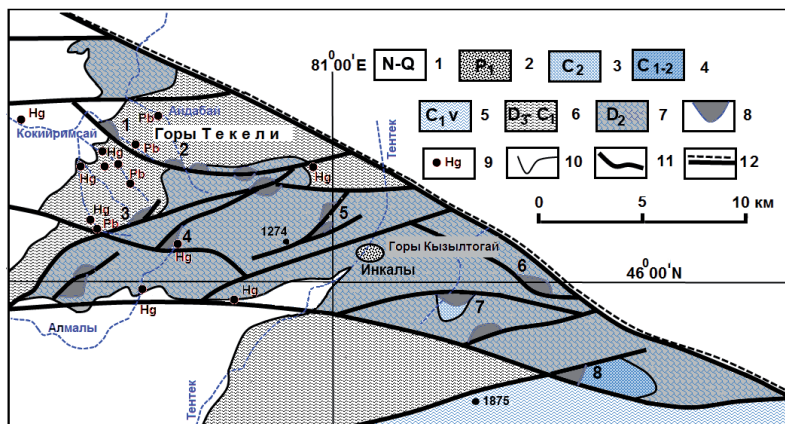


Рис. 6.3. Схема расположения массивов мафит-ультрамафитов района гор Текели и Кызылтогай, построена по материалам [Гендлер, 1958; Карта..., 1959] с изменениями и дополнениями автора.

Отложения: 1 – неоген-четвертичные ($Ng-Q$), 2 – терригенно-карбонатные (P_1), 3 – флишиодно-молассовые (C_2), 4 – вулканогенно-терригенные ($C_{1,2}$), 5 – турбидитные (C_{1V}), 6 – туфогенно-терригенные (D_3-C_1), 7 – кремнисто-карбонатно-вулканогенные (D_2); 8 – мафит-ультрамафитовые интрузии; 9 – шлиховые пробы, содержащие киноварь (Hg) и самородный свинец (Pb); 10 – геологические границы; 11 – разломы; 12 – Жонгарский глубинный разлом, расслоенные мафит-ультрамафитовые интрузии: 1 – Кокйиримсай, 2 – Айдабайсай, 3 – Ширбахты, 4 – Алмалы, 5 – Тентек, 6 – Кызылтогай 1, 7 – Кызылтогай 2 (район зимовки ущелья Кызылтогай), 8 – Безьямный. Жирной точкой обозначена вершина и ее абсолютная высота.

Следует особо отметить, что имеющаяся петрохимическая база данных по мафит-ультрамафитам данного района крайне скудна и получена еще В.Е. Гендлером [Гендлер, 1958], к тому же и эти силикатные анализы не были в полной мере проанализированы современными петрологическими методами.

Первое знакомство с геологическим строением Северо-Тянь-Шаньской зоны смятия показало, что в пределах Хуаншань-Кангтуерской (Huangshan-Kangguer) подзоны месторождения и проявления $Cu-Ni-Co+Au$ -PGE генетически связаны с интрузиями мафит-ультрамафитов [Wang et al., 2011]. Учитывая, что ультрамафиты Жонгарского Алатау содержат сульфидную $Cu-Ni-Co$ минерализацию, кото-

рая может быть источником платиноидов, то автор решил опубликовать предварительные выводы по геологии этого района, с учетом того, что эти материалы помогут коллегам при дальнейшем изучении массивов мафит-ультрамафитов северо-востока Жонгарского Алатау.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ МАССИВОВ

В.Е. Гендлер [Гендлер, 1958] в пределах гор Текели выделил 14 интрузивных массивов мафит-ультрамафитов, которые сильно различаются по размеру. Их наиболее крупные выходы отображены на рис. 6.3, как показал анализ петрохимического состава ультрамафитов (табл. 1), они неоднородны по составу. Учитывая нормативный минеральный состав и величину коэффициентов (A и S [Четвериков, 1956]), можно выделить массивы, сложенные преимущественно гарцбургитами или лерцолитами, вебстеритами, габброидами. В работе В.Е. Гендлера также упоминается о наличии в составе ультраосновных и основных пород большого количества роговой обманки, развивающейся около зерен пироксена, что может свидетельствовать о присутствии в составе массивов роговообманковых лерцолитов, вебстеритов и габброидов.

В горах Текели массивы Айдабайсай и Ширбахты (рис. 6.3(2,3 соответственно)), по-видимому, сложены лерцолитами и отчасти вебстеритами, они приурочены к выходам туфогенно-терригенных (D_3-C_1) и кремнисто-карбонатно-вулканогенных отложений (D_2Zv), где слагают бескорневые крутопадающие линзы [Гендлер, 1958; Буш и др., 1968, 2] или протрузии [Дегтярев и др., 1993].

Отсутствие высокотемпературных метаморфических ареалов на контакте интрузий ультрамафитов с вмещающими их породами Северо-Тянь-Шаньской зоны смятия китайские коллеги [Deng et al., 2015] объясняют резким снижением температуры кристаллизации мантийного вещества и быстрым его захоронением вдоль глубинного разлома.

Массивы аналогичного состава, по данным В.С. Войтовича [Войтович, 1969] и В.А. Буша, В.К. Дмитриева и Н.И. Филатова [Буш и др., 1968], также вскрываются в горах Кызылтогай (рис. 6.3(6-8)), где они пространственно сопряжены с флишидно-молассовыми (C_2) и вулканогенно-терригенными (C_{1-2}) отложениями. Отдельные мелкие массивы вебстеритов известны на правом берегу реки Жаманты (рис. 6.1(3)), и в районе Дурной речки (рис. 6.1(4)), где они отделены от вмещающих раннепермских отложений зонами лиственитов. Массив Кокииримсай (рис. 6.3(1)), обнажающийся в среднем течении одноименной речки, перекрыт маломощной бирбиритовой корой выветривания, с которой связано месторождение силикатных никель-кобальтовых руд [Карта..., 1959]. Для всех массивов характерно присутствие убогой сульфидной Cu-Ni-Co минерализации,

нередко их выходы сопровождаются ореолами киновари, обнаруженной шлиховым опробованием [Карта..., 1959].

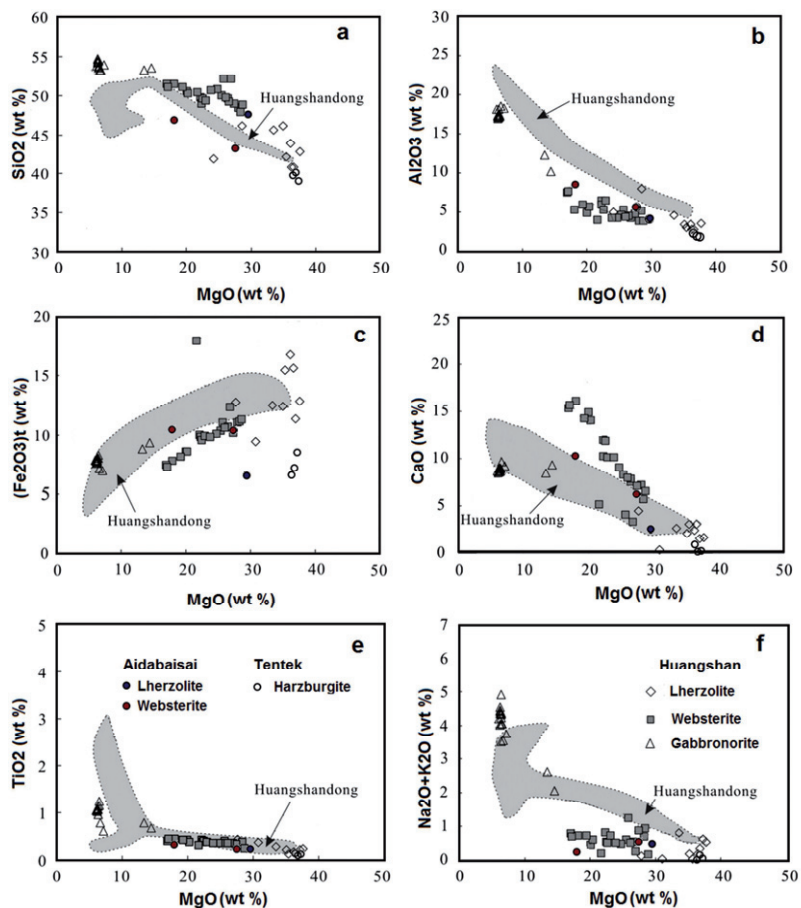


Рис. 6.4. Диаграммы характера распределения окислов ультрамафитов интрузий Алакольского сегмента Северо-Тянь-Шаньской зоны смятия в сравнении с таковыми месторождений Хуаншань (Huangshan) и Хуаншань-донг (Huangshandong) [Deng et al., 2015; , Deng et al., 2014, Song et al., 2013].

Природа кварцевых альбитофигов [Гендлер, 1958] на контакте ультрамафитов с вмещающими породами до конца не расшифрована. Крайне редко с ними ассоциирует золоторудная минерализация.

Табл. 1. Петрохимический и нормативный состав ультрамафитов гор Текели по данным [Гендлер, 1958].

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	47.47	39	40.11	39.7	43.18	46.78
TiO ₂	0.22	0.11	0.09	0.13	0.22	0.31
Al ₂ O ₃	4.09	1.81	1.87	2.27	5.60	8.71
FeO	2.24	2.48	1.71	1.21	6.08	8.98
Fe ₂ O ₃	4.25	5.94	5.41	5.33	4.2	1.38
MnO	0.06	0.11	0.13	0.08	0.17	0.2
MgO	29.64	37.41	36.96	36.51	27.62	18.06
CaO	2.45	0.14	0.11	0.83	6.20	1.28
Na ₂ O	0.16	0.00	0.11	0.00	0.26	0.13
K ₂ O	0.30	0.04	0.03	0.00	0.27	0.09
P ₂ O ₅	0.007	0.01	0.008	0.001	0.02	0.027
П.п.п.	8.86	11.84	12.75	12.49	6.63	3.31
Сумма	99.747	98.89	99.288	98.551	100.42	89.257
A	7.0	1.99	2.2	3.10	12.33	10.21
S	11.03	-7.05	-4.19	-3.56	4.86	18.16
Нормативный минеральный состав						
Quartz	-	-	-	-	-	12.78
Pl	14.13	0.88	2.08	5.72	19.61	10.11
Ortho	2.44	0.38	0.23	0.00	2.17	0.76
Cor	-	1.48	1.42	0.73	-	5.87
Diop	2.2	-	-	-	14.58	-
Hyp	60.29	31.83	37.17	34.47	18.87	68.73
Ol	19.94	64.3	58.15	58.47	43.36	-
il	0.31	0.17	0.13	0.20	0.31	0.47
Mg	0.66	0.93	0.78	0.71	1.06	1.2
Apatite	0.02	0.02	0.02	-	0.05	0.07

Примечание: 1 – лерцолит, 2-4 – гарцбургиты, 5 – лерцолит (массив Айдабайсай), 6 – вебстерит.

В пределах массива Тентек (рис. 6.3(5)) К.Е. Дегтяревым [Дегтярев и др., 1993] описаны меланжированные дуниты и гарцбургиты с будинами пироксенитов, габброидов и амфиболитов, на которые шарьяжированы кремнисто-терригенно-вулканогенные отложения среднего девона. Также указывается на наличие активного контакста габброидов с базальтами среднего девона, что обосновывается авторами присутствием ксенолитов базальтов в составе габброидов и габбро-диабазов. Важно отметить отсутствие в составе меланжа блоков комплекса параллельных даек. Аналогичная ситуация отмечена и в пределах Баингоуской (Baingou) подзоны Северо-Тянь-Шаньской зоны смятия. Возраст Р-гранитов и габбро, заключенных в серпентинитовый меланж 325 млн. лет и 344 млн. лет соответственно [Han et al., 2010]. Однако авторы [Дегтярев и др., 1993] не предоставили петрохимического материала, который позволил бы говорить об их вещественном сходстве или отличиях от других мафит-ультрамафитовых массивов Северо-Тянь-Шаньской зоны смятия.

Гарцбургиты [Дегтярев и др., 1993] таких массивов содержат деплетированный по TiO₂ алюмохромит (Al₂O₃:15.6–24.4%, Cr#:0.55–0.70, Mg#:0.60–0.67), реже хром-

пикотит ($Al_2O_3=29.1\%$, $Cr\#=0.48$, $Mg\#=0.68$), что резко отличает их от островодужных перидотитов аляскинского типа [Himmelberg & Loney, 1995]. Крайне деплетированные по титану шпинелиды также не встречаются и в раннепермских вебстеритах северо-западного Китая [Song, et al., 2011].

Лерцолиты и вебстериты массива Айдабайсай по основным породообразующим петрогенным окислам, а особенно по TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , Na_2O+K_2O (рис. 6.4), близки таковым месторождения Хуаншань (Huangshan) [Deng et al., 2015; Deng et al., 2014; Song et al., 2011]. Характерно, что и гарцбургиты массива Тентек (рис. 6.4) также по уровню содержания TiO_2 , CaO , Al_2O_3 аналогичны лерцолитам месторождения Хуаншань (Huangshan) и Хуаншань-донг (Huangshandong).

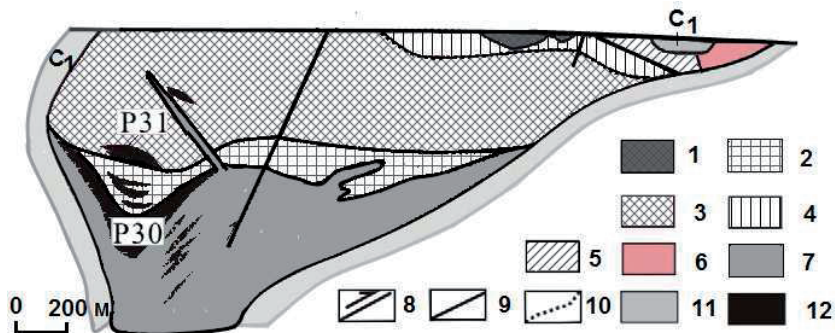


Рис. 6.5. Разрез интрузивного массива Хуаншань (Huangshan) заимствован из статьи [Deng et al., 2015].

1 – лерцолиты первой интрузивной фазы; 2-6 – породы второй интрузивной фазы: 2 – рудные лерцолиты, 3 – вебстериты, 4 – норитогаббро, 5 – габбро, 6 – диориты; 7 – габбронориты третьей фазы; 8 – надвиг; 9 – тектонические границы; 10 – интрузивные границы; 11 – нижнекаменноугольные вулканиты и осадочные породы; 12 – Cu–Ni сульфидные руды; P30-P31 – номера рудных тел.

Гарцбургиты по отношению к лерцолитам содержат нормативный корунд и магнетит (табл. 1). Однако о присутствии тел магнетитов в составе этих массивов не упоминается ни в одной из работ авторов [Гендлер, 1958; Дегтярев и др., 1993], что характерно для отдельных массивов Хуаншань-Кангтуерской (Huangshan-Kangguer) подзоны [Wang et al., 2011]. Однако присутствие самородного свинца в шлихах (рис. 6.3), косвенно указывает на возможное присутствие магнетита в перидотитах гор Текели.

В горах Текели сульфидная Cu–Ni–Co минерализация приурочена к лерцолитам и реже встречается в габброидах. Рудные минералы представлены пирротинном, пентландитом и халькопиритом. Химический состав рудной минерализации из-

менчив (Ni: 0.1–0.47 %, Cu: 0.01–0.21%, Co: 0.01–0.02 %), но их максимальные значения приближаются к составу платиносодержащих руд (Ni=0.49 %, Cu=0.31%, Co=0.026 %) месторождения Хуаншань (Huangshan) [Qin et al., 2003].

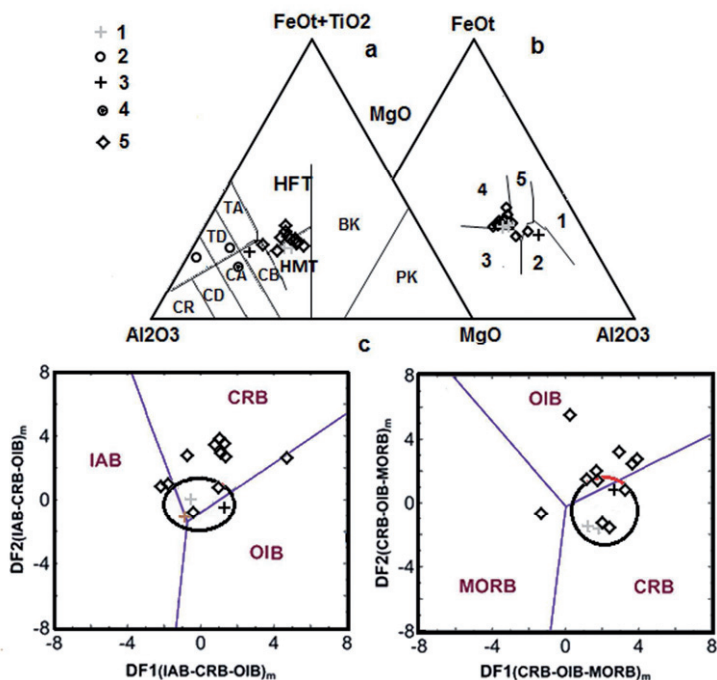


Рис. 6.6. Диаграммы: а) $Al_2O_3-FeO_{общ}+TiO_2-MgO$ [Jensen, 1976], б) $MgO-FeO_{общ}-Al_2O_3$ [Pearce et al., 1977], в) DF_2-DF_1 [Verma, 2010] для вулканитов реки Тентек. 1-2-толеиты: 1-высокомagneзиальные базальты, 2 - дациты и риолиты, 3-4 - известково-щелочные: 3- базальты, 4 - андезиты; 5 - базальты и диабазы Байингоу (Bayingou) подзоны [Dong et al., 2010].

Базальты: 1 - срединных зон, 2 - островных дуг, 3- срединно-океанических хребтов и океанического дна, 4 - океанических островов, 5 - континентальных рифтов, CRB - континентальных рифтов; OIB - океанических островов; MORB - срединно-океанических хребтов; IAB - островных дуг. Вулканиты: PK - пикритовые коматииты, BK - базальтовые коматииты, T - толеиты, C - известково-щелочные, HF - высокомагнезиальные-, HM - высокомагнезиальные-, B - базальты, A - андезиты, D - дациты, R - риолиты.

Классическим примером строения постколлизийных мафит-ультрамафитовых массивов Северо-Тянь-Шаньской зоны смятия можно считать многофазное интрузивное тело Хуаншань, детальный разрез которого приведен на рис.5.5. Такие мас-

сивы, как правило, имеют чашеобразную или линзообразную форму интрузивного тела с воронкообразным окончанием в нижней части, по-видимому, представляющим собой бывший подводный канал, на что указывает наличие габброноритов третьей фазы в горловине канала.

Основные залежи сульфидных Cu–Ni–Co руд локализуются в подошве лерцолитовых тел на границе с габброноритами третьей фазы, а незначительные по размеру рудные тела встречаются в вебстеритах второй и габброноритах третьей фаз.

Такое понимание природы и формы постскладчатых интрузий мафит-ультрамафитов, как и последующий анализ геофизических и литохимических аномалий, могут служить надежными поисковыми критериями при заложении поисковых скважин.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИТОВ, АССОЦИИРУЮЩИХ С МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТАМИ РАЙОНА ГОР ТЕКЕЛИ

Поскольку геодинамическая позиция вулканитов среднего девона гор Текели увязывается с генезисом мафит-ультрамафитов [Дегтярев и др., 1993], то ниже будет рассмотрена их петрохимическая специализация с использованием данных Л.Г. Лисогор (1980 г.).

Вулканиты гор Текели по основным петрогенным окислам отвечают двум магматическим сериям – толеитовой и известково-щелочной. Породы толеитовой серии представлены высокомагнезиальными базальтами, дацитами и риолитами, а известково-щелочной – базальтовыми и андезитовыми порфиритами (рис. 6.6(a)).

Породы первой группы можно объединить в контрастную базальт-риолитовую формацию, характеризующую, как правило, континентальную стадию рифтогенеза. Плюмовая природа высокомагнезиальных базальтов очевидна и на многокомпонентных диаграммах (рис. 6.6(c)), где они в своем большинстве тяготеют к полю базальтов континентальных рифтов. Плюмовая природа высокомагнезиальных базальтов (рис. 6.6(b)) очевидна и по уровню их обогащения $FeO_{общ}$, MgO , Al_2O_3 [Pearce et al., 1977] при относительно умеренных концентрациях TiO_2 . По уровню содержания основных петрогенных окислов (рис. 6.6) они частично находят аналогию с базальтами Байингоуской (Bayingou) подзоны смятия [Dong et al., 2007], фигуративные точки которых перекрывают поля базальтов континентальных рифтов и океанических островов.

Породы второй группы соответствуют известково-щелочной базальт-андезитовой формации, базальты которой также имеют признаки плюмовых серий, однако по характеру накопления FeO_t , MgO , Al_2O_3 [Pearce et al., 1977] их можно сопоставить

с базальтами сиалических островных дуг (рис. 6.6(b)), что также характерно для ряда вулканитов трапповой формации.

Характер распределения РЗЭ и их отношения показывают, что силициты и аргиллиты, ассоциирующие с одновозрастными вулканитами в пределах Байнгоуской (Baingou) подзоны [Han et al., 2009] Северо-Тянь-Шаньской зоны смятия, также накапливались в континентальных морских бассейнах. Ассоциация марганцевых проявлений с терригенными породами нижнего карбона также тому подтверждение. Марганцевые месторождения Каражал и Ушкатын Атасуйского района Центрального Казахстана, как известно, формировались в пределах Успенского внутриконтинентального рифта.

Приведенный выше краткий анализ состава вулканитов среднего девона и ассоциирующих с ними кремнистых пород не подтвердил предположение К.Е. Дегтярева и его соавторов [Дегтярев и др., 1993] об их аналогии с вулканитами энсиматических островных дуг, в составе которых, как правило, встречаются породы марианит-бонинитовой серии [Pearce et al., 2005].

Автор разделяет точку зрения китайских коллег [Wu & Liu, 1989], что такие вулканогенно-осадочные комплексы могли формироваться в быстро расширяющемся эпиконтинентальном морском бассейне.

ВЫВОДЫ

Интрузии мафит-ультрамафитов, приуроченные к осевой части Алакольской подзоны Северо-Тянь-Шаньской зоны смятия, учитывая петрографические различия и пространственную приуроченность их к различным структурным ярусам, с большой долей условности можно подразделить на два комплекса: лерцолит-вебстерит-габброидный и перидотит-пироксенит-габброидный.

Предполагается, что внедрение лерцолит-вебстерит-габброидных интрузий происходило в раннепермское время и, по аналогии с таковыми Хуаншань-Канггуерской (Huangshan-Kangguer) подзоны [Deng et al., 2015], могут быть отнесены к постколлизонным мафит-ультрамафитовым комплексам. Лерцолиты и габброиды таких комплексов, как правило, в пределах Северо-Тянь-Шаньской зоны смятия [Su et al., 2012 и многие другие упомянутые в этой статье] содержат сульфидные Cu–Ni–Co проявления с Au и PGE.

Перидотит-пироксенит-габброидные интрузии, вероятнее всего, следует сопоставлять с нижнекаменноугольными интрузиями Байнгоуской (Baingou) подзоны [Dong et al., 2007], однако их металлогенические различия не исключают ошибочность таких представлений. Отсутствие двуокиси титан в составе хромшпинелидов гарцбургитов [Дегтярев и др., 1993] дает основание предполагать, что такие

комплексы образовались в процессе магматической дифференциации деплетированной мантии.

В горах Текели выходы мафит-ультрамафитовых интрузий нередко сопровождаются ореолами киновари (рис. 6.3). Ртуть, как известно [Бетехтин, 1950], присутствует в большинстве сульфидных минералов и является одним из наиболее чувствительных индикаторов скрытого сульфидного оруденения, что значительно повышает вероятность наличия на глубине месторождений сульфидов Cu–Ni–Co в пределах массивов Ширбахты и Алмалы (рис. 6.3(3,4 соответственно)). Учет петрологического состава и наличие слабых ореолов киновари, не менее перспективными на обнаружение сульфидов Cu–Ni–Co могут быть массивы урочища Айдабай (рис. 6.3(2)).

Автор разделяет точку зрения В.Е. Гендлера [Гендлер, 1958] на строения кремнисто-терригенно-вулканогенной толщи гор Текели. В составе кремнисто-терригенно-вулканогенной толщи, вероятно, sillлы континентальных базальтов с коралловыми биогермами среднего девона слагают среднюю часть разреза, а верхи разреза сложены базальтовыми и андезитовыми порфиритами с туфосилицитами позднего девона – нижнего карбона, которые постепенно сменяются турбидитными отложениями нижнего карбона.

Подтвердить или опровергнуть ассоциацию Au и PGE с сульфидной Cu–Ni–Co минерализацией, приуроченной к массивам мафит-ультрамафитов осевой части Алакольской подзоны Северо-Тянь-Шаньской зоны смятия, можно лишь проведя детальные петрогеохимические исследования и последующие целенаправленные поисково-съёмочные работы.

ГЛАВА 7

ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ КЛИНОПИРОКСЕНЫ, АКЦЕССОРНЫЕ И РУДНЫЕ ХРОМШПИНЕЛИДЫ КАК ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ НАДСУБДУКЦИОННЫХ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВ

Принято считать [Пирс и др., 1987], что различная последовательность кристаллизации минеральных фаз мафит-ультрамафитовых комплексов офиолитов определяет их геодинамическую природу. В офиолитах, формирующихся над зоной субдукции (НЗС), клинопироксен, а иногда ортопироксен, кристаллизуется раньше плагиоклаза, тогда как в офиолитах срединно-океанических хребтов первым кристаллизуется плагиоклаз. Дополнительным диагностическим признаком плутонических офиолитов НЗС является присутствие в их разрезах кумулятивных хромитовых тел.

Как показало сопоставление разрезов плутонических офиолитов НЗС Центрального Казахстана [Степанец, 2008], присутствие хромитовых горизонтов в составе плутонических офиолитов не обусловлено последовательностью кристаллизации минеральных фаз. Тогда как составы их породообразующих пироксенов, оливинов, рудных и акцессорных шпинелидов существенно различаются.

Учитывая, что составы пироксенов и шпинелидов являются чувствительными индикаторами физико-химических условий равновесия материнских пород мафит-ультрамафитовых комплексов [Ультраосновные...1988], ниже будут рассмотрены особенности состава этих минералов в аспекте их значимости для расшифровки процессов генерации магм и определения геодинамических обстановок формирования офиолитов описанных выше террейнов.

Клинопироксены. Моноклинный пироксен (Cpx) является самым устойчивым породообразующим минералом перидотитов к процессам метаморфизма. Главными характеристиками составов клинопироксенов, на основе которых возможен их сравнительный анализ, являются железистость ($\text{Fe}^\#$), содержания ферросилитового компонента (Fs), оксидов алюминия [Добрецов и др., 1971 и др.], хрома и натрия [Kornprobst et al., 1982], а также атомные отношения Na , Ti , Al(t) , Aliv [Vesalova et al., 1989; Loucks., 1990].

Как показал анализ составов изученных клинопироксенов мафит-ультрамафитовых комплексов офиолитов Центрального Казахстана, они не однородны по петрохимическому составу. Выделяется несколько групп клинопироксенов, что довольно четко демонстрирует диаграмма $\text{TiO}_2\text{-SiO}_2/100\text{-Na}_2\text{O}$ (рис. 7.1). Наиболее контрастно клинопироксены мафит-ультрамафитовых комплексов изученных офиолитов отличаются накоплением оксида натрия. Крайне низкие концентрации Na_2O ,

ниже предела чувствительности анализа, отмечены в клинопироксенах вебстеритов, верлитов и габброидов террейна Центральный Толпак и в клинопироксенитах серпентинитового меланжа Тектурмасской аккреционной призмы, что косвенно свидетельствует о генетическом родстве содержащих их plutонических пород. Этому предположению не противоречат и составы хромшпинелидов упомянутых выше перидотитов (см. ниже). Низкие концентрации Na_2O (0.10 мас. %) отмечены и в Srх клинопироксенитов из разреза габброидов Ангренсорского серпентинитового меланжа (рис. 7.1).

Клинопироксены перидотитов паравтохтона Караулшеку и террейнов серпентинитового меланжа района озера Майсор отличаются друг от друга характером накопления Na_2O , TiO_2 и SiO_2 . На диаграмме $\text{TiO}_2\text{--SiO}_2/100\text{--Na}_2\text{O}$ (рис. 7.1 (с)) их фигуративные точки образуют два отдельно расположенных поля.

Характерно, что клинопироксены района оз. Майсор и Центрального Толпака содержат горизонты кумулатов хромшпинелидов.

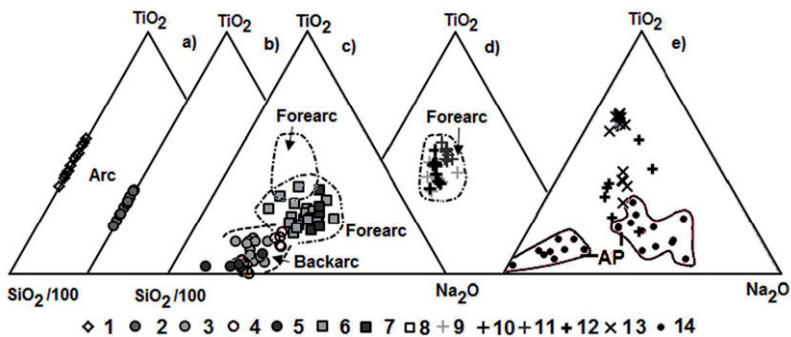


Рис. 7.1. Диаграмма $\text{TiO}_2\text{--SiO}_2/100\text{--Na}_2\text{O}$ для клинопироксенов перидотитов. 1 – клинопироксениты района гор Тектурмас [Новикова и др., 1991]; 2 – верлиты горы Толпак; 3 – верлиты и 4 – клинопироксениты оз. Майсор [Степанец, 1992]; 5 – перидотиты Алапаевского массива [Чацухин и Вотяков, 2012]; 6-8 – массив Караулшеку [Степанец, 1992]: 6 – лерцолиты, 7 – верлиты, 8 – клинопироксениты; 9-11 – массив Олентинский [Магретова, 1999]. 9 – верлиты, 10 – клинопироксениты, 11 – пироксениты; 12 – клинопироксениты массива Астаховский [Дегтярев и др., 1996]; 13 – перидотиты баронского типа [Волченко и др., 1996]; 14 – абиссальные перидотиты [Johnson et al., 1990]; AP – абиссальные перидотиты.

Обособленное поле образуют фигуративные точки клинопироксенов субшелочно-го мафит-ультрамафитового комплекса Олентинского террейна (рис. 7.1). Они

при относительно небольшой амплитуде колебания концентраций Na_2O недонасыщены SiO_2 , но обогащены относительно других TiO_2 .

Фигуративные точки клинопироксенов пироксенитов Астаховского террейна не образуют компактного поля (рис. 7.1), они резко фракционированы по содержанию TiO_2 , Al_2O_3 и не содержат Cr_2O_3 , что отличает их от таковых Олентинского террейна, но сближает с клинопироксенами пород Баронского золото-платино-палладиевого оруднения Волковского террейна платиноносного пояса Урала.

Последующий анализ распределения в клинопироксенах Cr_2O_3 , TiO_2 и Al_2O_3 показал, что они и по этим компонентам имеют четко выраженные различия (рис. 7.2).

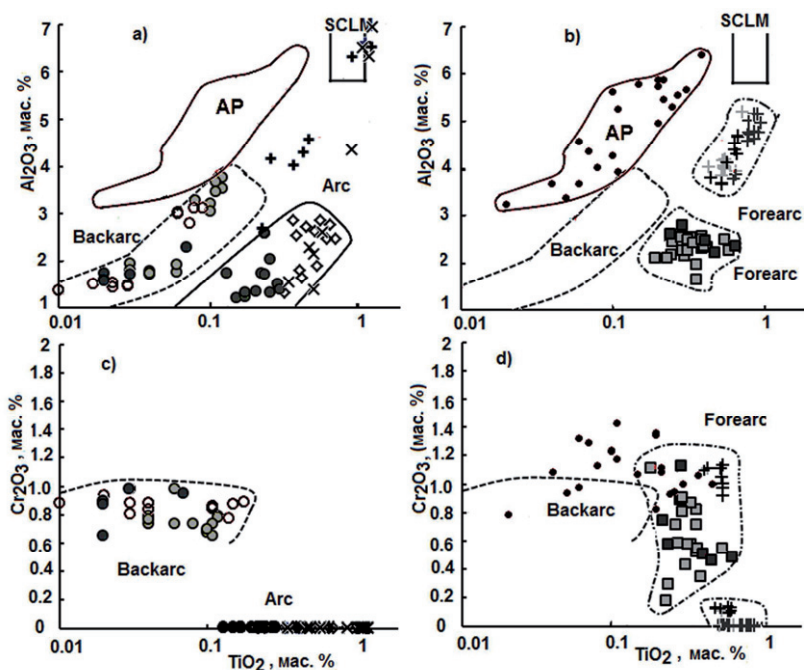


Рис. 7.2. Диаграммы Al_2O_3 – TiO_2 (a, b) Cr_2O_3 – TiO_2 (c, d) для клинопироксенов перидотитов.

Поля: AP – абиссальных перидотитов [Johnson et al., 1990], SCLM – субконтинентальной литосферной мантии ([Ramprone et al., 1993].

Условные обозначения см. на рис. 7.1.

Клинопироксены верлитов Майсорского террейна характеризуются низкой железистостью ($\text{Fe}\#\lt;12$) и низкими концентрациями TiO_2 , при этом имеют положи-

тельную корреляцию с Al_2O_3 (рис. 7.2 (а)) и отрицательную с Cr_2O_3 (рис. 7.2 (с)), однако в ортопироксенитах эта закономерность не проявлена. Характерно, что высокоглиноземистые клинопироксены верлитов имеют низкие концентрации Cr_2O_3 , тогда как в низкоглиноземистых клинопироксенах наблюдается обратная зависимость. Такое поведение Cr и Al в клинопироксенах может быть обусловлено тем, что при интенсивном плавлении кристаллические решетки клинопироксенов перестают удерживать Cr по отношению к Al [Ультрасосновные..., 1988]. Интенсивность плавления может быть обусловлена адиабатической декомпрессией, приводящей к понижению температуры мантийного вещества. Понижение температуры мантийного вещества может быть обусловлено и влиянием надсубдукционного флюида, отделяющегося от поддвигаемой тектонической плиты.

Наиболее фракционированы по Fe# (6.9–14) клинопироксены верлитов террейна Центрального Толпака и клинопироксениты серпентинитового меланжа Тектурмасской аккреционной призмы. Их клинопироксены крайне обеднены Cr_2O_3 , но уровень концентрации TiO_2 выше, чем в клинопироксенах перидотитов Майсорского террейна. Резкое обеднение Cr_2O_3 клинопироксенов кумулятивных перидотитов, как и ассоциирующих с ними базальтоидов, обусловлено привнесением в магматическую камеру надсубдукционного флюида. Крайне низкие концентрации Na_2O клинопироксенов перидотитов могли быть обусловлены тем, что их мантийные магмы генерировали под воздействием надсубдукционного солевого хлоридного флюида, отделяющегося от поддвигаемой тектонической плиты. Экспериментально установлено, что флюиды хлора способствуют выносу натрия из мантийного расплава [Webster et al., 1999], что способствовало его накоплению в базальтоидном расплаве.

Клинопироксены кумулятивных перидотитов паравтохтона Караулшеку обогащены $FeO_{общ}$ и TiO_2 , но несколько обеднены Al_2O_3 и Cr_2O_3 относительно клинопироксенов перидотитов террейна Майсор (рис. 7.2). По уровню содержания Cr_2O_3 они также резко отличаются от клинопироксенов деплетированных перидотитов Центрального Толпака Агырек-Арсаланской аккреционной призмы и клинопироксенитов Тектурмасской аккреционной призмы.

Уровень содержания оксидов глинозема и титана клинопироксенов значительно ниже, чем в пироксенах субконтинентальной литосферной мантии, абиссальных перидотитах (рис. 7.2(a,b)) и в перидотитах из рифтов Атлантического и Индийского океанов [Niu & Hekinian, 1997], что согласуется с выводами о надсубдукционной природе содержащих их мафит-ультрамафитов [Степанец, 1992].

Состав клинопироксенов субшелочных мафит-ультрамафитовых комплексов довольно четко отличается от клинопироксенов описанных выше мафит-ультрамафитовых комплексов надсубдукционных офиолитов, прежде всего высо-

кими концентрациями оксидов глинозема и титана, которые между собой связаны положительной корреляцией (рис. 7.2). Если клинопироксены перидотитов Олентинского террейна образуют локальные поля, продолжая общий тренд островодужных мафит-ультрамафитовых комплексов, то фигуративные точки клинопироксенов Астаховского террейна укладываются в тренд, отражающий резкое обогащение оксидами алюминия и титана. Крайние их точки тяготеют к полю клинопироксенов субконтинентальной литосферной мантии, при этом подчиняясь общему направлению тренда, образованного фигуративными точками клинопироксенов пород Волковского массива, содержащего золото-платино-палладиевое оруденение баронского типа (рис. 7.2(b)).

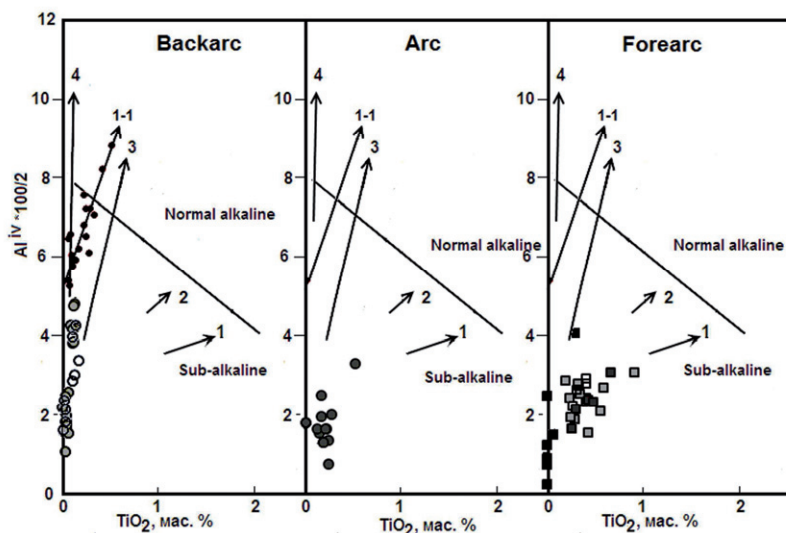


Рис. 7.3. Ковариационная диаграмма $Alz=(Al^{IV} \cdot 100/2) - TiO_2$ [Le Bas, 1962] для клинопироксенов перидотитов.

Тренды: 1 – перидотиты срединно-Атлантического хребта, 2 – кумулаты Семаил, 3 – островодужные перидотиты [Loucks, 1990], 1-1 – перидотиты Американо-Антарктического хребта и юго-западной части Индийского хребта [Johnson et al., 1990], 4 – габброидов и перидотитов (с горизонтами хромитов) задуговых срединных бассейнов [Степанец, 2012]. Линия раздела на субщелочные и нормальной щелочности породы [LeBas, 1962].

Остальные условные обозначения см. на рис. 7.1.

Наряду с рассмотрением поведения оксидов был проведен анализ распределения формульных коэффициентов элементов клинопироксенов с использованием кова-

риантных диаграмм $Alz = (Al^{iv} \cdot 100/2) - TiO_2$ и $Na - Ti$, $Al(t) - Ti$, $Ti - Al^{iv}$. Ковариационные диаграммы клинопироксенов являются надежным инструментом для определения геодинамической природы содержащих их плутонических пород [Vesaluva et al., 1989; Loucks., 1990.].

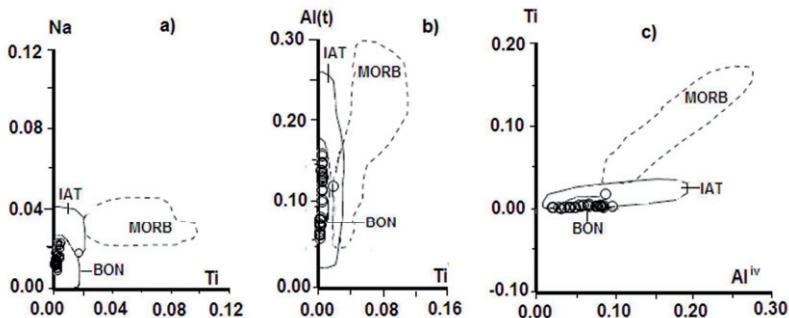


Рис. 7.4. Ковариационные диаграммы для клинопироксенов расслоенной части перидотитов террейна Майсор.

Поля: IAT – островодужные толеиты, BON – бониниты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов [Vesaluva et al., 1989]; а – $Na - Ti$ (атомные отношения); б – $Al(t) - Ti$ (атомные отношения); в – $Ti - Al^{iv}$ (атомные отношения).

На ковариационной диаграмме $Alz = (Al^{iv} \cdot 100/2) - TiO_2$ (рис. 7.5) фигуративные точки клинопироксенов хромитсодержащих кумулятивных перидотитов офиолитов террейна Майсор аппроксимируются в единую линию, отражающую положительную корреляцию TiO_2 относительно коэффициента Alz . Вероятнее всего, такая зависимость между глиноземом и титаном обусловлена адиабатической декомпрессией, приводящей к понижению температуры плавления мантийного резервуара задугового бассейна.

На этот тренд ложатся также фигуративные точки клинопироксенитов перидотитов Алапаевского хромитового месторождения, руды которого являются аналогами Кемпирсайского месторождения хромитов [Чашухин и Вотяков. 2012]. Этому тренду подчиняются и фигуративные точки клинопироксенитов перидотитов разлома Ян Филиппинского задугового бассейна [Ультрасносные..., 1988]. Аналогичный состав клинопироксенов отмечен и в перидотитах хромитовых месторождений Кубы [Kovacs et al., 1997]. Продолжает этот тренд также клинопироксен высокофосфористых пироксенитов из будин серпентинитового меланжа Богембай-Ангренсорской аккреционной призмы.

Ковариационные диаграммы отношений $Na - Ti$; $Al(t) - Ti$; $Ti - Al^{iv}$ (атомные отношения) [Vesaluva et al., 1989] для клинопироксенов перидотитов задуговых бассейнов оказались менее информативными. Однако следует заметить, что их ло-

кальные тренды не выходят за пределы полей клинопироксенитов бонинитовых серий, но при этом подчиняются общему тренду магматических пород островодужных комплексов (рис. 7.4).

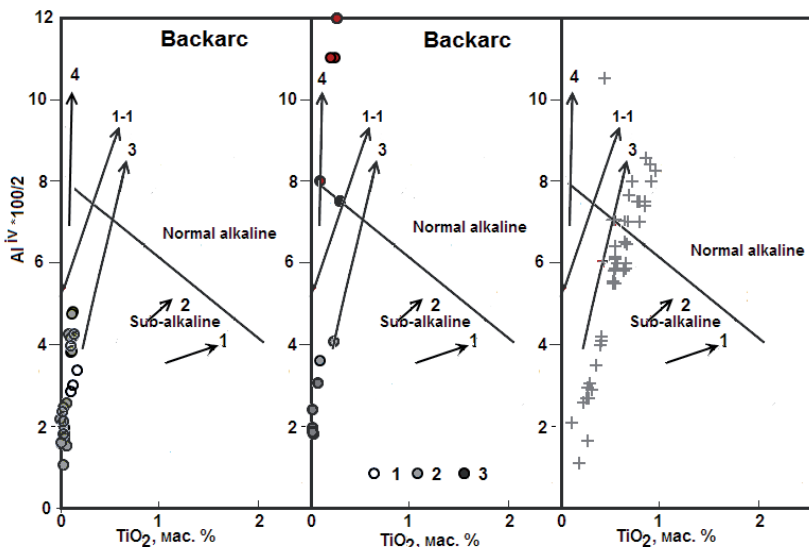


Рис. 7.5. Ковариационная диаграмма $Alz=(Al^{iv} \cdot 100/2) - TiO_2$ [Le Bas, 1962] для клинопироксенов перидотитов.

Тренды: 1 – перидотиты срединно-Атлантического хребта, 2 – кумулаты Семаил, 3 – островодужные перидотиты [Loucks, 1990], 1-1 – перидотиты Америка-Антарктического хребта и юго-западной части Индийского хребта [Johnson et al., 1990], 4 – габброидов и перидотитов (с горизонтами хромитов) задуговых спрединговых бассейнов [Степанец, 2012]. Линия раздела на субщелочные и нормальной щелочности породы [LeBas, 1962].

Остальные условные обозначения см. на рис. 7.1.

Составы клинопироксенов мафит-ультрамафитов преддуговых бассейнов и островных дуг на ковариационной диаграмме $Alz=(Al^{iv} \cdot 100/2) - TiO_2$ существенно друг от друга не отличаются (рис. 7.3, 7.5). Особо следует отметить, что их фигуративные точки не аппроксимируются в единую линию, а образуют локальные поля, длинные оси которых подчинены общему тренду островодужных и преддуговых кумулятивных комплексов.

На ковариационных диаграммах Na–Ti, Al(t)–Ti, Ti–Al^{iv} [Beccaluva et al., 1989] фигуративные точки клинопироксенов этих комплексов не выходят за пределы поля бонинитов и существенно не отличаются от тренда клинопироксенитов задуг-

говых спрединговых бассейнов, т.е. эти диаграммы не позволяют однозначно различать клинопироксены перидотитов, формирующихся на различных стадиях развития островодужных систем.

На ковариационной диаграмме Al_2-TiO_2 [Loucks., 1990] фигуративные точки клинопироксенов субщелочных мафит-ультрамафитовых комплексов в отличие от вышеописанных перидотитов офиолитовых комплексов образуют аппроксимированные линейные тренды, которые несколько отклоняются от тренда клинопироксенов преддуговых и островодужных кумулятивных комплексов, подчеркивая тем самым их обеднение по титану (рис. 7.6).

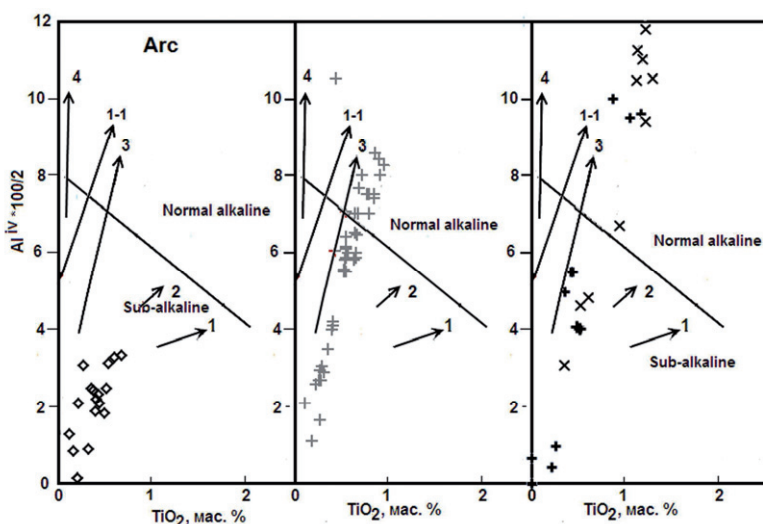


Рис. 7.6. Ковариационная диаграмма $Al_2=(Al^{IV} \cdot 100/2)-TiO_2$ [Le Bas, 1962] для клинопироксенов перидотитов.

Тренды: 1 – перидотиты срединно-Атлантического хребта, 2 – кумулаты Семаил, 3 – островодужные перидотиты [Loucks, 1990], 1-1 – перидотиты Америко-Антарктического хребта и юго-западной части Индийского хребта [Johnson et al., 1990], 4 – габброидов и перидотитов (с горизонтами хромитов) задуговых спрединговых бассейнов [Степанец, 2012]. Линия раздела на субщелочные и нормальной щелочности породы [LeBas, 1962].
Остальные условные обозначения см. на рис. 7.1.

Если клинопироксены олентинского дунит-верлит-лерцолит-пироксенит габброидного комплекса образуют практически непрерывную аппроксимированную линию, то клинопироксены астаховского дунит-верлит-пироксенитового комплекса, чьи клинопироксены крайне неоднородны по

содержанию алюминия, образуют серию отдельных областей (рис. 7.6, 7.7). Характерно, что аналогично ведут себя и клинопироксены Волковского массива, породы которого содержат золото-платино-палладиевое оруденение баронского типа (рис. 7.6).

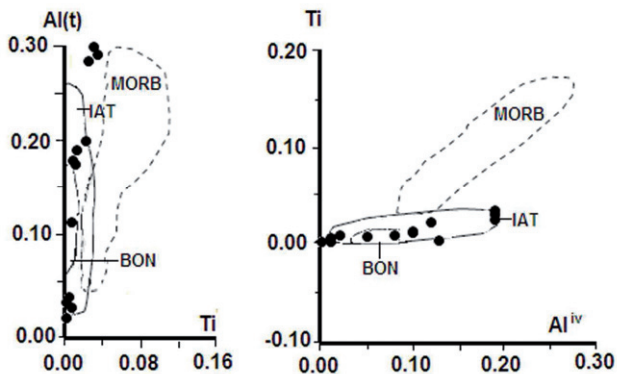


Рис. 7.7. Ковариационные диаграммы для клинопироксенов Астаховского террейна [Дегтярев и др., 1996].

Поля: IAT – островодужные толеиты, BON – бониниты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов [Vessaliva et al., 1989], а – Na – Ti (атомные отношения), б – Al(t)–Ti (атомные отношения), в – Ti–Al^{iv} (атомные отношения).

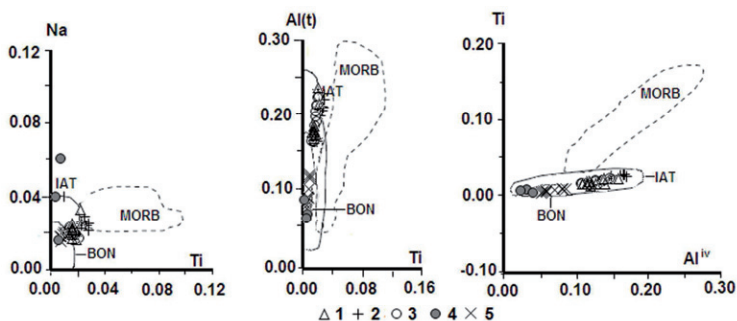


Рис. 7.8. Ковариационные диаграммы Na–Ti, Al(t)–Ti, Ti–Al^{iv} (атомные отношения) для клинопироксенов Оленьинского массива построены по данным [Магретова, 1999].

Поля: IAT – островодужные толеиты, BON – бониниты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов (по: [Vessaliva et al., 1989]).

1 – верлиты; 2 – клинопироксениты; 3 – слюдистые клинопироксениты; 4 – леуцолиты; 5 – горнблендиты.

Если распространение фигуративных точек клинопироксенов перидотитов офиолитовых комплексов на диаграммах Na–Ti, Al(t)–Ti, Ti–Al^{iv} (рис. 7.7, 7.8) ограничивается только полем бонинитовой серии, то клинопироксены субщелочных мафит-ультрамафитовых комплексов полностью перекрывают поле клинопироксенов островодужных толеитов. Столь высокий уровень содержания глинозема клинопироксенитов этих комплексов, по-видимому, обусловлен тем, что содержащие их плутонические породы образовывались за счет высокоглиноземистой базальтовой магмы.

Производные высокоглиноземистых магм, как правило, встречаются в пределах структур пространственно сопряженных с сиалической корой.

Хромшпинелиды. Рудные и акцессорные хромшпинелиды были выделены практически из тех же сообществ перидотитов, что и силикатные минералы описанных выше массивов Центрального Казахстана. Пересчет химического состава минералов на катионный состав проводился из расчета на 32 атома кислорода.

При сопоставительном анализе шпинелидов были использованы всем известная диаграмма (Al–(Fe³⁺+Ti)–Cr) [Ультраосновные..., 1988], а также диаграммы TiO₂–Al₂O₃ [Kamenetsky et al., 2001], Cr#–Mg# [Pober & Faupl, 1988], TiO₂–Cr# [Susini & Wezel, 1999], Fe₃#–Fe# и Cr#–Fe# [Barnes & Roeder, 2001]. Названия шпинелидов (рис. 7.9) приведены согласно классификации Н.В. Павлова [Павлов, 1949]. Дополнительно по хромистости шпинелидов была рассчитана степень частичного плавления мантийного источника [Hellebrand et al., 2001].

Если рассматривать уровень концентрации TiO₂ (рис. 7.10) шпинелидов как степень деплетированности мантийного источника [Dick & Bullen, 1984; Arai, 1992], то крайне деплетированными являются перидотиты террейнов Центрального Толпака, Кызылтумсыка Агырек-Арсаланской и урочища Тортаул Тектурмасской аккреционных призм, которые отвечают составу островодужных кумулятивных комплексов. Согласно классификации Н.В. Павлова [Павлов, 1949] хромшпинелиды рудных хромитов и перидотитов относятся к хромитам, алюмо-хромитам и хромпикотитам (рис. 7.9).

Рудные хромиты кумулятивных дунитов террейна Майсор при крайне высокой хромистости и довольно широкой амплитуде колебания TiO₂ отвечают слабо деплетированным перидотитам (рис. 7.10). Их содержащие дуниты сопоставляются с породами мафит-ультрамафитовых комплексов задуговых спрединговых бассейнов.

Фигуративные точки хромшпинелидов Центрального Толпака, Кызылтумсыка, Тектурмаса и Майсора на диаграмме Mg#–Cr# (рис. 15.11) ложатся в область над-

субдукционных перидотитов, перекрывая значительную часть диапазона шпинелидов Идзу-Бонин-Марианской островной дуги [Ishii et al., 1992]. От шпинелидов абиссальных перидотитов хромшпинелиды мафит-ультрамафитов надсубдукционных комплексов отличаются более высокой хромистостью и низкой магнизиальностью, также характерно, что тренды составов хромшпинелидов океанических перидотитов близки к линейным [Ультраосновные..., 1988; Hellebrand et al., 2001].

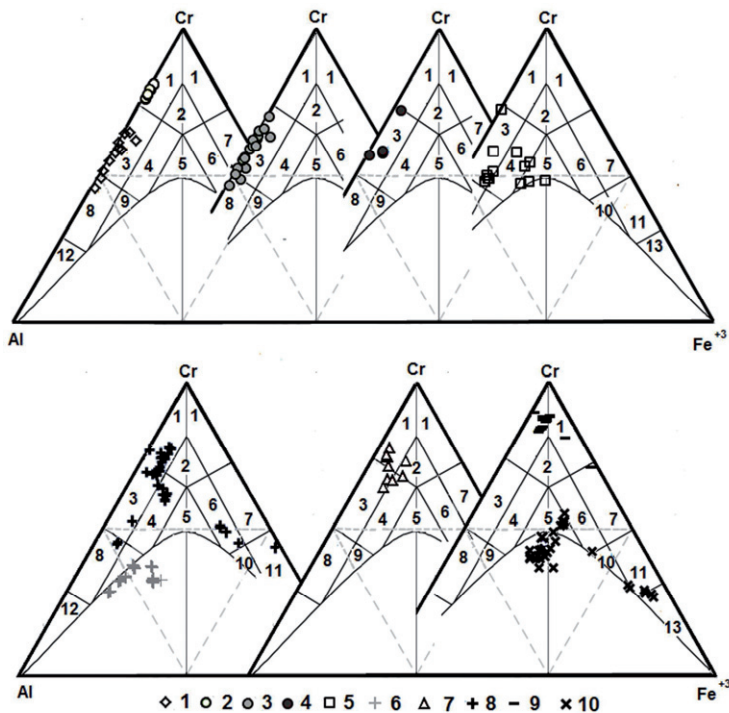


Рис. 7.9. Составы хромшпинелидов перидотитов.

1 – района гор Тектурмас [Новикова и др., 1991]; 2 – озера Майсор; 3 – гор Толпак-Кызылтумсык; 4 – гряд Агырек; 5 – ур. Караулишеку [Степанец, 1992]; 6 – р. Оленты [Магретова, 1999]; 7 – гор Кустас [Котляр и др., 1983]; 8 – Астаховской аномалии [Дегтярев и др., 1996]; 9 – оврага Вольский [Магретова, 1999]; 10 – Северной Камчатки [Kepzhinskas et al., 1993].

Поля [Павлов, 1949]: 1 – хромит, 2 – субферрихромит, 3 – алюмохромит, 4 – субферриалюмохромит, 5 – ферриалюмохромит, 6 – субалюмоферрихромит, 7 – феррихромит, 8 – хромпикотит, 9 – субферрихромпикотит, 10 – субалюмохроммагнетит, 11 – хроммагнетит, 12 – никотит, 13 – магнетит.

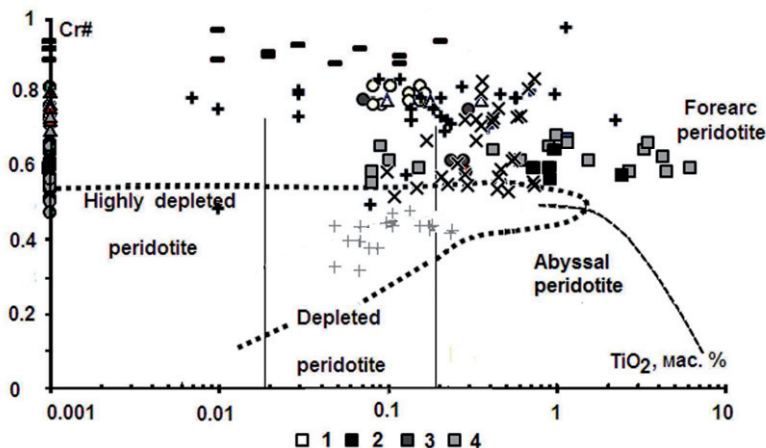


Рис. 7.10. Диаграмма Cr# к TiO₂ для Cr-шпинели перидотитов Центрального Казахстана.

Поля [Dick & Bullen, 1984; Arai, 1992].

Караулишеку: 1 – гарцбургиты, 2 – дуниты, 3 – верлиты, 4 – лерцолиты, Остальные условные обозначения см. на рис. 7.9.

Хромшпинелиды перидотитов палеоостровных дуг (Центральный Толпак, Кызылтумсык, Тектурмас) дифференцированы по Cr# при относительно постоянном коэффициенте магнезиальности и низкой концентрации окиси титана. Сосуществующие с ними оливины характеризуются также постоянством магнезиальности, что указывает на отсутствие явно выраженной скрытой расслоенности пород этих комплексов, магмы которых эволюционировали по феннеровскому типу [Степанец, 1992]. Это очевидно и при рассмотрении характера накопления Al₂O₃ относительно Cr# хромшпинелидов таких комплексов. На диаграмме (рис. 7.13) их фигуративные точки отчетливо подчиняются феннеровскому тренду эволюции.

Перидотиты паравтохтоны Караулишеку по степени деплетированности не однородны (рис.7.10). Низкий уровень TiO₂ хромшпинелидов интенсивно динамометаморфизованных гарцбургитов основания паравтохтона дает основание отнести их к высокодеплетированными мантийными перидотитами. Высокий уровень TiO₂ шпинелидов кумулятивных дунитов, верлитов, лерцолитов и роговообманковых лерцолитов позволяют сопоставить их содержащие породы с примитивными перидотитами преддуговых бассейнов. Согласно классификации Н.В. Павлова [Павлов, 1949] хромшпинелиды кумулятивных перидотитов паравтохтоны Караулишеку образуют широкий спектр составов от алюмохромитов до ферриалюмохромитов (рис. 7.9).

Хромшпинелиды динамометаморфизованных серпентинизированных гарцбургитов основания паравтохтона Караулшеку тяготеют к полю перидотитов островодужных комплексов. Фигуративные точки хромшпинелидов кумулятивных дунитов, верлитов и лерцолитов (рис. 7.11) резко смещены вправо от шпинелидов перидотитов преддуговых бассейнов, указывая тем самым на их обогащение железом, что характерно для перидотитов преддуговых рифтов активных континентальных окраин [Кеpezhinskas et al., 1993]. Различие в характере накопления железа в гарцбургитах и кумулятивных перидотитах паравтохтона Караулшеку дает основание предполагать полигенно-полихронное образование plutонических офиолитов. Такие высокие концентрации Fe и Ti свойственны только магмам, которые не подверглись воздействию хлорсодержащих надсубдукционных флюидов.

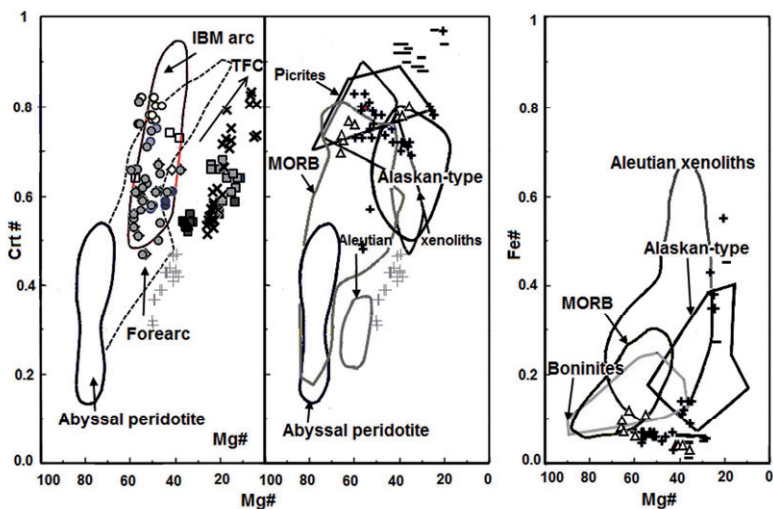


Рис. 7.11. Бинарные диаграммы $Cr\#-Mg\#$ и $Fe\#-Mg\#$ для хромшпинелидов перидотитов.

Поля: Abyssal peridotite [Dick and Bullen, 1984], Alaskan-type [Burns, 1985; Himmelberg and Loney, 1995], IBM – Идзу-Бонин-Марианской островной дуги (по: [Ishii et al., 1992]), Olyutor-type [Кеpezhinskas et al., 1993], MORB and Boninite [Barnes & Roeder, 2001], abyssal peridotite [Dick & Bullen, 1984; Rampone et al., 1993], Alaskan-type [Burns, 1985; Himmelberg & Loney, 1995]), Aleutian xenoliths [Conrad & Kay, 1984; DeBari et al., 1987; DeBari & Coleman, 1989], Picrites [Оюунчъяг, 2009], IBM arc [Ishii et al., 1992], Forearc [Stern et al., 2004].

Остальные условные обозначения см. на рис. 7.9 и 7.10.

Для определения природы высоких концентраций Ti и Fe шпинелидов были изучены составы сосуществующих с ними оливинов, выделенных из верлитов основания кумулятивного разреза и лерцолитов верхов разреза plutонических офио-

литов массива Караулшеку [Степанец, 1992]. Анализ эволюции Fo - компонента оливинов и роста железистости сосуществующих с ними шпинелидов показал, что высокие концентрации титана и железа хромшпинелидов обусловлены магматическими процессами, поскольку эти два параметра имеют четко выраженную положительную корреляцию с хромистостью (рис. 7.12).

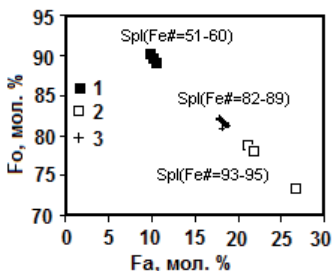


Рис. 7.12. Диаграмма Fo–Fa для оливинов. 1–перидотиты Кызылтумсыкского меланжа; 2–3 –перидотиты Караулшеку: 2 – верхи и 3 – низы кумулятивного разреза; рядом с фигуративными точками оливинов вынесены коэффициенты железистости сосуществующих хромшпинелидов (Spl(Fe#)).

С ростом коэффициента Fe# хромшпинелидам верлитов и лерцолитов характерно понижение хромистости, тогда как хромшпинелиды гарцбургитов имеют обратные соотношения этих показателей, что свидетельствует о проявлении скрытой расслоенности в плутонических породах массива Караулшеку, причем на различных стадиях кристаллизации проявленной в разных направлениях. О проявлении скрытой расслоенности в перидотитах массива Караулшеку свидетельствуют и флюктуации величины Fo-компонента (90.0-73.5 %) оливинов (рис. 7.12).

Обогащение железом и титаном хромшпинелидов и флюктуации Fo-компонента оливинов кумулятивных перидотитов Караулшеку обусловлено, по-видимому, особенностями кристаллизации «сухих» расплавов при низких давлениях, медленным охлаждением магматического расплава [Barnes et al., 2001] и свойственно, скорей всего, только мантийным магмам, фракционирование которых протекает по боуэнзовскому типу [Степанец, 1992].

Эти отличия четко проявлены и при сопоставлении характера накопления Al_2O_3 относительно Cr# в шпинелидах кумулятивных перидотитов паравтохтона Караулшеку. На диаграмме (рис. 7.13) их фигуративные точки отклоняются от феннеровского тренда эволюции. Феннеровскому тренду подчиняются только хромшпинелиды динамометаморфизованных гарцбургитов.

Фигуративные точки хромшпинелидов дунитов серпентинитового меланжа гор Агырек на диаграмме TiO_2 –Cr# (рис. 7.10) ложатся в область, отвечающую примитивным перидотитам, и по петрохимическому составу отвечают алюмохромитам (рис. 7.9). На диаграмме Cr#–Mg (рис. 7.11) фигуративные точки алюмохромитов не выходят за пределы поля шпинелидов Идзу-Бонин-Марианской островной дуги и, по-видимому, близки таковым из разреза кумулятивных дунитов террейна Майсор.

Плутонические офиолиты, формирующиеся над зонами субдукции, различаются тем, что они не все содержат подформные тела рудных хромитов. В составе Карлушекинского паравтохтона их место занимают подформные тела титаномагнетитов и магнетитов с медной минерализацией. Это факт подтверждает вывод Дж. Пирса [Пирс и др., 1986], что присутствие рудных хромитов не является строгим отличительным признаком надсубдукционных перидотитов от таковых срединно-океанических хребтов.

Несмотря на четкие отличия уровней накопления в них Fe и Ti, степень частичного плавления (СЧП, рассчитанная по формуле $10 * \ln(Cr\#) + 24$ [Hellebrand et al., 2001]) мантийного вещества обоих типов остается довольно высокая и достигает 22 % в хромитовых дунитах серпентинитового меланжа террейна Майсор. Все это ставит под сомнение вывод Б.А. Базылева [Базылев, 2003], что высокая (более 4 %) неоднородность (разница между максимальной и минимальной СЧП) степени частичного плавления перидотитов надсубдукционных офиолитов обусловлена исключительно индуцированным плавлением мантийного источника, привнесом флюида или расплава в магматическую систему.

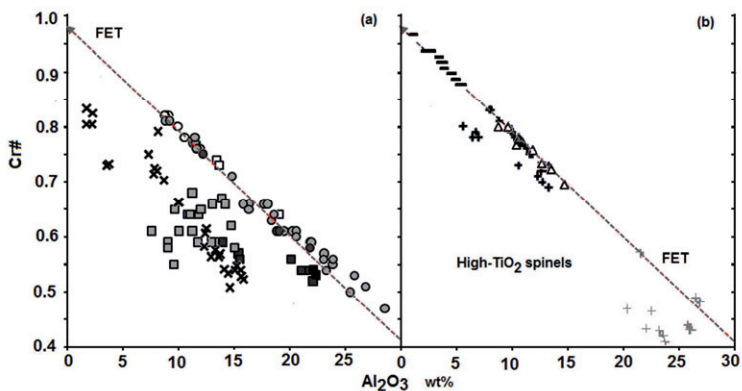


Рис. 7.13. Бинарная диаграмма Al_2O_3 –Cr# для хромшпинелидов перидотитов.

FET (Fenner evolution trend) – Феннеровский тренд эволюции.

Остальные условные обозначения см. на рис. 7.9.

Общепринято, что наиболее подвижными элементами в шпинелидах, замещающими друг друга, являются Fe^{2+} и Mg^{2+} . Экспериментально обосновано [Маракушев, 1986], что хлор препятствует накоплению железа в реститовых перидотитах. Такие процессы могут быть обусловлены присутствием хлора в надсубдукционном флюиде, хромшпинелиды таких комплексов подчиняются феннеровскому тренду эволюции (рис. 7.13).

Петрохимические составы хромшпинелидов перидотитов субщелочных мафит-ультрамафитовых комплексов существенно отличается от таковых из разрезов кумулятивных перидотитов надсубдукционных офиолитов Агырек-Арсаланской и Тектурмасской аккреционных призм.

Обособленную группу составляют субферрихромпикотиты (рис. 7.9) субщелочного дунит-верлит-лерцолит-пироксенит-габброидного Олентинского террейна. Субферрихромпикотиты этого массива характеризуются не только низкой хромистостью (рис. 7.10, 7.11) относительно хромшпинелидов перидотитов Астаховского и Кустанского террейнов, но они не содержат ZnO, а также MnO [Магретова, 1999].

На диаграмме $Cr\#-Mg\#$ (рис. 7.11) их фигуративные точки в основном тяготеют к полю хромшпинелидов из ксенолитов пироксенитов и габброидов Алеутской островной дуги.

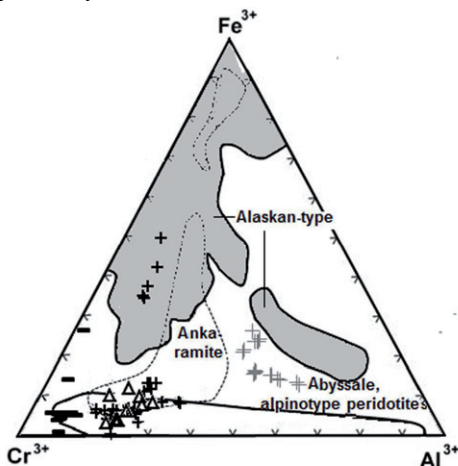


Рис. 7.14. Диаграмма $Fe^{3+}-Cr-Al$ для шпинелидов перидотитов субщелочных мафит-ультрамафитовых комплексов Ерементай-Ниязского кристаллического массива. *Abyssale, alpinotype Peridotites* [Dick & Bullen (1984); *Alaskan-type* [Barns & Roeder, 2001]; *ankaramite* [Mossman et al., 2000; Nono et al., 1994; Barsdell & Smith, 1989; Barsdell, 1988].

Диаграмма (рис. 7.14) также не дает однозначного ответа на вопрос генетического происхождения хромшпинелидов

Олентинского террейна.

Хромшпинелиды перидотитов кустанского кортландит-норит-плаггиогранитного комплекса согласно классификации Н.В. Павлова [Павлов, 1949] относятся к хромитам, алюмохромитам, субферрихромитам и субферриалюмохромитам (рис. 7.9).

Хромистость хромшпинелидов высокодеплетированных гарцбургитов варьирует слабо ($Cr\#:0,70-0,80$) при широкой амплитуде колебания магнезиальности ($Mg\#:$ 34–65). Их тренд магнезиальности резко отличается от тренда хромшпинелидов

кумулятивных перидотитов офиолитов островных дуг (рис. 7.11). Концентрация Fe^{3+} в них также выше, чем для хромшпинелидов офиолитов островных дуг (рис. 7.10, 7.11).

На диаграммах $Cr/(Cr+Al)-Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ (рис. 7.15(B)) фигуративные точки хромшпинелидов гарцбургитов кустасского комплекса ложатся в поле хромшпинелидов пород аляскинского типа.

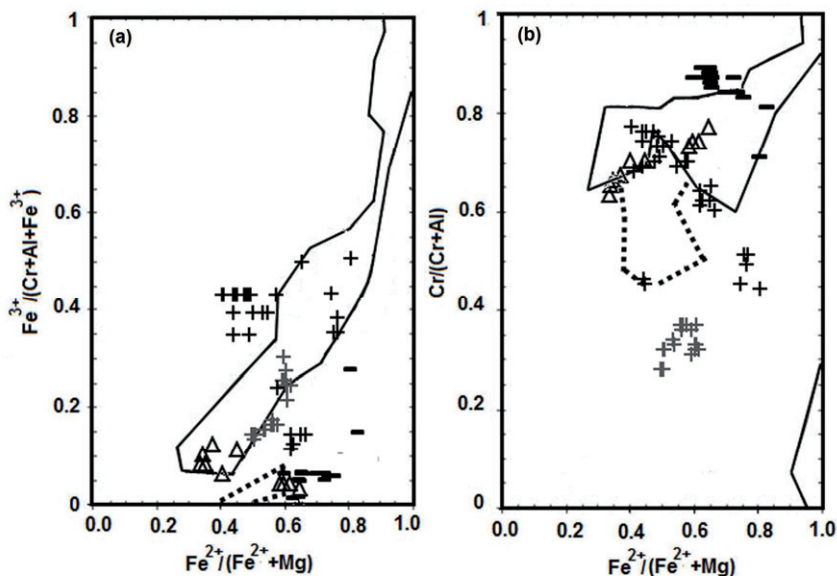


Рис. 7.15. Бинарные диаграммы Fe^{3+} (a) и Cr (b) к Fe для хромшпинелидов перидотитов субцелочных мафит-ультрамафитовых комплексов Ерементау-Ниязского кристаллического массива.

Сплошной линией показаны границы полей шпинелидов аляскинского типа [Barnes & Roeder, 2001].

Точками показаны границы шпинелидов толукского типа [Степанец, 1992].

Остальные условные обозначения см. на рис. 7.9

Чему не противоречит и высокие содержания MnO хромшпинелидов гарцбургитов кустасского комплекса содержат, который является характерным признаком хромшпинелидов мафит-ультрамафитов аляскинского типа [Himmelberg & Loney, 1995]. Однако в отдельных пробах их железистость значительно ниже, чем в хромшпинелидах аляскинского типа (рис. 7.15).

Диаграммы (рис. 7.15) также демонстрируют четкие различия между хромшпинелидами надсубдукционных офиолитовых комплексов, в данном случае террейна

Центральный Толпак, и хромшпинелидами платиноносной пикрито-базальтовой вулканоплутонической ассоциации.

Хромшпинелиды кортландитов кустанского комплекса напротив содержат MnO (<0.33 мас. %) и ZnO (<0.31 мас. %). При этом следует заметить, что оксид цинка в хромшпинелидах перидотитов аляскинского типа не определен [Himmelberg & Loney, 1995]. Крайне низкие концентрации NiO (0.0–0.11 мас.%) хромшпинелидов пород кустанского комплекса могут быть связаны с удалением сульфидной жидкости в процессе ликвации магмы или взаимодействием с железоникелевыми магматическими сульфидами. Хромшпинели, бедные NiO, являются минералами-индикаторами сульфидной минерализации пород мафит-ультрамафитовых комплексов.

На диаграмме $Fe^{3+}-Cr^{3+}-Al^{3+}$ (рис. 7.13) их фигуративные точки тяготеют к полю шпинелидов анкармитов, что вполне согласуется с данными диаграммы $Cr \neq -Mg \neq$ (рис. 7.11).

Хромшпинелиды дунитов субщелочного дунит-верлит-клинопироксенитового астаховского комплекса согласно классификации Н.В. Павлова [Павлов, 1949] образуют широкий спектр составов от хромитов до хроммагнетитов (рис. 7.9). Они обладают широким спектром содержания TiO_2 (0.01–2.29 мас.%) при относительно постоянном коэффициенте хромистости (рис. 7.10) и широкой амплитуде колебания коэффициента магнезиальности, чем аналогичны хромшпинелидами деплетированных перидотитов и кортландитов кустанского комплекса. Хромшпинелидам дунитов, как и кортландитов, характерны повышенные концентрации MnO (<0.79 мас. %) и ZnO (<0.91 мас. %). Относительно последних хромшпинелиды дунитов обеднены NiO (0.0–0.47 мас.%) и V_2O_3 (<0.48 мас.%).

На бинарной диаграмме $Fe^{3+}-Cr-Al$ (рис. 7.14) они также как и хромшпинелиды кустанского комплекса располагаются в пределах поля анкармитов. Комагматичность пород дунит-пироксенит-габбрового комплекса и пикрито-базальтовой вулканоплутонической ассоциации была отмечена ранее на Камчатке [Мочалов, 2012; Batanova et al., 2005]. Диаграмма $Fe^{3+}\#-Fe^{2+}\#$ (рис. 7.16) также указывает на их родство, чем они находят аналогию с таковыми коматитов.

От хромшпинелидов аляскинского типа они существенно отличаются уровнем содержания TiO_2 , но при этом находят аналогию с хромшпинелидами платиноносных офиолитов Албании (рис. 7.17), однако последние не содержат оксида цинка [Cina, 2010]. Высокие концентрации ZnO хромшпинелидов пород кустанского и астаховского комплексов подтверждают, что они были сформированы при более высокой легучести кислорода, чем хромшпинелиды мафит-ультрамафитов аляскинского типа [Himmelberg & Loney, 1995].

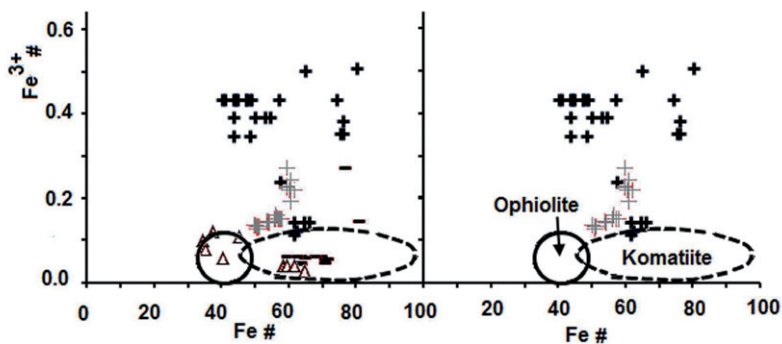


Рис. 7.16. Бинарная диаграмма $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$ для хромитинелидов субщелочных перидотитов Ерементая-Ниязского кристаллического массива.

Поля офиолитовых и коматитовой типов выделены [Barnes & Roeder, 2001].

Остальные условные обозначения см. на рис. 7.9.

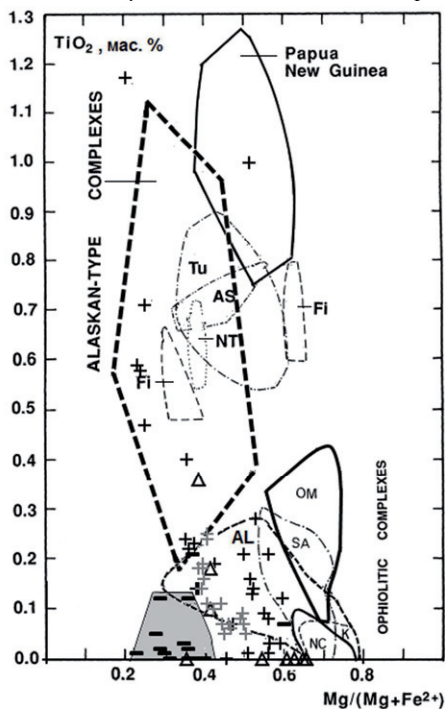


Рис. 7.17. Диаграмма $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ к TiO_2 для хромитинелидов субщелочных перидотитов Ерементая-Ниязского кристаллического массива.

Papua New Guinea; AS-Aldan: Konder, Inagli, Feklistov and Chad intrusions [Malitch, 1996; Mochalov & Khoroshilova, 1998]; FI – Fieeld [Slansky et al., 1991]; NT – Nizhni Tagilsk [Johan, неопубликованные данные]; Tu – Tulameen [Nixon et al., 1990]; AL – Albania [Karaj, 1992]; K – Kempirsai, Russia [Thalhammer, 1996]; NC – New Caledonia [Johan, 1986]; OM – Oman [Auge, 1982]; SA – Saudi Arabia [Auge, 1982]; Alaskan-type [Himmelberg & Loney, 1995].

Остальные условные обозначения см. на рис. 7.9.

На диаграмме ZnO–MnO (рис. 7.18) фигуративные точки составов хромитинелидов астаховского комплекса не образуют локального поля, но отдельные их точки

ограничиваются полем платиноносных ультрамафитов месторождения Джинчуан [Barnes & Tang, 1999].

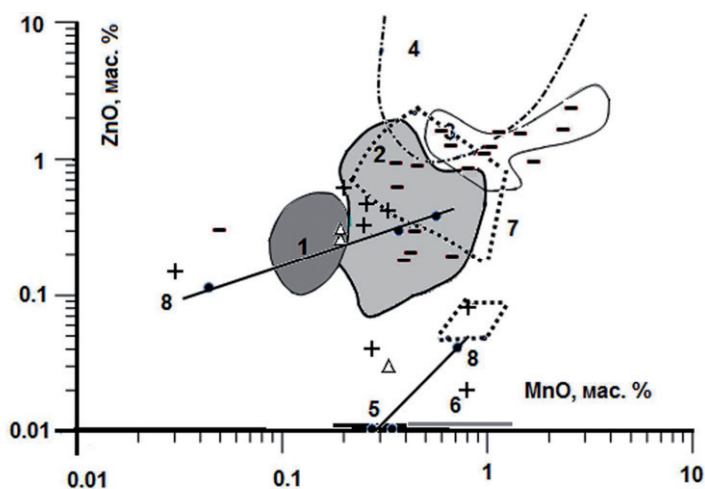


Рис. 7.18. Соотношение ZnO–MnO в хромшпинелидах субщелочных мафит-ультрамафитовых комплексах Ерементау-Ниязского кристаллического массива. 1–8 – состав хромшпинелидов: 1– Кемтирсайского массива, 2– интрузии Джинчуан, 3– коматиитов Австралии и Африки [Barnes & Tang, 1999], 4– алмазоносных комплексов [Силаев и др. 2008], 5– ультрамафитов Албании [Cina, 2010]), 6– мафит-ультрамафитов аляскинского типа (по: [Himmelberg & Loney, 1995], 7– дунит-гарцбургитов Восточных Саян [Юричев, Чернышов, 2012], 8– лампроитов диатремы Карашоко, Узбекистан [Головки, 2006].
Остальные условные см. на рис. 7.9.

Резко обособленную группу образуют хромшпинелиды дунитов Вольского террейна. Хромшпинелиды в своем большинстве отвечают low-Ti хромитам и крайне редко встречаются феррихромиты (рис. 7.9). От хромшпинелидов субщелочных мафит-ультрамафитовых комплексов они отличаются весьма низкими концентрациями Al_2O_3 (<5.46 мас.%), MgO (<7.78 мас. %) и Fe_2O_3 (4.67 мас. %). В low-Zn хромитах концентрации Al_2O_3 практически постоянны и не превышают 3.8 мас. %. Тогда как в богатых цинком ($ZnO > 0.84$ мас. %) хромитах Al_2O_3 изменяется от 2.64 до 5.46 мас. %

Феррихромиты существенно обогащены Fe_2O_3 (19.99 мас.%), а также ZnO (2.35 мас.%), MnO (2.60 мас.%) и NiO (0.33 мас. %) при крайне низком содержании Al_2O_3 (1.09 мас. %). Обогащенные цинком хромиты, учитывая их низкие концентрации Al_2O_3 , MgO и Fe_2O_3 , могут быть сопоставлены с хромитами из алмазоносных ассоциаций. Тем не менее, они не по всем параметрам близки к хромитам из

алмазных ассоциаций. Если в обогащенных цинком хромитах соотношения ZnO к Cr_2O_3 связаны положительной корреляцией, что характерно для алмазных ассоциаций, то такая корреляция не характерна для MgO и ZnO [Силаев и др., 2008].

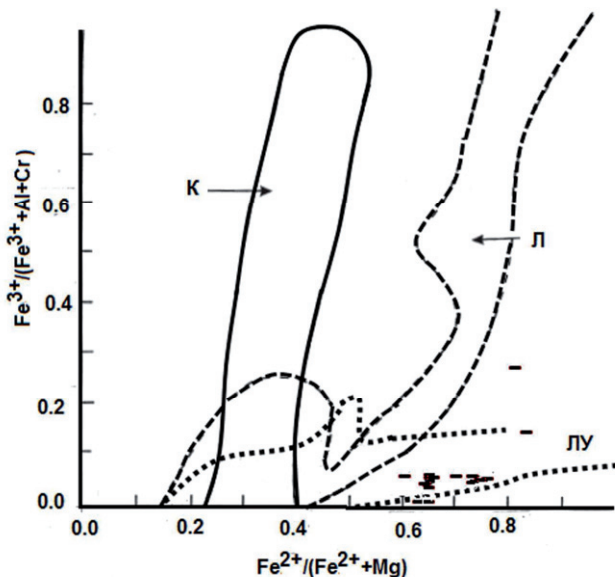


Рис. 7.19. Положение фигуративных точек хромипинелидов дунитов Вольского оврага на диаграмме $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al+Cr) - Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$.

Поля: К – кимберлитов, Л – лампроитов, ЛУ – лампроитов диатремы Карашоко, Узбекистан [Головки, 2006].

Однако на диаграмме соотношений $ZnO-MnO$ фигуративные точки обогащенных цинком хромитов перекрывают поле алмазных коматиитов Австралии, Африки и частично поле алмазных комплексов мира в целом (рис. 7.18).

По-видимому, обогащенные цинком хромиты следует сопоставлять с таковыми из лампроитов, которые часто пространственно и генетически связаны с пикритами и кимберлитами.

Если подходить к этой проблеме формально, то такое предположение вполне находит подтверждение в соотношениях $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al+Cr)$ к $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ (рис. 7.19). На этой диаграмме фигуративные точки хромитов перекрывают железистую ветвь хромитов алмазных лампроитов диатремы Карашоко [Головки, 2006]. На диаграмме $Cr/(Cr+Al+Fe^{3+})$ к $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ их фигуративные точки также тяготеют к полю лампроитов (рис. 7.20).

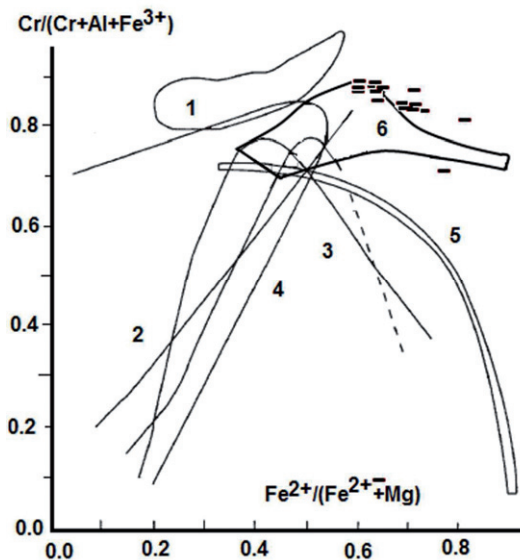


Рис. 7. 20. Положение фигуративных точек составов хромшпинелидов дунитов Вольского оврага на диаграмме $Cr/(Cr+Al+Fe^{3+})-Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$. Поля хромшпинелидов: 1 – включения в алмазах, 2 – из алмазоносных кимберлитов и лампроитов, 3 – из неалмазоносных кимберлитов и лампрофиров, 4 – офиолитов, 5 – прочих неалмазоносных пород, 6 – из лампрофиров диатремы Карашоко, Узбекистан [Головко, 2006].

Важно заметить, что исследуемые хромиты значительно удалены от полей неалмазоносных пород, но при этом продолжают тренд алмазоносных лампроитов.

На диаграмме Cr_2O_3-MgO (рис. 7.21) фигуративные точки хромитов несколько смещены влево от поля хромшпинелидов из лампроитов диатремы Карашоко, но при этом они подчинены общему положительному тренду, характерному для хромшпинелидов лампроитовых комплексов.

Учитывая присутствие Zn-содержащих хромшпинелидов в лампроитах алмазоносных областей мира, можно предположить, что появление цинковых хромшпинелидов указывает на его использование в качестве минерального индикатора лампроитов.

Основываясь на петрохимическом составе изученных хромитов, по-видимому, содержащие их дуниты следует сопоставлять с таковыми из группы анкармитов, которые часто пространственно и генетически связаны с пикритами и кимберлитами.

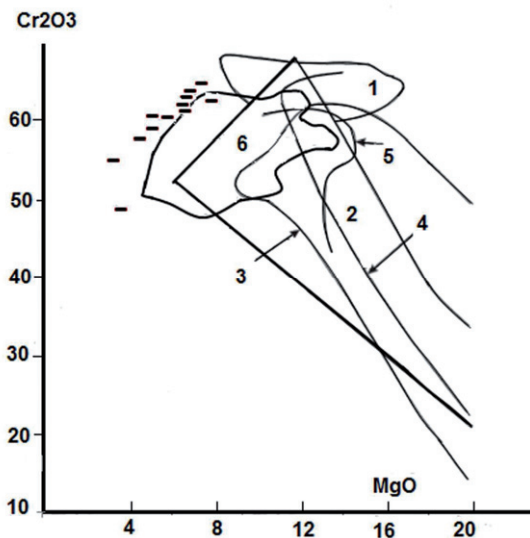


Рис. 7.21. Положение фигуративных точек составов хромитов дунитов Вольского оврага на диаграмме $\text{Cr}_2\text{O}_3\text{--MgO}$.

Поля хромитов: 1 – включений в алмазы, 2 – из кимберлитов трубки Мир, Якутия, 3 – из кимберлитов месторождения им. Ломоносова, Россия, 4 – кимберлитов трубки Далдыно-Алактского района, Якутия, 5 – из лампроитов трубки Аграйл, Австралия, 6 – из лампрофиров диатремы Караоко, Узбекистан [Головки, 2006].

Естественно, дать положительную или отрицательную оценку алмазности и платиноносности пород Ерейментау-Ниязского кристаллического массива можно только после проведения комплексных исследований с применением современных геохимических методов.

ГЛАВА 8

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ РАЗВИТИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

В основу геодинамических реконструкций Центрального Казахстана положены результаты петрогеохимических исследований плутонических и вулканических пород нижнепалеозойских офиолитовых комплексов, изложенные в предыдущих главах, а также материалы по стратиграфии и магматизму, собранные автором в процессе работы над геодинамической картой Центрального Казахстана.

При разработке геодинамических моделей формирования земной коры Центрального Казахстана дополнительно были использованы новые петрогеохимические данные по кайнозойским островным дугам [Regelous et al., 1998; Ishii et al., 1992; Pearce, 1995; Ewart et al., 1998; Чурикова и др., 2001; Straub & Layne, 2003], спрединговым задуговым бассейнам [Hergt et al., 1993, 1994; Kent et al., 2002; Ohara et al., 2003; Sinton et al., 2003] и активным окраинам континентов [Kilian, 1997].

При корреляции магматических комплексов также использовалась современная информация о вулканизме срединно-океанических хребтов. [Klein et al., 1996; Heilebrand et al., 2001; Kamenetsky et al., 2000, 2001; Дмитриев и др., 2001; Базылев, 2003], океанических островов [Lassiter et al., 2002; Regelous et al., 1999, 2003; Coombs et al., 2004] и данные по изотопной неоднородности океанической мантии [Титаева, 2002].

В совокупности эти данные позволили более корректно провести сопоставление магматизма Центрального Казахстана с магматическими комплексами, формирующимися в структурах современных океанов и активных окраин континентов.

8.1. ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ РЕ- КОНСТРУКЦИЙ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСТРОВДУЖНЫХ СИСТЕМ

Введение в проблему

С позиции тектоники литосферных плит плавление мантийного вещества в зонах субдукции происходит при его взаимодействии с флюидами, отделяющимися от поддвигаемой океанической плиты [Best, 1975; Hawkesworth et al., 1979; Sanders & Tarney, 1979; Sanders et al., 1991 и другие их последователи].

Для того чтобы приблизиться к пониманию природы магматических процессов, прежде всего следует рассмотреть системы, в которых протекают химические реакции между астеносферной мантией и флюидом, отделяющимся от поддвигаемой океанической плиты, поглощаемой зоной субдукции.

Как правило, проявление вулканической деятельности в островодужных системах связывают с поднятием или всплыванием к поверхности «горячего» мантийного вещества, «мантийного диапира», из которого магма частично изливается на поверхность, а из оставшейся части образуются plutонические и субвулканические тела, формируя при этом новообразованную кору [Karig, 1971].

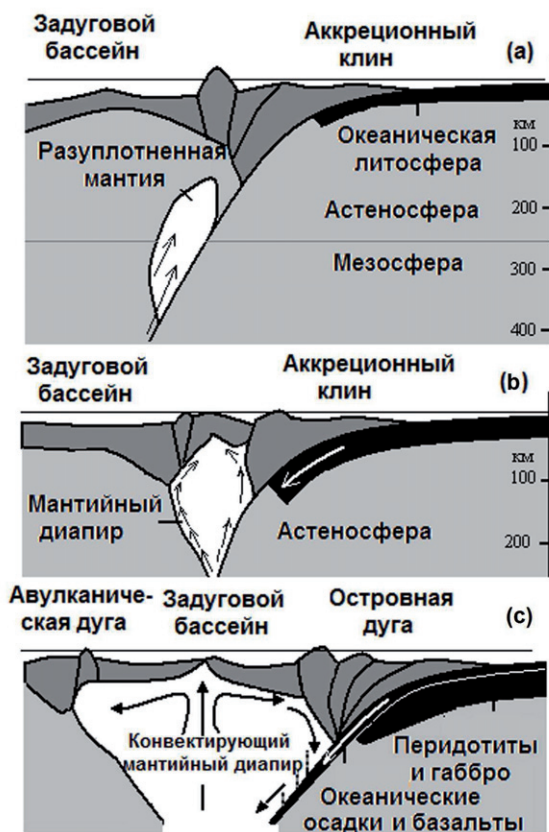


Рис. 8.1.1. Обобщенные схемы тектонической эволюции островодужной системы построены по материалам [Karig, 1971; Toksöz & Bird, 1978; Высоцкий и др., 1999] с изменениями и дополнениями автора.

Пунктирными линиями показаны потоки флюидов, отделяющиеся от океанических осадков и базальтов поддвигаемой океанической плиты.

Авторами [Karig, 1971; Toksöz & Bird, 1977 и др.] постулируется, что мантийный диапир представляет собой изолированный блок вещества глубинных горизонтов

астеносферной мантии, более горячий и, следовательно, менее плотный, чем окружающая среда. Основной причиной внедрения мантийного диапира в земную кору, формирующего впоследствии островодужную систему, несмотря на многочисленные модели [Karig, 1971; Toksoz & Bird, 1977; Pearce et al., 1984 и др.], все-таки, по-видимому, является глубинная дегазация Земли [Кадик и др., 1986 и др.]. Потоки глубинных флюидов способны по сейсмофокальным зонам переносить радиогенное тепло, что может вызвать разуплотнение нижних горизонтов мантии (мезосферы), магмогенерации и формирование магматических очагов (рис. 8.1.1(a)).

Предполагается постепенное и поэтапное перемещение мантийного диапира в зону субдукции, на начальном этапе диапир не подвергается воздействию флюидов, отделяющихся в процессе дегидратации от океанических осадков и гидратизированных базальтов, поскольку в данный момент диапир находится вне области влияния поддвигаемой океанической плиты (рис. 8.1.1(b)).

Состав таких родоначальных мантийных магм проблематичен [Boninites, 1989 и др.], однако анализ опубликованных данных и моделирование магм свидетельствуют [Высоцкий и др., 1999 и др.], что состав флюидной фазы данных силикатных расплавов обеднен хлором, фтором, бором.

Магмы таких мантийных диапиров дифференцируются, вероятно, по боуэнзовскому типу, а их поздние дифференциаты обеднены железом, но обогащены магнием и хромом, их плутонические кумулятивные составляющие лишены рудных скопленений хромитов, но содержат залежи титаномагнетитов. Это дает основание предполагать, что на ранних этапах эволюции в процессы магматизма вовлекается неконвектирующая мантия.

Последующие поступательные перемещения океанической коры (рис. 8.1.1(b)) в зону субдукции могли инициировать образование нисходящих конвекционных ячеек [Toksoz & Bird, 1977]. Затем конвектирующий мантийный диапир насыщается флюидами, отделяющимися от океанической плиты (рис. 8.1.1(c)). Обзор литературных данных [Kent et al., 2002; Lassiter et al., 2002; Straub et al., 2003; Sharp & Barnes, 2004 и др.] и выявленная автором геохимическая зональность палеозойских стратифицированных вулканогенных толщ дают основание предположить, что на ранней стадии дегидратации от океанических осадков отделяется только хлоридный флюид. Основным источником гиперсолевого хлоридного флюида является обогащенная галогенами морская вода, содержащаяся в океанических осадках и базальтах, поставляемая смежной зоной субдукции. И только последующее плавление пелагических осадков и базальтов приводит к формированию комплексных хлоридных флюидов, способных переносить литофильные элементы.

Смена режима кристаллизации силикатного расплава на флюидно-магматический (ликвационный) тип дифференциации должна привести к образованию минеральных фаз, отличающихся своим составом от минералов, образующихся в процессе постепенного фракционирования магматического расплава, вызванного медленным охлаждением, т. е. магм, не подверженных хлорированию или флюидному воздействию.

Анализ уровня накопления MgO, Na, Co, Cr, Ni и Cl в фанерозойских вулканитах островодужных систем и океанических островов свидетельствует, что примитивные вулканиты (ПВ, >6% MgO) содержат высокие концентрации Sc, Co, Cr, Ni и низкие концентрации Cl < 0,09 %, а дифференцированные вулканиты (ДВ, <6% MgO) характеризуются высокой концентрацией Cl > 0,1 % и низкими концентрациями Sc, Co, Cr и Ni.

Эту закономерность распределения элементов группы железа (Ni, Co, Cr, V) и магния в вулканитах можно объяснить с позиции хлорирования расплавов магматических очагов, формирующихся в процессе ликвации астеносферного мантийного вещества над зоной субдукции [Stepanez & Kemmer, 2002].

В таких зонах широко развиты дифференцированные базальты. Если согласиться с выводами Д.Е. Карига [Karig, 1974], что вещество мантийного диапира является исходной магмой для образования вулканогенных, субвулканических и плутонических пород, то в этой связи уместно вспомнить закон сохранения массы. Еще М.В. Ломоносов (1748) писал: «Если в одном месте убывает, то в другом обязательно – присовокупится», то есть масса веществ, вступивших в химическую реакцию, равна массе веществ, образующихся в результате реакции.

Следовательно, потерянные дифференцированными вулканитами элементы должны сохраниться в ультраосновном расплаве и кристаллизоваться впоследствии в мафические минеральные фазы. К примеру, хром в виде рудных высокомагнезиальных хромитовых залежей, магний в виде оливиновых кумулатов [Степанец, 2003а], а тугоплавкие металлы могут образовывать рудные расплавы элементов платиновой группы [Boudreau et al., 1986, 2004].

Природа и состав надсубдукционного флюида относятся к наиболее спорным вопросам в современной петролого-геодинамической модели эволюции активных конвергентных структур, наряду с такими важными проблемами, как состав и природа мантийного вещества [Karig, 1971; Пирс и др., 1987; Kilian, 1997; Высоцкий и др., 1999], различная степень его частичного плавления [Hellebrand et al., 2001] и роль осадочного материала субдуцируемой плиты вовлеченного в магматические процессы [Watkins et al., 1981; Plank & Langmuir, 1998].

На сегодня существуют две противоположные точки зрения на состав и природу надсубдукционного флюида.

Представители первого направления, наиболее многочисленные на сегодняшний день, полагают, что основным источником воды надсубдукционного флюида является дегидратация водосодержащих минералов субдуцированной океанической плиты [Best, 1975; Brenan et al., 1995; Iwamori, 1998; Авдейко и др., 2001; Churikova et al., 2001; Stern, 2002 и др.].

Сторонники другой точки зрения, чьи представления базируются на систематизации составов расплавных включений, характеризующих составы природных магм, утверждают, что обогащение хлором, обнаруженное в расплавных включениях вулканитов островодужных систем, слишком велико, чтобы быть объяснено исключительно присутствием его в амфиболах, флогопитах, апатитах и в других минералах океанической плиты. Это дало основание утверждать, что источником хлора является морская вода, обогащенная галогенами, поставляемая смежной зоной субдукции [Kent et al., 2002; Lassiter et al., 2002; Stepanez & Kemmer, 2002; Straub et al., 2003; Sharp & Barnes, 2004 и др.].

Общепризнано, что морская вода океанов характеризуется постоянством солевого состава на протяжении всего фанерозоя. Этот вывод обосновывается данными биохимии морских и наземных животных [Fabricius et al., 1970; Savin, 1977; Геол. сл., 1987]. К примеру, химический и солевой состав плазмы крови у различных групп позвоночных не обнаруживает сколько-нибудь значительных вариаций и близок по составу к морской воде, хотя дивергенция морских и наземных позвоночных произошла еще в девонском периоде.

В открытых частях современных океанов морская вода в среднем содержит до 35^{0/00} солей, в которых основную массу составляют ионы (^{0/00}): Cl(18,978), SO₄²⁻(2,6486), HCO₃(0,1397), Br(0,0646), F(0,0013), H₂BO₂ (0,0260), Na⁺ (10,5561), Mg²⁺ (1,272), Ca²⁺ (0,4001), K⁺ (0,3800), Sr²⁺ (0,0133) [Геол. сл., 1987].

Верхняя часть океанической коры состоит из неконсолидированных глубоководных океанических осадков и обогащенных водой базальтов. Обе составляющие океанической коры содержат до 22.5% морской воды, которая при субдукции поступает в мантию и участвует в магматических, метаморфических и гидротермальных процессах, протекающих над зоной субдукции. Доказательством этому являются высокие концентрации хлора в расплавных включениях фанерозойских вулканогенных [Kent et al., 2002; Lassiter et al., 2002; Straub et al., 2003 и др.], плутонических [Wilmore et al., 2002; Boudreau et al., 1986; Boudreau, 2004] пород, а также во флюидных включениях минералов различных типов гидротермальных

рудных месторождений [Еремин и др., 1999; Пуртов, 2002; Симонов и др., 2005 и многие другие].

Неопровержимыми доказательствами вовлечения океанической воды в магматические процессы, протекающие над зонами субдукции, являются также концентрации органического азота в вулканических парах [Holck, 1996, New Zealand, News BBC], величина $\delta^{18}\text{O}$ [Harmon & Hoefs, 1995; Dorendorf et al., 2000], повышенные концентрации благородных газов [Hofmann, 1998, 2002; Coombs et al., 2004] и присутствие короткоживущего космогенного изотопа ^{10}Be [Brown et al., 1982; Tera et al., 1986; Dickin, 1997] в вулканических породах островодужных систем.

Это дает основание заключить, что солевым составом морской воды океанов может быть определен состав надсубдукционного флюида, образующегося в процессе сепарации океанической воды, отделяющейся при дегидратации от погружающихся в зону субдукции пелагических осадков и обогащенных водой базальтов [Stepanez & Kemmer, 2002; Степанец, 2005].

Источником галогенного флюида может служить и собственно морская вода, которая, учитывая высокое давление водного столба океанов, может поступать по системе океанических разломов в мантию [Coombs et al., 2004 и др.].

Основные постулаты предлагаемой модели хлорирования астеносферной мантии

Концентрируясь над зоной субдукции, водный раствор разделяется на соли Cl, F, преимущественно NaCl, и дистиллят воды. Впоследствии NaCl расщепляется на ионы Na^+ и Cl^- , а водный дистиллят в процессе термической диссоциации, как известно [Глинка, 1974], имеет свойство разлагаться на водород и кислород.

Низкие содержания фтора относительно хлора в расплавных включениях островодужных вулканитов [Kent et al., 2002; Lassiter et al., 2002; Straub et al., 2003] свидетельствуют, что магматические процессы, протекающие над зоной субдукции, имеют резко выраженную хлоридную специализацию.

Известно, что хлор обладает высокой химической активностью, увеличивает скорость прохождения химических реакций, снижает температуру плавления и кипения образованных хлоридов [Глинка, 1974 и др.], руководит распределением элементов в водогазовых смесях [Candela et al., 1995 и др.] и магматическом расплаве [Webster et al., 1999 и др.], препятствует накоплению в реститовом расплаве железа [Маракушев, 1987].

Различие температур плавления и кристаллизации минеральных фаз дает основание предположить, что в процессе хлорирования астеносферная мантия над зоной субдукции ликвирует, в процессе флюидно-магматической дифференциации образуются легкоплавкие кислые, средние, основные магмы и тугоплавкая хромшпинелевая ультраосновная магма.

Постоянный вынос из магматического расплава магния, элементов группы железа и других тугоплавких металлов способствует образованию дифференцированных вулканитов и одновременному увеличению объема оливиновой и хромшпинелевой фаз в ультраосновном расплаве [Stepanez & Kemmer, 2002; Степанец, 2003а] и образованию рудных расплавов элементов платиновой группы [Ballhaus & Stumpfl, 1985; Boudreau, 2004].

Этот процесс можно сопоставить с сегрегацией или ликвацией в металлургии, хлорированием труднообогатимых руд цветных (Ti, Co, Cu, Ni и др.) и благородных (Pt, Ir, Os, Rh, Pd) металлов, образующих летучие хлориды. Метод хлорирования расплавов широко используется в отечественной металлургии [Глинка, 1974] и давно известен металлургам-технологам [Чуб и др., 2000 и др.].

Под термином «хлорирование» подразумевают обычно процесс, в котором хлор в том или ином виде взаимодействует с окислами элементов или другими их соединениями, образуя хлориды или оксихлориды, выделяемые в форме индивидуальных химических веществ или их смесей.

8.2. Петрохимические типы магматических комплексов островодужных систем как отражение различных термодинамических режимов кристаллизации силикатного расплава, обусловленных последовательностью отделения флюидов от океанической плиты, поглощаемой зоной субдукции (на примере офиолитов Центрального Казахстана)

Сначала рассмотрим вариант высокоскоростного поглощения молодой океанической плиты, образующей чилийский тип зоны субдукции [Uyeda & Kanamori, 1979].

В таких системах предполагается быстрое отделение флюида от океанической плиты и формирование флюидно-магматической системы (рис. 8.2.1). В основу данной схемы положена геодинамическая модель, разработанная на примере развития Андской зоны субдукции Южной Америки [Kilian, 1997], в которой использованы данные по эволюции примитивных базальтов Чилийского рифта [Klein et al., 1995]. Предлагаемая идеализированная модель интересна тем, что на ее примере можно рассмотреть одновременно процессы магматизма в пределах двух различных геодинамических обстановках, отвечающих океаническому рифтоге-

незу и островодужному вулканизму, центры которых отстоят друг от друга на небольшом расстоянии относительно желоба зоны субдукции. Эта модель также позволяет оценить вклад субдуцированной плиты в магматические процессы, протекающие в смежных срединговых центрах. Ее влияние, как было показано выше, выражается в изменении геохимического спектра вулканических комплексов.



Рис. 8.2.1. Внемасштабная схема иллюстрирует высокоскоростную стадию погружения океанической коры зоной субдукции.

Цифрами на врезке обозначены: 1 – океанические осадки, 2 – тилло-базальты, 3 – диабазы комплекса параллельных даек, 4 – брекчии, 5 – габброиды; компоненты: *a* – гиперсолевой хлоридный флюид, *b* – ассимилированный расплав, обогащенный дополнительно LILE, HFSE и LREE за счет плавления океанических осадков и базальтов (компонента [LE]Cl), *c* – аналоги компонента (*b*), не содержащие флюидов хлора; римскими цифрами обозначены: I – мантийная камера, II – малоглубинные глобулы, III – мантийный плюм, продукт плавления океанической коры.

Ниже автор предлагает под магматической камерой рассматривать фрагмент мантийного диапира, отсеченного пододвигаемой океанической плитой.

Это понятие не следует смешивать с термином мантийный «клин», в пределах которого по Дж.А. Пирсу [Пирс и др., 1987 и др.] происходит плавление основания океанической литосферы, а позже астеносферы.

Для более четкого восприятия идеализированной модели, изображенной на рис. 8.2.1, были построены спайдерграммы примитивных базальтов Чилийского океанического рифта и дифференцированных вулканитов (спилит-офиолитов) массивов Караулчеку и Центрального Толпака (рис. 8.2.2). Одним из важных моментов является то, что в пределах массива Центрального Толпака удалось изучить как эффузивные породы кровли, так и плутонические породы основания офиолитового разреза, что позволяет проследить во времени эволюцию магматических процессов, протекающих в замкнутой мантийной камере.

Базальты Чилийского рифта имеют гетерогенные составы. Low-K стекла отвечают океаническим толеитам, а примитивные med-K стекла имеют геохимическое сходство с вулканитами известково-щелочной островодужной серии [Klein et al., 1995], однако уровень концентраций элементов группы железа (Cr, Ni, Co) в них остаётся постоянным.

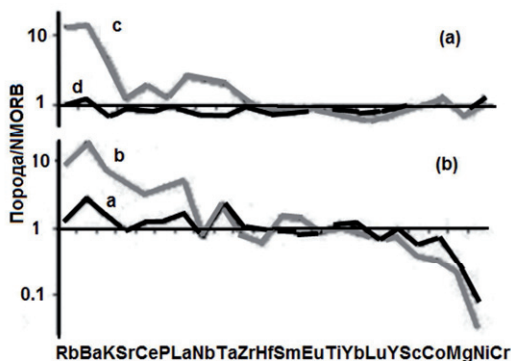


Рис. 8.2.2. Спайдерграммы содержаний элементов-примесей, нормированные к NMORB [Sun & McDonough, 1989], для спилитов караулчекинской свиты и базальтов Чилийского рифта.

a – базальты Чилийского рифта [Klein et al., 1996]; *b* – спилиты караулчекинской свиты [Степанец, 1992].

Буквами обозначены производные от компонент (см. рис. 8.2.1). *d* – родоначальная магма Чилийского океанического рифта. Темными линиями на рис. 8.2.2(*a*,*b*) изображены спайдерграммы вулканитов начальной стадии, а серыми линиями показаны спайдерграммы вулканитов поздней стадии рифтогенеза.

Дифференцированные вулканиты (спилит-диабазовый комплекс) караулчекинской свиты массива Караулшеку имеют геохимическое сходство с островодужными вулканитами. Вулканиты ранней стадии отвечают low-K островодужным толеитам, а поздней стадии – med-K вулканитам известково-щелочной островодужной серии.

Рассматривая эти спайдерграммы, не сложно заметить, что их центры и левые фланги очень похожи, исключая поведение Nb, тогда как правые фланги резко различаются по уровням содержания Sc, Co, Mg, Ni, Cr. Это свидетельствует, что плавление в области С (рис. 8.2.1) происходит без привноса флюидов, обогащенных хлором, что ставит под сомнение предположение авторов [Sharp & Barnes, 2004] о транспортировке морской воды в зону субдукции гидратированными серпентинитами, подстилающими базальтовую кору.

Индекс плавления субдуцированной океанической коры, рассчитанный по Ba/Nb для спилитов начальной стадии, ниже (~ 21) чем для med-K вулканитов поздней стадии (~ 110), при равных концентрациях Nb ($< 2,6$), что указывает на низкую степень плавления пелагических осадков и базальтов океанической плиты на ранней стадии магматизма. Это дает основание заключить, что при формировании спилит-диабазовых комплексов имеют место те же закономерности, которые характерны для вулканизма сиалического задугового бассейна Манус [Sinton et al., 2003].

Флюктуации концентраций LILE (Rb, Cs, Ba, Sr), REE (Ce, La, Sm, Eu, Yb, Lu) и HFSE (Nb, Ta, Zr, Y) в породах спилит-диабазовых комплексов изученных массивов подтверждают вывод о том, что их рост обусловлен степенью контаминации астеносферной мантии продуктами плавления субдуцированной океанической плиты [Hawkesworth et al., 1993; Kilian, 1997; Plank & Langmuir, 1998].

Nb минимум дифференцированных вулканитов по отношению к La и Ta можно объяснить привнесением в систему фтора [Mitchell & Kjarsgaard, 2004], связанного положительной корреляцией с хлором [Sinton et al., 2003]. Однако это не согласуется с поведением Nb в породах задуговых спрединговых комплексов, где уровень Nb остается постоянным как в вулканогенных, так и в плутонических породах задуговых бассейнов северо-востока Центрального Казахстана, что может быть обусловлено составом мантийного вещества, а не ролью надсубдукционной компоненты. Тогда как уровень концентрации Nb в базальтах океанических рифтов обусловлен, по-видимому, степенью плавления океанической литосферы [Hawkesworth et al., 1993; Kilian, 1997; Plank & Langmuir, 1998], что отчетливо демонстрируют спайдерграммы стекол Чилийского рифта (рис. 8.2.2), это является свидетельством, что ниобий транспортируется только силикатным расплавом [Pearce & Peate, 1995].

Присутствие циркона в керсутитовых габброидах отражает петрологическую специализацию мафитов офиолитов, кровля которых сложена породами спилит-диабазового комплекса. Главными особенностями составов шпинелидов деплетированных перидотитов таких комплексов, имеющих признаки кумулятивного расслоения, являются низкие содержания Ti и Fe при широких вариациях содержания Cr, Al, Mg.

Такой состав шпинелидов можно объяснить тем, что соли хлора, составляющие основной объем флюида, изменяют термодимические параметры кристаллизации мантийного вещества, что отражается в химическом составе шпинелидов, выраженном в выносе из кристаллической решетки Ti, Fe и в увеличении объема Cr, Al, Mg.

Следовательно, в процессе флюидно-магматической дифференциации (ликвации) образуются дифференцированные вулканиты, характеризующиеся высокими концентрациями Fe, Ti и крайне низкими содержаниями Mg, Cr, Ni, Sc. Потерянные базальтовым расплавом элементы группы железа и магния накапливаются в виде оливиновой и хромшпинелевой фаз в ультраосновном расплаве.

Это дает основание заключить, что распределение элементов группы железа в магматических породах объясняется с позиции хлорирования расплавов магматических очагов, формирующихся в процессе плавления астеносферного мантийного диапира над зоной субдукции, а не примитивным повторным плавлением астеносферной мантии, вызывающим обширную кристаллизацию мафических фаз [Pearce et al., 1995].

Анализ геохимических спектров вулканитов свидетельствует, что при умеренной степени плавления базальтовой коры выплавляются шошонит-латитовые серии, а при высокой степени плавления образуются вулканиты с внутриплитными геохимическими характеристиками и до суперплюмовых ультракалийевых вулканитов. По-видимому, такие магмы образуются в процессе плавления мантийного вещества над зоной субдукции или из фрагментов оторванных океанических плит, переработанных в процессе плавления в составе астеносферной мантии [Hofmann, 1997]. Вновь образованные магматические расплавы могут поставляться на поверхность в составе малоглубинных глобул (рис. 8.2.1(II)) или глубинных мантийных плюмов (рис. 8.2.1(III)).

По-видимому, данному типу отвечают слабо истощенные перидотиты и нижнекембрийские базальты балкибекской свиты Агырек-Арсаланской аккреционной призмы. Низкая истощенность перидотитов и высокие концентрации Sr не исключают их формирование в корневых зонах островодужных плюмов. Мантийное происхождение стронциевой аномалии в расплавах рассматривается как прямое свидетельство рециклинга вещества океанической литосферы над зоной субдукции [Hofmann, 1997 и др.].

Их высокохромистые (Cr#:0.58–0.75 %) шпинелиды обогащены Al_2O_3 (18.82–21.8 мас. %), TiO_2 (0.23–0.29 мас. %), разница между максимальной и минимальной степенью частичного плавления составляет 2.5 %, что ниже, чем в шпинелидах островодужных перидотитов толпакского типа. Уровень хромистости шпинелидов перидотитов Агырекских гряд значительно выше, чем шпинелидов плюмовых ассоциаций, что также подтверждает их образование в надсубдукционной обстановке. В ассоциации с перидотитами гор Агырек встречаются тела бонинитов, последние пока также не обнаружены в составе плюмовых ассоциаций, однако не исключается, что в бонинитовых расплавах смешаны компоненты различных источников, в том числе и вещество мантийных плюмов [Macpherson & Hall, 2001].

Ранние базальты, отделяющиеся от таких расплавов, характеризуются низкими содержаниями Al_2O_3 (13.18–13.80 мас. %), но имеют высокие концентрации Co, Mg, Ni, Cr, а также LILE, REE и HFSE. Базальты завершающей стадии островодужного магматизма имеют низкие концентрации Ni и Cr. Аналогичный спектр элементов-примесей отмечен также в плюмовых базальтах островов подводного хребта Кинан бассейна Сикоку Филиппинского задугового бассейна.

В пределах Агырек-Арсаланской аккреционной призмы в настоящее время не известны примеры описания островодужных вулканитов производных деплетированной мантии, столь характерных для внутриокеанических островодужных систем [Hergt & Farley, 1994; Pearce et al., 1995], что исключает их сопоставление с внутриокеаническими островодужными комплексами Лау-Тонга-Кермадекского архипелага и Южно-Сандвичевых островов.

Ниже будет рассмотрен вариант низкоскоростной субдукции. Общепринято [Powell, 1995 и др.], что верхняя оболочка земной коры океанов, океаническая литосфера, как правило, тектонически расслоена и состоит из тонкой жесткой базальтовой коры и мощной, относительно пластичной, мафит-ультрамафитовой, плавающей над текучей и вязкой океанической астеносферной мантии.

Океаническая базальтовая кора, как свидетельствует детальное геологическое картирование палеозойских офиолитов складчатых областей континентов [Книппер, 1978; Путеводитель, 1988; Степанец, 1992; Куренков и др., 2002], отделена от мафит-ультрамафитов тектоническими брекчиями.

Это дает основание предполагать, что в зону субдукции погружается только верхняя часть океанической литосферы. Учитывая это, предполагается, что на начальном этапе низкоскоростной субдукции базальтовая кора изгибает верхнюю мантию, не нарушая плоскости мафит-ультрамафитов основания литосферной плиты (рис. 8.2.3(а)).

Экспериментально доказано, что в процессе медленной субдукции во фронте погружающейся океанической плиты резко повышается температура [Kilian, 1997 и др.]. Повышение температуры может способствовать дегидратации водосодержащих минералов перидотитового субстрата (рис. 8.2.3(а)) и образованию эндогенной (ювенильной) воды, такие флюиды обеднены или не содержат солей хлора.

В преддуговом бассейне (fore-arc ophiolite) могут формироваться офиолиты – производные боуэновского типа дифференциации. Прежде всего, к данному типу офиолитов следует отнести средне-верхнеордовикский расслоенный гарцбургит-дунит-верлит-лерцолит-габбро-норит-грондьемитовый комплекс Караушкеку и его поздние дифференциаты – дупироксеновые андезибазальты азоксекской сви-

ты, отвечающие преимущественно low-Al (Al_2O_3 :11.20–13.95 мас. %) примитивным вулканитам со слабо выраженным обогащением титаном и железом. Последние являются составной частью антидромного риодацит-андезибазальтового комплекса.

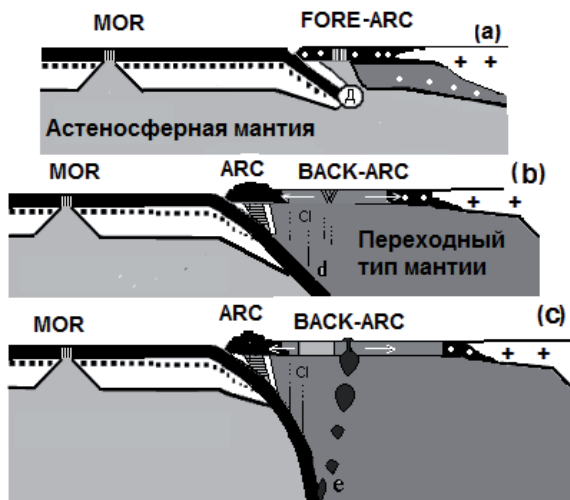


Рис.8.2.3. Внемасштабные схемы иллюстрируют стадии низкоскоростной субдукции древней океанической коры под субокеаническую или континентальную кору.

(а) Начальная стадия. (б) Стадия стационарной зоны субдукции. (с) Стадия плавления базальтовой коры.

Д – область высокого геотермического градиента и высоких давлений; MOR – срединно-океанический хребет; FORE-ARC – преддуговой рифт; BACK-ARC – задуговой спрединговый бассейн; ARC – островная дуга; компонента d – источник флюидами флора; Cl – флюиды хлора; e – область зарождения high-K базальтов с суперплюмовыми геохимическими характеристиками; остальные условные обозначения смотри на рис.8.2.1.

К данному типу офиолитов принадлежат и составные части гетерогенного серпентинитового меланжа Богембай-Ангренсорской аккреционной призмы, по-видимому, частично отражающего состав фундамента Кендыктинского вулканоплутонического пояса. Аналогичные комплексы встречаются в составе серпентинитового меланжа Тектурмасской аккреционной призмы. Бониниты широко развиты и в пределах Ирадырского (Урумбайского) преддугового прогиба.

Хромшпинелиды кумулятивных перидотитов (**fore-arc ophiolite**) характеризуются широкими вариациями составов со следующей схемой изоморфизма: Cr^{3+} (Al^{3+})– Fe^{3+} (Ti^{4+}) и образуют непрерывный ряд от хромитов к ферриалюмохромитам. Перидотиты характеризуются относительно высокой степенью частичного плавления мантийного вещества – 21.0 %, содержат крайне высокие концентрации Y; клинопироксен обогащен Na_2O (0.25–0.87 %), оливин характеризуется высокой железистостью, а их разрезы лишены рудных скоплений хромитов, но содержат подформные тела титаномагнетитов.

Уровень накопления REE и HFSE постепенно растет от верлитов к лерцолитам и достигает своего максимума в габбро-норитах, отражая тем самым скрытую расчлененность плутонических офиолитов данного типа.

Дифференциация таких расплавов не сопровождается привнесом в систему флюидов, обогащенных солями хлора. Если предположить, что пепловые туфы риодацитов основания акезекского антидромного риодацит-андезибазальтового комплекса являются производными плагиогранитов и трондьемитов, то не исключена вероятность, что кислые расплавы первыми отделяются от магматического расплава в процессе магматической дифференциации в замкнутых камерах.

Габбро-перидотитовые массивы преддуговых бассейнов содержат тела high-Mg долеритов, отвечающие составам low-Fe караулшекитов или low-Fe бонинитов. Высокие концентрации Mg, Cr, Ni и Y караулшекитов указывают, что их родоначальная магма представляла собой продукт кристаллизации остаточного плавления мантийного вещества, обогащенного Y. Таковыми являются high-Y/low-Fe гарцбургиты плутонических офиолитов массива Караулшеку. Крайне низкие содержания Fe_2O_3 и высокие концентрации SiO_2 свидетельствуют о резко восстановительных условиях кристаллизации караулшекитов и влиянии на их состав силикатного вещества. Высокий уровень концентраций LILE (K, Rb, Ba, Sr) объясняется изменением состава вещества мантийного источника за счет обогащения водно-силикатным флюидом [Crawford et al., 1989], а высокие содержания HFSE (Nb, Zr) указывают на высокую степень контаминации мантийного расплава веществом океанической коры [Klein et al., 1995].

Избыточные концентрации элементов группы железа (Ni, Cr, Co, V) свидетельствуют о низком уровне насыщения магматического расплава солями хлоридного флюида. Низкий процент насыщения мантийного диапира флюидами солей хлора можно объяснить дегидратацией водосодержащих минералов перидотитового субстрата в области (Д, рис. 8.2.3), а также и проявлением начальной стадии дегидратации океанических осадков субдуцируемой плиты.

Не исключено, что при критически высокой температуре надсубдукционная компонента разделяется на гиперсолевой хлоридный флюид (ГСХФ) и бедный хлором водно-водородно-силикатный флюид (ВВСФ). ГСХФ, имеющий более высокие плотностные характеристики, чем ВВСФ, насыщает нижние горизонты вновь воздымающегося мантийного диапира, формирующего новую островодужную систему. Тогда как ВВСФ, обедненный солями хлора, являющийся основой для образования кислых расплавов, стремится в верхние горизонты над зоной субдукции. При взаимодействии водно-водородно-силикатного флюида с остаточным гарцбургитовым расплавом образуются, вероятно, караулшекиты и родственные им породы.

Офиолиты спрединговых задуговых бассейнов (back-arc ophiolite). Во вновь образованной конвектирующей магматической камере спредингового задугового бассейна (рис. 8.2.3(b)) формируются примитивные магмы – аналоги базальтов NMORB, т. е. на данном этапе развития зоны субдукции низкий уровень концентраций хлора в вулканитах определяется его содержанием в водном флюиде, отделяющемся от перидотитов основания океанической литосферы или фоновыми концентрациями мантийного расплава. Базальтоиды ранней стадии также характеризуются преобладанием фтора над хлором [Sinton et al., 2003], что является их важным диагностическим признаком.

Уровень хлора, учитывая состав флюидных включений примитивных базальтов задуговых бассейнов Лау [Kent et al., 2002] и Манус [Sinton et al., 2003], не превышает 0.1 мас. %.

При последующем погружении океаническая плита постепенно опускается в мантию, однако при этом не происходит полного отсечения фронтальной части мантийного диапира, как в процессе высокоскоростной субдукции (рис. 8.2.1), а плита как бы скользит вдоль края мантийного диапира (рис. 8.2.3(c)). По мере увеличения объема мантийного диапира субдуцируемая океаническая плита изгибается и занимает почти вертикальное положение. Увеличение крутизны угла зоны субдукции может дополнительно происходить и за счет увеличения массы поддвигаемой древней, следовательно, тяжелой океанической плиты [Stern, 2002, 2004 и др.], что в совокупности способствует образованию зон субдукции марианского типа [Uyeda & Kanamori, 1979 и др.].

По-видимому, скорость поглощения океанической коры на этой стадии увеличивается, поскольку поддвигаемая плита больше не испытывает сопротивления основания океанической литосферы.

В дальнейшем скорость субдукции будет определяться только скоростью раскрытия океанического рифта в тылу поддвигаемой плиты.

В данной геодинамической обстановке образовывались разновозрастные базальтоиды офиолитовых меланжей Агырек-Арсаланской аккреционной призмы.

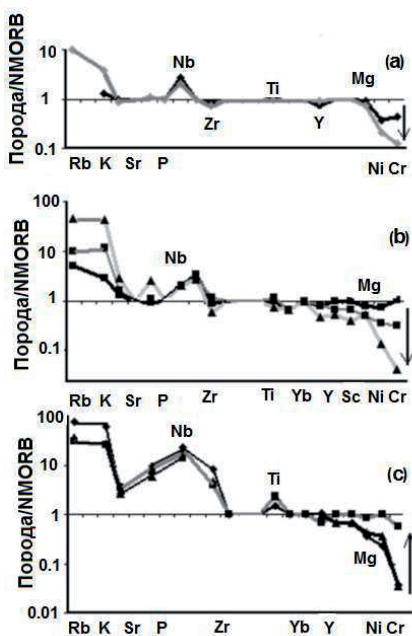


Рис. 8.2.4. Спайдерграммы содержания элементов-примесей, нормированные к N-MORB [Sun & McDonough, 1989], для вулканитов Шакианского спредингового задугового бассейна [Степанец, 1992]. а – флюидные толеитовые базальты гор Агырек; б – дарривилские базальты района оз. Майсора; в – дарривилские суперплюмовые щелочные базальты гор Агырек. Темными линиями показаны вулканиты начальной стадии рифтогенеза, серыми – завершающей стадии. Направление стрелок отражает последовательность обогащения и обеднения вулканитов элементами группы железа.

Их вулканогенные комплексы сформировались в процессе флюидно-магматической дифференциации мантийного вещества, генерирующего над зоной субдукции.

Характерной особенностью строения вулканогенных комплексов является отсутствие в их разрезах вулканитов кислого состава. Базальтоиды обогащены железом, отвечают преимущественно дифференцированным вулканитам, реже – примитивным вулканитам (рис. 8.2.4). Для всех вулканитов характерны повышенные концентрации ниобия, что отличает их от вулканогенных комплексов симатических задуговых спрединговых бассейнов, производных деплетированной мантии.

Раннеордовикские толеиты – это преимущественно дифференцированные базальтоиды; примитивные базальты фиксируют начальную стадию раскрытия задугового бассейна, заложившегося, по-видимому, на раннекембрийской переходной коре. Они могут быть производными переходной мантии, фракционирующей в спрединговом задуговом бассейне (рис. 8.2.3). С понижением уровня концентраций элементов группы железа увеличивается роль LILE, особенно Rb и K, что свидетельствует о значительной роли флюидов хлора в завершающую стадию дапингского надсубдукционного магматизма.

В конце дапингского яруса в данной области задугового бассейна толеитовый вулканизм затухает, сменяясь в дарривиле накоплением субаэральных осадочных отложений. Однако в смежных областях в дарривиле раскрываются новые рифтовые системы, что свидетельствует о перескоке зон рифтов в сторону активной области зоны субдукции, связанных с постепенным увеличением крутизны сейсмофокальной зоны субдукции (рис. 8.2.3(с)).

Дарривилский этап вулканизма Шакшан-Маялжен-Арсаланского задугового бассейна характеризуется различными типами вулканизма.

В более глубоководных областях задугового бассейна изливались примитивные толеитовые базальты, сменяющиеся постепенно дифференцированными толеитовыми базальтами с известково-щелочными характеристиками (рис. 8.2.4).

Перидотиты таких комплексов характеризуются повышенной степенью частичного плавления мантийного вещества – до 22.0 %, крайне низкими концентрациями Y, их спектр элементов-примесей слабо фракционирован. Клинопироксен обеднен Na_2O и TiO_2 , оливин преимущественно высокомагнезиальный. Кумулятивные дуниты содержат рудные скопления хромитов. Главными особенностями составов шпинелидов перидотитов являются низкие и практически постоянные содержания Fe^{3+} и Ti^{4+} при широкой вариации Al^{3+} и Cr^{3+} , т. е. основным типом изоморфизма этой группы шпинелидов является $\text{Al}^{3+} - \text{Cr}^{3+}$.

Характерно, что уровень накопления LILE в примитивных базальтах ранней стадии Майсорского рифта приближается к составу дифференцированных базальтоидов дапингского яруса (рис. 8.2.4). Это может свидетельствовать, что дапингские и дарривилские этапы надсубдукционного магматизма Шакшанского сегмента Шакшан-Маялжен-Арсаланского задугового бассейна были связаны с единой стационарной долгоживущей зоной субдукции.

Этому выводу не противоречат и геохимические спектры дарривилских high-K базальтоидов с суперплюмовыми геохимическими характеристиками гор Агырек (рис. 8.2.4) и Маялжен. Излияние high-K базальтоидов происходило в субаэральной обстановке, их рифтовые системы, поставляющие магмы данного типа, располагались на значительном удалении от желоба зоны субдукции. Учитывая конфигурацию современной зоны субдукции Камчатской островодужной системы, поставляющей в область Срединного Хребта вулканом Ичинский близкие по составу вулканы с внутриплитными геохимическими характеристиками, можно предположить, что магмы суперплюмовых high-K базальтоидов гор Агырек формировались на глубине не менее 140 км.

Характер обогащения дарривилских вулканитов гор Агырек (рис. 8.2.4) и Ма-ялжен элементами группы железа дает основание предполагать, что такие магматические очаги со временем теряют флюиды хлора, поскольку их поздние дифференциаты представлены примитивными базальтами.

Если крайне высокие концентрации REE и HFSE рассматривать как свидетельство плавления вещества океанической литосферы [Hawkesworth et al., 1993; Hofmann, 1997], то не исключено, что зарождение таких расплавов происходит в пределах поддвигаемой океанической плиты (рис. 8.2.3(c)), а не в процессе обогащения вещества мантийного диапира комплексными флюидами.

Невысокие концентрации Sr (160–480 г/т) и низкие значения дискриминанты $D1 < 210$, что значительно ниже предельных величин плюмовых океанических ассоциаций соответственно [Hofmann, 1997; Дмитриев и др., 1999], дают основание предполагать, что такие магмы не проходят полный цикл рециклинга вещества океанической литосферы.

Их широкие диапазоны межэлементных отношений [Степанец, 2008] также не коррелируются с данными океанических базальтов в рамках конечных мантийных компонентов [Zindler & Hart, 1986].

Изотопные и геохимические метки этих компонентов все чаще рассматриваются как различные степени частичного плавления переработанной литосферы, чем и обусловлена геохимическая гомогенизация в пределах локальных участков верхней мантии [Armienti & Casperini, 2007].

Таковой может быть как океаническая литосфера [Hofmann, 1997] так и нижняя часть мантии континентальной литосферы, вовлечённой в конвективный поток [McKenzie & O'Nion, 1983]. Предполагается, что такие отслоения могут происходить в результате воздействия флюидов, отделяющихся от поддвигаемой океанической плиты [Tatsumoto et al., 1992]. Образование плюмовых базальтов может происходить и посредством смешения деплетированной мантии с коровым материалом, типа глубоководных океанических или терригенных отложений [Hofmann, 1997; Lustrino & Dallai, 2004].

Отсутствие в составе вулканогенных разрезов аллохтонов Агырек-Арсаланской аккреционной призмы вулканитов кислого состава и субаэральных лав, дифференцированных от базальтов до риолит-дацитов известково-щелочной серии, характерных для сиалических задуговых бассейнов, дает основание предполагать, что в магматические процессы была вовлечена нижняя часть мантии субконтинентальной или океанической литосферы.

Анализ характера распределения элементов с высокозаряженными ионами магматических пород Центрального Казахстана показал, что вулканические и плутонические породы нижнего палеозоя характеризуются повышенными концентрациями Nb, уровень которого не опускается ниже 5 г/т.

Это дает основание заключить, что в магматические процессы, протекающие над зоной субдукции Шакшан-Маялжен-Арсаланского задугового бассейна, была вовлечена мантия переходного типа.

Магматические процессы, протекающие непосредственно при взаимодействии надсубдукционных флюидов с субконтинентальной мантией и коровым веществом ведут к образованию субщелочных базит-гипербазитовых комплексов. Вещество таких комплексов служит, как правило, источником платиноносных пикрито-базальтовых вулканоплутонических ассоциаций. Примером тому могут быть платиноносные комплексы Ерейментау-Ниязского кристаллического массива. Они являются петрологическими аналогами платиноносных комплексов Среднего метаморфического выступа Камчатки [Селянгин, 2006, Симакин и др., 2012].

Базит-гипербазитовые комплексы относятся к концентрически-зональным дунит-клинопироксенит-габбровым массивам и малым телам кортландит-пироксенит-габбро-норит-плагιοгранитового комплекса. Породы этих комплексов характеризуются широким присутствием роговой обманки, биотита, апатита и магнетита. Присутствие водосодержащих минералов и четко выраженный Ta-Nb минимум подтверждают, что высокомагнезиальные пикрито-базальтовые расплавы генетически связаны с надсубдукционными процессами. Главными особенностями составов хромшпинелидов перидотитов рудоносных пикрито-базальтовых комплексов являются повышенные концентрации ZnO, MnO, реже NiO. Генетическая связь высоких концентраций ZnO хромшпинелидов с платиноносностью пород субщелочных дунит-клинопироксенит-габбровых массивов известна давно [Spry & Scott, 1986].

Выявленная геохимическая специализация вулканоплутонических нижнепалеозойских образований Центрального Казахстана дает основание предположить, что надсубдукционные магмы имеют различную генетическую природу.

Основной объем магм, поставляемый раннепалеозойскими зонами субдукции Центрального Казахстана, образовался в процессе взаимодействия вещества переходной субокеанической и континентальной мантии с флюидами, отделяющимися от субдуцируемой тектонической плиты. Гетерогенная природа таких магм обусловлена соотношением следующих составляющих: 1) составом мантийного источника, 2) степенью контаминации мантийного расплава веществом коры, 3)

составом океанических осадков, 4) уровнем насыщения мантийного расплава надсубдукционной компонентой, 5) процентным содержанием хлора в составе надсубдукционной компоненты, 6) процентным содержанием кремнезема и хлора в водно-водородно-силикатном флюиде, 7) продолжительностью плавления; 8) мощностью вышележащей континентальной или океанической коры.

Значительно меньший объем надсубдукционных магм поставлялся глубинными очагами, зарождающимися в пределах поддвигаемой океанической плиты. Не исключено, что в таких областях в процесс плавления дополнительно вовлекаются как фрагменты холодной океанической астеносферы, так и глубинные горизонты мантийных диапиров. Рассмотренные выше схемы образования надсубдукционных магм находят свое объяснение как с позиций эволюции конвектирующего мантийного вещества над зоной субдукции [Karig, 1971; Toksoz & Bird, 1978], так и частичного плавления океанической коры в глубинных зонах субдукции [Oxburgh & Parmentier, 1978; Рингвуд, 1981].

8.3. Геодинамическое районирование и палинспастические реконструкции сложнослоистых областей Центрального Казахстана

Палеозойские покровно-складчатые структуры Центрального Казахстана традиционно подразделяются на области каледонской и герцинской стабилизации [Маркова, 1964; Беспалов, 1975; Объяснительная, 1981; Тектоническая карта, 1985 и др.]. Такое деление основывалось, прежде всего, на возрасте завершения геосинклинальной складчатости и времени преобразования океанической коры в континентальную кору. Уже тогда, используя геосинклинальную терминологию, были намечены границы тектонических плит и определена природа их фундаментов. Наиболее детально геодинамическая природа этих областей отражена на первой геодинамической карте Центрального Казахстана [Антонюк и др., 1995], модифицированный ее вариант представлен на рисунке 2.1.

Одним из самых крупных геоблоков казахстанид (каледонских фрагментов Казахстанского континента) является Ишим-Кокшетауская тектоническая плита [Степанец, 2008]. Она включает докембрийские террейны Кокшетауского и Шатского районов, а также кембро-ордовикские отложения Ишимского района (рис. 8.3.1). Включение в ее состав докембрийских террейнов Улутауского, Атасу-Моинтинского (рис. 2.1) и Чуйско-Кендыктасского районов Центрального и Южного Казахстана соответственно [Никитин, 2002; Дегтярев, 2012 и др.] не вполне обосновано, на чем настаивают авторы [Роров et al., 2009].

Отложения кембрия и ордовика, обрамляющие с запада и юга докембрийский Кокшетауский террейн, сопоставляются с формациями рифтогенных пассивных окраин континентов. Западная граница Ишим-Кокшетауской тектонической пли-

ты перекрыта палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими отложениями Тургайского прогиба. Восточный край плиты в среднем и верхнем ордовике был расчленен Степнякским рифтом.

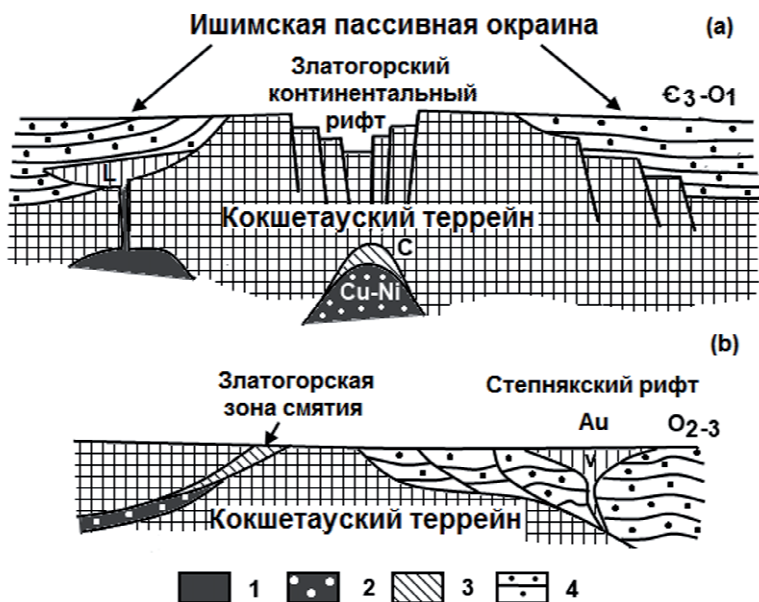


Рис. 8.3.1. Палеогеодинамические профили для (a) G_3-O_1 и (b) O_{2-3} Ишим-Кокшетауской тектонической плиты.

1 – исходная магма базальтов никольско-бурлукской свиты; 2 – щелочные мафит-ультрамафиты златогорского и красномайского комплексов; 3 – породы высоких и сверхвысоких давлений; 4 – турбидитные отложения; химическими элементами показаны типы руд.

В истории геодинамического развития Северного Казахстана, включающего докембрийские континентальные блоки Кокшетауского и Шатского районов, особое место занимают кембро-ордовикские комплексы континентальной стадии рифтогенеза.

Начальная стадия континентального рифтогенеза знаменуется внедрением концентрически-зональных перидотит-пироксенит-норитовых массивов златогорского типа, которые несут сульфидную медно-никелевую минерализацию (пирротин, петландит, халькопирит, магнетит), типичную для медно-никелевых месторождений, связанных с первично-расслоенными интрузиями норильского типа [Петрография..., 1971; Геология СССР..., 1972]. Возраст массивов златогорского типа по

U-Pb изотопным датировкам последних лет [Добрецов и др., 2006] определяется как поздний кембрий – ранний ордовик.

С базит-гипербазитовыми комплексами этого района пространственно связаны породы ультравысоких и высоких давлений (с коэситом и алмазом), а также зклогиты и глаукофановые сланцы с цифрами абсолютного возраста от 480 до 535 млн. лет, объединяемые в последние годы в Кокшетаускую субдукционно-коллизийную зону. Образование пород ультравысоких и высоких давлений объясняется затягиванием в венде–раннем ордовике Кокшетауского микроконтинента в зону субдукции до глубины не менее 150 км [Добрецов и др., 2006].

К этой зоне также приурочены выходы щелочных базальтоидов шалкарской свиты нижнего ордовика. Уровень накопления REE, HFSE и их отношения в базальтоидах шалкарской свиты [Добрецов и др., 2006] приближаются к среднему составу континентальной коры, это говорит в пользу участия в расплаве корового компонента, что характерно для щелочных базальтов внутриконтинентальных рифтов.

Присутствие в данной зоне щелочно-ультраосновных массивов красномайского типа с карбонатами, вермикулитом, апатитом, шорломитом, как и одновозрастность габброидов и перидотитов с сингенетичной медно-никелевой минерализацией и пород ультравысоких, высоких давлений свидетельствуют, что субдукционно-коллизийная природа таких комплексов неоспорна.

Альтернативным вариантом образования пород ультравысоких и высоких давлений может служить теория внедрения мантийного плюма в континентальную кору Кокшетауского микроконтинента (рис. 8.3.1). При взаимодействии плюма с подошвой континентальной коры могут формироваться породы с коэситом и алмазом. Такая модель образования алмазов и коэситов позволяет избежать нелогичного процесса затягивания легких континентальных масс в зону субдукции и поиска вендско-кембрийской Ишимской островной дуги [Добрецов и др., 2006]. Также следует отметить, нет данных [Решение Ш., 1991] того, что такая дуга в это геологическое время существовала в данном районе.

Синхронно вдоль пассивной окраины Кокшетауского микроконтинента в узких рифтовых зонах накапливаются вулканогенно-осадочные породы николюско-бурлуковской и жанасуйской свит позднего кембрия-нижнего ордовика флоского яруса [Цай и др., 2001] и тассуйской свиты флоского яруса [Дегтярев, 2012] с характерным для континентальных рифтов бимодальным трахириолит-трахибазальтовым магматизмом.

По-видимому, в среднем ордовике произошло закрытие Златогорского континентального рифта, что привело к формированию протяженной зоны смятия и экзугмации пород ультравысоких и высоких давлений.

На протяжении среднего и верхнего ордовика вдоль восточной окраины Кокшетауского микроконтинента в пределах Степнякского прогиба продолжают накапливаться вулканогенно-флишеидно-молассовые отложения (сагской, лидиевской, майлисурской, маятасской свит), сопровождающиеся внедрением интрузивных и субвулканических тел габбронорит-клинопироксен-долеритового состава [Геология СССР., 1972; Новикова, 1975].

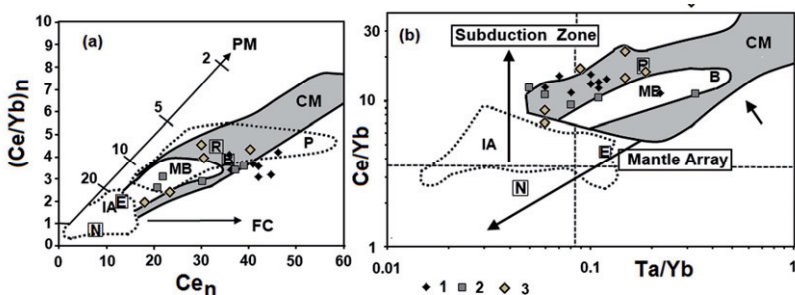


Рис. 8.3.2. Диаграммы Ce_n – $(Ce/Yb)_n$ (a), Ta/Yb – Ce/Yb (b) для базальтоидов Степнякского прогиба.

Поля базальтоидов [Crawford et al., 2000]: континентальных окраин (CM), окраинных бассейнов (MB), островных дуг (IA), внутриплитных обстановок (P). Квадратами обозначены средние составы: нормальных базальтов срединно-океанических хребтов (N), обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов (E) [Sun & McDonough, 1989], базальтов задуговых бассейнов (R) [Marcelot et al., 1983], средний состав континентальной коры (B) [McLennan, 1985]. PM – на линию вынесена степень частичного плавления гранатового перидотита [Gill, 1981]. FC – тренд фракционной кристаллизации. 1 – вулканиты сагской; 2 – майлисурской и 3 – шиллинской свит [Дегтярев, 2012].

В пользу таких представлений указывает и тип вулканизма, протекающий вдоль восточной окраины Кокшетауского микроконтинента. К примеру, вулканизм сагской свиты протекал в морских условиях, о чем свидетельствует шаровая отдельность лав, их зеленокаменное изменение, присутствие морской фауны в осадочных прослоях, сортировка обломочного материала туфов, однако наличие горизонтов пизолитовых туфов, гематитизация обломочного материала не исключают их формирование в субаэральной обстановке. Это свидетельствует, что такие вулканические постройки нередко перерастали в вулканические острова. Вулканическая деятельность майлисурской свиты также была связана с формированием

многочисленных аппаратов центрального типа, образующих вулканические постройки в мелководном бассейне [Геология СССР..., 1972].

Специфически выглядит и петрогеохимический состав вулканитов сагской и майлисорской свит. С одной стороны вполне логично, опираясь на уровень содержания основных петрогенных компонентов и явно выраженный Ta-Nb минимум, сопоставить их с вулканитами энсиалических островных дуги [Объяснительная..., 1981; Коробкин, Смирнов, 2006; Дегтярев, Рязанцев, 2007] или задуговых бассейнов [Степанец, 2008].

Однако такие представления не согласуются, как было отмечено выше, с палеогеографией осадочных отложений, а также и с уровнем накопления REE и HFSE в вулканитах сагской и майлисорской свит.

При очевидном Ta-Nb минимуме на спайдерграммах вулканитов сагской и майлисорской свит [Дегтярев, 2012] отмечается постепенное обогащение Nb (от 1.4 до 7.4 г/т) и Ta (от 0.1 до 0.5 г/т), это, по мнению авторов [Сондерс и Тарни, 1987] свидетельствует, что верхняя мантия подпитывалась метасоматическими флюидами, выносящими Ta, Nb и элементы LILE из более глубоких слоев мантии.

Это дает основание, исключить вероятность формирования вулканитов этих комплексов над активной зоной субдукции, где уровень содержания Ta и Nb в вулканитах крайне стабилен, поскольку литосферная плита служит физическим барьером на пути поднимающихся флюидов из глубоких слоев мантии. Нельзя закономерность обогащением Ta и Nb вулканитов этих комплексов увязать с крутизной падения литосферной плиты, так как уровень содержания и величины отношений Ce, Yb, Ta, Th, Hf значительно превышают таковые базальтов островных дуг (рис. 8.3.2).

При этом базальтоиды сагской и майлисорской свит находят аналогию с вулканидами активных окраин континентов, однако магматизм таких комплексов, как правило, протекает в субаэральной обстановке. Характерно, что фигуративные точки базальтоидов сагской и майлисорской свит на диаграмме отношений $Se_n - (Ce/Yb)_n$ (рис. 8.3.2) тяготеют к тренду вулканидов внутриплитных обстановок. На диаграмме Nb/Y–Zr/Y [Condie, 2003; Weaver, 1991] фигуративные точки примитивных трахибазальтов майлисорской свиты ограничиваются также полем базальтов океанических поднятий, дифференцированные трахибазальты сагской свиты тоже не выходят за пределы этого ареала (рис. 8.3.3).

Спайдерграммы распределения REE вулканидов сагской и майлисорской свит также не оставляют сомнений, что трахибазальты этих комплексов не являются

аналогами вулканитов фронтальных зон сиалических (зрелых) островных дуг (рис. 8.3.4).

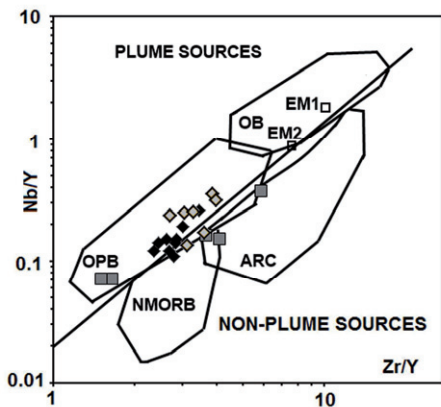


Рис. 8.3.3. Диаграмма Nb/Y–Zr/Y [Condie, 2003; Weaver, 1991] для базальтоидов Степнякского рифта. Условные обозначения см. на рис. 8.3.2.

Четко выраженный Hf минимум зарегистрирован на спайдерграммах вулканитов с внутрилитными характеристиками, известными в составе континентальных рифтов [Abate et al., 1989], Срединного Хребта Курильской островной дуги [Чурикова и др., 2001] и щелочных базальтов островов Сангинг Апи Индонезийского архипелага [Turner et al., 2003], чьи выходы пространственно сопряжены с континентальной корой.

базальтов островов Сангинг Апи Индонезийского архипелага [Turner et al., 2003], чьи выходы пространственно сопряжены с континентальной корой.

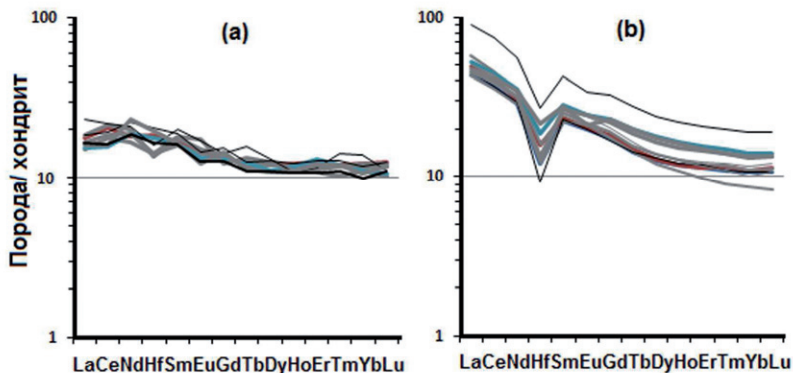


Рис. 8.3.4. Спайдерграммы распределения REE (а) вулканитов Восточного фронта Камчатской островной дуги [Чурикова и др., 2001] и (б) вулканитов саской и майлисорской свит [Дегтярев, 2012] Степнякского рифта, нормированные к хондриту [Sun & McDonough, 1989].

Природу Hf минимума вулканитов авторы [Marini et al., 2005] связывают с вовлечением терригенных континентальных отложений в магматические процессы,

протекающие над зонами субдукции. По-видимому, это довольно упрощенный вариант объяснения линейного характера спайдерграмм вулканитов с плюмовыми характеристиками. Такая закономерность, вероятнее всего, связана с магматическими процессами, протекающими в замкнутых магматических камерах, пространственно не сопряженных с зонами субдукции, но тесно связанных с континентальной корой.

Особое внимание заслуживает упоминание о ксенолитах плутонических пород в базальтах майлисорской свиты, обнаруженных в ее разрезе по восточному берегу оз. Ораз-Сор [Геология СССР, 1972, Дегтярев, 2012]. Ксенолиты представлены разнозернистыми клинопироксенитами, плагиоклазсодержащими кумулятивными пироксенитами, средне-крупнозернистыми офитовыми габбро, лейкогаббро и анортозитами. Габброиды и анортозиты, как правило, содержат до 5 % апатита, реже встречается титаномагнетит. Габброиды и клинопироксениты по геохимическому составу идентичны базальтам майлисорской свиты [Дегтярев, 2012].

Они также находят петрогеохимическую аналогию с породами субщелочного дунит-пироксенит-габбро-сиенитового Жиландинского массива [Геология СССР, 1972], обнажающегося в пределах Кирейского выступа в виде останца среди верхнеордовикских гранитоидов крыккудукского комплекса, чьи породы являются неотъемлемой составной частью Степнякского рифта.

Высокий уровень концентраций Al_2O_3 , Na_2O и TiO_2 клинопироксенитов, присутствие апатита и титаномагнетита сближает ксенолиты района оз. Ораз-Сор с породами субщелочных мафит-ультрамафитовых комплексов, как правило, содержащих минералы платиновой группы.

С вулканитами сагской и майлисорской свит пространственно и, вероятно, генетически связаны массивы гранитоидов крыккудукского типа. Геохимический и изотопный составы гранитоидов определенно свидетельствуют о конвективном плавлении исходной магмы [Дегтярев, 2012], что характерно для рифтогенных магматических комплексов.

Вдоль восточной границы Ишим-Кокшетауской тектонической плиты вскрываются выходы вулканогенно-осадочных отложений Урумбайской и Селетинской структурно-формационных зон, которые ранее, по-видимому, образовывали самостоятельную островодужную систему.

Ранне-среднекембрийские лавы и туфы low-Ti/Al/P клинопироксеновых и оливковых базальтов, двупироксеновых андезибазальтов и андезитов, бонинитов, андезидацитов, дацитов и риодацитов акжарской свиты Урумбайской зоны по петрохимическому составу (рис. 8.3.5) сопоставимы с вулканитами примитивной

(юной) внутриокеанической Идзу-Бонин-Марианской островной дуги [Pearce et al., 1999]. В геодинамическом плане акжарская свита рассматривается как древняя островная дуга (рис. 8.3.6(с)), а бонинитовые и толеитовые базальты (рис. 8.3.5) вулканогенно-кремнисто-терригенной раннеордовикской сазинской свиты находят аналогию с вулканитами бонинитовой серии преддуговых бассейнов (рис. 8.3.6(d)).

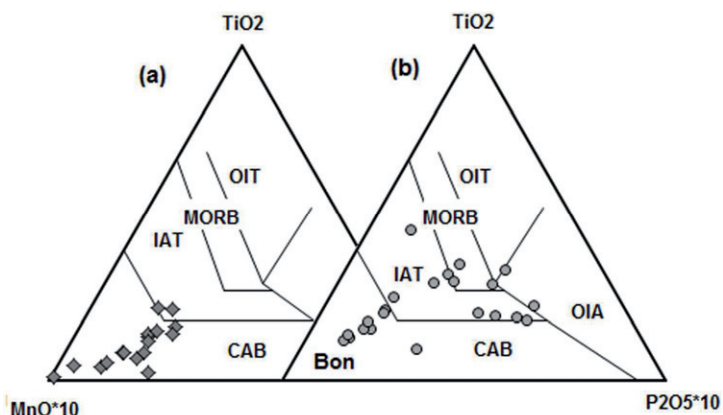


Рис. 8.3.5. Диаграмма $MnO*10-TiO_2-P_2O_5*10$ [Mullen, 1983] для вулканитов (a) акжарской и (b) сазинской свит, по данным М.З. Новиковой, Л.Л. Германа и В.И. Борисенка [Дегтярев, 2012].

С востока на структуры Урумбайского преддугового прогиба надвинута система тектонических покровов формационно отражающих историю развития Селетинского окраинного или задугового бассейна.

Формирование бимодального базальт-риолитового (киикбайская, керимбайская и таскуринская свиты [Ившин и др., 1993] соответственно) комплекса происходило в начале нижнего кембрия, это во времени несколько раньше, чем образование Акжарской тойонской островной дуги.

Это может быть обусловлено как рифтогенными процессами, протекающими в тылу зоны субдукции на фоне фронтального процесса сжатия (рис. 8.3.6(a)), что, по-видимому, маловероятно, так и рифтогенными процессами в пределах окраинного моря, где рифтогенные процессы не связаны со смежной зоной субдукции (рис. 8.3.6(b)).

Дифференцированные базальты киикбайской свиты по составу аналогичны вулканитам известково-щелочной и шшонитовой серий островных дуг [Дегтярев,

2012]. Однако, присутствие в разрезе киикбайской свиты известняков и углеродистых алевролитов [Ившин и др., 1993] свидетельствует, что вулканогенные процессы протекали в глубоководных условиях ниже базиса тысячелетних штурмов. На это также указывает присутствие углеродистых алевролитов и пиритоносных фтанитов в составе вышележающей шийлинской свиты, поскольку в глубоководных осадках кислорода нет, то органика не окисляется и железо превращается в пирит.

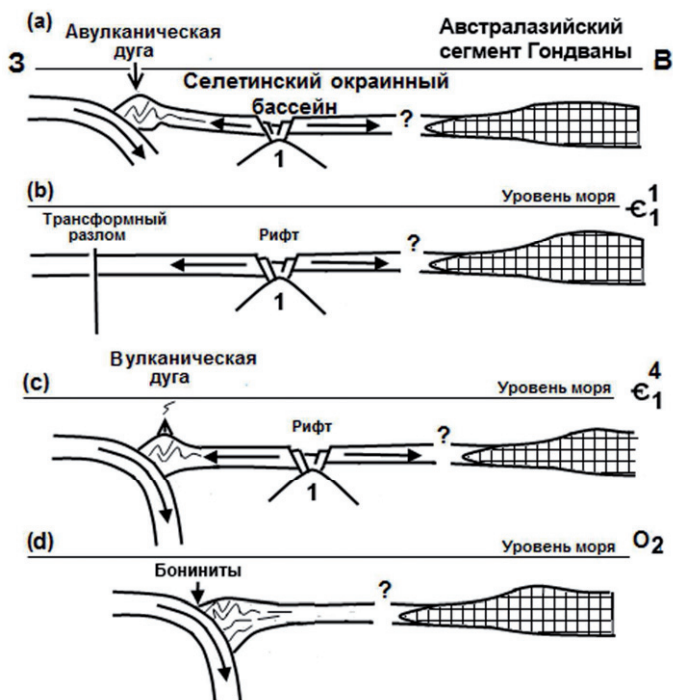


Рис. 8.3.6. Палеогеодинамические профили для ϵ_1^1 (a,b), ϵ_1^4 (c), O_2 (d) Урумбайско-Селентинской внутриокеанической островодужной системы. 1 – область плавления за счет адиабатической декомпрессии.

Характер обогащения базальтов шийлинской свиты легкими REE (рис. 8.3.7(b)), как и отношения элементов с HFSE (рис. 8.3.3) не оставляют сомнений, что плавление исходной магмы происходило за счет адиабатической декомпрессии. Как известно, такие процессы протекают в мантийных камерах срединно-океанических хребтов, окраинных морей, а также в пределах рифтов задуговых бассейнов, утративших пространственную связь с зонами субдукции.

Приуроченность к кислым вулканитам таскуринской свиты двух уровней колчеданного оруденения [Ившин и др., 1993] уральского и куроко типов не исключает их формирования в задуговом бассейне.

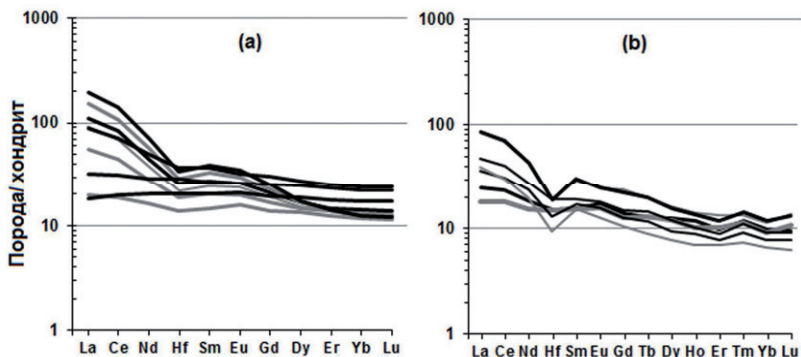


Рис. 8.3.7. Спайдерграммы распределения REE (а) базальтов хребта Маквари, ЮЗ Тихого океана [Kamenetsky et al., 2000] и (б) базальтов шийлинской свиты [Дегтярев, 2012] Селетинского окраинного моря, нормированные к хондриту [Sun & McDonough, 1989].

Вулканогенно-осадочные отложения Селетинского окраинного бассейна содержат раннекембрийские брадорииды, которые очень напоминают Южно-Китайские и Австралийские [Porov et al., 2009]. Это дает основание предполагать, что в раннем кембрии Урумбайско-Селетинская внутриокеаническая островодужная система находилась вблизи Австралазийского сегмента Гондваны.

По-видимому, только в позднем ордовике эта островодужная система сблизилась с Ишим-Кокшетауской тектонической плитой, которая в это время поддерживала на шельфах бентосную фауну, также обнаруживающую большое сходство с Австралазийской фауной [Porov et al., 2009; Percival et al., 2011].

Сарыаркинская тектоническая плита (рис. 8.3.8, 8.3.11) состоит из редуцированных структур Ерейментау-Ниязского кристаллического массива, Шакшан-Маялжен-Арсаланского задугового бассейна, Кендыкты-Чингиз-Тарбагатайского вулканоплутонического пояса и Богембай-Аркалыкского преддугового бассейна. Название плиты Сарыаркинская (Желтая Степь) заимствовано у авторов [Дегтярев, Рязанцев, 2007], которые ранее предложили рассматривать ее как вулканический пояс, включающий Бозшакольский, Чингиз-Тарбагатайский и Степняк-Селетинский сегменты.

Вдоль восточного края (в современных координатах) Сарыаркинской плиты (рис. 8.3.8) в кембрии и на протяжении всего ордовика формируются комплексы актив-

ной континентальной окраины. Во фронтальной зоне активной окраины в среднем кембрии формировался Каншынгызский сегмент Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайского вулканоплутонического пояса. Более подробно история развития данного сегмента приведена в главе 6 первого тома, где его геодинамическая природа наряду с петрогеохимическими параметрами обосновывается и изотопными данными, приведёнными в работе К.Е. Дегтярева [Дегтярев, 2012].



Рис. 8.3.8. Палеогеодинамический профиль для Є_{1-2} Сарыаркинской плиты (приэкваториальный сегмент Гонданы).

1 – платиноносные базит-гипербазитовые комплексы; 2 – балкыбекская карбонатно-базальтовая формация; 3 – карабулакская карбонатно-кремнисто-базальтовая формация; 4 – вулканоплутонический канчингизский комплекс.

Важно отметить также, что магматизм в пределах Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайского вулканоплутонического пояса завершился только в начале позднего ордовика формированием пород шошонит-латитовой серии.

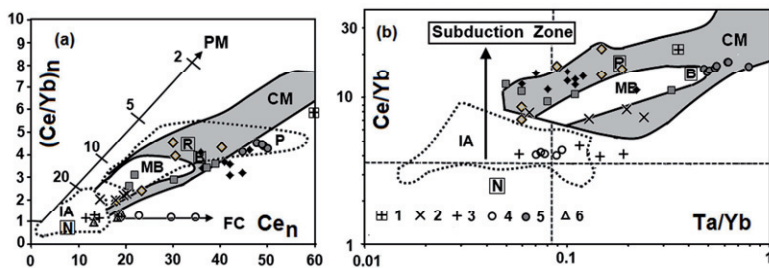


Рис. 8.3.9. Диаграммы $\text{Ce}_n - (\text{Ce}/\text{Yb})_n$ (a), $\text{Ta}/\text{Yb} - \text{Ce}/\text{Yb}$ (b) для базальтоидов Казахстана Поля базальтоидов [Crawford et al., 2000].

1 – плюмовые базальты гор Аже; 2 – диабазы и 3 – базальты темирастауского комплекса; 4 – базальты ерейментауской (жельтауская и тиесская свиты) серии, 5 – базальты балкыбекской свиты; 6 – базальты карабулакской свиты [Дегтярев, 2012].

Остальные условные обозначения см. на рис. 8.3.2.

В тыловой зоне Сарыаркинской плиты в нижнем кембрии формировался сублоистый платиноносный пикрито-базальтовый комплекс (рис. 8.3.8), характеризующийся фракционным типом кристаллизации материнской магмы, что наглядно демонстрирует диаграмма отношений $(Ce/Yb)_n - Ce_n$ (рис. 8.3.9), этот процесс подтверждается и линейным характером спайдерграмм редкоземельных элементов (рис. 8.3.10).

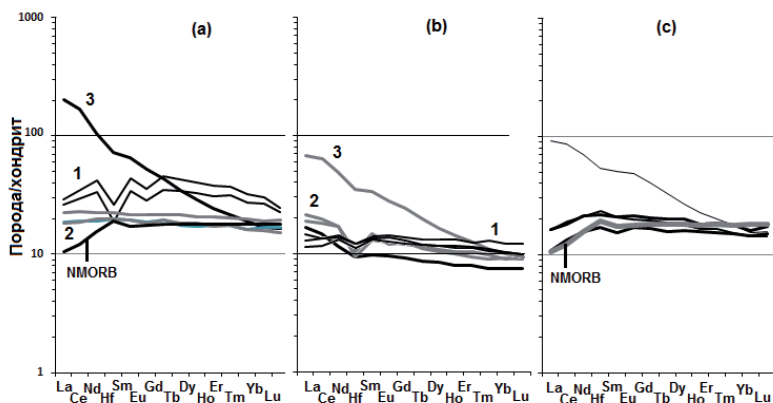


Рис. 8.3.10. Спайдерграммы распределения REE, нормированные к хондриту [Sun & McDonough, 1989].

(а) Ерейментау-Ниязский срединный массив: 1 – базальты желтауской, 2 – базальты и 3 – плюмовые базальты тиесской свит; (б) Бозшакольский сегмент: 1 – островодужные базальты, 2 – базальты окраинных морей, 3 – плюмовые базальты темирастауского комплекса; (с) базальты карабулакской свиты [Дегтярев, 2012].

Базальты желтауской свиты, предшествовавшие излиянию тиесских пикрито-базальтов, имеют резко отличный характер распределения REE (рис. 8.3.10(a)), подтверждая тем самым иную природу их материнской магмы, а Hf минимум на спайдерграммах REE (рис. 8.3.10(a)), вероятней все, указывает на пространственную связь магматического резервуара с континентальной корой.

Пространственная и генетическая связь платиноносных базит-гипербазитов кустанасского и коржункульского комплексов Ерейментау-Ниязского кристаллического массива с вулканитами тиесской и ордабайской свит соответственно указывает на их аналогию с комплексами Корякско-Камчатской активной окраины Северо-Востока Евразийского континента.

Карбонатно-базальтовая балкыбекская свита нижнего кембрия также отражает стадию континентального рифтогенеза (рис. 8.3.8). Контаминация коровым мате-

риалом магмы базальтов балкыбекской свиты подтверждается высокими концентрациями Pb, Li и U, а также уровнем содержания La, Sm, Yb, Nb, Th и их отношениями на мультиплицированных диаграммах С.П. Верма [Verma, 2010].

Базальты карабулакской карбонатно-кремнисто-вулканогенной свиты кембрия, которые пространственно, как и базальты балкыбекской свиты, приурочены к выходам Агырек-Арсаланской аккреционной призмы, по характеру распределения REE приближаются к составу NMORB (рис. 8.3.10(с)). Такое поведение редкоземельных элементов свидетельствует об уменьшении влияния корового материала на состав базальтов, что характерно для базальтов заключительной стадии рифтогенеза задуговых спрединговых бассейнов филиппинского типа. В таких базальтах также отчетливо проявляется влияние смежной зоны субдукции, что контролируется низкими концентрациями элементов группы железа, магния и высокими содержаниями Na₂O, Pb, Sr, Ba, транспортируемые надсубдукционными флюидами.



Рис. 8.3.11. Палеогеодинамический профиль для O₂₋₃ восточного края Сарыаркинской плиты.

5 – кендыктинский и сарыбидаикский вулканоплутонические комплексы; 6 – дарривилский плюмовые базальты гор Агырек; 7 – балгашиокинские базальты; 8 – серпентинитовый меланж офиолитов Богембай-Аркалыкского преддугового прогиба.

Остальные условные обозначения см. на рис. 8.3.8.

В ордовике продолжается наращивание базальтовой коры сиалического Шакшан-Маялжен-Арсаланского задугового бассейна (рис. 8.3.11). Наиболее интенсивно магматические процессы протекали в дарривиле. Этот период характеризуется излиянием суперплюмовых высокоциркониевых щелочных базальтов, образование которых проходило над зоной субдукции, где в магматические процессы была вовлечена нижняя часть мантии континентальной литосферы. Свидетельством тому являются широкие пределы межэлементных отношений базальтов, обусловленных смещением компонентов ТМ и ЕМ1 и присутствием незначительной доли

компоненты EM2. Дарривилские щелочные базальтоиды гор Агырек и Маялжен, вероятно, наращивали разрезы карбонатно-базальтовой балкибекской свиты.

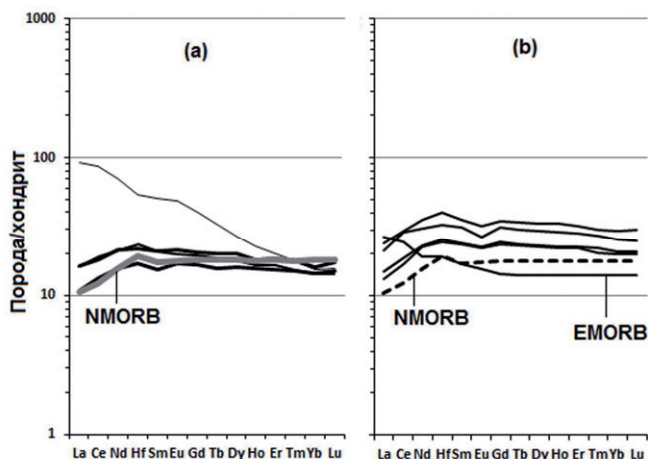


Рис. 8.3.12. Спайдерграммы распределения REE, нормированные к хондриту [Sun & McDonough, 1989].

(a) базальты карабулакской свиты; (b) базальты балгашокинской свиты [Дегтярев, 2012].

Тогда как излияние базальтов балгашокинской свиты (O₂₋₃), если учитывать характер распределения REE (рис. 8. 3.12), который идентичен базальтам карабулакской свиты, происходило из одного мантийного резервуара, функционирующего на некотором удалении от зоны субдукции. По-видимому, только отсутствием прямой связи мантийного резервуара с зоной субдукции можно объяснить постепенный рост концентраций REE базальтов балгашокинской свиты.

Как отмечалось ранее, практически одновременно в пределах островного сегмента восточного края Сарыаркинской плиты накапливаются в субаэральных условиях магматические образования абсарокит-шошонит-латитовой серии с явно выраженными геохимическими признаками, характерными для комплексов активных континентальных окраин (см. главу 6 первого тома).

Восточная граница Сарыаркинской плиты маркируется выходами серпентинитового меланжа офиолитов Богембай-Аркалыкского преддугового прогиба, которые пространственно сопряжены с олистостромами Найманжальской аккреционной призмы. Неотъемлемую часть аккреционной призмы составляют резко конденсированные океанические осадки верхнего кембрия-среднего ордовика, которые

были соскоблены с океанической плиты в процессе ее пододвигания под Сарыаркинскую континентальную плиту. Террейны океанических осадков также повсеместно ассоциируют с вулканическими породами, отражающими островодужный и преддуговой этапы магматических процессов, протекающих на границе двух тектонических плит.

Следует обратить внимание на продолжительность образования олистостром. Если в пределах Шакшан-Маялжен-Арсаланского задугового бассейна, в процессе его закрытия, образование олистостром протекало в очень короткое геологическое время (в объеме катского яруса верхнего ордовика), то в зоне схождения двух тектонических плит этот процесс протекал на протяжении всего кембрия и ордовика.

В позднем ордовике огромные массы пород Ишим-Кокшетауской, Сарыаркинской плит и Урумбайско-Селетинской внутриокеанической островодужной системы образуют новый континентальный блок. Столь значительная перестройка структур северо-востока Центрального Казахстана произошла, вероятно, из-за продолжающегося в это время раскрытия Уральского палеоокеана [Куренков и др., 2002].

Процессы скупивания завершаются внедрением гранитоидов позднеордовикского возраста. На островных поднятиях в прибрежных зонах тропических морей и мелководных теплых морях растут коралловые рифы. В силуре биогермы сменяются мелководными осадочными отложениями.

Опираясь на палеомагнитные данные [Антонюк и др., 1995; Collins et al., 2003] осадочно-вулканогенных отложений среднего ордовика Кендыктинского и Шынгызского сегментов, можно предположить, что структуры Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайского вулканоплутонического пояса имели субмеридиональную ориентировку и формировались в приэкваториальной области вдоль суперконтинента Гондвана. Аналогичную ориентировку имели и тектонически сопряженные с ними верхнеордовикские комплексы Шакшан-Маялжен-Арсаланского задугового бассейна.

Палеомагнитные направления аллохтонов и вмещающих их верхнеордовикских отложений в пределах Агырек-Арсаланской аккреционной призмы значительно различаются, следовательно, во время закрытия задугового бассейна заметных относительных вращений между ними и подстилающими и перекрывающими их отложениями не происходило. Локальные и региональные вращения тектонических блоков, зафиксированные в палеосклонениях, происходили после их обдукции на прилегающую палеоостровную дугу, скорее всего в позднем палеозое [Куренков и др., 2002].



Рис. 8.3.13. Палеогеодинамический профиль для O_3 Майкаинской плиты.

1 – караулшекинский островодужный комплекс (O_1); 2 – акозекский островодужный комплекс ($O_{2,3}$); 3 – флишоидно-молассовый комплекс (O_3); 4 – надсубдукционные преддуговые офиолиты ($O_{2,3}$); 5 – толща «зеленых туфов»; 6 – вулканогенно-осадочные отложения ($O_{1,2}$); 7 – ангрensorский флишоидно-молассовый комплекс ($O_{2,3}$); 8 – керегетасские биогермные известняки (O_3); стрелкой указано склонение в древних координатах, а цифрой показана палеоширота.

В пределах Майкаинской плиты (рис. 8.3.13) в позднем ордовике и силуре существовал протяженный Баянаул-Акшатауский прогиб (рис. 2.1), выполненный мощными граувакковыми флишоидными отложениями кошиакозекской и сатпаевской свит. Граувакки согласно наслаивают маломощные кремнисто-туфогенно-вулканогенные отложения акозекской свиты. Вулканогенные отложения в ее составе развиты спорадически, наиболее широко представлены в районе гор Акозек. Вулканогенные образования сложены лавами, туфами и туффитами низкоглиноземистых примитивных вулканитов риодацит-андезибазальтового состава известково-щелочной серии с антидромной последовательностью излияния. Фундамент прогиба сложен раннеордовикской спилит-диабазовой островодужной караулшекинской свитой.

Характерной чертой строения караулшекинской свиты является отсутствие в ее основании комплекса параллельных даек, их место занимают плитчатые, расслоенные кварцевые диабазы, что косвенно может указывать на островодужную природу ее происхождения. Не исключено также, что к таким комплексам применима модель формирования трапповых формаций, это ставит под сомнение тезис, что все офиолитовые комплексы формируются в срединговых зонах [Колман, 1979; Куренков и др., 2002 и многие др.].

Северней Баянаул-Акшатауского преддугового прогиба в ордовике раскрывался Ангрensor-Майкаинский сиалический бассейн, характерными составляющими его фундамента являлись кембрийские толщи «зеленых туфов», вулканитов основного, среднего состава и игнимбритов, весь комплекс формационно отвечает породам преддуговых бассейнов вулканоплутонических поясов. Вероятно, этот

комплекс пород пространственно был сопряжен с юго-западной активной континентальной окраиной приэкваториальной Гондваны. В раннеордовикское время она была расщеплена и в пределах трогов формировались субщелочные, щелочные породы антидромного риолит-базальтового комплекса, а в смежных зонах изливались известково-щелочные и толеитовые базальты. На завершающем этапе вулканизма происходило внедрение пород кератофир-спилит-диабазового комплекса. В тыловой спрединговой зоне в раннем и среднем ордовике изливались базальты с внутриплитными геохимическими характеристиками.

Палеомагнитные определения среднеордовикских вулканогенных отложений майкаинской серии (15^0 ю.ш.) указывают на низкую палеошироту их образования относительно одновозрастных отложений (3^0 с.ш.) Кендыктинского сегмента Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайского вулканоплутонического пояса. Учитывая разницу палеоширот этих комплексов и современное их положение, в настоящее время они располагаются относительно друг друга на расстоянии не более 50 км, можно предположить, что в процессе сучивания они преодолели расстояние не менее чем 2.0 тыс. км.



Рис. 8.3.14. Палеогеодинамический профиль для среднего девона Девонской активной континентальной окраины. 1 – турбидитные отложения; 2 – Тектурмасская аккреционная призма; 3 – нижнепалеозойская переходная кора.

Тогда как в пределах Майкаинской плиты (рис. 8.3.13), судя по палеомагнитным данным, сложно дислоцированные геологические комплексы значительных тектонических перемещений относительно друг друга в среднем ордовике не испытывали.

Палинспастические реконструкции, выполненные автором [Степанец, 2008], дают основание предполагать, что геологические комплексы Майкаинской плиты могли формироваться вдоль западной окраины приэкваториальной Гондваны, чему также не противоречит палеогеографическое распространение нижнепалеозойской микрофауны и фауны северо-востока Центрального Казахстана [Porov & Holmer, 1994; Porov & Tolmacheva, 1995]. В современной структуре северо-

востока Центрального Казахстана геологические комплексы всех выше перечисленных тектонических плит тектонически совмещены и запечатаны туфогенно-вулканогенной нижнедевонской жарсорской свитой, отражающей состав тыловой зоны Девонской активной окраины Казахстанского палеозойского континента (рис. 2.1).

Эта часть Центрального Казахстана наиболее структурирована по отношению к геологическим комплексам описанных выше тектонических плит, претерпевших значительную тектоническую перестройку.

В пределах северной части Жонгаро-Балхашской складчатой области можно выделить все геодинамические элементы, присущие структурам современных активных континентальных окраин западно-тихоокеанского типа, где центральное место занимает Девонский вулканоплутонический пояс (рис. 8.3.14) и обрамляющий его с севера (в современных координатах) Шидертинский сиалический задуговой бассейн, а с юга Нуринско-Карасорский преддуговой прогиб (S_2-D_3), который тектонически сопряжен с Тектурмасской аккреционной призмой (O_3-S_1). С юга геологические комплексы Тектурмасской аккреционной призмы тектонически перекрыты флишодными и турбидитными отложениями Сарысуйского сиалического окраинного моря (O_3-S_2).

Учитывая палеомагнитные данные [Печерский, Диденко, 1995], можно заключить, что Девонский вулканоплутонический пояс и сопряженные с ним структуры имели субширотное простирание, а также можно констатировать, что эти структуры относительно ордовикских и силурийских образований были смещены на юг, однако общая тенденция простирания нижнепалеозойских и девонских комплексов сохранилась.

Относительный разворот девонских структур, как показали авторы [Печерский, Диденко, 1995], произошел в после пермское время, то есть современную подковообразную форму, что отражено на геодинамической схеме (рис. 2.1), они приобрели только в мезозое.

Принципиально важным моментом для понимания истории геодинамического развития северной части Жонгаро-Балхашской складчатой области является механизм и последовательность образования Тектурмасской аккреционной призмы, формирование которой протекало на протяжении верхнего ордовика и нижнего силура. В свете решения этих проблем, одновременно с петрологическими исследованиями разновозрастных магматических комплексов Тектурмасской аккреционной призмы, были проведены палеомагнитные исследования [Турманидзе и др., 1991] офиолитовых террейнов, включающих как плутонические, так и осадочно-вулканогенные комплексы.

Для наглядности результаты палеомагнитных исследований вынесены на предлагаемый автором палеогеодинамический профиль северной части Жонгаро-Балхашской складчатой области (рис. 16.3.16). Важно отметить, что палеомагнитные исследования были выполнены в пределах террейнов, возраст которых документирован ископаемой фауной. Такой подход позволил построить более или менее правдоподобную модель образования аккреционной призмы.



Рис. 8.3.15. Палеогеодинамический профиль для среднего и верхнего ордовика северной части Жонгаро-Балхашской складчатой области.

1 – базальты карамурунской свиты (вновь образованная среднеордовикская кора задугового бассейна); 2 – островодужный вулканогенный комплекс (O_{2-3}) гор Дуана-Карасу; 3 – преддуговые офиолиты базарбайского комплекса; 4 – базальты кузекская свиты (O_3); 5 – дайково-силловый комплекс; 6-7 – базарбайский осадочно-вулканогенный комплекс (O_3-S_1); 6 – кислые пепловые туфы, 7 – туфы основного состава; 8 – преддуговые офиолиты; 9 – островодужные спилит-офиолиты (O_2).

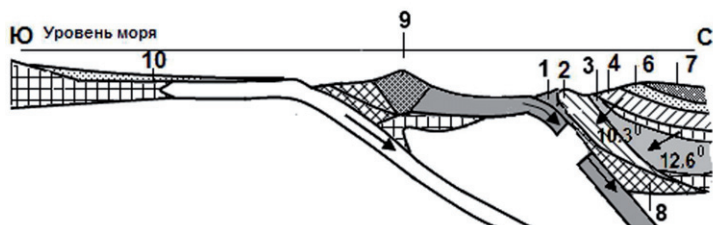


Рис. 8.3.16. Палеогеодинамический профиль для верхнего ордовика северной части Жонгаро-Балхашской складчатой области (рисунок демонстрирует надвижение офиолитов задугового бассейна в период субдукции гребневой зоны хребта [Christensen & Salisbury, 1975].

10-турбидитные отложения пассивной окраины Атасу-Моинтинского микроконтинента.

Остальные условные см. на рис. 8.3.15.

Если палеошироты собственно островодужных комплексов значимо не отличаются, и находятся в поле погрешности метода, то палеоширота базальтоидов карамурунской толщи, отражающих состав молодой коры сиалического задугового бассейна, отличается от вулканитов островодужных комплексов на восемь градусов (рис. 8.3.15). Это дает основание предполагать, что для совмещения с островодужными комплексами базальтоидам карамурунской толщи пришлось преодолеть расстояние около одной тысяч километров. Следовательно, в процессе субдукции был поглощен основной объем молодой коры сиалического задугового бассейна, и только незначительная часть коры задугового бассейна из области гребневой зоны хребта в процессе обдукции была надвинута на прилегающую палеоостровную дугу (рис. 8.3.16).

По мнению авторов [Christensen & Salisbury, 1975], такие процессы протекают в любом бассейне, в пределах которого четко проявлен гребневой участок срединного хребта. Такие участки срединных хребтов, как правило, интенсивно расчленены разломами и особенно их верхние хрупкие части плиты, которые будут обдукцироваться на прилегающую тектоническую плиту (островную дугу).



Рис. 8.3.17. Палеогеодинамический профиль для силура – нижнего девона северной части Жонгаро-Балхашской складчатой области.

Условные обозначения см. на рис.8.3.15.

Такая ассоциация повсеместно наблюдается в пределах аккреционных призм Центрального Казахстана [Степанец, 1992].

В силуре завершилось формирование Тектурмасской аккреционной призмы (рис.8.3.17), где в единый пакет покровов были спаяны различные фрагменты нижнепалеозойской островодужной системы, формирующейся вдоль северо-восточной окраины Евразии (рис. 8.3.22). Одной из характерных особенностей Тектурмасской аккреционной призмы является отсутствие в его составе метаморфических пород высоких и ультравысоких давлений.

Латеральный структурный ряд (рис. 8.3.14) вдоль северо-восточной окраины Евразии на протяжении девона включал в себя: невулканическую (Тектурмасскую аккреционную призму) относительно узкую островную дугу – Нуринско-Карасорский преддуговой прогиб – Девонский вулканоплутонический пояс – Шидертинский задуговой бассейн. Такой латеральный ряд вполне может отражать строение окраинно-материковой зоны субдукции зондского типа, где на протяжении силура происходило пододвигание кембрийской субокеанической плиты под переходную или утоненную субконтинентальную кору раннепалеозойского этапа стабилизации. Для таких типов зон субдукции, как предполагают авторы [Xiao et al., 2010], характерно отсутствие метаморфических пород высокого давления в составе аккреционных призм.

Особо следует остановиться на поперечной зональности Девонского вулканоплутонического пояса. В его поперечном сечении в пределах широтной и юго-западной ветвях в среднем девоне и в начале верхнего девона происходит смещение вулканического фронта в сторону внешней зоны вулканоплутонического пояса, это можно рассматривать как свидетельство увеличения крутизны зоны субдукции за счет мощности поддвигаемой древней литосферной плиты. Чем и было обусловлено формирование рифтогенных структур, выполненных вулканитами контрастного базальт-риолитового комплекса. Это служит еще одним доказательством, что данная островодужная система имеет аналогию с тектономагматическими структурами, формирующимися вдоль западно-тихоокеанского побережья.



Рис. 8.3.18. Палеогеодинамический профиль для верхнего ордовика и силура Ата-су-Моинтинский плиты.

1 – комплексы подводного хребта активной континентальной окраины (итмурундинский кремнисто-вулканогенный (O_2) и серпентинитовые меланжи с террейнами метаморфических пород высоких давлений); 2 – Жаманишурукская островная дуга (O_3); 3–6 – комплексы окраинного моря: 3 – кызыкская кремнисто-терригенная формация (O_{2-3}), 4 – тюретайской магматический комплекс (O_3); 5 – акдомалакский меланж ($O_2?$) 6 – талдыэспинская свита (O_3-S_1).

Остальные условные см. на рис. 8.3.13.

Докембрийские и палеозойские комплексы Жонгаро-Балхашской складчатой области Центрального Казахстана, обнажающиеся в профиле Тектурмасской и Итмурунды-Тюлькуламской аккреционных призм (рис. 2.1), по-видимому, следует объединить в Атасу-Моинтинскую тектоническую плиту, отражающую сложные тектономагматические процессы, протекающие на протяжении палеозоя на границе схождения докембрийской континентальной и нижнепалеозойской океанической плит (рис. 8.3.18).

Дарривилские среднеордовикские щелочные вулканы итмурундинской свиты, как и метаморфиты (468 млн. лет) являются наиболее древними породами в составе Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призм, маркирующей границу схождения Атасу-Моинтинской плиты и кембрийской или кембро-нижеордовикской океанической плиты. Возраст океанической плиты определяется условно, поскольку в составе аккреционной призм известны только фрагменты первого океанического слоя в виде террейнов каражалских силицитов нижнего и верхнего ордовика.

Присутствие метаморфитов высоких давлений с цифрами абсолютного возраста от 458 до 468 млн. лет в составе серпентинитового меланжа указывает на то, что они только в конце сандбского яруса были эксгумированы и включены в состав аккреционной призм. Субдукция кембрийской океанической плиты завершилась в нижнем карбоне, что фиксируется временем завершения олистостромообразования.

В позднем ордовике завершилась вулканическая деятельность в пределах Жаманшурукской палеоостровной дуги, присутствие адакитов в ее составе указывает на плавление океанической плиты, что характерно для конвергентных зон субдукции кордильерского типа. Присутствие блоков метаморфических пород высоких и сверхвысоких давлений в составе серпентинитового меланжа Итмурунды-Тюлькуламской аккреционной призм также является подтверждением того, что эти процессы протекали в зонах субдукции кордильерского типа, эталоном которых являются структуры активной окраины восточно-тихоокеанского побережья [Xiao et al., 2010].

Южнее (в древних координатах) Жаманшурукской островной дуги на протяжении верхнего ордовика и нижнего силура в субпараллельных, судя по древним палеосклонениям (рис. 8.3.18), спрединговых зонах наращивалась базальтовая кора Кентарлау-Котанбулакского и Сарысуйского окраинных сиалических бассейнов. Различный петрохимический состав базальтов тюретайской и талдыэспинской свит указывает на неоднородность плюмовых резервуаров, питающих эти рифтогенные системы, что может также быть обусловлено мощностью континентальной коры и процессами плавления континентальной литосферной мантии.

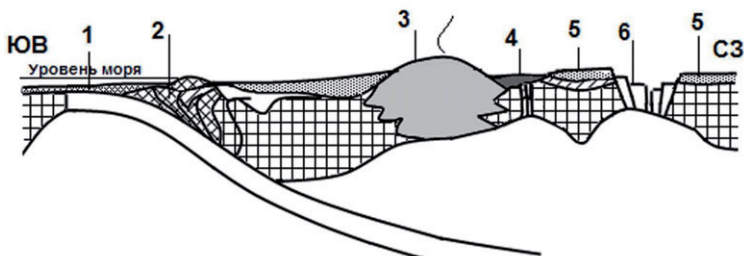


Рис. 8.3.19. Палеогеодинамический профиль для карбона и перми Атасу-Моинтинской плиты.

1 – Саяжский окраинный бассейн (S_1-C_1); 2 – Итмуруды-Тюлькуламская аккреционная призма (O_3-D_3 fm); 3 – Балхаш-Илийский вулканоплутонический пояс (C_1-P_1); 4 – контрастная базальт-риолитовая формация (P); 5 – осадочные комплексы Сарысуйского поднятия; 6 – Успенский внутриконтинентальный рифт (D_3-P).

Остальные условные см. на рис. 8.3.13.

Скучиванию описанных выше нижнепалеозойских комплексов в единую геотектоническую Атасу-Моинтинскую плиту не противоречат и их палеошироты (рис. 8.3.18), поскольку эти комплексы значительных перемещений в нижнем палеозое относительно друг друга не испытывали. Тогда как эти данные по Атасу-Моинтинской плите отчётливо демонстрируют ее разворот относительно вулканогенных комплексов Нуринско-Карасорского преддугового прогиба и сопряженной с ним Тектурмасской аккреционной призмы (рис. 2.1).

В позднем девоне до формирования структур Балхаш-Илийского вулканоплутонического пояса закладывается внутриконтинентальный Успенский рифт [Магматические..., 1988; Антонюк и др., 1995; Веймарн и др., 1997 и др.]. Начальная стадия рифтогенеза сопровождается образованием грубообломочных осадков молассового облика и контрастным антидромным магматизмом. На поздней стадии рифтогенеза глубоководные осадки ассоциируют как с мантийными базальтами (рис. 8.3.20), так и анатектические, преимущественно кислые расплавы.

В парагенезисе с глубоководными отложениями сформировались стратиформные залежи железо-марганцевых и барит-полиметаллических руд [Антонюк и др., 2011], а с перидотит-габбровым комплексом связаны платиносодержащие медно-никелевые проявления [Филимонова, 1966; Антоненко и др., 2009].

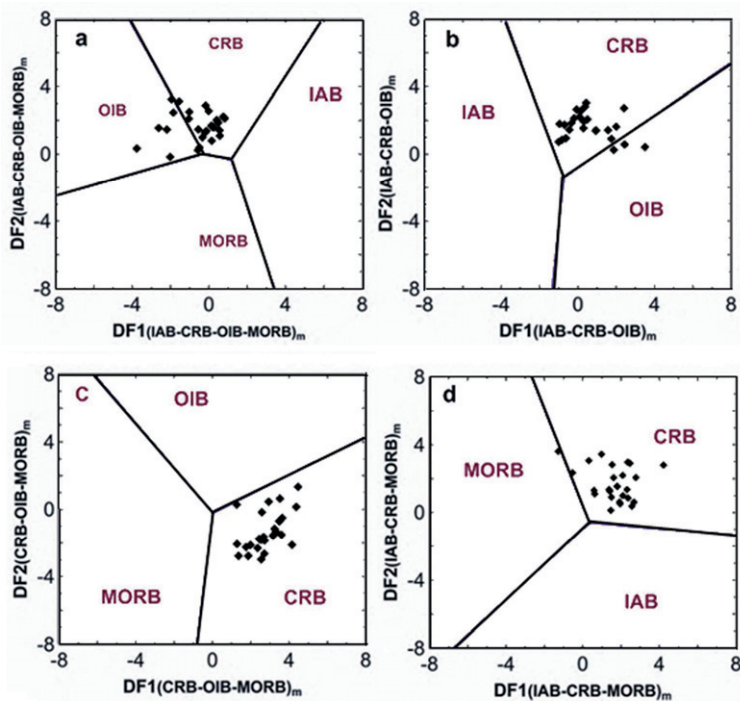


Рис. 8.3.20. Бинарные диаграммы [Verta, 2010], построенные по основным породообразующим окислам для базальтов Успенского континентального рифта [Антонюк и др., 2011].

В нижнем карбоне закладываются структуры Балхаш-Илийского вулканоплутонического пояса, формирование которого продолжалось вплоть до конца перми. Интересным представляется тот факт, что в поздней перми во внутренней зоне вулканоплутонического пояса раскрываются рифты, где протекает бимодальный базальт-риолитовый магматизм, аналогичный тому, что известен во внешней зоне Девонского вулканоплутонического пояса.

Этот факт можно связать с более пологим углом наклона зоны субдукции, что также наиболее характерно для активных окраин кордильерского типа восточно-океанского побережья [Moogres, 1970 и многие другие], где поглощается более молодая океаническая кора [Kilian, 1997]. Следовательно, на протяжении всего палеозоя устойчиво сохранялся одинаковый стиль развития зоны субдукции вдоль активной окраины Атасу-Моинтинской континентальной плиты.

Различные стили строения зон субдукций, в пределах областей развития Девонского и Балхаш-Илийского вулканоплутонических поясов, можно обосновать возрастом и мощностью океанических плит, исчезающих в конвергентных зонах. Вероятно, зона субдукции, над которой формировался Девонский вулканоплутонический пояс, поглощала древнюю и более мощную океаническую плиту, чем в зоне субдукции позднепалеозойского Балхаш-Илийского вулканоплутонического пояса, что вполне закономерно, ведь чем моложе океан, тем меньше мощность океанической коры.

На палинспастических реконструкциях кембро-ордовикского времени, разработанных российскими геологами [Хераскова, 1999; Диденко, 1997; Куренков и др., 2002 и др.], геоблоки, формирующие нижнепалеозойские структуры Казахстана, включают в состав Палеоазиатского океана [Печерский и др., 1995], располагая их между Сибирью и Восточной Гондваной от 20⁰ ю. ш. до 40⁰с. ш., где меридиональные зоны субдукции постепенно откатываются на запад в сторону Сибирского континента.

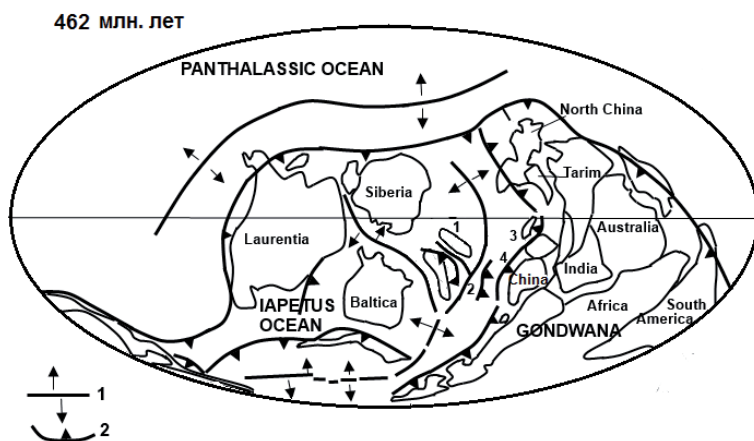


Рис. 8.3.21. Палинспастическая реконструкция Палеоазиатского океана и континентальных блоков для среднего ордовика (дарривил) ордовика [Scotese, 1997] с изменениями и дополнениями автора.

1 – Кокшетауский микроконтинент; 2 – Урумбайско-Селетинская внутриокеаническая островодужная система; 3 – Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайский вулканоплутонический пояс; 4 – Ангренсорско-Майкаинский энсиалический бассейн; 1 – срединно-океанические рифты; 2 – зоны субдукции.

На палинспастических реконструкциях западных коллег [Scotese, 1997, <http://www.scotese.com>] для среднего ордовика Казахстан рассматривается как широтная система островов, соединяющая Сибирь, ее северную часть, и Север-

ный Китай, разделяя тем самым океаны Палеопацифики и Палеоазии. Тогда как на других палинспастических схемах нижнего ордовика [Murphy & Nance, 1995] и [Свяжина и др., 2003] Казахстанский микроконтинент располагается в экваториальной области, соответственно между южным окончанием Сибири, северо-восточнее Балтии, и Австралией.

Столь противоречивые представления о положении Казахстана в системе глобальных палинспастических реконструкций, по-видимому, обусловлены неоднозначностью определения полярности палеомагнитных определений и отсутствием данных о долготях.

В настоящее время полярность палеоширот нижнепалеозойских кремнисто-вулканогенных, кремнисто-терригенно-вулканогенных и кремнисто-терригенных комплексов, рассчитанная ранее [Турманидзе и др., 1991; Куренков и др., 2002], ставится под сомнение [Bazhenov et al., 2003; Alexyutin et al., 2005]. Эти сомнения, учитывая анализ палеогеографического распространения бентосной фауны северо-востока Центрального Казахстана [Popov & Holmer, 1994; Степанец, Кеммер, 2002; Fortey & Cocks, 2003; Nikitin et al. 2006; Popov & Cocks 2014], не лишены оснований.

Если принять, что полярность палеозойских комплексов была определена не вполне корректно, то естественно все структуры палеозойид Центрального Казахстана следует переместить в южное полушарие, т. е. они должны были бы находиться между Балтией и Южным Китаем (рис. 8.3.21).

Для этого есть косвенные доказательства:

- 1) позднекембрийские, ранне- и среднеордовикские комплексы конодонтов кремнисто-вулканогенных толщ Центрального Казахстана довольно надежно сопоставляются с зональной конодонтовой шкалой Балтии [Гридина и др., 1977; Курковская, 1987; Дубинина, 1990; Цай и др., 2001],
- 2) в междуречье Оленты-Шидерты и в восточном Чингизе в отложениях нижнего ордовика встречаются довольно многочисленные брахиоподы, близкие по составу Южно-Уральским [Popov & Holmer, 1994; Fortey & Cocks, 2003], а позднекембрийские и тремадокские трилобиты близки к Балтийским комплексам [Fortey & Cocks, 2003],
- 3) позднеордовикские кораллы, трилобиты и брахиоподы северо-востока Центрального Казахстана, Чингиза и Предшынгызья несут черты большого сходства с фауной Южного Китая и Австралии, и только некоторые группы позднеордовикского бентоса встречаются также в Балтии и Северном Китае [Fortey & Cocks, 2003].

Анализ палеогеографического распространения ранне-среднеордовикских конодонтов [Цай и др., 2001] западного (пассивного) склона Кокшетауского микроконтинента дает основание предполагать более южное его положение, чему не противоречат палеомагнитные данные [Bazhenov et al., 2012].

Не исключено, что Улутауский, Чуйско-Кендыктасский террейны Центрального и Южного Казахстана соответственно в кембрии были отколоты от Балтии и на протяжении кембрия и ордовика дрейфовали в северо-восточном направлении.

Вдоль его северо-восточного края в пределах Чу-Илийской зоны формировалась кембро-позднеордовикская активная континентальная окраина японского типа [Xiao et al., 2010; Степанец и др., 2012]. На это указывает высокий уровень концентраций свинца [Чу-Илийский..., 1980] в барит-свинцово-цинковых и барито-полиметаллических рудах, присутствие эклогитов, сопряженных с серпентинитовым меланжем [Смирнов и Федоров, 2006] Джалаир-Найманской зоны смятия, и террейны докембрийских метаморфических комплексов [Чу-Илийский..., 1980].

Положение дрейфующей на север Балтии для этого времени охарактеризовано многочисленными палеомагнитными данными [Trench & Torsvik, 1991; Torsvik et al., 1991, 2003 и др.]. В это время Сибирь была в приэкваториальных широтах, большей частью в северных широтах, и значительных перемещений не испытывала.

390 млн. лет

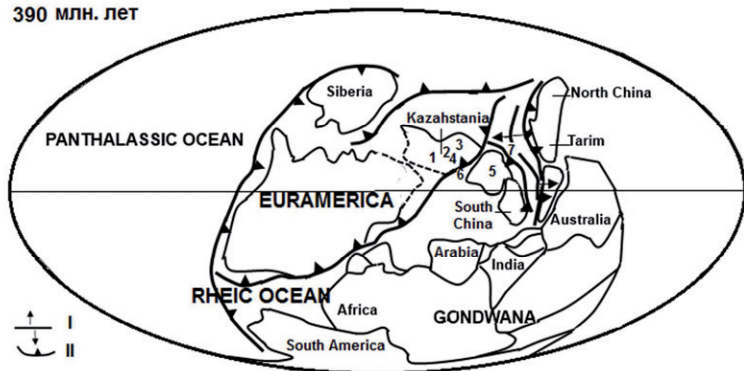


Рис. 8.3.22. Палинспастическая реконструкция Палеотетиса и континентальных блоков для раннего девона [Scotese, 1997] с изменениями и дополнениями автора. 5 – Атасу-Моштинская плита; 6 – Тектурмасская (аккреционная призма) зона субдукции; 7 – Итмуруды-Тюлькуламская (аккреционная призма) зона субдукции. Остальные условные обозначения на рис. 8.3.21.

По-видимому, одновременно восточнее Кокшетауского микроконтинента в приэкваториальной области активной континентальной окраины Гондваны в кембрии и ордовике формировался Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайский вулканоплутонический пояс и обрамляющие его структуры преддугового и задугового бассейнов, последний был тесно сопряжен с выходами Ерейментау-Ниязского кристаллического массива (рис. 8.3.11, 8.2.21). Эти две крупные структуры разделялись океаном, ряд исследователей эту часть палеоокеана выделяют в Палеоазиатский [Зоненшайн, Кузьмин 1993]. По-видимому, базальты района гор Балааркалык, имеющие некоторые геохимические черты сходства с океаническими базальтами, и ордовикские интенсивно конденсированные силициты, что находятся в пределах Богембай-Аркалыкской аккреционной призмы, можно рассматривать как обдущированные фрагменты коры Палеоазиатского океана.

В позднем ордовике разрозненные террейны будущего Казахстанского континента располагались, учитывая состав кораллов и брахиопод, в экваториальных широтах и своей юго-восточной стороной смотрели в сторону Южного Китая и Австралии.

Палеогеографическое распространение бентосной фауны, критический анализ палеомагнитных данных и состав вулканоплутонических комплексов палеозойского Центрального Казахстана дают основание заключить: 1) структуры Ишим-Кокшетауской плиты формировались в южных широтах у восточной окраины Балтии, 2) структуры Сарытауской и Атасу-Моинтинской плит формировались в южных широтах у приэкваториальной Гондваны.

Положение раннепалеозойского Казахстанского микроконтинента в раннем девоне в субтропических широтах Северного полушария на современных палинспатических реконструкциях, каких либо значительных дискуссий не вызывает [Scotese, 1997; Диденко, 1997; Куренков и др., 2002 и др.]. Однако в свете современных представлений о природе офиолитов Жонгаро-Балхашской складчатой области Центрального Казахстана эти границы требуют уточнений (рис. 8.3.22).

Как отмечалось ранее, раннепалеозойские структуры Центрального Казахстана к раннему девону составляли единую континентальную плиту, а вдоль ее южного края формировался Девонский вулканоплутонический пояс. Тектурмасская аккреционная призма (рис. 8.3.22 (б)) на этот период маркировала область схождения раннепалеозойских Сарыаркинской и Атасу-Моинтинской плит. Автор предполагает, что юго-восточнее Тектурмасской зоны субдукции располагалась Атасу-Моинтинская плита (рис. 8.3. 22(5)), которая с северо-востока ограничивалась Итмурунды-Тюлькуламской зоной субдукции, поглощающей океаническую кору малого океанического бассейна раскрывающегося между Северным Китаем и Атасу-Моинтинской плитой.

К позднему карбону Атасу-Моинтинская тектоническая плита становится составной частью вновь образованного Казахстанского континента (рис. 8.3.23), а вдоль его восточного края формировались структуры верхнепалеозойского Балхаш-Илийского вулканоплутонического пояса. На это время Итмуруды-Тюлькуламская аккреционная призма фиксирует область схождения Казахстанского и Северо-Китайского континентов.

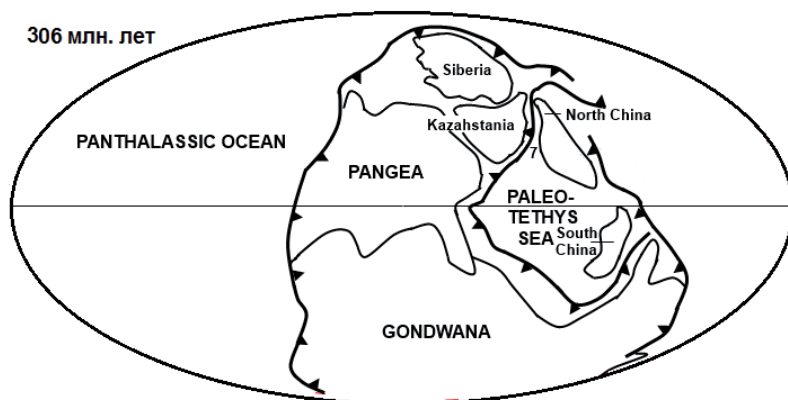


Рис. 8.3.23. Палинспастическая реконструкция Палеотетиса и континентальных блоков для позднего карбона [Scotese, 1997] с изменениями и дополнениями автора.

Условные обозначения см. на рис. 8.3.22.

Рассмотренные выше палинспастические схемы следует рассматривать как вспомогательные модели для объяснения возможной истории геологического развития Центрального Казахстана в палеозое.

Естественно, существует ряд несколько отличных палинспастических реконструкций [Porov et al., 2009; Xiao et al., 2010; Wilhem et al., 2012], однако они тоже не лишены противоречий. Общим для всех глобальных реконструкций является то, что казахстаниды в раннем палеозое располагались в приэкваториальных широтах.

Создание более правдоподобных палинспастических реконструкций Казахстана должно базироваться на данных современных палеомагнитных исследований, проведение которых необходимо включать в проекты по двухтысячному геологическому доизучению площадей.

ВМЕСТО ЗАКЛЮЧЕНИЯ

Автор настоящей монографии далек от мысли, что изучение офиолитов Центрального Казахстана завершено и проблемы их генезиса решены. Проведенные исследования только обозначили основные проблемы и выявили объекты, изучение которых позволит нам приблизиться к пониманию магматических процессов, протекающих над зонами субдукции на уровнях глубин, недоступных для изучения в актуалистических аналогах. К таким объектам, без сомнения, принадлежат разрезы офиолитового паравтохтона района урочища Караулчеку и аллохтона района гор Толпак и Тектурмас.

Особенно важно более тщательно исследовать состав долеритов офиолитового паравтохтона Караулчеку. Уникальность этих пород заключается в том, что они пока не обнаружены в составе других офиолитовых комплексов как в пределах покровно-складчатых областей континентов, так и в составе современных островодужных систем. Одним из проблематичных моментов надсубдукционных офиолитов урочища Караулчеку является возраст габброидов, в этой связи необходимо продолжить поиск цирконсодержащих пород.

Несомненно, важно продолжить изучение цирконов габброидов мафит-ультрамафитов спилит-офиолитов северных отрогов гор Толпак. Состав расплавных включений цирконов позволит определить природу магмы и термодинамические условия кристаллизации мантийных магм над зоной субдукции.

Учитывая крайне высокие концентрации циркония в суперплюмовых базальтах гряд Агырек, следует отобрать пробу на предмет обнаружения циркона, а также продолжить поиск конодонтов в яшмах, прослаивающих суперплюмовые базальты. Эти исследования целесообразно провести у западных склонов Агырекских гряд с целью наращивания информации в пределах объекта, где ранее был описан их стратотипический разрез.

Необходимо более детально изучить петрогеохимический состав высокотитанистых базальтов в пределах известных аккреционных призм Центрального Казахстана с целью установления, являются ли они производными обогащенной (U+Th/Pb) мантии, образованной впервые 1.5–2.0 млрд. лет назад, или они отвечают составам EM1, EM2. Эти данные позволят разрешить многолетний спор являлись ли геологические комплексы Центрального Казахстана в нижнем палеозое составной частью мирового Палеоазиатского океана или были малым океаническим бассейном, образовавшимся в процессе рифтогенеза континентальной коры.

Следует продолжить поиск слабо тектонически нарушенных блоков кремнистых пород, в пределах которых можно было бы провести послынные сборы конодонтов с целью обнаружения кембрийских и тремадокских уровней как в косгомбай-

ских силицитах, так и в кремнисто-терригенных отложениях в районе Агырекских гряд, Тортаульской долины и горы Итмуруды.

Сопоставительный анализ вулканогенных комплексов казахстанид показал, что вулканогенные породы Шынгыза и Предшынгызья слабо изучены геохимически. В этой связи следует провести детальные петрогеохимические исследования в междуречье Самсы-Баканас-Арсалан Юго-Западного Предшынгызья, где сконцентрированы основные фрагменты нижнепалеозойских вулканогенных комплексов.

Структуры Ерейментау-Ниязского кристаллического массива, где локализуются ультрамафиты кортландит-норит-плагиогранитового комплекса, благоприятны для обнаружения платинового оруденения. В южной части кристаллического массива целесообразно провести комплексные поисково-съёмочные работы.

В пределах тюретайского дунит-пироксенит-габброидного комплекса следует продолжить поиски коренного источника платиноидов, известных в визейских титаномагнетитовых песчаниках северного Прибалхашья [Русаков, Бурдуков, 1957].

Необходимо заняться созданием единого геохимического банка данных, куда бы вошли результаты исследований редкоземельных элементов и изотопных отношений не только пород, но и их породообразующих и аксессуарных минералов по типовым офиолитовым массивам Казахстана.

В отсутствие единой точки зрения на положение структур Центрального Казахстана на палинспастических реконструкциях необходимо продолжить палеомагнитные исследования нижнепалеозойских осадочных и вулканогенных отложений, используя при этом современные методы палеомагнетизма, разработанные российскими и немецкими учеными.

В заключение хотел бы поблагодарить коллег, нашедших время познакомиться с моей монографией, и надеюсь, что опубликованные в ней материалы будут использованы при дальнейших исследованиях офиолитов, а также при разработке современных геодинамических моделей развития Центрального Казахстана.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдеев А.В.** Геология офиолитовых зон Казахстана: Автореферат дис. д-р. геол.- мин. наук. Новосибирск. 1986. 32 с.
- Авдеев А.В., Халилов В.А., Селевостров К.В. и др.** Новые данные по геохронологии метаморфических и магматических образований Южного Казахстана // Геология и разведка недр Казахстана. 1995. №4. С. 2–6.
- Авдейко Г.П., Пономарев Г.П., Скрипко К.А.** К проблеме петрогенезиса спилитов и родственных им пород // Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М.: Н., 1977. С.123–133.
- Авдейко Г.П. и Палуева А.А.** Геодинамические условия магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Вулканология и геодинамика: Материалы симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2003. С. 164–169.
- Антоненко А.А., Герцен Л.Е., Левин В.Л., Омарбекова А., Павлов З.Н.** Форма нахождения элементов-примесей в рудах медно-никелевого месторождения Камкор // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2009. №4. С. 28–35.
- Антонюк Р.М.** Вулканогенно-кремнистые формации Центрального Казахстана // Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 152–160.
- Антонюк Р.М.** Океаническая кора эвгеосинклинальной области востока Центрального Казахстана // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М. 1974.
- Антонюк Р.М.** Раннегеосинклинальные магматические формации палеозоя Центрального Казахстана. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол. 1976. №4.
- Антонюк Р.М., Евсеев Р.Д., Степанец В.Г., Гранки М.С., Мальченко Е.Г.** Геодинамическая карта Казахстана. Серия Центрально-Казахстанская. М. 1: 1500000. 1995. 251 с.
- Антонюк Р.М. и Васюков Ю.А.** Геодинамика зоны сочленения Чингиз-Тарбагатайской и Иртыш-Зайсанской складчатых областей // Геонауки в Казахстане. МГК-32. Доклады казахстанских геологов. 2003. С. 66–72.
- Антонюк Р.М., Евсеев Р.Д., Хамзин Б.С, Исмаилов Х.К., Выползов В.Л. Маслова И.Г.** Офиолитовые комплексы Центрального Казахстана // Геология и охрана недр. 2009. С. 36–45.
- Антонюк Р.М., Маслова И.Г., Мухтаров Ж.М.** Тектурмасский офиолитовый пояс: строение, возраст, геодинамика. Материалы Международной научно-практической конференции «Геология, минералогия и перспективы развития минерально-сырьевых ресурсов Республики Казахстан», посвященной 75-летию Института Геологических Наук им. К.И. Сатпаева. Алматы. 2015. С. 7–28.
- Афоничев. Н.А.** О возрасте ургынжальской серии Центрального Казахстана Изв. АН Каз. ССР, сер. геол. 1976. №5.
- Базылев Б.А.** Составы клинопироксена и шпинелида реститовых гипербазитов как индикаторы условий генерации и состава сопряженных первичных мантийных магм // Геохимия. 1995. N7. С. 915–924.
- Базылев Б.А.** Петрология и геохимия океанических и альпинотипных перидотитов в связи с проблемой эволюции мантийного вещества: Дис. ... д-р. геол.- мин. наук, ГЕОХИ РАН, М., 2003. <http://students.web.ru/db/msg.html?mid=1171521&s=121100000>
- Бандалетов С.М.** Силур Казахстана. Алма-Ата: Наука КазССР. 1969. 155 с.
- Барабоскин Е.Ю., Читалин А.Ф.** Строение условия образования нурчкенской толщи Тектурмасского антиклинория. Вестник МГУ, сер. геол, №1. 1989. С. 34–44.
- Баркер Ф., Эварт А., Арт Дж.Г. и др.** Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. – М.: Мир, 1983. – 488 с.
- Беспалов В.Ф.** Система тектонических покровов Казахстана // Геотектоника. 1980. №2. С. 78–94.
- Беспалов В.Ф.** Офиолиты Казахстана (распространение и тектоника) // Изв. АН КазССР, Сер. геол. 1982. № 3. С. 1–9.

- Бесстрашнов В.М., Герасимова Н.А., Герман Л.Л., Новикова М.З., Степанец В.Г.** Особенности строения нижнепалеозойских комплексов Тектурмасского и Майкаин-Кызылтасского районов // Тезисы докл. XXI Всес. тект. совещ. М., 1988. С. 14–15.
- Бетехтин А.Г.** Минералогия. М.: ГИГЛ. 1950. 956 с.
- Богданов А.А.** Новые данные о геологическом строении южной и западной окраин Карагандинского бассейна. Изд. АН СССР, сер. геол. 1939. №4.
- Беспалов В.Ф.** Тектонические покровы в Центральном Казахстане. ДАН СССР. Т. 227. № 3. 1976. С. 676–680.
- Беспалов В.Ф.** Система тектонических покровов Казахстана // Геотектоника. №2. 1980. С. 78–94.
- Богданов А.А.** Новые данные по геологии докембрийских и палеозойских отложений Атасуйского района (Ц. Казахстан) // Советская геология. 1955. Сб. № 48.
- Борукаев Р.А.** Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Ц. Казахстана (Сары-Арка). М.: 1955. 255 с.
- Буш В.А., Дмитриев В.К., Филатова Н.И.** // Геотектоника. 1968. №3. С. 35–48.
- Войтович В.С.** Природа Джунгарского глубинного разлома. М.: Наука. 1969. 192 с.
- Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Золоев К.К. и др.** Малосульфидное платинометалльное оруденение в ультрамафитах Волковского массива (Средний Урал) // Ежегодник-1995 Ин-та геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург. 1996. С. 135–140.
- Высоцкий С.В., Щека С.С., Тсуджигори Т.** Бонинит-офиолитовые комплексы – специфические образования энсиматических островодужных систем // Геодинамика и металлогения. Владивосток, 1999. С. 112–128.
- Высоцкий С.В., Говоров Г.И., Кемкин И.В., Сапин В.И.** Бонинит-офиолитовая ассоциация Восточного Сахалина: геология и некоторые особенности петрогенезиса // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 6. С. 3–15.
- Геологический словарь.** М.: Изд-во «Недра». 1978. Т.2. 456 с.
- Геологическая карта Казахской ССР.** Масштаб 1: 500 000. Серия Центрально-Казахстанская. Объяснительная записка. А-А., 1981. 324с.
- Геологическая карта Казахстана** масштаба 1:1 000 000. Редактор: Г.Р. Бекжанов. 1996. 10 листов.
- Геология окраинных бассейнов:** Пер. с англ./ Под ред. Б.П. Кокелаара, М. Ф. Хауэлса. М.: Мир, 1987. 464 с.
- Геология СССР.** Том XX. Центральный Казахстан. Геологическое описание. Книга 1. М.: Недра. 1972, 532 с.
- Геология СССР.** Том XX. Центральный Казахстан. Геологическое описание. Книга 2. М.: Недра. 1972, 380 с.
- Гендлер В.Е.** О гипербазитах гор Текели // Вести. АН КазССР. 1958. №10. С. 80–84.
- Герасимова Н.А. и др.** О возрасте кремнисто-терригенного комплекса Атасуйского антиклинория (Центральный Казахстан) // ДАН СССР. 1977. Т. 255, № 1.
- Герасимова Н.А., Новикова М.З., Курковская А.А.** Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Тектурмасского офиолитового пояса // Бил. МОИП, Отд. геолог. Т. 67. Вып. 3. 1992. С.60–76.
- Герман Л.Л.** Продукты кристаллизации остаточных расплавов при фракционировании базальтовой магмы в офиолитах Тектурмаса (Центральный Казахстан). Тез. докл. IV Каз. петрографического совещания. Караганда. 1988. С. 36.
- Герман Л.Л., Рязанцев А.В.** Микрогаббровая зона в офиолитовых массивах и проблема родоначальной магмы. Вестник МГУ, сер. геол. №5. 1988. С.71–75.
- Глинка Н.Л.** Общая химия. Л.: Химия, 1974. 360 с.
- Головко А.В.** Хромшпинелиды из алмазонасных лампроитов и лампрофиров гор Букантау (Узбекистан) // Минералогический журнал. 2006.28. №4. С.5–20.
- Гридина Н.М., Машкова Т.В.** Конодонты в кремнисто-терригенных толщах Атасуйского антиклинория // Изд. АН СССР, сер. геол. 1977. С.12–18.

- Гридина Н.М.** Конодонты в кремнистых отложениях северо-востока Центрального Казахстана // Геонауки в Казахстане. МГК-32. Доклады казахстанских геологов. 2003. С. 135–140.
- Гридина Н.М., Магретова Л.И., Евсеенко Р.Д.** К вопросу о расчленении стратотипического разреза сарыбиданкской свиты нижнего-среднего ордовика (северо-востока Центрального Казахстана) // Геология и охрана недр, КазГЕО. 2004 (10). № 1. С. 22–26.
- Гришин Д.В., Диденко А.Н., Печерский Д.М., Турманидзе Т.Л.** Палеомагнитное и петромагнитное изучение палеоокеанической литосферы (на примере фанерозойских офиолитов Азии) // Палеомагнетизм и Палеогеодинамика территории СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 135–149.
- Двойнин В.В., Газизова К.С.** Месторождение Тесиктас // Металлогения Казахстана. Месторождения руд меди. Алма-Ата: Наука, 1978. С.37–40.
- Двойченко Н.К. и Абоимова Г.П.** Конодонты и биостратиграфия вулканогенно-кремнистых толщ палеозоя Ц. Казахстана // Труды Института геологии и геофизики. Новосибирск: Наука, 1982. С. 160–177.
- Дегтярев К.Е., Ступак А.Ф., Якубчук А.С.** Девонские офиолиты Джунгарского Алатау // Доклады Академии Наук, 1993, том 333, №1. С. 63–65.
- Дегтярев К.Е.** Тектоническая эволюция раннепалеозойской окраины в Казахстане. М. Наука, 1999. 119с.
- Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В.** Кембрийская коллизия дуга-континент в палеозоидах Казахстана // Геодинамика. 2007. № 1. С.71–96.
- Дегтярёв К.Е.** Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана // Труды ГИН РАН. вып. 602. – М.: ГЕОС, 2012. 289 с.
- Диденко А.Н.** Палеомагнетизм и геодинамическая эволюция Урало-Монгольского складчатого пояса: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. М.: ОИФЗ РАН, 1997. 52с.
- Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.И., Кривенко А.П., Кутolini В.А.** Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971.
- Добрецов Н.Л.** Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200с.
- Дмитриев Л.В., Соколов С.Ю., Мелсон В.Г., О'Хири.** Плюмовая и спредингвая ассоциация базальтов и их отражение в петрологических и геофизических параметрах северной части Срединно-Атлантического хребта // Российский журнал наук о Земле. 1999. 1. (6). С. 457–476.
- Дубинина С.В.** Зональная стратиграфия пограничных отложений кембрия и ордовика Казахстана по конодонтам. Автореф. дис... геол.- мин. наук. Москва. 1990. 24 с.
- Ергалиев Г.Х., Мясников А.К., Никитин И.Ф. и др.** Новые данные по палеозою Семипалатинского полигона // Геология Казахстана, 1998. № 4. С. 11–32.
- Еремин Н.И., Дергачев А.Л., Сергеева Н.Е., Позднякова Н.В.** Типы колчеданных месторождений вулканических ассоциаций // Вестник ОГГГН РАН. №4 (10)' 99. http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/4-99/kolchedan.htm#begin
- Ермаков В.А.** Геологические модели формирования эпиконтинентальных впадин задуговых бассейнов. Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. Вестник ОГГГН РАН. С.175–193.
URL:http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/199/ermakov.htm#begin
- Ермолов П.В., Степанец В.Г., Сеитов Н.** Офиолиты Казахстана // Путеводитель экскурсии международного рабочего совещания по проекту 2:“Офиолиты“, Караганда: УТ «Офсет». 1990. 67 с.
- Ермолов П.В.** Новый взгляд на происхождение офиолитовых поясов Казахстана // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2008. № 1. С. 76–85.
- Ермолов П.В., Жолтаев Г.Ж., Жаутиков Т.М.** Геология и металлогения Казахстана с позиций современных научных концепций // Известия НАН РК. Серия геология и технических наук. 2011. №2. С. 4–16.

- Ермолов П.В.** Актуальные проблемы изотопной геологии и металлогении Казахстана. Караганда, 2013. 222с.
- Жаутиков Т.М. и Полянский Н.В.** К вопросу о стратиграфии основного разреза Чингиз-Тарбагатайского антиклинория // Док. АН СССР. 1972. Т. 204. № 1.
- Жаутиков Т.М. и др.** Новые данные об археоциатах нижнего кембрия хребта Чингиз // Стратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия СССР. Новосибирск, 1976. Вып.286. С. 127–141.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.** Палеогеодинамика. М., Наука. 1993. С.146–162.
- Зайцев Ю.А.** Некоторые аспекты геологической истории области палеозойской складчатости Казахстана. Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука. 1977. С. 19–46.
- Зайцев Ю.А.** Эволюция геосинклиналей (овальный концентрически зональный тип). М.: Недра. 1984. 208 с.
- Зайцев Ю.А.** Мантийные гипербазитовые валы особый тип геосинклинальных глубинных структур в палеозоидах эвгеосинклиналях Казахстана. Материалы по геологии Центрального Казахстана. Т. XIX. Из-во МГУ.1980. С. 140–182.
- Звонцов В.С.** Кремнисто-спилитовая формация Тектурмасского антиклинория. Труды ИГН Каз.ССР. Т.24. 1967. С.11–25.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натапов Л. М.** Тектоника литосферных плит территории СССР, Недра, М.: 1990, книга 1. –326 с.; книга 2. –334 с.
- Ившин Н.К.** Новые стратиграфические и фаунистические данные по раннему кембрию и позднему докембрию Ц. Казахстана и Тянь-Шаня. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 200–203.
- Ившин Н.К.** Биостратиграфия и трилобиты нижнего кембрия Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1978. 107с.
- Изох А.Э., Вишневецкий А.В., Поляков Г.В. и др.** Ургэнурская платиноносная вулканоплутоническая пикрит-базальтовая ассоциация Монгольского Алтая – индикатор кембрийско-ордовикской крупной изверженной провинции // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 665–681.
- Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений //** Отв. ред. Л. Н. Овчинников. М.: Недра, 1983. 191 с.
- Кадик А.А. и Луканин О.А.** Дегазация верхней мантии при плавлении. М.: Наука. 1986. 96 с.
- Карта полезных ископаемых СССР** масштаба 1:200 000. Серия Джунгарская. L – 44 – XV. Авторы: В.Е. Гендлер, И.И. Сонин, Е.В. Лисовская. Редактор В.П. Поникаров. 1959. 1 лист.
- Квятковский А.Р.** Геология и полезные ископаемые Шидерты-Экибастузкого габбро-перидотитового пояса: Автореф. дис... геол.- мин. наук. Л. 1973. 17с.
- Колман Р.Г.** Офиолиты. М.: Мир. 1979. 262 с.
- Кузнецов И.Е.** Ультрабазиты Тектурмасского антиклинория. Проблемы геологии Казахстана. Кн.1. Из-во МГУ. 1980. С. 122–139.
- Кокс А., Харт Р.** Тектоника плит. — М.: Мир, 1989. 427 с.
- Книпер А.Л.** История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа // Ан СССР, Геодинамика. 1971. № 6. С. 87–100
- Книпер А.Л.** Офикальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное становление офиолитовых комплексов // Геотектоника. 1978. № 2. С. 50–66.
- Конева С.П.** Стенотеконды и беззамковые брахиоподы нижнего и низов среднего кембрия Ц. Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1979. 124с.
- Копятевич Р.А., Конева С.П., Назаров Б.Б.** К вопросу о возрасте и стратиграфическом положении яшмоидов гор Ушкызыл // Допалеозой и палеозой Казахстана. Алта-Ата, 1974. Т.1. С. 116–117.
- Коробкин В.В. и Смирнов А.В.** Палеозойская тектоника и геодинамика вулканических дуг Северного Казахстана // Геология и геофизика. 2006, Т. 47. № 4. С. 462–474

- Короновский Н.В., Якушева А.Ф.** Основы геологии: Учеб. для географ. спец. вузов. М.: Высш.шк.. 1991. 416 с.
- Кузнецов И. Е., Якубчук А.С., Новикова М.З. Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А.** Геодинамика палеоспрединга. М., 2002. 294 с.
- Курковская Л.А.** Комплекс конодонтов из кремнистых и вулканогенных отложений ордовика Центрального Казахстана // Геология раннегеосинклиналиных комплексов Ц. Казахстана / МГУ. Москва. 1985. С. 164–177.
- Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Сахьянов Л.О.** Платинометалльная минерализация зональных ультраосновных и коматитовых массивов. Л.: Недра, 1992. 217 с.
- Лучицкая М.В.** Тоналит-трондjemитовые интрузивные комплексы Корякско-Камчатского региона (геология, геодинамика). Автореф. дис. канд. геол.- мин. наук. М., 1998.
- <http://students.web.ru/db/msg.html?mid=1171514&s=121100000>
- Магматические горные породы.** Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. 507с.
- Магматические комплексы** Центрального Казахстана. Путеводитель экскурсии IV Казахстанского петрографического совещания. Караганда, 1988. 62 с.
- Магретова Л.И.** Магматизм и минералогия зон сочленения Ерментауского и Бозшакольского антиклинориев (Северо-Востока Центрального Казахстана): Автореф. дис... канд. геол.- мин. наук. АН РК. Алматы, 1999. 24. с.
- Магретова Л.И.** Особенности магматизма раннепалеозойского задугового бассейна (северо-восток Центрального Казахстана) // Вулканизм и геодинамика: Материалы II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. С. 295–298.
- Маракушев А.А.** Магматические замещение и его петрогенетическая роль // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1987. Вып. XIV. С. 24–38.
- Маркова Н.Г. Закономерности размещения разновозрастных складчатых зон на примере Центрального Казахстана. В кн: Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964.
- Миронов Ю.В.** Соотношение титана и калия в базальтах как индикатор тектоноических обстановок // ДАН СССР. 1990. Т. 314. № 6. С. 1484-1487.
- Михайлов Н.П., Москалева В.Н.** Альпинотипные ультраосновные интрузии // В кн. Геология СССР. Т. XX. Москва. 1972.
- Миясиро А., Акши К., Шенгер А.** Орогенез. М., 1985. 285 с.
- Назаров Б.Б.** Радиоларии нижнего – среднего палеозоя Казахстана. Москва. 1975. 201 с.
- Никитин И.Ф.** Ордовик Казахстана. Ч. 1. Алма-Ата: Наука КазССР, 1972. 242 с.
- Никитин И.Ф., Жилкайдаров А.М., Фрид Н.М.** Ордовикские кремнисто-базальтовые комплексы Юго-Западного Предчингизья // Изв. АН РК. Сер. геол. 1992. № 4. С. 57–70.
- Никитин И.Ф., Гридина Н.М., Жилкайдаров А.М., Степанец В.Г.** О возрасте кувской свиты и районирование ордовикских отложений Западного Предчингизья // Геология Казахстана, 1995. №2. С. 32–41.
- Никитин И.Ф.** Ордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы Казахстана // Геология и геофизика, 2002. Т. 43. С. 512–527.
- Новикова М.З., Герман Л.Л., Кузнецов И.Е., Якубчук А.С.** Офиолиты Тектурмасской зоны // Магматизм и рудоносность Казахстана. Алма-Ата: Гылым. 1991. С. 92–102.
- Новикова М.З., Герасимова Н.А., Дубинина С.В.** Конодонты из вулканогенно-кремнистого комплекса Северного Прибалхашья // Докл. АН СССР, 1983, т. 271, № 6. С. 1449–1451.
- Новикова М.З., Герман Л.Л., Кузнецов И.Е., Якубчук А.С.** Офиолиты Тектурмасской зоны // Магматизм и рудоносность Казахстана. Алма-Ата: Гылым. 1991. С. 92–102.
- Новикова М.З., Герасимова Н.А., Курковская Л.А., Степанец В.Г., Якубчук А.С.** Стратиграфия нижнепалеозойских вулканических толщ Майкаин-Кызылтасского офиолитового комплекса (Центральный Казахстан) // БЮЛ. МОИП, отд. геол. 1993. Т. 68. Вып. 6. С. 47–63.

- Объяснительная записка**, Геологическая карта Казахской ССР. Масштаба 1: 500 000. Серия Центрально-Казахстанская, Алма-Ата, 1981. 325 с.
- Октябрьский Р.А., Ленников А.М., Шнай Г.К., Залищак Б.Л., Москаленко Е.Ю., Рахматуллин А.А., Щека Г.Г., Щека С.С.** Хромшпинелиды платиноносного Инаглинского щелочно-ультраосновного массива (Север Центральной части Алданского щита) // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука. 2001. Т. 2. С.233–257.
- Оюунчимэг Т.У.** Урэгнурская пикрит-базальтовая вулканоплутоническая ассоциация (Западная Монголия). Автореф. дис... к. г-м. наук. Новосибирск 2009. 20с.
- Павлов Н.В.** Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Тр. Института геол. наук АН СССР. Вып. 103. Серия рудных месторождений. № 13. 1949. С. 10–35.
- Паталаха Е.И. и Белый В.А.** Офиолиты Северного Прибалхашья: аллохтон или автохтон // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1977. № 2. С. 1–19.
- Пейве А.В.** Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника, № 4. 1969. С. 5–23.
- Перфильев А.С. и Румянцев С.В.** Структурная эволюция габбро-гипербазитового комплекса складчатых поясов // Проблемы петрологии гипербазитов складчатых поясов. М.: Наука, 1973. С. 18–32.
- Перфильев А.С., Румянцев С.В., Куренков С.А.** Особенности развития зон спрединга в современных и палеоокеанических структурах // Геотектоника. 1985. № 5. С. 19–33.
- Петрография** Центрального Казахстана. Т. 1. Интрузивные формации основных и ультраосновных пород / Ред. Н.П. Михайлов. М.: Недра, 1971. 360 с.
- Печерский Д.М., Диденко А.Н.** Палеоазиатский океан: Петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН. 1995. 298 с.
- Пирс Дж. А., Линшард Дж. С., Робертс С.** Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134–165.
- Пупышев Н.А.** Стратиграфия силура верховьев рек Жаман-Сарысу и Шерубай-Нура // Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, 1974. Т. 1. С. 248–250.
- Пуртов В.К.** Высокотемпературный метасоматоз и гранитизация пород базальтового состава в хлоридном растворе. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 140 с.
- Решение III Казахстанского стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою.** Ч.1. Докембрий и палеозой. Алма-Ата, 1991. 147 с.
- Рингвуд А.Е.** Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
- Русаков М.П., Бурдуков Г.П.** Известия АН КазССР. Сер. геол. Вып. 1 (26), 46 (1957).
- Рязанцев А.В. и Румянцева Г.Ю.** Ордовикские олистостромы Оленти-Шидертинского района (северо-восток Ц. Казахстана) // Бюл. МОИП, отд. геол. 1987. Т. 62. Вып. 4. С. 42–52.
- Свяжина И.А., Пучков В.Н., Иванов К.С., Петров Г.А.** Палеомагнетизм ордовика Урала. Екатеринбург: УрОРАН, 2003. 130 с.
- Сейтов Н.С.** Тектоника плит и офиолитовые зоны Казахстана (принципы умеренного мобилизма). Алма-Ата, 1988. 112с.
- Сейтов Н.С.** Тектоника плит: возможные истоки и особенности проявления (по материалам офиолитовых зон Казахстана). Алма-Ата: Гылым, 1992. 200 с.
- Селянгин О.Б.** Новые данные о строении и эволюции никеленосного интрузива Кувалорог, Южная Камчатка // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. №1 (9). С. 111–126.
- Селянгин О.Б.** О тектонической позиции никеленосных интрузивов Срединно-Камчатского массива // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. №13. С. 123–138.
- Сидоров М.Д. и Степанов В. А.** Геофизические поля и никеленосность камчатского срединного массива, // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. №2. С. 140–150.
- Сидоров Е.Г. и Осипенко А.Б.** Геохимическая трансформация гипербазитовых включений в лавах вулканического центра Рыцарь, п-ов Озерной, В. Камчатка // Вулканизм и

геодинамика: Материалы II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: УрОРАН, 2003. С. 415–420.

Сидоров Е.Г. Платиноносность базит-гипербазитовых комплексов Коряжско-Камчатского региона: Автореф. дис. ...докт. геол.-минерал. наук. Петропав.-Камчат., 2009. 46 с.

Симакин А.Г. и др. Кристаллизация амфибола из водонасыщенного по экспериментальным данным при $P=2$ кбар // Петрология. 2009. №17 (6). С. 1–16.

Симакин А.Г., Закревская О.Ю., Салова Т.П. Оценка условий кристаллизации кортландитов Камчатки по составам амфиболов // Вестник ОНЗ РАН. 2012. 4. NZ9001, doi:10.2205/2012NZ_ASEMPG.

Симонов В.А. Петрология офиолитов. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.

Симонов В.А., Гаськов И.В., Ковязин С.В., Борисенко А.С. Геохимические особенности кислых расплавов на колчеданном месторождении Юбилейное (Рудный Алтай) // Месторождения древних и современных океанов-2005. Т. 1. Миасс: УрО РАН, 2005. С. 151–157.

Соколов С.Д. Эволюционная модель активных окраин Тихого океана. В сб.: Тектоника Азии. М.: ГЕОС, 1997. С. 204–206.

Соловьев А.В., Бриддон М.Т., Леднева Г.В., Гарвер Д.И. Ансамбли структурных парагенезов в сложно построенных зонах аккреций. В сб.: Структурные парагенезы и их ансамбли. М.: ГЕОС, 1997. С. 161–163.

Соловьев А.В., Шапиро М.Н., Гарвер Д.И. Оценка скорости формирования коллизионного надвига по данным изотопного датирования (Лесновский надвиг, Северная Камчатка). В сб.: Тектоника Неогей: общие и региональные аспекты. Т. 2. М.: ГЕОС, 2001. С. 211–214.

Сондерс А.Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах. Геология окраинных бассейнов. Москва: Мир. 1987. С. 102–133.

Соболев А. В. Проблемы происхождения и эволюции мантийных магм: Дисс... докт. г.-м.н. / ГЕОХИ РАН, Москва. 1997. 300 с.

Степанец В.Г. и Гранкин М.С. Офиолиты Майкан-Кызылтасской шовной зоны (Северо-Востока Центрального Казахстана) // Тез. Док. III Каз. Петрограф. Совещ. Общие вопросы магматизма и метаморфизма. А-А.: Наука КазССР, 1984. С. 110.

Степанец В.Г. Два типа офиолитовых ассоциаций северо-востока Центрального Казахстана // Петрология и минералогия Казахстана: Тез. док. А-Ата, 1988. С.78–81.

Степанец В.Г. Проблема офиолитовых террейнов Казахстана // Офиолиты Казахстана. Путеводитель экскурсии международного рабочего совещания по проекту 2 «Офиолиты». Караганда, 1990. С. 50–65.

Степанец В.Г. Петрология и геологическая позиция офиолитов Северо-Востока Ц. Казахстана: Диссертация канд. геол.- мин. наук / ИГН АН РК. Алма-Ата. 1992. 325 с.

Степанец В.Г., Гридина Н.М., Коник В.Е. Верхнеордовикские олистостромы и стратиграфия вулканогенно-кремнистых комплексов гор Агырек и Косгомбай (Центральный Казахстан) // Геология Казахстана. №1. 1998. С.12–23.

Степанец В.Г. Петро-геохимическая характеристика надсубдукционных офиолитов массива Караулчеку (Центральный Казахстан) // 7-я Международная конференция по тектонике плит им. Л. П. Зоненшайна: Тез. докл. Москва, 2001. С. 69–70.

Степанец В.Г. и Кеммер А.Г. Петролого-геохимические аспекты надсубдукционных и рифтогенных офиолитов Центрального Казахстана (на примере офиолитовых массивов Караулчеку и Толпак) / Международная научная конференция Рифты литосферы // Материалы международной научной конференции. Екатеринбург, 2002. С. 246–249.

Степанец В.Г. Хлорирование астеносферной мантии – природа спилитовых магм над зонами высокоскоростной субдукции // Материалы II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003а. С. 433–438.

Степанец В.Г. и Кеммер А.Г. Магматизм Шакшанского задугового спредингового вулканизма каледонид северо-востока Центрального Казахстана // Материалы II Всероссийский

ского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2003. С. 321–326.

Степанец В.Г. Хлорирование астеносферной мантии: возможная природа низких концентраций Ni, Co, Cr, V, Sc вулканитов задуговых бассейнов // Металлогения древних и современных океанов – 2005. Миасс: ИМин УрО РАН, 2005. С. 27–31.

Степанец В.Г. Происхождение флюидов хлора и спилитовых магм над зонами субдукции // Уральский геологический журнал, 2008а, № 3 (63). С.3–18.

Степанец В.Г. Офиолиты северо-востока Центрального Казахстана. Нордерштгедт: БОД, 2008б. 172с.

Степанец В.Г., Ермолов П.Е. Изотопные датировки и генезис цирконов мафит-ультрамафитов спилит-офиолитов (на примере гор Толпак Центрального Казахстана) // Проблемы минералогии, петрографии и минералогии. Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского. Сборник научных статей / Пермский ун-т. Пермь, 2008. Вып. 11. С. 170–176.

Степанец В.Г. Тектоника, геохимия и генезис лланвирнских суперплумов офиолитов Казахстана // Известия НАН РК, Серия геологическая. 2008в. №б. С. 30–38.

Степанец В.Г. и Антоноук Р.М. Тектоническое положение и магматическая эволюция вулканитов Майкаинского района // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2009. № 4 (420). С.10–20.

Степанец В. Г. и Гридина Н. М. Верхнеордовикские олистостромы гор Агырек и Костомбай и проблемы корреляции нижнепалеозойских осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов Центрального Казахстана //Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Том 19. № 5. С. 3–15.

Степанец В.Г. и Антоноук Р.М. Магматизм и оруденение Майкаинского сиалического бассейна Южной Гондваны (Центральный Казахстан) // Металлогения древних и современных океанов – 2008. Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. С. 53–57.

Степанец В.Г., Антоноук Р.М., Кряжева Т.В. Раннепалеозойские офиолиты Агырек-Арсаланской аккреционной призмы северо-востока Центрального Казахстана // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2011. № 5. С. 5–27.

Степанец В.Г. Клинопироксены и шпинелиды как петрогенетические индикаторы над-субдукционных офиолитов северо-востока Центрального Казахстана // Отечественная геология. 2012. № 4. С. 40–48.

Степанец В.Г., Антоноук Р.М., Кряжева Т.В., Марченко И.А. Раннепалеозойские над-субдукционные офиолиты Агырек-Арсаланской аккреционной призмы Северо-Востока Центрального Казахстана //Горно-геологический журнал. № 1-2. 2012. С. 25–52.

Степанец В.Г. Геология и геодинамика офиолитов Центрального Казахстана. КГТУ. Караганда. 2015а. 362 с.

Степанец В.Г. «Офиолиты» нижнего палеозоя Северного Прибалхашья не отражают состав океанической коры геологического прошлого. Известия НАН РК. Серия геологии и технических наук, №5. 2015б. С. 5–29.

Суворов А.И. Новые данные о строении Тектурмасской зоны (Центральный Казахстан). ДАН СССР. Т. 213. №3. 1973. С. 677–680.

Суцеская Н.М., Дмитриев Л.В., Соболев А.В. Петрохимический критерий классификации закалочных стекол океанских толеитов / ДАН СССР. 268. (6), 1983. С. 1475–1477.

Тажиаева П.Т. и Пономарев Д.В. Коры выветривания ультраосновных пород Казахстана и полезные ископаемые. А-Ата: Наука, 1980. 204 с.

Тевелев А.В., Бесстрашнов Н.А., Герасимова О.В., Миневрин О.В., Новикова М.З. Стратиграфия нижнего-среднего палеозоя Жаман-Сарысуейского мегаблока (Центральный Казахстан) // БЮЛ. МОИП, отд. геол. 2003. Т. 78. Вып. 2. С. 25–39.

Тектоника Казахстана. Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана масштаба 1: 2 500 000 // Под ред. А. В. Пейве и А. А. Моссаковского. М.: Наука, 1982. 139 с.

Титаева Н.А. Геохимия изотопов радиоактивных элементов (U, Th, Ra): Автореф. дис... докт. г.-м.н. М., 2002.

<http://students.web.ru/db/msg.html?mid=1171496&s=121100000>

Толмачева Т.Ю. Пелагические конодонты позднего кембрия и раннего ордовика Ц. Казахстана: Автореф. дис... С.-Петербург. 1996. 23 с.

Трусова И.Ф. Нижнепалеозойские ультраосновные и основные породы Ц. Казахстана // Тр. ГИН АН СССР. Сер.27. Вып. 92. 1948. 106 с.

Турманидзе Т.Л., Гришин Д.М., Печерский Д.М., Степанец В.Г. Палеомагнитная информация об ордовикских офиолитах из аллохтонных массивов Караулчеку, Толпак и Базарбай (Центральный Казахстан) // Геодинамика. № 4. 1991.С. 54–69.

Ультраосновные породы. Магм. горные породы. Т. 5. М.: Наука, 1988. 508 с.

Филимонова Л.Е. О сульфидах никеля из медно-никелевого месторождения Камкор // Тр. ИГН им. К.И. Сагпаева, 1966. Т. 15. С. 71–81.

Хаин В.Е. История и методология геологических наук / В.Е. Хаин, А.Г. Рябухин, А.А. Наймарк. – М.: Издат. центр «Академия», 2008. – 416 с.

Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики: учебник. – 2-е изд., испр. и доп. – М.: Изд-во «КДУ», 2005. – 560 с.

Харленд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин П.Г., Пиктон К.А. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1984. 140 с.

Хераскова Т.Н. Структурные связи Казахстана и Тянь-Шаня в конце рифея-раннем кембрии // Проблемы геологии Урало-Монгольского пояса. М., 1999.

Хераскова Т.Н. Геодинамика и палеогеография в Палеоазиатском океане и на его окраинах в венде-раннем кембрии // Тектоника Азии. Тезисы совещания. М.: Гео., 1997. С. 243–245

Хромых Б.Ф. Новые данные о венд-раннепалеозойском развитии и металлогении Бошекульского рудного района // Изв. АН. КазССР. Сер. геол. 1986. № 6. С. 20–34.

Чашухин И.С., Вотяков С.Л. Ультрамафиты Алапаевского массива (Средний Урал): петрология, геохимия, хромитоносность // Литосфера, 2012. № 4. С. 140–157.

Четверикова Н.П. Стратиграфия и фауна силурийских и нижнедевонских отложений Нуринаского синклинория. Материалы Центрального Казахстана. Т. VI. 1966. 255 с.

Четвериков С.Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. – М.: Госгеолтехиздат, 1956. 246 с.

Чуб А.В., Добрынин А.И., Фомин А.В., Дробот Д.В., Цурика А.А. Хлорирование ферронобия // Цветная металлургия. Известия ВУЗ. 2000. № 3. С. 23–34.

Чурикова Т., Дорендорф Ф., Вёрнер Г. Природа геохимической зональности вкост простирания Камчатской островной дуги // Геодинамика и вулканология Курило-Камчатской островодужной системы. П-К., 2001. С. 173–190.

Цай Д.Т., Никитин И.Ф., Аполлонов М.К., Попов Л.Е., Толмачева Т.Ю. О возрасте вулканогенно-кремнистых толщ Кокчетавского и Шатского массивов и их обрамления // Геология Казахстана. Вып. 2. 2001. С. 4–12.

Щебуняев М.П., Аракелянц М.М., Ляпичева А.А. Первая находка раннепалеозойских щелочных ультрамафитов на северо-востоке Центрального Казахстана // ДАН СССР. Т.254. 1980. №6. С.1440–1442.

Щебуняев М.П. Геологические условия локализации колчеданного оруденения в Майкаинском рудном поле (Центральный Казахстан). Геология рудных месторождений. Т. XXV (2). М.: Наука, 1983. С. 34–43.

Юричев А.Н., Чернышов А.И. Рудная минерализация дунит-гарцбургитового комплекса (северо-запад Восточного Саяна) // Геология и полезные ископаемые. Известия Томского политехнического университета. 2012. Т.321. №1. С. 69–75.

Якубчук А.А., Степанец В.Г., Герман Л.Л. Рои пластинчатых даек, субпараллельных в офиолитовых массивах – свидетели спрединга // ДАН СССР. Т. 298. № 5. 1988. С. 1193–1197.

Якубчук А.С. Тектоническая позиция и строение офиолитов Центрального Казахстана на примере Тектурмасской и юго-западной части Майкаин-Кызылтасской зоны: Автореферат дис... канд. геол.-минер. наук. М.: Изд-во МГУ. 1991. 16 с.

- Abratis, M.** Geochemical variations in magmatic rocks from southern Costa Rica as a consequence of Cocos Ridge Subduction and uplift of the Cordillera de Talamanca. Dissertation, Göttingen, 1998, 136 s.
- Anderson, R.N., DeLong, S.E., Schwarz, W.M.** Geophysical and petrochemical constraints at convergent plate boundaries. II. A thermal model for subduction with dehydration in the downgoing slab // *J.Geol.* 1978. Vol. 86. № 6. P.731–739
- Alabaster, T., Pearce, J.A., Malpas, J.** The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite complex // *Contrib. Miner. Petrol.*; 1982. 81. P. 168–183.
- Alexyutin M.V.** Paleotectonic history of Kazakhstan during the Paleozoic. The Dissertation. München. 2005. 91p.
- Anders, E. & Grevesse, N.** Abundance of the element. Meteoritic and Solar. *Geochim. Cosmochim Acta* 53. 1989. P. 197–214.
- Amstutz, G.C.** Spilites and Spilitic Rocks. New York – Heidelberg-Berlin: Springer 1974.
- Arai, S.** Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation. *Chemical Geology*, 1994, 113. P. 191–204.
- Armentani, P. & Gasperini, D.** Do We Really Need. Mantle Components to Define Mantle Composition? // *Journal of petrology*, 2007. Vol. 48. № 4. P. 693–709.
- Augé, T.** Etude mineralogique et pétrographique des roches basiques et ultrabasiques du complexe ophiolitique du Noral, Oman [Thèse]. Univ. D'Orleans. 1982.
- Ballhaus, C.G. & Stumpfl, E.F.** Sulfide and platinum mineralization in the Merensky reef: evidence from hydrous silicates and fluid inclusions. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1985. 94. P.193–204.
- Barnes, S.J. & Tang, Z.** Chrome spinels from the Jinchuan Ni–Cu sulphide deposit, Gansu Province, People's Republic of China. 1999. *Economic Geology* 94. P. 343–356.
- Barnes, S.J. & Roeder, P.L.** The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks // *Journal of Petrology*. 2001. Vol. 42. № 12. P. 2279–2302.
- Barnes, S.-J., Melezhik, V., Sokolov, S.V.** The composition and mode of formation of the Pechenga nickel deposits, Kola peninsula, northwestern Russia: *Canadian Mineralogist*, 2001. Vol. 39. P. 447–472.
- Batanova, V.G., Pertsev, A.N., Kamenetsky, V.S.** et al. Crustal Evolution of Island-Arc Ultramafic Magma: Galmoenan Pyroxenite-Dunite Plutonic Complex, Koryak Highland (Far East Russia) // *J. Petrology*. Vol. 46. № 7. 2005. P. 1345–1366.
- Bazhenov, M.L., Collins, A.Q., Degtyarev, K.E., Levashova, N.M., Mikolaichuk, A.V., Pavlov, V.E., Van der Voo, R.** Palaeozoic northward drift of the North Tien Shan (Central Asia) as revealed by Ordovician and Carboniferous paleomagnetism, *Tectonophysics*, 2003. .Vol. 366. P. 113–141.
- Bazhenov, M. L., Levashova, N. M., Degtyarev, K. E., Van der Voo, R., Abrajevitch, A. V., McCausland, P. J.A.** Unraveling the early–middle Paleozoic paleogeography of Kazakhstan on the basis of Ordovician and Devonian paleomagnetic results// *Gondwana Research*, № 22, 2012. P. 974–991.
- Bea, F., Corretgé, L.G., Fershtater, G.A.** systematic typology of granitoid rocks from major element composition I: the upper silica range. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía*, 23. 2000. P. 121–133.
- Beccaluva, L.** Magma affinities and fractionation trends in ophiolites // *Ophioliti*, 1987. № 12. 1. P. 239–254.
- Beccaluva, L., Cameron, W.E., Nisbet, E.G., Dietrich, V.J.** Boninites, komatiites and ophiolitic basalts. *Nature*. Vol. 280. 1979. P. 550–553.
- Beccaluva, L., Girolamo, P.D., Macciotta, G., Morra, V.** Magma affinities and fractionation trends in ophiolites. *Ophioliti* 1983. Vol. 8. № 3. P. 307–324.
- Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G.B., Zeda, O.** Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator // *Chem. Geol.* 77. 1989. P. 165–182.

- Bonatti, E., Honnorez, J., Ferrara, G.** Peridotite-gabbro-basalt complex from the equatorial mid-Atlantic ridge. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A-* 268. 1971. P. 385–402.
- Ben Othman, D., White, W.M. and Patchett, J.** The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis and crust-mantle recycling // *Earth and Planetary Science Letters* 94: 1989. 36. 912 p.
- Bergstrom, S.M., Xu Chen, Gutierrez-Marco, J.C., and Dronov, A** Ordovician Chronostratigraphic Chart --- showing correlation of regional chronostratigraphic schemes with the new global stages and series for the Ordovician System. *Lethaia*, 2008. P.1502–3931.
- Best, M.G.** Amphibole-bearing cumulate inclusions, Grand Canyon, Arizona, and their bearing on silica-undersaturated hydrous magmas in the upper mantle // *J. Petrol.* 1975. Vol. 16. P. 212–236.
- Boninites** // Ed.: A.J. Crawford. Unwin Hyman, London, 1989. 465 p.
- Boudreau, A.E., Mathez, E.A., McCallum, I.S.** Halogen geochemistry of the Stillwater and Bushveld complexes: evidence for transport of the platinum group elements by Cl-rich fluids // *J. Petrol.*, 1986. 27, 4.
- Boudreau, A.E. & Hoatson, D.M.** Halogen variations in the Paleoproterozoic Layered mafic-ultramafic intrusions of East Kimberley, Western Australia: Implications for platinum group element mineralization // *Economic Geology*, 2004. Vol. 99. P. 1015–1026.
- Bradshaw, G.D.** Geology and genesis of the Wolverine polymetallic volcanic rock-hosted massive sulphide (VHMS) deposit, Finlayson Lake district, Yukon, Canada: Unpubl. M.Sc. thesis, The University of British Columbia, 2003. 172 p.
- Brenan, J.M., Shaw, H.F., Ryerson, F.J. and Phinney, D.L.** Experimental-Determination of Trace-Element Partitioning between Pargasite and a Synthetic Hydrous Andesitic Melt. *Earth and Planetary Science Letters* 135(1-4), 1995. P. 1–11.
- Brown, L., Klein J., Middleton, R., Sacks, I.S., Tera, F.** 10Be in island-arc volcanoes and implications for subduction // *Nature*, 1982. Vol. 299. № 5885. P. 718-720.
- Brongiart A.** Essai de classification mineralogique des roches mélanges: *Journal des Mines*. 181. 1813. V. XXXIV. P. 190-199.
- Brongiart A.** Classification et caracteres mineralogiques des roches homogenes et heterogenes. Paris: F. G. Levrault. 1827. 144 p.
- Burns, L.E.** The Border Ranges ultramafic and mafic complex, South Central Alaska: cumulate fractionates and island arc volcanics. *Canadian Journal of Earth Sciences* 22. 1985. P. 1028–1038.
- Cabanis, B., Lecolle, M.** The La/10-Y/15-Nb/8 diagram: a tool for distinguishing volcanic series at discovering crustal mixing and/or contamination. *Comptes Rendus de l'Academie des sciences, Serie 2, Mecanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*. 1989. 309 (20). P. 2023–2029.
- Cameron, W.E., Nisbet, E.G., Dietrich, V.J.** Boninites, komatiites and ophiolitic basalts // *Nature*. Vol. 280. 1979. P.550–553.
- Candela, P.A. & Piccoli, P.M.** Model ore-metal partitioning from melts into vapour and vapor/brine mixtures. In *Magmas, Fluids, and Ore Deposits* (ed. J. F. H. Thompson). 1995. Vol. 23. P. 101–127. Min. Ass. Canada.
- Christensen, N.L., Salisbury, V.H.** Structure and constitution of the lower oceanic crust // *Reviews of Geophysics*. V. 13, Issue 1. 1975. P.57–86.
- Chopin, C.** Ultrahigh-pressure metamorphism: tracing continental crust into the mantle // *EPSL* 212, 2003. P. 1–14.
- Chou, I.M.** Phase relations in the system NaCl-KCl-H₂O. III: Solubilities of halite in vapor-saturated liquids above 445°C and redetermination of phase equilibrium properties in the system NaCl-H₂O to 1000°C and 1500 bars. *Geochim. Cosmochim. Acta* 51. 1987. P. 1965–1975.
- Churikova, T., Dorendorf, U., Worner, G.** Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation. *J. Petrology*. Vol. 42. № 8. 2001. P. 1567–1593.

- Coleman, R.G.** Ophiolites. *Ancient Oceanic Lithosphere?* Springer-Verlag, 1977. 261 p.
- Collins, A.Q., Degtyarev, K.E., Levashova, N.M., Bazhenov, M.L.** Van der Voo, R., Early Paleozoic paleomagnetism of east Kazakhstan: implications for paleolatitudinal drift of tectonic elements within the Ural–Mongol belt, *Tectonophysics*. Vol. 377. 2003. P. 229–247.
- Coney, P. J., Jones, D. L., Monger, J. W. H.** Cordilleran suspect terranes. 1980. *Nature*. Vol. 288. P. 329–333.
- Condie K.C.** Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: Tracking deep mantle sources and continental growth rates with time // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2003. 4(1). 1005. doi:10.1029/2002GC000333.
- Condie K.C.** High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos*. 2005. Vol. 79. P. 491–504.
- Conrad, W.K. & Kay, R.W.** Ultramafic and mafic inclusions from Adak Island: crystallization history, and implications for the nature of primary magmas and crustal evolution in the Aleutian Arc. *Journal of Petrology*. Vol. 25. 1984. P.88–125.
- Coombs, M L., Sisson, T.W., Kimura, J.I.** Ultra-high chlorine in submarine Kilauea glasses: evidence for direct assimilation of brine by magma // *EPSL*, 2004. Vol. 217. 1 3-4. P. 297–313.
- Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J.** *The Interpretation of Igneous Rocks*. George, Allen and Unwin, London. 1979. 450 p.
- Crawford, A.J., Falloon, T.J., Green, D.H.** Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites, in: A.J. Crawford (Ed.), *Boninites*, Unwin Hyman, 1989. P. 1–49.
- Danzushevsky, L.V., Sobolev, A.V., Fallon, T.J.** North Nongan High/Ca Boninite petrogenesis: the role of Samoan plume and subduction zone-transform fault transition. *J. Geodynamic*. Vol. 20. № 3. 1995. P. 219–241.
- DeBari, S.M., Kay, S.M., Kay, R.W.** Ultramafic xenoliths from Adagdak volcano, Adak, Aleutian Islands, Alaska: deformed igneous Cumulates From the Moho of an Island Arc. *Journal of Geology* 95, 1987. P.329–341.
- DeBari, S.M. & Coleman, R.G.** Examination of the deep levels of an Island Arc: evidence from the Tonsina ultramafic–mafic assemblage, Tonsina, Alaska. *Journal of Geophysical Research* 94, 1989. P.4373–4391.
- Debrenne F. & Zhuravlev A.** *Irregular Archaeocyaths*. Cahiers de Paleontologie. Editions du CNRS, Paris. 1992. 173 p.
- Degtyarev, K.E. Tectonic Evolution of Early Paleozoic Island Arc Systems and Continental Crust Formation in the Caledonides of Kazakhstan and the North Tien Shan // *Geotektonika*, 2011. Vol. 45. № 1. P. 28–57.
- Deng, Y.F., Song, X.Y., Hollings, P., Zhou, T., Feng Yuan, F., Chen L.M., Zhang, D.** Role of asthenosphere and lithosphere in the genesis of the Early Permian Huangshan mafic–ultramafic intrusion in the Northern Tianshan, NW China. *Lithos* 227, 2015. P. 241–254.
- Deng, Y.F., Song, X.Y., Chen, L.M., Zhou, T.F., Pirajno, F., Yuan, F., Xie, W., Zhang, D.Y.** Geochemistry of the Huangshandong Ni–Cu deposit in northwestern China: implications for the formation of magmatic sulfide mineralization in orogenic belts. *Ore Geology Reviews* 56, 2014. P. 181–198.
- Die Erde.** Natur und Wissen 2. Verlagsgruppe Bertelsmann International GmbH, München, 1984. S. 159.
- Dick, H.J.B. & Bullen, T.** Chromium spinel as petrogenetic indicator in abyssal and alpine type-peridotites, and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. 86. 1984. P. 54–76.
- Dick, H.J.B.** Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism. In: Sanders A. D. & Nirry M. J. (eds) *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, 1989. Special Publication 42. P. 71–105.
- Dickin, A.P.** *Radiogenic isotope geology*. Cambridge University Press, 1997. 490 p.
- Dilek, Y., Moores, E.M., Erskine, M.C.** Ophiolitic thrust nappes in western Nevada: implications for the Cordilleran Orogen. *Journal of the Geological Society*. Vol. 145. № 6. 1988. P. 969–975.

- Dilek, Y.** Ophiolite concept and its evolution, in Dilek, Y., and Newcomb, S., eds., Ophiolite concept and the evolution of geological thought: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 373. 2003. P. 1–16.
- Dietz, R.S.** Alpine serpentinites as oceanic rind fragments. *Geol. Soc. Am. Bull.* 74. 1963. P. 947–952.
- Dobretsov, N. L., N. A. Berzin, and M. M. Buslov.** Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian Ocean, *Inter. Geol. Rev.* 1995. 37. P. 335–360.
- Dong, Y.P., Zhang, G.W., Zhou, D.W., Luo, J.H., Zhang, C.L., Xia, L.Q., Xu, X.Y., Li, X.M.** Geology and geochemistry of the Bingdaban ophiolitic mélange in the boundary fault zone on the northern Central Tianshan Belt, and its tectonic implications *Sci China Ser D-Earth Sci.* 2007, vol. 50. no. 1. P. 17–24.
- Dorendorf, F., Wiechert, U., Werner, G.** Hydrated sub-arc mantle: a source for the Kluchevskoy volcano, Kamchatka/Russia // *Earth and Planetary Science Letters.* 2000. Vol. 175. P. 69–86.
- Eby, G.N.** A-type granites: magma sources and their contribution to the growth of the continental crust [Text] / G.N. Eby // *Seventh Hutton Symposium on Granites and Related Rocks.* 2011. P. 51–52.
- Ermolov, P.V. & Stepanets, W.G.** Contribution to development of views on history of Paleooasian Ocean: Kazakhstan // Report No. 4. Of The IGCP PROJECT 283: Geodynamic evolution of Paleooasian Ocean. Abstracts, Novosibirsk, 1993. P. 154–156.
- Ewart, A. & Bryan W. B.** Petrography and geochemistry of the igneous rocks from Eua, Tongan Islands. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83. 1972. P.3281–3298.
- Ewart, A., Collerson, K.D., Regelous, M., Wendt J. I. and Niu Y.** Geochemical Evolution within the Tonga-Kermadec-Lau Arc-Back-arc Systems the Role of Varying Mantel Wedge Composition in Space and Time. // *J. of Petrol.*; 1998. Vol. 39. № 3. P. 331–368.
- Fabricius, F., Friedrichsen, H., Jacobshagen, V.** Palaeotemperaturen und Palaeoklima in Obertrias und Lias der Alpen // *Geol. Rundschau.* 1970. Bd 59. Hf. 2. S. 124–141.
- Fallon, T.J. & Danzushesky L.V.** Melting of Refractory Mantel at 1. 5, 2 and 2.5 GPa under Anhydrous and H2O-undersaturated Conditions: Implications for the Petrogenesis of High-Ca Boninites and the Influence of Subduction Components on Mantel Melting. *Journal of Petrology.* 2000. Vol. 11. № 2. P. 257–283.
- Fortey, R.A. & Cocks, L.R.M.** Palaeontological evidence bearing on global Ordovician-Silurian continental reconstructions. *Earth-Science Reviews.* 61. 2003. P. 1–63.
- Fitton, J.G., Saunders, A.D., Norry, M.J., Hardarson, B.S., Taylor, R.N.** Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth and Planetary Science Letters* 153 (3–4). 1997. P. 197–208.
- Fitton, J.G.** The OIB paradox. In: Foulger, G.R. & Jurdy, D.M. (eds). *Plates, plumes, and planetary processes.* Geological Society of America, 2007. Special Paper. Vol. 430. P. 387–412.
- Frost, C.D.** On Ferroan (A-type) Granitoids: their Compositional Variability and Modes of Origin [Text] // C.D. Frost, B.R. Frost // *Journal of Petrology.* V. 52. I. 1. 2010. P. 39–53.
- Futa, K. & Stern, C.R.** Sr and Nd isotopic and trace element composition of Quaternary volcanic centers of southern Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 88. 1988. P.253–263.
- Gallagher, K., Herget, L.M., McDermott, F.** Trace element fractionation processes in the generation of island arc basalts // In: “Melting and melt movement in the earth” (eds. Cox et al.), 1993. P. 179–191; Cambridge.
- Gass, I.G.** Is the Troodos massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor?: *Nature.* 1963. V. 220. P. 32–42.
- Gertisser, R. & Keller, J.** Trace-element and Sr, Nd, Pb and O isotope variations in medium-K and high-K volcanic rocks from Merapi Volcano, Central Java, Indonesia: evidence for the involvement of subducted sediments in Sunda Arc magma genesis. *J. Petrol.* 2003. Vol. 44. P. 457–489.

Gill, J.B., Hiscott, R.N., Vidal, Ph. Turbidite geochemistry and evolution of the Izu-Bonin arc and continents. 1994. *Lithos* 33. P. 135–168.

Hamer, R.D. Petrogenetic aspects of the Jurassic–Early Cretaceous volcanism, northernmost Antarctic Peninsula. En Oliver R.J., James P.R. y Jago J.B. (eds). *Antarctic Earth Sciences*, Canberra, Australian Academy of Sciences y Cambridge University. Cambridge. 1983. P. 338–342.

Han, B.F., Guo, Z.J., Zhang, Z.C., Zhang, L., Chen, J.F., Song, B. Age, geochemistry, and tectonic implications of a late Paleozoic stitching pluton in the North Tian Shan suture zone, western China. *Geological Society of America Bulletin* 2010; 122, no. 3–4. P. 627–640.

Han, W.Z., Ouyang, Z.J., Yue, Y Liu, Y.Q. Geochemical Characteristics and Sedimentary Environments of Siliceous Rocks and Siliceous Mudstone–Case Study of Bayingou Ophiolitic Mélange in Xianjiang; 2009-02. *Northwestern Geology*.

Harmon, R. S. & Hoefs, J. Oxygen isotope heterogeneity of the mantle deduced from global 18O systematics of basalts from different geotectonic settings, *Cont. M.Petrol.* 1995. Vol. 120. P. 95–114.

Hamer, R.D. Petrogenetic aspects of the Jurassic–Early Cretaceous volcanism, northernmost Antarctic Peninsula. En Oliver R.J., James P.R. y Jago J.B. (eds). *Antarctic Earth Sciences*, Canberra, Australian Academy of Sciences y Cambridge University. 1983. P. 338–342, Cambridge.

Hawkesworth, C.J., Sauders, A.D., Tarney, J. The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the Scotia Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1979. Vol. 43. P. 555–572.

Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Hergt, J. M., McDermott, F. 1993. Mantle and slab contributions in arc magmas. *Ann. Revs. Earth. Planet. Sci.* Vol. 21. P.175–204.

Heinhorst, A.J., Lehmann, B., Ermolov, P., Serykh, V., Zhurutin, S. Paleozoic crustal growth and metallogeny of Central Asia: evidence from magmatic-hydrothermal ore systems of Central Kazakhstan. *Tectonophysics* . Vol. 328. 2000. P. 69–87.

Hellebrand, E., Snow, J.E., Dick, H.J. B., Hofmann A.W. Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites // *Nature*. Vol. 410. 2001. P. 677–681.

Hergt, J.M. & Farley, K.N. 26. Major Element, trace Element, and Isotope (Pb, Sr, and Nd) variations in site 834 basalts: Implications for the initiation of Back arc opening. // *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*, 1994. Vol. 135. P 471–485.

Hergt, J.M. & McDermott, F. Trace element fraction processes in the generation of island arc basalts // *Melting and melt movement in the earth* (eds. Cox et al.), Cambridge, 1993. P. 179–191.

Herzig, P.M. & Petersen, S. Polymetallic Massive Sulphide Deposits at the modern Seafloor and their Resource Potential // *International Seabed Authority*, 2000. P. 7–35.

Hess, H.H. "The oceanic crust". *Journal of Marine Research* 14. 1955. P. 423–439.

Himmelberg, G.R. & Loney, R.A. Characteristics and petrogenesis of Alaskan-type ultramafic–mafic intrusions, Southeastern Alaska. *US Geological Survey Professional Paper*, 1564. 1995. 47p.

Hofmann, A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*. V. 385. 1997. P. 219–229.

Hofmann, A.W., Jochum, K.P., Seufert, M., White W. M. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution // *EPSL*. 1986. V. 79. P. 33–45.

Ishii, T., Robinson, P.T., Maekawa, H., Fiske, R. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu–Ogasawara–Mariana forearc, Leg 125. In: Fryer, P., // *American Journal of Science*. V. 260. 1962. P. 267–288.

Ikeda, Y. 1990. CeN/SrN/SmN: A trace element discriminant for basaltic rocks from different tectonomagmatic environments, *N. Jb. Miner. Mh. Jg.*, 4. P. 145–158.

- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A.** A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canadian Journal of Earth Sciences. 8. 1971. P. 523–548.
- Ishii, T., Robinson, P.T., Maekawa, H., Fiske, R.**, 1992. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu–Ogasawara–Mariana forearc, Leg 125. In: Fryer, P., Pearce, L.B., Stokking, L.B. (Eds.), Proc. Ocean Drill. Prog., College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 445–485.
- Ishikawa, T., Nagaishi, K., Umino, S.** Boninitic volcanism in the Oman ophiolite: Implications for thermal condition during transition from spreading ridge to arc // *Geology*. V. 30. № 10. 2002. P. 899–902.
- Iwamori, H.** Transportation of H₂O and melting in Subduction zone // *EPSL*, 1998. P. 65–80.
- Jensen, L.S.** A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Dept. Mines Misc. 1976. 66 p.
- Johnson, K.T.M., Dick, J.B., Shimizu, N.** Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites, *J. Geophys. Res.* 1990. Vol. 95. P. 2661–2678.
- Kamenetsky, V.S., Everard, J.L., Crawford, A.J. et al.** Enriched End-member of Primitive MORB Melts: Petrology and Geochemistry of Glasses from Macquarie Island (SW Pacific) // *Journal of Petrology*. Vol. 41. № 3. 2000. P. 411–430.
- Kamenetsky, V.S., Crawford, A.J., Meffre, S.** Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *J. Petrol.* 2001. Vol. 42. P. 655–671.
- Kamenetsky, V.S., Sobolev, A.V., Joron, J.L., Semet, M.P.** Petrology and geochemistry of Cretaceous ultramafic volcanics from Eastern Kamchatka. // *Journal of Petrology*. 1995. Vol. 36. P. 637–662.
- Karig, D.E.** Ridges and Basins of the Tonga - Kermadec Island Arc System // *J. Geophys. Res.* 1970. Vol. 75, № 2. P. 239–254.
- Karig, D.E.** Structural history of the Mariana Island arc system // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1971, v. 42. P. 323–344.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Marquez, M.** Evidence in Cerro Pampa Volcanic rocks for slab-melting prior ridge-trench collision in Southern South America // *J. Geol.*, 1993, 101:703p.
- Kent, A.J.R., Peate, D.W., Newman S., Stolper, E.M., Pearce J.A.** Chlorine in submarine glasses from the Lau Basin: seawater contamination and constraints on the composition of slab-derived fluids. // *EPSL*. 2002. Vol. 202. №. 2. P. 361–377.
- Kepezhinkas, P.K., Taylor, R.N., Tanaka, H.** Geochemistry of Plutonic Spinel from the North Kamchatka Arc: Comparisons with Spinel from Other Tectonic Settings. *Mineralogical Magazine - MINER MAG* 01/1993; 57(389). P. 575–589
- Klein, E.M. & Langmuir, C.H.** Global correlation of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness // *J. Geoph. Res.*, 92. 1987. P. 8089–8115.
- Klein, E.M. & Karsten, J.L.** Ocean-ridge basalts with convergent-margin geochemical affinities from the Chile Ridge // 1995. *Nature*. Vol. 374. P. 52–57.
- Kilian, R.** Magmatismus und Stoffkreislauf an aktiven Kontinentalrändern, untersucht am Beispiel der südlichen Anden // *Zeitung. Dt. geol. Ges.*; 1997, 148/1. S. 105–152.
- Kornprobst, J., Piboule, M., Boudeulle, M., Roux, L.** Corundum-bearing garnet pyroxenites at Beni-Bousera (Morocco): An exceptionally Al-rich clinopyroxene from “grosopydites” associated with ultramafic rocks // *Terra Cognita*, 1982. 2. P. 257–259.
- Lassiter, J.C., Hauri, E.H., Nikogosian, I.K.** Chlorine–potassium variations in melt inclusions from Raivavae and Rapa, Austral Islands: constraints on chlorine recycling in the mantle and evidence for brine-induced melting of oceanic crust // *Earth Planet. Sci. Lett.*; 2002. Vol. 202. 1.3–4. P. 525–540.
- LeBas, M.H.** The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage: *American Journal of Science*, 1962. Vol. 260. P. 267–288.

Litherland, M., Aspden, J.A., Jemielita, R.A. The Metamorphic Belts of Ecuador. British Geological Survey, Overseas Memoir 11. 1994. 147 p.

- Locks, R.R.** Discrimination of ophiolitic from non-ophiolitic ultramafic-mafic allochthons in orogenic belts by the Al/Ti ratio in clinopyroxene // *Geology*. V. 18. 1990. P. 346–349.
- López-Escobar, L., Kilian, R., Kempton, P., Tagiri, M.** Petrography and geochemistry of Quaternary rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes between 418300 and 468000S, Chile. *Revista Geológica de Chile* 20 (1). 1993. P. 33–55.
- Macciotta, G., Piccardo, G.B., Zeda, O.** Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator // *Chem. Geol.*, 1989. 7. P. 165–182.
- Macdougall, J.D. & Lugmair, G.W.** Sr and Nd isotopes in basalts from the East Pacific Rise: significance for mantle heterogeneity // *Earth and Planetary Science Letters* 77. 1986. P. 273–284.
- Macpherson, C.G. & Hall, R.** Tectonic setting of Eocene boninite magmatism in the Izu-Bonin-Mariana forearc // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. 186. P. 215–230.
- Manatschal, G., Müntener, O.** A type sequence across an ancient magma-poor ocean-continent transition: The example of the western Alpine Tethys ophiolites. *Tectonophysics* 473. 2009. P. 4–19.
- Marini, J-C., Chauvel, C., Maury, R.C.** Hf isotope compositions of northern Luzon arc lavas suggest involvement of pelagic sediments in their source // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2005. Vol. 149, Issue 2. P. 216–232.
- Maruyama, S.** Plume tectonics, *J. Geol. Soc. Japan*. 1994. V. 100. P. 24–49.
- McKenzie, D., O’Nion, R.K.** Mantle reservoirs and ocean island basalts. *Nature*. V. 301. 1983. P. 229–231.
- Meschede, E.M.** 1986. A method of discriminating between different types Mid-Oceanic Ridge Basalts continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // *Chemical Geology*. No 56. P. 207–218.
- Metcalfe, R.V., and Shervais, J.W.** Suprasubduction-zone ophiolites: Is there really an ophiolite conundrum?, in Wright, J.E., and Shervais, J.W., eds., *Ophiolites, Arcs, and Batholiths: A Tribute to Cliff Hopson*: Geological Society of America Special Paper 438. 2008. P. 191–222.
- Mitchell R.H. & Kjarsgaard, F.R.** Solubility of niobium in the system CaCO₃ - CaF₂ - NaNbO₃ at 0.1 GPa pressure: Implications for the crystallization of pyrochlore from carbonatite magma // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148, 2004. P. 281–287.
- Miyashiro, A.** The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc // *EPSL*. 1973. Vol. 19. P. 218–224.
- Miyashiro A.** The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. *Earth Planet. Sci.Lett.* 1973. 19. P. 218–224.
- Mochalov, A.G. & Khoroshilova, T.S.** The Kondyor alluvial placer of platinum metals.// *Proc. Int. Platinum Symp.* Theophrastus Press, Athens, Greece. 1998. P. 206–220.
- Monger, J.W.H., Price, R.A., Tempelman-Kluit, D.J.** Tectonic accretion and the origin of the two major metamorphic and plutonic belts in the Canadian Cordillera // *Geology*. 1982, v. 10. P. 70–75.
- Moore, T.** The Arctic Alaska Superterrane. *Geologic studies by U.S. Geological Survey*. 1991. P. 238–243.
- Moore, E.** Ultramafics and orogeny, with models of the US Cordillera and the Tethys. 1970. *Nature*. Vol. 228. P. 837–842.
- Mullen, E.D.** 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅. A minor element discrimination for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 62. P. 53–62.
- Murphy, J.B. & Nance, R.D.** Gebirgsgürtel und der Superkontinent- Zyklus. *Geodynamik und Plattentektonik: Beiträge aus Spektrum der Wissenschaft mit einer Einf. von Peter Giese (Hrsg.)* // Heideberg; Berlin; Oxford: Spektrum, Akad. Verl., 1995. P.52–60.
- Nikitin, I.F.** Early Geosynclinal Ordovician Siliceous and Jasper-Basaltic Formations of Kazakhstan. In: *Aspects of the geology of Kazakhstan: a collection of papers honoring the 70th birth day of Academician A. A. Abdulin.* Contributions to Eurasian Geology. Occ. Pub. ESRI, New series no. 12 b, University of South Carolina and Utah. 1995. P. 19–33.

- Nikitin, I.F., Popov, L.E., Bassett, M.G.** Late Ordovician rhynchonelliformean brachiopods of north-eastern Central Kazakhstan. 2006. P.223–294 In BASSETT, M.G. and DEISLER, V.K. (eds). Studies in Palaeozoic palaeontology. National Museum of Wales Geological Series No. 25, Cardiff. ISBN 0 7200 0550 7.
- Nicholson, K.N., Picard, P.M., Black, P.M.** A comparative study of Late Cretaceous ophiolitic basalts from New Zealand and New Caledonia: implications for the tectonic evolution of the SW Pacific // *Tectonophysics*. Vol. 327. №. 3. 2000. P. 157–171(15).
- Nixon, G.T., Cabri, L.J. & Laflamme, J.H.G.** 1990. Platinum group-element mineralization in lode and placer deposits associated with the Tulameen Alaskan-type complex, British Columbia. *Canadian Mineralogist*, 1990. Vol.. 28. P. 503–535.
- Niu, Ya. & Hekinian, R.** Spreading-rate dependence of the extent of mantle melting beneath ocean ridges // *Nature*. 23 Jan. 1997. Vol. 385. P. 326–329.
- Nokleberg, W.J., Parfenov, L.M., Monger, J.W.H. et al.** Circum-North Pacific tectonostratigraphic terrane map. USGS, Open-File Report 94-714, Pamphlet. 1994. 221 p.
- Ohara, Y.** Reviews on mantel peridotites from the Philippine Sea backarc spreading systems // *RHOR*, 2003. № 39. P. 63–83.
- Qin, K.Z., Sun, B.X., Sakyi, P.A., Tang, D.M., Li, X.H., Sun, H., Xiao, Q.H., Liu, P.P.** SIMS zircon U–Pb geochronology and Sr–Nd isotopes of Ni–Cu-bearing mafic–ultrafic intrusions in Eastern Tianshan and Beishan in correlation with flood basalts in Tarim basin (NW China): constraints on a ca. 280 Ma mantle plume. *American Journal of Science* 311 (3), 2011. P. 237–260.
- Qin, K.Z., Zhang, L.C., Xiao, W.J., Xu, X.W., Yan, Z., Mao, J.W.** Overview of major Au, Cu, Ni and Fe deposits and metallogenic evolution of the eastern Tianshan mountains, North-western China. In: Mao, J.W., Goldfarb, R.J., Seltmann, R., Wang, D.H., Xiao, W.J., Hart, C. (Eds.), *Tectonic Evolution and Metallogeny of the Chinese Altay and Tianshan*. London: IAGOD Guidebook Series, 10, 2003. P. 227–248.
- Oxburgh, E.R. & Parmentier, E.M.** Thermal processes in the formation of continental lithosphere // *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.* A288.1978. P. 415–429.
- Quinby-Hunt, M.S. & Turekian, K.K.** Distribution of elements in sea water // *EOS* 64: 1983. P. 130–132.
- Pearce, J.A. & Cann, J.R.** Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // *EPSL* 19. 1973. P. 290–300.
- Pearce, L.B., Stokking, L.B.** (Eds.), *Proc. Ocean Drill. Prog., College Station, TX (Ocean Drilling Program)*. 1992. P. 445–485.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G.** Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of granitic rocks // *Journal of Petrology*. 1984. V. 25, P.4, 956–983.
- Pearce, T.H., Gorman, B.E., Birkett, T.C.** The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 36. 1977. P. 121–132.
- Pearce, J.A.** Role of the cub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins, In Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J. eds., *Continental basalts and mantle Xenoliths*, Shiva, Nantwich, Cheshire, U.K.1983. P. 230–250.
- Pearce, T.H., Gorman, B.E., Birkett, T.C.** The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks // *Earth and Planetary Science*. 36. 1977. P. 121–132.
- Pearce, J., Lippar, d S.J., Roberts, S.** Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites, in *Marginal Basin Geology*, edited by B. P. Kokelaar and M. F. Howells, *Geol. Soc. Spec. Publ.* Vol. 16, 1984. P. 77–94.
- Pearce, J.A., Stern, R.J., Bloomer, S.H. and Fryer P.** 2005. Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: Implications for the nature and distribution of subduction components, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6, Q07006, doi: 07010.01029/02004GC000895.

- Percival, I.G., Popov, L.E., Zhan, R.B., Ghobadi Pour, M.** Patterns of Origination and Dispersal of Middle to Late Ordovician Brachiopods: Examples From South China, East Gondwana, and Kazakh Terranes // Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano I. and García-Bellido, D. (eds.), Ordovician of the World. Cuadernos del Museo Geominero, 14. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. 2011. ISBN 978-84-7840-857-3
- Percival I.G.** Biotic characteristics of Ordovician deep-water cherts from Eastern Australia Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 367–368, 2012. P. 63–72.
- Peccerillo, A.** Quaternary magmatism in Central-Southern Italy: a new classification scheme for volcanic provinces and its geodynamic implications. Bollettino della Società Geologica Italiana, Volume Speciale n. 1. 2002. P. 113–127.
- Plank, T. & Langmuir, C.H.** The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // Chemical Geology, 1998. Vol. 145. P. 325–394.
- Pober, E. & Faupl, P.** The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. // Geologische Rundschau, 1988, 77. P. 641–670.
- Polli, S. & Schmidt, M. W.** Petrology Of Subducted Slabs. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2002. Vol. 30. P.207–242.
- Popov, L.E & Holmer, L.E.** Cambrian-Ordovician lingulate brachiopods from Scandinavia, Kazakhstan, and South Ural Mountains // Fossils and Strata, 1994. Vol. 35. P. 1–156.
- Popov, L.E., Tolmacheva, T.J.** Conodont distribution in a deep-water Cambrian-Ordovician Boundary Sequence from South-Central Kazakhstan // Ordovician Odyssey: Short Papers for the International Symposium on Ordovician System. Las Vegas, Nevada. USA. 1995. C. 121–124.
- Popov, L.E., Bassett, M.G., Zhemchuzhnikov, V.G., Holmer L.E. & Klishevich, I.A.** Gondwanan faunal signatures from Early Palaeozoic terranes of Kazakhstan and Central Asia: evidence and tectonic implications // Geological Society, London, Special Publications 2009. Vol. 325. P. 23–64.
- Popov, L.E. & Cocks, L.R.M.** Journal of Systematic Palaeontology (2014): Late Ordovician brachiopods from the Chingiz Terrane, Kazakhstan, and their palaeogeography, Journal of Systematic Palaeontology, DOI:10.1080/14772019.2013.837844
- Powell, C.S.** Innenansichten der Erde. Geodynamik und Plattentektonik // Beiträge aus Spektrum der Wissenschaft mit einer Einf. Von Peter Giese (Hrsg.) // Heidelberg; Berlin, Oxford: Spektrum, Akad. Verl.; 1995. S. 10–20.
- Rampone, E., Piccardo, G.B., Vannucci, R., Bottazzi, P., Ottolini, L.** Subsolidus reactions monitored by trace element partitioning: The spinel- to plagioclase-facies transition in mantle peridotites // Contrib. Mineral. Petrol., 1993. Vol. 115. P. 1–17.
- Regelous, M., Wendt, J.L., Niu Y.** Geochemical Evolution within the Tonga-Kermadec-Lau Arc-Back-arc Systems the Role of Varying Mantle Wedge Composition in Space and Time // Journal of Petrology. 1998. Vol. 39. № 3. P. 331–368.
- Regelous, M. & Hofmann, A.W.** Geochemistry of lavas from the Emperor Seamounts, and the geochemical evolution of Hawaiian magmatism since 85 Ma. EOS Transactions, American Geophysical Union 80, 1999. F1102.
- Regelous, M., Hofmann, A.W., Abouchami W., Galer S.J.G.** Geochemistry of Lavas from the Emperor Seamounts, and the Geochemical Evolution of Hawaiian Magmatism from 85 to 42 Ma // Journal of Petrology, 2003. Vol. 44. Number 1. P. 113–140.
- Regelous, M., Niu, Y., Wendt, J.L., Greig, A. & Collerson, K. D.** Variations in the geochemistry of magmatism on the East Pacific Rise at 10°30'N since 800 ka // EPSL 168. 1999. P. 45–63.
- Rollinson, H.R.** Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific and Technical, England, 1993. 352 p.
- Sato, T.** Origin of the Green Tuff metal province of Japan // Geol. Assoc. Canada, Special Paper, 1976. № 14. P. 105–120.
- Savin, S.M.** The history of the earth's surface temperature during the past 100 million years // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1977. Vol. 5. P. 319–355.

- Saunders, A.D. & Tarney, M.J.** The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the East Scotia Sea // *Geochim. cosmochim. Acta*. 43, 1979. P. 555–572.
- Saunders, A.D., Norry, M.J., Tarney J.** Fluid influence on the trace element compositions of subduction zone magmas // *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*; 1991. A. 335. P. 377–392.
- Saunders, A.D., Tarney, J., Weaver, S.D.** 1980. Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calcalkaline magmas // *EPSL*, 46. P. 344–360.
- Serri, G. & Saitta, M.** Fractionation trends of the gabbroic complexes from high-Ti and low-Ti ophiolites and the crust of the major oceanic basins: a comparison // *Ofioliti*, 5, 2/3, 1980. 241 p.
- Sharp, Z.D. & Barnes, J.D.** Water-soluble chlorides in massive seafloor serpentinites: a source of chloride in subduction zones // *EPSL*, 2004. 226. P. 243–254.
- Sengör, A.M.C. & Yilmaz, Y.** Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach // *Tectonophysics*. 1981. Vol. 75. P. 181–241.
- Sengör, A.M.C., Natal'in, B.A., Burtman, V.S.**, Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*. Vol. 364. 1993. P. 299–307.
- Sengör, A.M.C. & Natal'in, B.A.** Turkic-type orogeny and its role in the making of the continental crust // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1996. 24. P. 263–337.
- Serri, G. & Saitta, M.** Fractionation trends of the gabbroic complexes from high-Ti and low-Ti ophiolites and the crust of the major oceanic basins // *Compariso.-Ofioliti*, 1980. Vol. 5, № 2/3.
- Scotese, C.R.** *Continental Drift*, 7th edition, PALEOMAP Project, Arlington, Texas, 1997. 79 p.
- Slansky, E., Johan, Z., Ohnenstetter, M., Bah'on, L.M. and Suppel, D.** Platinum mineralization in the Alaskan-type intrusive complexes near Fifield, N.S.W., Australia. Part 2. Platinum-group minerals in placer deposits at Fifield. *Mineral. Petrol.*, 1991. 43. P.161–80.
- Smethurst, M.A., Khramov, A.N., Pisarevsky, S.** Palaeomagnetism of the Lower Ordovician Orthoceras Limestone, St. Petersburg, and a revised drift history for Baltica in the early Palaeozoic // *Geophys. J. Int.* 133. 1998. P. 44–56.
- Sobolev, A.V. & Danyushevsky, L.V.** Petrology and Geochemistry of Boninites from the North Termination of the Tonga Trench: Constraints on the Generation Conditions of Primary High-Ca Boninite Magmas // *J. Petrology*. 1994, v. 35, N 5. P. 1183–1211.
- Song, X.-Y., Xie, W., Deng, Y.F., Crawford, A.J., Zheng, W.Q., Zhou, G.F., Deng, G., Chen, S.L., Li, J.** Slab break-off and the formation of Permian mafic-ultramafic intrusions in southern margin of Central Asian Orogenic Belt, Xinjiang, NW China. *Lithos* 127 (1-2), 2011, pp. 128–143.
- Song, X.Y., Chen, L.-M., Deng, Y.F., Xie, W.** Syncollisional tholeiitic magmatism induced by asthenosphere upwelling owing to slab detachment at the southern margin of the Central Asian Orogenic Belt. *Journal of the Geological Society, London* 170, 2013, pp. 941–950.
- Sinton, J.M., Ford, L.I., Chappell, B., McCulloch, M.** Magma Genesis and Mantle Heterogeneity in the Manus Back-Arc Basin, Papua New Guinea // *J. of Petrology*, 2003. Vol. 44. N. 1. P. 159–195.
- Spry, P.G. & Scott, S.D.** The stability of zircon spinels in sulfide systems and their potential as exploration guides for metamorphosed massive sulfide deposits. *Econ. Geol.* 1986. 81. P. 1446–1463.
- Steinmann, G.** 1927. Die ophiolithischen Zones in der Mediterranean Kettegebirger. In: *International Geological Congress. Compte-rendu, XIVe Congres Geologique International*, 1926, Madrid, Graficas Reunidas. 1929. P. 637–667.
- Stepanets, W. G.** Geology and geodynamics of ophiolites of the northeast of central Kazakhstan // *L. P. Zonenshain memorial conference on plate tectonics*. Moscow. 1993. P. 139–140.
- Stepanets, W.G. & Kemmer, A.G.** Mg, Ni and Cr fractionation in ophiolite as indication of the island arc and spreading back-arc magmatism maturity: an example from Central Kazakhstan // *S. Der Deut. Geol. Gesellschaft. Hannover* 2002. Heft 21. S. 321–322.

- Stepanets, V.G. & Gridina, N.M.** Upper Ordovician Olistostromes of the Agyrek and Kosgombai Mountains: Problems of Correlation between Lower Paleozoic Sedimentary and Sedimentary–Volcanogenic Complexes in Central Kazakhstan // ISSN 0869 5938, Stratigraphy and Geological Correlation, 2011. Vol. 19, №. 5, P. 473–485.
- Stern, R.J.** Subduction zones, *Rev. Geophys.*, 2002. 40(4), 1012.
- Stern, J. R.** Subduction initiation: spontaneous and induced. *Earth and Planetary Science Letters* 226. 2004. P. 275–292.
- Straub, S.M. & Layne, G.D.** The systematics of chlorine, fluorine, and water in Izu arc front volcanic rocks // Implications for volatile recycling in Subduction zones // *GCA*, 2003. Vol. 67. 121. P. 4179–4203.
- Su, B.X., Qin, K.Z., Su, H., Tang, D.M., Sakyi, P.A., Chu, Z.Y., Liu, P.P., Xiao, Q.H.** Subduction-induced mantle heterogeneity beneath Eastern Tianshan and Beishan: Insights from Nd–Sr–Hf–O isotopic mapping of Late Paleozoic mafic–ultramafic complexes. *Lithos* 134–135, 2012, pp. 41–51.
- Sun, S.-S., McDonough, W.F.** Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the Oceans Basins* (Saunders A. D. and Norry M. J., eds) *Geol. Soc. Lond. Sp. Publ.* 42. 1989). P. 313–345.
- Susini, N.S & Wezel F.C.** Percolated Mantle Peridotites along the Romanche Fracture Zone (Equatorial Atlantic Ocean) // *Rend. Fis. Acc. Lincei*, 1999. S. 9. Vol. 10. P. 231–255.
- Symonds, R B., Rose, W.L., Bluth, G.J.S., Gerlach, T.M.** Volcanic-gas studies: Methods, results and applications. In *Volatiles in Magmas* (eds. M. R. Carroll and J. R. Holloway), 1994. P. 1–66. *Min. Soc. Am.* 30.
- Tatsumi, Y., Shinjoe, H., Ishizuka, H., Sager, W.W., Klaus, A.** Geochemical evidence a mid-Cretaceous super plume // *Geology*. Vol. 26, N.2. 1998. P. 151–154.
- Tarney, J., Saunders, A.D., Matthey, D.P., Wood, D.A.** Geochemical aspects of back-arc spreading in the Scotia Sea and western Pacific. *Phil. Trans. R. Soc. London.* A300, 1981. P. 363–285.
- Tatsumoto M., Basu A.R., Wankang, H.** Sr-Nd-Pb isotopes of ultramafic xenoliths in volcanic rocks of eastern China: enriched components EM I and EM II in subcontinental lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 113.1992. P. 107–128.
- Tera, F., L. Brown, J. Morris, I.S. Sacks, J. Klein, E.M.** Sediment incorporation in island - arc magmas: inferences from ^{10}Be // *GCA*, 1986. 50. P. 535–550.
- Toksöz, M.N. & Bird, P.** Formation and evolution of marginal basins and continental plateaux. In: M.Talwani and W.C.Pitman III (Eds.), *Islands arcs, deep sea trenches, and back-arc basins.* Maurice Ewing Se., 1, *Am.Geophys.Union*, Washington, D.C., 1977. P. 379–393.
- Tolmacheva, T.J., Danelian, T., Popov L.E.** Evidence from 15 m.y. of continuous deep-sea biogenic siliceous sedimentation in early Paleozoic oceans // *Geology*, 2001. Vol. 29, No. 8. P.755–758.
- Trench, A. & Torsvik, T.H.** The Lower Palaeozoic apparent polar wander path for Baltica: paleomagnetic data from Silurian limestones of Gotland, Sweden // *Geophys. J. Int.* 1991. 107. P. 373–379.
- Torsvik, T.H. & Rehnstrom, E.F.** The Tornquist Sea and Baltica-Avalonia docking. *Tectonophysics* 362. 2003. P. 67–82.
- Torsvik, T.H. & Trench, A.** Ordovician magnetostratigraphy: Llanvirn–Caradoc limestones of the Baltic platform // *Geophys. J. Int.* 107. 1991. P. 171–184.
- Turner, S., Foden, J., George, R., Evans, P. Rates and processes of potassic magma evolution beneath Sangeang Api volcano, East Sunda arc, Indonesia- *Journal of Pet.*, 2003. Vol. 44. N-3.P. 491–515.
- Ueno, H., Hamasaki, H., Murakawa, Y., Kitazono, S., Takeda T.** Ore and gangue minerals of sulphide chimneys from the North Knoll, Iheya Ridge, Okinawa Trough, Japan // *Jamstec J. Deep Sea Res.* 22, 2003. P. 49–62.

- Uyeda, S. & Kanamori, H.** Back-arc opening and mode of Subduction // *Journal of Geophysical Research*, 1979. 84. P. 1049–1061.
- Verma, S.P.** Statistical Evaluation of Bivariate, Ternary and Discriminant Function Tectonomagmatic Discrimination Diagrams. *Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.)*. 2010, vol. 19. P.185–238.
- Wang, Y., Wang, J., Wang, L., Long, L., Liao, Z., Zhang, H., Tang, P.** Problems of PGE metallogenesis related to mafic-ultramafic complexes in North Xinjiang, China. *Geoscience Frontiers* 2(2), 2011. P.187–198.
- Watkins, J.S., McMillen, K.J., Bachman, S.B.** Tectonic synthesis, Leg 66: transect and vicinity // *Init. Rep. Deep Sea drill. Proj.*; 1981. 66. P. 837–849.
- Weaver, B.L.** Trace element evidence for the origin of ocean-island basalts // *Geology*, 19, 1991. P.123–126.
- Weaver B.L.** The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1991. Vol. 104. P. 381–397.
- Webster, J.D., Kinzler, R.L., Mathez, E.A.** Chloride and water solubility in basalt and andesite melts and implications for magmatic degassing // *Geoch. et Cosmochimica Acta*, 1999. Vol. 63. № 5. P. 729–738.
- Wegener, A.** Die Entstehung der Kontinent // *Geologische Rundschau*. 1912. Bd 3. S. 276–471.
- Dietz, R.S.,** Alpine serpentinites as oceanic rind fragments. *Geol. Soc. Am. Bull.*. 74. 1963. P. 947–952.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W.** A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 95. 1987. P.407–419.
- Wilhem, C., Windley, B.F., Stampfli, G.M.** The Altaids of Central Asia: A tectonic and evolutionary innovative review // *Earth-Science Reviews* 113, 2012. P. 303–341.
- Willmore, C.C., Boudreau, A.E., Spivack, A., Kruger, F.J.** Halogens of Bushveld Complex, South Africa: 37Cl and Cl/F evidence for hydration melting of the source region in a back-arc setting // *Chemical Geology*, 182, 2002. P. 503–511.
- Wilson, M.** *Igneous Petrogenesis – A global tectonic approach.* Unwin Hyman, London, 1989. 466 p.
- Wood, D.A.** The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet. Sci. Lett.* 50. 1980. P. 11–30.
- Wu, J., and Liu, C.** Geological features of Bayingou ophiolite complexes in North Tien Shan, Xinjiang, *Acta Petrologica Sinica*, vol. 2, 1989. P.76–87 (in Chinese with English abstract).
- Xiao, W., Huang, B., Han C., Sun, S., Li, J.** // A review of the western part of the Altaids: A key to understanding the architecture of accretionary orogens. *Gondwana Research* 18, 2010. P. 253–273.
- Xiao, W., Han, C., Yuan, C., Sun, M., Zhao, G., Shan, Y.** Transitions among Mariana-, Japan-, Cordillera- and Alaska-type arc systems and their final juxtapositions leading to accretionary and collisional orogenesis. From: Kuský, T. M., Zhai, M.-G. & Xiao, W. (eds) *The Evolving Continents: Understanding Processes of Continental Growth.* Geological Society, London, Special Publications. 338. 2010. P. 5–53.
- Xiao W.J., Huang B., Han C., Sun S., Li J.** A review of the western part of the Altaids: A key to understanding the architecture of accretionary orogens// *Gondwana Research*. 2010. V.18. P. 253–273.
- Yogodzinsky, G.M., Volynets, O.N., Seliverstov, N.I.** Magnesian andesites and the subduction component in a strongly calcalkaline series at Piip Volcano, far western Aleutians // *Journal of Petrology*. 1994. Vol. 34. P. 163–204.
- Yogodzinski, G.M., Kay, R.W., Volynets, O.N., Koloskov, A.V., Kay, S.M.** Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region; implications for slab melting and processes in the mantle wedge // *GSA Bulletin*, 1995. Vol. 107. № 5. P. 505–519.

Zhou, M.F., Zhao, J.H., Jiang, C.Y., Gao, J.F., Wang, W., Yang, S.H. OIB-like, heterogeneous mantle sources of Permian basaltic magmatism in the western Tarim Basin, NW China: implications for a possible Permian large igneous province. *Lithos* 113, 2009, pp. 583–594.

Zhylkaidarov A.M. Conodonts from Ordovician of Central Kazakhstan // *Acta Paleontologica Polonica*. 1998. V.43. № 1. P. 53-68.

Zindler, A. & Hart, S. Chemical Geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 14. 1986. P. 493–571.

Люблю книги
ljubljudknigi.ru



yes
I want morebooks!

Покупайте Ваши книги быстро и без посредников он-лайн - в одном из самых быстрорастущих книжных он-лайн магазинов!
Мы используем экологически безопасную технологию "Печать-на-Заказ".

Покупайте Ваши книги на
www.ljubljudknigi.ru

Buy your books fast and straightforward online - at one of the world's fastest growing online book stores! Environmentally sound due to Print-on-Demand technologies.

Buy your books online at
www.ljubljudknigi.ru

OmniScriptum Marketing DEU GmbH
Heinrich-Böcking-Str. 6-8
D - 66121 Saarbrücken
Telefax: +49 681 93 81 567-9

info@omniscrptum.com
www.omniscrptum.com

OMNIScriptum



