

Владимир Степанец

ОФИОЛИТЫ

северо-востока

Центрального Казахстана



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

© 2008 Wladimir Stepanez

Herstellung und Verlag: Books on Demand GmbH, Norderstedt

ISBN 978-3-8370-9865-5

В. Г. Степанец

Офиолиты северо-востока Центрального Казахстана

ББК 26.3

УДК 552.321.5/.6+551-242-3(-02)(574+25)

Степанец В. Г. Офиолиты северо-востока Центрального Казахстана. Нордерштедт, БОД, 2008. -172 с.

ISBN 978-3-8370-9865-5

В книге рассмотрены проблемы геологии, петрографии и геодинамики офиолитов северо-востока Центрального Казахстана. Основное внимание уделено описанию разрезов и петрогеохимической специализации осадочно-вулканогенных и плутонических комплексов разновозрастных нижнепалеозойских офиолитовых ассоциаций. Геохимический состав изученных вулканитов указывает на переходный тип океанической мантии, вовлеченной в магмогенерирующие зоны субдукции Казахстанского сегмента Палеоазиатского океана. Постулируется хлоридная природа образования дифференцированных вулканитов и ассоциирующих с ними хромитовых дунитов. На основании геодинамических реконструкций доказывается террейновая природа складчатых структур мозаично-блокового типа северо-востока Центрального Казахстана. На палинспастических реконструкциях показано приэкваториальное положение Казахстанского континента в среднем ордовике.

Монография может представлять интерес для широкого круга специалистов в области естественных наук: научных работников, геологов-производственников и студентов геологических вузов.

Табл. 6. Ил. 95. Библ. 265.

Ответственный редактор

Р. М. Антонюк

Рецензенты:

Г. С. Бискэ, И. Ф. Никитин, Л. Е Попов

© Степанец В. Г.
2008

Stepanez W. G. Ophioliten im Nord-Osten des Zentral-Kasachstans.
Herstellung und Verlag: Books on Demand GmbH, Norderstedt. 2008. -172 s.

ISBN 978-3-8370-9865-5

Предисловие ответственного редактора

Данная монография отражает современное состояние изученности офиолитов северо-востока Центрального Казахстана. В ней дан обзор различных взглядов на геологию, генезис и геотектоническую позицию офиолитов этой области.

Книга насыщена большим фактическим материалом, собранным автором в процессе геолого-съёмочных работ и тематических исследований в ареалах развития нижнепалеозойских plutонических, вулканогенных и осадочных образований. Большой интерес представляют данные по биостратиграфии кремнистых и вулканогенно-кремнистых раннепалеозойских толщ. Впервые не только для региона, но и всего Центрального Казахстана приведены сведения по петрохимии и геохимии основных типов магматических пород, их пороодообразующих и аксессуарных минералов.

Особое внимание уделяется комплексности исследований и всесторонней обработке материалов с использованием новейших компьютерных технологий, на основе которых убедительно выполнен сопоставительный анализ вещественного состава офиолитов северо-востока Центрального Казахстана с основными генетическими типами офиолитов современных геодинамических обстановок, позволившие разработать обоснованную геодинамическую модель развития палеозоид северо-востока Центрального Казахстана во времени и пространстве.

На основании сравнительного анализа делается вывод, что раннепалеозойские офиолиты Центрального Казахстана являются перспективными объектами для изучения и моделирования глубинных магматических процессов, протекающих в конвергентных зонах.

Несомненный интерес представляют данные о вовлечении хлора, содержащегося в океанической воде, в магматические процессы, происходящие в надсубдукционных зонах, чем можно объяснить низкие концентрации элементов группы железа в дифференцированных вулканитах, что является важной составной частью предлагаемых в монографии моделей развития островодужного магматизма каледонид Центрального Казахстана.

В монографии дана конструктивная критика палинспастических реконструкций ранее рассмотренных моделей и приведены вполне обоснованные доводы в пользу положения Казахстанских террейнов в южном полушарии в течение ордовика, что находит подтверждение в новейших исследованиях по палеомагнетизму и палеозоогеографии ордовика.

Естественно, не все проблемы генезиса офиолитов раскрыты в данной монографии, однако факты, приведенные в ней, могут послужить надежным базисом для дальнейших более детальных исследований офиолитов покровно-складчатых структур Центрального Казахстана.

Книга представляет большой интерес для широкого круга специалистов, в первую очередь, занимающихся изучением региональной геологии и тектоники Казахстана.

Р. М. Антонюк

Введение

Настоящая монография посвящена проблемам геологии офиолитов северо-востока 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 сопоставленный 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 Толпак и Караулчеку, являются благоприятными объектами для изучения магматических процессов, протекающих в надсубдукционных зонах на уровнях глубин, недоступных для изучения в актуалистических аналогах.

В монографии уделяется основное внимание описанию стратиграфии кремнисто-вулканогенных комплексов, анализу геохимических данных, построению геодинамической модели развития палеозойд северо-востока Центрального Казахстана и проблеме происхождения мантийных магм над зонами субдукции, основанных на полевых и камеральных исследованиях, выполненных автором за период с 1984 по 2004 гг.

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 Майкаин-Кызылтасского районов в 1988-91 гг., а также в период подготовки к рабочему совещанию «Офиолиты Казахстана» [Ермолов и др., 1990] и составления геодинамической карты Центрального Казахстана (Антонюк и др. 1995).

Результаты вышеупомянутых исследований отображены на: тектонической карте Казахской ССР м-ба 1:1 000000, серия Центрально-Казахстанская (Антонюк и др., 1985); структурно-формационной основе к прогнозно-металлогенической карте Центрального Казахстана м-ба 1:500 000 (Кондрашенков и др., 1986); геологической карте Казахской ССР м-ба 1:500 000, серия Центрально-Казахстанская (Гранкин и др., 1991); они также вошли составной частью в корреляционную схему ордовикских отложений Казахстана и Киргизии (Алма-Ата, 1986) и Решения III Казахстанского стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою (Алма-Ата, 1991); геодинамической карте Центрального Казахстана м-ба 1:500 000 (Антонюк и др., 1995); геологической карте Республики Казахстан м-ба 1: 200 000, лист Экибастуз (Евсеенко и др., 2001).

Основные результаты, отраженные в монографии, докладывались на III стратиграфическом совещании в г. Алма-Ате (1986), на XXI Всесоюзном тектоническом совещании в г. Москве (1988), на IV Казахстанском Петрографическом совещании в г. Караганде (1988), на Ломоносовских чтениях МГУ в г. Москве (1989), на II и III Всесоюзных совещаниях «Тектоника литосферных плит» в Москве (1989, 1991), на Международном совещании, посвященном памяти Л. Р. Зоненшайна «Плитная Тектоника» в г. Москве (1993), на Международном совещании «Геодинамическая эволюция Палеоазиатского океана» в г. Новосибирске (1993), а также были представлены на 7-ой Международной конференции по тектонике плит, посвященной памяти Л. П. Зоненшайна «Общие вопросы тектоники»

в г. Москве (2001), на Международной научной конференции «Рифты литосферы» в г. Екатеринбурге (2002), на GEO 2002. Planet Erde: Vergangenheit, Entwicklung, Zukunft. 1. 5. Oktober 2002 in Würzburg, на II Всероссийском симпозиуме по вулканологии и палеовулканологии в г. Екатеринбурге (2003), на Всероссийском совещании «Современные проблемы формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований» в г. Новосибирске (2003), на X, XI, XIII и XIV научных студенческих школах «Металлогения древних и современных океанов» в г. Миассе (2004, 2005, 2007, 2008).

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.

В полевых работах и при обработке каменного материала и написании отдельных разделов в разные годы принимали участие: Н. П. Антонюк, Н. М. Гридина, Д. В. Гришин, Б. Ш. Клиnger, В. Е. Коник, М. К. Кимерле, Т. Ф. Слонова, В. И. Тимербекова, А. А. Якубчук (Агырек, Косгомбай); Л. Л. Герман, Д. В. Гришин, П. В. Ермолов, Л. А. Курковская, М. З. Новикова, Т. Ф. Слонова (Толпак); Л. Л. Герман, Н. А. Герасимова, Л. А. Гоганова, А. Н. Диденко, В. Е. Коник, И. Ф. Кузнецов, С. А. Куренков, Л. А. Курковская, М. З. Новикова, Д. М. Печерский, Т. Л. Турманидзе, Т. Ф. Слонова, А. А. Якубчук (Караулчеку); Н. П. Антонюк, Н. М. Гридина, М. К. Кимерле, В. А. Гордеев (Богембай, Ангренсор).

Микронзондовые анализы 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.

Автор благодарит палеонтологов Н. М. Гридину, В. Е. Коника, Б. Ш. Клиnger, Л. А. Курковскую за поиски и определение фауны, что позволило значительно уточнить местную стратиграфическую схему.

Основные аспекты, касающиеся генезиса, возраста и вещественного состава офиолитов северо-востока Центрального Казахстана, на разных стадиях исследований обсуждались с В. Ч. Августыняком, А. В. Авдеевым, М. В. Алексютиным, Р. М. Антонюком, А. А. Арискиным, Б. П. Васильевым, В. И. Борисенком, Г. С. Букуровым, Л. Л. Германом, Н. А. Герасимовой, М. С. Гранкиным, А. Ф. Грековым, Н. М. Гридиной, Д. В. Гришиным, В. А. Гордеевым, И. В. Глуханом, В. Я. Глухеньким, Н. К. Двойченко, А. Н. Диденко, Р. Д. Евсеенко, П. В. Ермоловым, В. И. Жуковским, А. Р. Квятковским, И. Ф. Кузнецовым, С. А. Куренковым, Л. А. Курковской, М. З. Новиковой, И. Ф. Никитиным, Л. Е. Поповым, А. В. Рязанцевым, Н. Сеитовым, В. И. Серых, М. П. Щебуняевым, А. С. Якубчуком.

Особую признательность автор хотел бы выразить Р. М. Антонюку, взявшему на себя нелегкий труд научного редактирования настоящей монографии, а также рецензентам: И. Г. С. Бискэ, Ф. Никитину и Л. Е. Попову, чьи замечания существенно улучшили структуру монографии.

Автор благодарит фирму North-Design, www.RC-MIR.com за финансовую и информационную поддержку.

Глава 1

1.1. Методика петрогеохимического анализа

Петрогенные компоненты и элементы-примеси были определены в ЦХЛ ПГО «Центркразгеология» и ГЕОХИ РАН, состав породообразующих и акцессорных 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 вкрест простираения комплексов, что позволило проследить петрогеохимическую эволюцию пород офиолитовой ассоциации в пространстве и во времени.

Атомно-абсорбционным, рентгено-флуоресцентным и количественным спектральным методами анализа в вулканитах было изучено распределение редкоземельных элементов (REE – Y, La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu), литофильных элементов с высоко заряженными ионами (HFSE – Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, Tb) и 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 [Токсöz & 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: 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/т.

Анализы кривых, нормализованных по базальтам N-типа COX (N-MORB), 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].

Полезную информацию по проблеме проявления глобального вулканизма можно найти на сайтах:

<http://www.earthref.org/GERM/main.htm>

<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/>

<http://volcano.und.nodak.edu/vw.html>

<http://www.nmnh.si.edu/gvp/>

http://piru.alexandria.ucsb.edu/collections/kirkby_morin/gdyn/main.html

<http://pubs.usgs.gov/publications/text/dynamic.html>

При идентификации океанических комплексов были использованы показатели таблицы 1.1.

Таблица 1.1.

Геохимические типы мантийных резервуаров.

	HIMU	EM1	EM2	N-MORB	Конт. кора
La/Nb	0.66-0.77	0.64-1.19	0.89-1.09	1.07	2.2
Ba/Nb	5.3-6.5	11.4-17.7	7.3-11.0	4.3	54
Rb/Nb	0.35-0.38	0.88-1.17	0.59-0.85	0.36	4.7
Zr/Nb	3.2-5.0	4.2-11.4	4.5-7.3	30	16
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	20-22	17.5-18.7	17.8-19.3	17.8-19.6	13.5-33.9
²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb	15.65-15.85	15.45-15.59	15.55-15.70	15.4-15.6	14.43-18.89
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	39.5-41.7	38.2-39.1	38.2-39.4	6.7-39.2	3.2-39.8
⁸⁷Sr/⁸⁶Sr	0.7025-0.7037	0.7045-0.7058	0.7056-0.7068	0.702-0.704	0.7033-0.8405

Примечание. HIMU – обогащенная (U+Th/Pb) мантия, образованная впервые 1.5-2.0 млрд.лет, обогащенная мантия – EM1, EM2 [HOFMANN, 1997], N-MORB [WILSON, 1989], континентальная кора [ROLLINSON, 1993].

При отсутствии 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, характеризующаясь при этом более низкими значениями дискриминанты D1, что согласуется с представлениями В. Хофманна [HOFMANN, 1997] о природе образования плюмовых ассоциаций. В поле спредингových ассоциаций, но при более высоких значениях D1, ложатся базальты задуговых спредингových бассейнов. Величины дискриминанты D1 хорошо коррелируются с $\text{Na}_{(8)}=\text{Na}_2\text{O}+(0.73*\text{MgO})-2.98$ [KLEIN & LANGMUIR, 1987], $\text{Ti}_{(8)}=(\text{TiO}_2)(\text{MgO})^{1.7}/34.3$, $\text{Fe}_{(8)}=(\text{FeO}^*+(8-\text{MgO})/(1+0.25(8-\text{MgO})))$, $\text{Na}_{(8)}=(\text{Na}_2\text{O}+0.115(8-\text{MgO}))/((1+0.113(8-\text{MgO})))$ [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 вулканических внутриокеанических островных дуг, вулканоплутонических дуг переходной области океан-континент, а также плюмовые ассоциации.

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

1.2. Терминология и принципы классификации офиолитов

Впервые офиолиты были описаны в 1813-27 гг. французским геологом А. Броньяром, а впоследствии Н. Хесс (1955) назвал сочетание серпентинитов, мафических вулканических и кремнистых пород, ранее детально описанное Г. Штейнманном [STEINMANN, 1927], «штейнманновской триадой». История возникновения и эволюция понятия термина «офиолиты» неоднократно обсуждались в работах А. В. Пейве [ПЕЙВЕ, 1969], А. Л. Книппера [КНИППЕР, 1971], А. Миясиро [MIYASHIRO, 1973], Р. Г. Колмана [КОЛМАН, 1979].

Офиолиты, в соответствии с решением Пенроузкой конференции 1972 г., – это характерная ассоциация основных-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 текстурами тектонитов 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*, сложенный 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 [КОЛМАН, 1979].

Однако следует отметить, что исключительно океаническая гипотеза происхождения офиолитов ещё в начале 70-х годов прошлого столетия, в период её 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 (СОХ); проницаемых зонах трансформных разломов (ТР); окраинных морях (ОМ); срединговых задуговых бассейнах (СЗБ) и в фундаменте островных дуг (ОД) [MIYASHIRO, 1973; BESSALUVA, et al., 1979; 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 СОХ и ОМ. Низко- и особо низкотитанистые офиолиты типичны для магматических серий ОД и СЗБ.

Дж. А. Пирс с соавторами [Пирс и др., 1987] подразделили офиолиты на два типа: офиолиты СОХ и офиолиты, формирующиеся над зоной субдукции (НЗС). Последние отличаются от офиолитов СОХ не только пониженными концентрациями Ti, Sr и Y в базальтоидах, но также большей истощенностью мантийных перидотитов. Кумулятивные породы плутонических офиолитов НЗС и СОХ характеризуются различной последовательностью кристаллизации минеральных парагенезисов. В офиолитах НЗС клинопироксен и ортопироксен кристаллизуются раньше плагиоклаза, тогда как в офиолитах СОХ 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].

Офиолитовые террейны, как правило, сопровождаются серпентинитовыми меланжами. В монографии 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, серпентинитовый меланж подразделяется на мономиктовый, олигомиктовый и полимиктовый. Мономиктовый 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-геохимической специализации офиолитовые ассоциации Центрального Казахстана подразделены на четыре группы – океанические, окраинно-морские, спредингово-задуговые 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, недосыщенных кремнеземом.

Средингово-задуговые офиолиты, в отличие от океанических, содержат рудные сегрегации хромитов, а их вулканические члены 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 боуэновскому типу в условиях низких давлений и медленного охлаждения магматического расплава. Их плутонические комплексы нередко содержат субвулканические тела железистых бонинитов (бонинит-офиолиты) или низкожелезистых караулчекитов (караулчекит-офиолиты).

Сокращения, принятые в тексте. Crx – клинопироксен; 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; N-MORB – базальты N-типа срединно-океанических хребтов; T-MORB – переходные; E-MORB – обогащенные Nb, Ta, Ce, K, P базальты; OIB – базальты океанических островов; Bn – бониниты, Mg – марианиты; CAB – известково-щелочные вулканиты; SABt – шошонит-абсарокит-банакиты; Fe# – железистость; Mg# – магнезиальность; Cr# – хромистость; 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

Краткий обзор эволюции взглядов на генезис и геотектонческую позицию офиолитов северо-востока Центрального 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 змеевики 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. Суспициным (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-кварцевитовой толщ.

Образование 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 серпентинитовых поясов к ордовику, тем самым, определит 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-съёмщики 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.

Резко противоположной точки зрения придерживался В. Ф. Беспалов [БЕСПАЛОВ, 1980, 1982], рассматривавший офиолиты северо-востока Центрального Казахстана как систему аллохтонов, представляющих собой некогда единый тектонический покров, шарьированный на докембрийский фундамент Казахстана в раннем кембрии, возможно в арениге.

Из приведенного выше краткого обзора представлений о возрасте и генезисе серпентинитовых поясов северо-востока 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 плутонических 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 рассланцевания 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. 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 офиолитов габброиды и перидотиты относятся к более ранним образованиям, чем перекрывающие их инициальные базальты [Антонюк, 1974; Колман, 1979; Добрецов, 1980].

Исходя из идей неомобилизма и актуалистических принципов в геологии Р. М. Антонюк [Антонюк, 1974] сопоставил базальты майкаинской свиты венда-нижнего кембрия, силициты и ассоциирующие с ними терригенные отложения костгомбайской свиты нижне-го-верхнего кембрия, широко развитых на северо-востоке Центрального Казахстана, соответственно со вторым и первым слоями современных океанов. При этом мафит-ультрамафиты на основании состава базальных конгломератов толпакской свиты венда в горах Толпак Р. М. Антонюк [Антонюк, 1974] относит к позднепротерозойскому меланократовому фундаменту венд-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 из керсутитовых габбро, залегающих среди дунитов и верлитов массива Толпак, где ранее Р. М. Антонюк описал позднепротерозойский меланократовый фундамент, был выделен циркон (477-480 млн. лет) и обоснована надсубдукционная природа мафит-ультрамафитов основных офиолитовых массивов (Караулчеку, Центрального Толпака, Майсора) северо-востока Центрального Казахстана [Степанец, 1990, 1992].

В это время Н. Сеитов [Сеитов, 1988, 1992] разрабатывает принципы умеренного мобилизма в геологии, интерпретирует офиолитовые зоны Казахстана как палеоокеанические микропояса и не исключает автохтонное залегание пород офиолитовой триады.

Рис. 2.1. Геодинамическая схема Центрального Казахстана (по:[Объяснительная записка..., 1981; ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА, 1985; STEPANETS, 1993; Антонюк и др., 1995; Никитин, 2002], с изменениями и дополнениями автора)

1 – докембрийские континенты; 2 – отложения пассивной окраины континентов; 3 – образования активизированной пассивной окраины континентов; 4 – континентальные рифтогенные комплексы; 5 – базальтоиды (с океаническими и внутриплитными геохимическими признаками, а также энсиматических островных дуги и окраинных морей); 6 – кремнистые глубоководные отложения; 7 – вулканические комплексы: а – энсиматических и б – энсиалических островодужных систем; 8 – карбонатно-терригенная моласса; 9 – зеленоцветный флиш; 10 – пестроцветная моласса; 11 – вулканогенно-терригенный флиш; 12 – вулканогенно-терригенная моласса; 13 – углисто-терригенно-карбонатные морские отложения; 14 – лагунно-континентальные отложения; 15-17 – активные окраины континентов: 15 – G_1-O_3 , 16 – D_{1-3} , 17 – C_1-P_2 ; 18 – границы тектонических областей; 19 – Карагадинский надвиг; 20 – граница тектонических плит; 21 – аккреционные призмы; 22 – серпентинитовые меланжи; 23 – палеоширота (данные заимствованы из работ [Степанец, 1990; Турманидзе и др. 1991; Антонюк и др., 1995; Куренков и др., 2002]; геодинамические обстановки: к – докембрийские континенты; рсм – пассивные континентальные окраины, арсм – активизированные пассивные континентальные окраины, асм – активные континентальные окраины, сг – континентальные рифты, ог – океанические рифты, ia – островные дуги, ba – спрединговые задуговые бассейны, fa – преддуговые бассейны, gm – окраинные моря; тектонические структуры: ар – аккреционные призмы, ol – олиостромы; докембрийские континентальные массивы: KS – Кокшетауский, MA – Майтубинский, UL – Улутауский, AM – Атасу-Моинтинский; континентальные окраины: BA – Байконурская, IS – Ишимская; активные окраины: KSVP – Кокшетауская вулканоплутоническая дуга, DVP – Девонская вулканоплутоническая дуга, BIVP – Балхаш-Илийская вулканоплутоническая дуга; островные дуги: В – Бозшакольская, К – Кендыктинская, ТА – Шынгыз-Тарбагатайская; спрединговые бассейны: М – Майкаинский, Ас – Ащикольский, Sc – Шакшанский, Ак – Алкамергенский; преддуговые бассейны: BA – Баянаул-Акшатауский, NK – Нуринско-Карасорский, РТ – Предшынгызский, КК – Кентарлау-Котанбулакский; окраинные бассейны: Sg – Сарысуйский, Ad – Агадырский, SA – Саякский; континентальные рифты: MR – Марьенский, U – Успенский; континентальные лагуны: Tп – Тенизская, Ds – Джекказганская; аккреционные призмы: Е – Ерментауская, N – Найманжальская, BU – Бурубайтальская, BA – Богембай-Ангренсорская, AT – Агырек-Толпакская, Т – Тектур-масская, I – Итмурундинская

В 80-90-е годы прошлого столетия благодаря интенсивному развитию конодонтовой 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]. Тем самым было обосновано постепенное омоложение кремнистых и кремнисто-базальтовых комплексов офиолитов от внутренней зоны поздних каледонид к внутренним частям герцинид Центрального Казахстана [Бесстрашнов и др., 1988; Степанец, 1988; STEPANETS, 1993]. Выявлено широкое развитие в Центральном Казахстане разновозрастных олиостромовых комплексов [Рязанцев и др., 1987; Степанец, 1988, 1992; Новикова и др., 1993; STEPANETS, 1993; ERMOLOV et al., 1993; Степанец и др., 1998 и др.], сопровождающих тектонические покровы пород офиолитовой триады, также закономерно омолаживающихся к ядерным частям Джунгаро-Балхашской складчатой области [STEPANETS, 1993]. В этот период был накоплен большой петрогеохимический материал по вулканитам офиолитов [Объяснительная записка..., 1981; Ермолов, 1990; Степанец, 1990, 1992; Кузнецов и др., 1990; Антонюк и др., 1995], что позволило разновозрастные нижнепалеозойские вулканиты Центрального Казахстана со-

поставить с вулканогенными комплексами кайнозойских спрединговых окраинных морей и островных дуг Западно-Тихоокеанского региона [ERMOLOV et al., 1993; STEPANETS, 1993, НИКИТИН, 1995, СТЕПАНЕЦ и др., 2002a].

Распределение редкоземельных, литофильных элементов и их изотопные отношения в вулканитах [ЕРМОЛОВ, 1990; СТЕПАНЕЦ, 1990, 1992; КУЗНЕЦОВ и др., 1990; АНТОНЮК и др., 1995] и гранитоидах [HEINHORST et al., 2000] нижнего палеозоя Центрального Казахстана противоречат представлениям [СЕИТОВ, 1989, 1992; ЯКУБЧУК, 1991; SEGÖR, NATAL'IN, 1996 и др.], что их образованию предшествовала деструкция докембрийского кристаллического фундамента. Также была обоснована возрастная миграция магматических, осадочных комплексов, включая олистостромы [ГРАНКИН и др., 1991; АНТОНЮК и др., 1995], в пределах Центрального Казахстана в пространстве и во времени к ядру Джунгаро-Балхашской складчатой области, которая была обусловлена конвергентными и дивергентными процессами, протекающими в системе океан-континент и океан-океан [STEPANETS, 1993; СТЕПАНЕЦ и др., 2002].

Все эти геодинамические обстановки формирования структур палеозойд Центрального Казахстана отображены на схеме (рис. 2.1).

Данная схема согласуется с выводом Р. М. Антонюка [АНТОНЮК и др., 1977, 1995; ТЕКТНИКА КАЗАХСТАНА, 1982], что в структуре Центрального Казахстана выделяется два геоблока: Западный геоблок, состоящий из сиалического докембрия Кокшетауского и Улутауского микроконтинентов и нижнепалеозойских вулканогенных и осадочных комплексов, ограниченных по периферии Ерментау-Найманжальской зоной аккреционных призм, Восточный геоблок, в составе которого широко развиты фрагменты офиолитовых комплексов, отражающих состав фундаментов нижнепалеозойских океанических рифтов, окраинных бассейнов и островодужных систем.

С позиций актуалистических принципов развития Земли эти геоблоки можно рассматривать как фрагменты тектонических плит. Офиолитовые комплексы Восточного блока тектонически редуцированы, обнажаются в составе сложнопостроенных разновозрастных аккреционных призм, 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. Сутуры надсубдукционных офиолитов Бозшаколя, Майкаин-Кызылтаса (Богембай-Ангренсора) отражают историю развития, по-видимому, западной части Палеоазиатского океана, омывающего в раннем палеозое восточную окраину Балтии (Восточно-Европейского континента), а паравтохтоны Баянаул-Акшатауской структурно-формационной зоны, Базарбая, Агадыря и сутуры рифтогенных офиолитов Карамуруна и Итмурунды маркируют зоны схождения малых океанических плит юго-восточной части этого океана, омывающего западную окраину приэкваториальной Гондваны.

Ниже более подробно будет дана характеристика нижнепалеозойских офиолитов Баянаул-Акшатауского преддугового прогиба и Шакшан-Кендыктинской островодужной системы северо-востока Центрального Казахстана (рис. 2.1).

Глава 3

Офиолиты Баянаул-Акшатауской структурно-формационной зоны

3.1. Офиолиты Караулчекинского паравтохтона

На северо-востоке Баянаул-Акшатауской структурно-формационной зоны (рис. 2.1) в междуречье Акозек и Ащысу, в урочище Караулчеку и на склонах горы Акозек обнажаются выходы ниже- и средне-верхнеордовикских псевдостратифицированных над-субдукционных офиолитов, слагающих паравтохтон, обдукцированный на флишоидно-молассовые отложения верхнего ордовика и силура [СТЕПАНЕЦ, 1988, 1992]. Это один из наиболее полно сохранившихся выходов офиолитов в пределах Центрального Казахстана [Объяснительная записка..., 1981], интенсивно исследуемых в конце 80-х и начале 90-х годов прошлого столетия [СТЕПАНЕЦ, 1988, 1992; ЯКУБЧУК и др., 1988; Турманидзе и др., 1991; Новикова и др., 1993].

Ранее вулканиты спилит-диабазовой формации и перекрывающие их вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения (рис. 3.1.1.1) включались в состав докембрийской ерментаусской серии [Борукаев, 1958], позднее они сопоставлялись соответственно с венд-кембрийской базальтоидной майкаинской свитой и преимущественно кремнистой ниже-верхнекембрийской косгомбайской свитой [Объяснительная записка..., 1981]. Мафит-ультрамафиты подошвы паравтохтона Караулчеку Р. М. Антонюк [Антонюк, 1974] относил к меланократовому фундаменту, аналогичной точки зрения придерживалась М. З. Новикова и её коллеги [Новикова и др., 1993].

Первые находки раннеордовикских конодонтов в базальных яшмах в районе тригопункта Акозек были осуществлены в 1985 г. Б. Ш. Клиnger и Л. А. Гогановой, что послужило основанием автору выделить толщу спилитов в нижеордовикскую караулчекинскую, а кремнисто-туфогенно-вулканогенную часть разреза отнести к акозекской свите нижнего и верхнего ордовика. Данная последовательность верхних членов разреза офиолитов массива Караулчеку Баянаул-Акшатауской зоны была включена в корреляционную схему ордовикских отложений Казахстана и Киргизии (Алма-Ата, 1986). Позднее эти разрезы детально изучались Л. А. Курковской, М. З. Новиковой, Н. А. Герасимовой [Новикова и др., 1993] и Н. М. Гридиной [СТЕПАНЕЦ, 1992].

3.1.1. Геологическое строение и вещественный состав

В видимом основании Караулчекинского паравтохтона обнажаются тектонизированные и серпентинизированные гарцбургиты общей мощностью до 1000 м с редкими будинами магнетитов и титаномагнетитов. Лизардитовые серпентиниты смяты в мелкие линейные и вторично деформированные складки. Повсеместно отмечаются следы пластических деформаций. Вверх по разрезу постепенно уменьшается степень серпентинизации, расланцевания и чаще можно наблюдать чередование пластов пойкилитовых гарцбургитов. В отдельных пластах устанавливается первичная магматическая слоистость, в верхах зоны обнажается выдержанный по мощности (до 50 м) горизонт кумулятивных дунитов с

элементами градационной слоистости.

Кумулятивные дуниты сменяются толщей, общей мощностью до 700 м, переслаивающихся кумулятивных верлитов, дунитов, гарцбургитов и лерцолитов, реже плагиоклазовых и роговообманковых перидотитов, перемежающихся друг с другом в виде пластов переменной мощности. В строении разреза переходной зоны намечается следующая генеральная зональность: в нижней части разреза преобладают верлиты, реже встречаются дуниты; в верхах распространены лерцолиты. Они, как правило, характеризуются шаровой отдельностью, реже отмечаются массивные разновидности, тяготеющие к основанию разреза. С увеличением плагиоклаза количество оливина в лерцолитах резко снижается и в верхах переходной зоны появляется горизонт мощностью до 120 м оливиновых пироксенитов и пироксенитов, в котором доминируют ортопироксениты. Последние постепенно сменяются породами габбро-норитовой (мафитовой) зоны, мощностью около 230 м, сложенной лейко- и меланократовыми габбро, норитами, роговообманковыми, оливиновыми, диопсидовыми габбро, прослоенные анортозитами и клинопироксенитами. Габброиды, особенно в нижней части зоны, хорошо ритмически расслоены, здесь преобладают меланократовые слои, где содержание пироксена достигает 60%. Меланократовые разновидности характеризуются наличием кумулятов плагиоклаза и пироксена. Вверх по разрезу количество пироксена постепенно уменьшается, слои приобретают лейкократовый облик и в разрезе доминируют роговообманковые габбро. В целом степень амфиболизации габброидов постепенно возрастает вверх по разрезу.

Кумулятивные мафит-ультрамафиты Караулчеку по последовательности кристаллизации минеральных фаз (Ol-Crt-Crx-Orx-Pl), химическому составу их породообразующих, акцессорных минералов и пространственной ассоциации с low-Fe/high-Mg диабазами сопоставимы с надсубдукционными офиолитами [СТЕПАНЕЦ, 1988; 1992], типовые разрезы которых детально описаны в офиолитах Тетиса [Пирс и др., 1987]. Возраст мафит-ультрамафитов достоверно не установлен. Единичные зерна циркона, выделенные из искусственного шлиха габброидов, не явились представительной пробой, чтобы выполнить по ним радиологический изотопный анализ. Однако если учитывать, что кумулятивные перидотиты, габброиды, диориты и двупироксеновые андезибазальты акозекской свиты характеризуются единым боуэновским трендом дифференциации (см. ниже), а андезибазальты комагматичны габброидам и диоритам, то не исключен их лландейло-карадокский возраст [СТЕПАНЕЦ, 1992; СТЕПАНЕЦ и др., 2002].

Разрез мафитовой зоны насыщен одиночными силлами, в верхах разреза сосредоточены тела low-Fe/high-Mg долеритов, а в низах располагаются долериты и очень редко high-Mg лейкограниты. Лейкограниты внедрились позже долеритов и содержат их в ксенолитах, но параллельны телам долеритов. В межсилловых пространствах встречаются маломощные скрины изотропных габбро и диоритов. На первом этапе исследований офиолитов массива Караулчеку данный комплекс пород включался в состав кератофир-спилит-диабазовой формации [СТЕПАНЕЦ, 1988; Якубчук и др., 1988]. Детальный петрогеохимический анализ пород и дополнительное картирование дало основание выделить их в самостоятельную серию силлов позднего этапа [СТЕПАНЕЦ, 1992], а позднее low-Fe/high-Mg долериты были названы караулчекитами [СТЕПАНЕЦ, 2004]. Плутонические офиолиты прорываются более поздними, по-видимому, среднепалеозойскими субвулканическими телами трахидацитов (кератофиров), субсогласные тела последних проникают и в тектонизированные гарцбургиты, а редкие тела сиенитов прорывают низы разреза акозекской

свиты (рис. 3.1.1.1).

Структурно выше, с тектономагматическими брекчиями в основании, залегает спилит-диабазовая караулчекинская формация ($O_1 ag^2$), сохраняя при этом конформность с лежащей ниже толщей надсубдукционных мафит-ультрамафитов, что подтверждено структурными исследованиями [Степанец, 1992; Новикова и др., 1993] и палеомагнитными данными [Турманидзе и др., 1991, Куренков и др., 2002]. В низах формации обнажается толща (~700 м) пластинчатых кварцевых диабазов, в верхах – потоки спилитов караулчекинской формации (~1000 м).

Тела кварцевых диабазов характеризуются элементами градационной слоистости, которые напоминают серию силлов с односторонними зонами закала, обращенными к кровле разреза. Строение «пластинчатых» силлов хорошо картируется в отдельном тектоническом блоке в южной части массива, где плоско сглаженная сопка сложена коренными выходами кварцевых диабазов. Здесь кварцевые диабазы на выветренной поверхности похожи на кремнистые тонко- и грубослоистые зеленые алевролиты, в которых только под микроскопом можно наблюдать диабазовые структуры с элементами различной зернистости. Тонкокристаллические, скрытокристаллические участки диабазов в элювиальных россыпях описывались ранее как зоны закалки роя силлов [Степанец, 1988; Якубчук и др., 1989]. Такие зоны закалки типичны для диабазов дайкового комплекса палеотипных срединговых зон океанических рифтов, где их дайковая природа и генетическая связь с офиолитами не вызывают сомнения [Колман, 1979; Перфильев и др., 1985; Симонов, 1993; Куренков и др., 2002 и др.].

Маломощные тела плагиогранитов и трондjemитов проникают в подошву спилитов и прорваны low-Fe/high-Mg долеритами (караулчекитами) и содержат редкие ксенолиты габброидов и кварцевых диоритов. В низах разреза спилитов встречаются редкие потоки риодацитов и силлы миндалекаменных кварцевых диабазов, в верхах миндалекаменные известково-щелочные пиллоу-спилиты содержат линзы железистых яшм.

Стратотипический разрез караулчекинских спилитов был описан к юго-востоку от тригопункта Акозек на северо-западном склоне урочища Караулчеку, где выше кварцевых диабазов снизу вверх залегают (мощность истинная, в метрах):

1. Серые миндалекаменные порфиоровые, реже олигофиоровые кварцевые диабазы (с/п. 861/20).....	100-120
2. Зеленовато-серые, зеленые афировые спилиты (с/п. 861/19), прорваны тонкозернистыми кварцевыми диабазами	40
3. Серые олигофиоровые пиллоу-спилиты	60-70
4. Серые миндалекаменные афировые спилиты (с/п. 861/17).....	40-50
5. Темно-серые, зеленые миндалекаменные афировые спилиты (с/п. 861/16).....	30-34
6. Серые афировые спилиты	12
7. Зеленые, темно-зеленые афировые, реже олигофиоровые спилиты.....	20
8. Серые афировые спилиты	10
9. Светло-серые, зеленовато-серые миндалекаменные афировые спилиты (с/п. 861/11).....	12
10. Зеленые, темно-зеленые порфиоровые риодациты (с/п. 861/10).....	2
11. Серые афировые спилиты	40
12. Светло-серые, зеленовато-серые миндалекаменные афировые спилиты.....	80-85

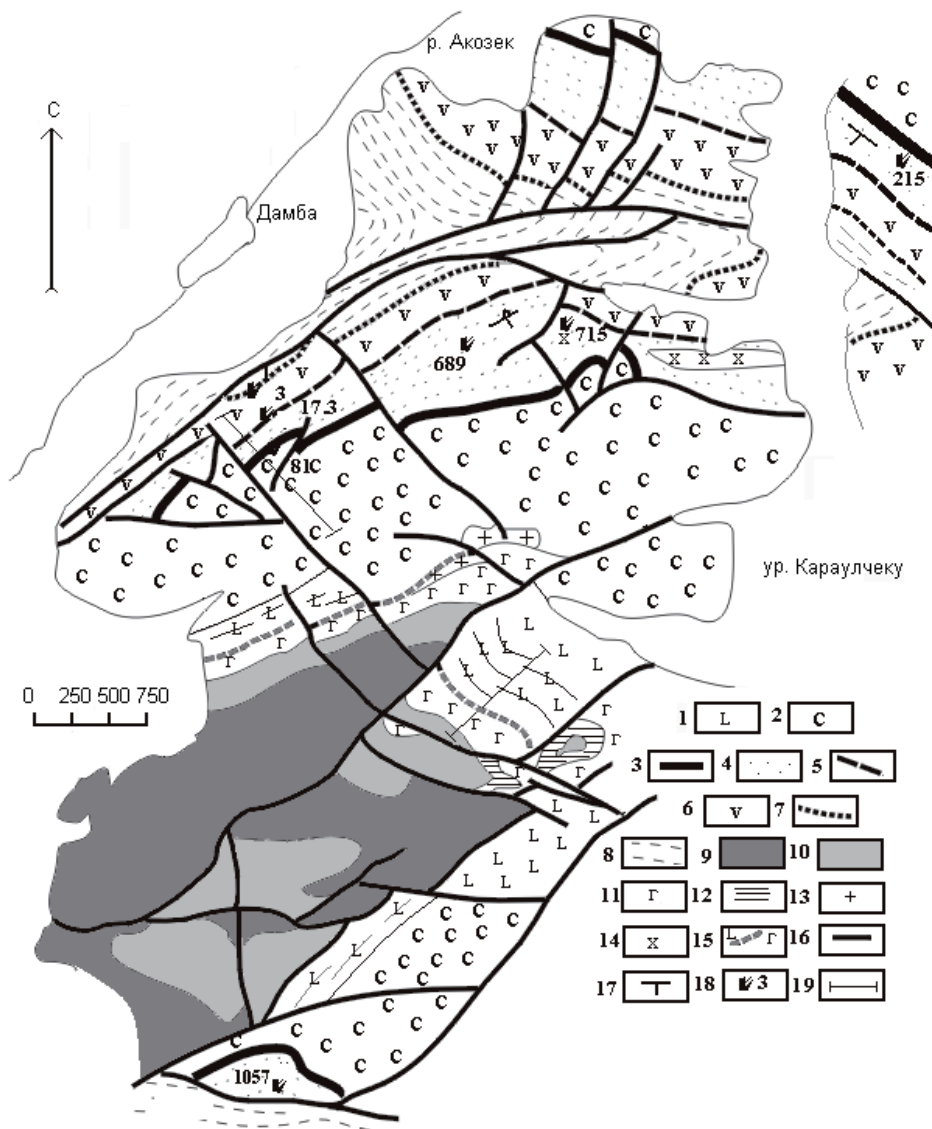


Рис. 3.1.1.1. Геологическая схема северо-западной части параволканона Караулчеку (координаты центра участка: 50.8° с. ш., 74.8° в.д.) (составлена по личным наблюдениям с использованием материалов Л. Л. Германа, М. З. Новиковой, Н. А. Герасимовой)

1-2 – спилит-диабазовая караулчекская формация (O_{1arg}): 1 – пластинчатые кварцевые диабазы, 2 – пиллоу-спилиты; 3-7 – акозекская свита; 3-5 – пестрая толща ($O_{1arg}^2-O_{2lld}$): 3 – базальные яшмы, 4 – дацитовые пепловые туфы, кремнистые туффиты с прослоями яшм, 5 – песчаники; 6-7 – вулканогенная толща ($O_{2lld}-O_{3c}$): 6 – островодужные Орх-Срх-Pl андезибазальты и их туфы, 7 – кремнистые алевриты с конodontами; 8 – флишоиды кошиакозекской свиты (O_{3as}); 9-13 – над-субдукционные офиолиты: 9 – истощенные гарцбургиты с подиформными залежами магнетитов, 10 – кумулятивные перидотиты, 11 – габбро-нориты, диориты и одиночные силлы долеритов и родс-

твенные им породы, 12 – пироксениты, 13 – плагиограниты и трондjemиты; 14 – среднеордовикские сиениты; 15 – доорогенные тектонические брекчии; 16 – тектонические разрывы; 17 – элементы залегания; 18 – места обнаружения конодонтов и их номера; 19 – места отбора проб на палеомагнитные исследования [Турманидзе и др., 1991]

13. Серые олигофировые пиллоу-спилиты (с/п. 861/8).....	10-12
14. Серые, зеленые миндалекаменные олигофировые спилиты (с/п. 861/6).....	140-150
15. Зеленовато-серые миндалекаменные олигофировые спилиты.....	25
16. Серые, темно-серые афировые пиллоу-спилиты	20
17. Серые, буровато-серые афировые спилиты.....	14
18. Серые, темно-серые афировые пиллоу-спилиты (с/п. 861/2).....	24
19. Серые, зеленовато-серые афировые спилиты (с/п. 861/1).....	14

Стратиграфически выше вскрывается ритмично построенный разрез акозекской свиты ($O_1 \text{arg}^2 - O_3 \text{c}$) [Степанец, 1988, 1992; Новикова и др., 1993; Nikitin, 1995]. В основании разреза обнажается пестроцветная кремнисто-туфогенная толща, где преобладают кислые пепловые туфы, переслаивающиеся с туффитами, туфоалевролитами, туфопелитами, туфопесчаниками, яшмы которой содержат на разных стратиграфических уровнях конодонты среднего аренига, лланвирна, лланвирна-раннего карадока. В верхах разреза распространены преимущественно островодужные вулканиты и их туфы, вишневые кремнистые алевролиты кровли разреза содержат конодонты верхов карадока и низов ашгилла. Общая мощность разреза акозекской свиты не превышает 550 м.

Стратотипический разрез отложений акозекской свиты описан к северо-западу от триг. Акозек ($50^{\circ}51'40.6''$ с. ш., $74^{\circ}48'24.1''$ в. д), где выше спилитов караулчекинской свиты снизу вверх залегают (мощность истинная, в метрах):

1. Базальный горизонт вишнево-красных глинистых яшм.....	2
Здесь впервые в 1986 году Б. Ш. Клиндгер были обнаружены раннеордовикские конодонты и определены радиолярии, позднее Л. А. Курковской (обн. К/809) были описаны конодонты среднего аренига, вероятно, зона <i>P. navis</i> : <i>Drepanodus arcuatus</i> Pander, <i>Periodon flabellum</i> (Lindström), <i>Prioniodus (O.) evae</i> Lindström, <i>Prioniodus (B.) cf. navis</i> Lindström, а в кровле горизонта Н. М. Гридиной (обн. Г/81) обнаружены радиоляриты со спикулами губок и верхнеаренигские?-раннелланвирнские конодонты: <i>Periodon aculeatus</i> Hadding, <i>Prioniodus sp.</i> , <i>Coleodus sp.</i>	
2. Серо-зеленые, грязно-зеленые массивные, реже с тонкой горизонтальной слоистостью кислые пепловые туфы, преимущественно дацитового состава. В основание горизонта прослой вишнево-серых кремнистых алевротуффитов.....	8
3. Серые, массивные зеленовато-серые разномиктовые, реже туфогенные песчаники, внизу преобладают крупномиктовые разновидности с угловатыми обломками пепловых туфов,верху лучше сортированные крупно-среднезернистые песчаники.....	8
4. Зелено-серые, грязно-зеленые массивные, реже с тонкой горизонтальной слоистостью кислые пепловые туфы.....	50
5. Зелено-серые разномиктовые вулканомиктовые песчаники с обломками пепловых туфов,верху маломощные прослой туфоалевролитов и туфопесчаников.....	10
6. Пепловые туфы, аналогичные пачке 4.....	30
7. Серо-зеленые крупномиктовые до гравелитов массивные вулканомиктовые песчани-	

ки.....	2
8. Зелено-серые, грязно-зеленые массивные, реже с тонкой горизонтальной слоистостью кислые пепловые туфы, прослоенные маломощными горизонтами вишневых кремнистых алевролитов и туффитов.....	85
9. Слоистые кремнистые серо-зеленые алевролиты с примесью табачных мелкозернистых песчаников.....	2
10. Частое чередование грязно-серо-зеленых, вишнево-серых кремнистых алевролитов и туффитов.....	20
11. Серо-зеленые, грязно-зеленые массивные и грубослоистые кремнистые алевро-туффиты вверху вишнево-серые.....	55
12. Вишнево-красные грубослоистые яшмы (обн. К/17.3) с конодонтами лланвирна, исключая верхи: <i>Paroistodus cf. horridus</i> Barnes et Poplavski, <i>Paroistodus cf. parallelus</i> Pander, в этом же горизонте (обн. К/684) обнаружены: <i>Paroistodus cf. horridus</i> Barnes et Poplavski, <i>Amorphognathus cf. variabilis</i> Sergeeva, <i>Periodon aculeatus</i> Hadding, <i>Oistodus cf. sehnopsis</i> Serpagli, <i>Protopanderodus cf. rectus</i> (Lindström), <i>Dichognathus sp.</i> , <i>Amorphognathus sp.</i> ? <i>Microzarkodina sp.</i> , <i>Tetraprioniodus sp.</i> На северном крыле Акозекской синклинали в аналогичных яшмах (обн. Г/215) раннелланвирнские конодонты: <i>Periodon sp.</i> , <i>Paroistodus horridus</i> Barnes et Poplavski, <i>Microzarkodina sp.</i>	2
В этом же горизонте, но в отдельном тектоническом блоке (обн. К/1057), южного крыла основания паравтохтона собраны конодонты позднего лланвирна: <i>Periodon flabellum</i> (Lindström), <i>Periodon cf. aculeatus</i> (Hadding), <i>Pygodus serra</i> Hadding, <i>Periodon aculeatus</i> Hadding.	
13. Темно-вишневые сверху зеленовато-серые тонкослоистые и грубослоистые кремнистые алевролиты и туффиты.....	16
14. Пачка вишнево-бурых слоистых кремнистых алевролитов, в верхней части этой пачки пестро окрашенные разности на поверхностях напластования содержат спикулы кремнистых губок (спонголитовые яшмы), беззамковые брахиоподы и конодонты лланвирна и раннего карадока. В обн. К/36 конодонты: <i>Periodon cf. aculeatus</i> Hadding, в обн. К/3в: <i>Prioniodus sp.</i> , <i>Panderodus gracillis</i> (Branson et Mehl).....	20
15. Полимиктовые песчаники буровато-серые среднезернистые, вверх по разрезу сменяются серыми с зеленоватым оттенком кремнистыми алевролитами с неясной слоистостью.....	15
16. Красные и вишневые кремнистые плитчатые алевролиты со спикулами кремнистых губок.....	5
17. Толща брекчий и туфов с обломками миндалекаменных, массивных афировых и порфировых двупироксеновых андезибазальтов, участками они прослоены вулканомиктовыми гравелитами и грубыми песчаниками. На северном крыле синклинали туфы фациально замещаются массивными лавами.....	160
18. Красно-бурые плагиоклазовые андезиты.....	30
19. Пачка темно-вишневых, серо-вишневых массивных, реже грубо горизонтально слоистых кремнистых алевролитов с конодонтами характерными для верхов карадока и низов ашгилла: <i>Panderodus cf. mutatus</i> Branson et Mehl., <i>Protopanderodus sp.</i> (обн. К/1а) и здесь же в обн. К/689.1 собраны: <i>Periodon cf. grandis</i> Ethington, <i>Belodina cf. compressa</i> Branson et Mehl, <i>Prioniodus sp.</i>	15
20. Грязно-зеленовато-серые грубоплитчатые кремнистые алевролиты.....	8

В описанной последовательности выделяется две толщи: 1) пестрая толща (330 м) преимущественно дацитовых пепловых туфов, кремнистых туффов, песчаников с прослоями яшм (слои 1-16); 2) вулканогенная толща (210 м) двупироксеновых андезитахальтов и их туфов с прослоями вулканомиктовых песчаников, гравелитов, реже – кремнистых алевролитов (слои 17-20).

Выше согласно залегают грязно-зеленые, табачные алевролиты, алевропесчаники и песчаники, известковистые песчаники, очень редко встречаются известняки кошиакозекской свиты [СТЕПАНЕЦ, 1992]. В основании флишеидного разреза известны трилобиты низов позднего ордовика [НИКИТИН, 1972], а в верхах В. Е. Коник указывает кораллы верхнего ашгилла. Выходы кошиакозекской свиты также обнажаются в среднем течении р. Ащысу, западнее зим. Акозек и пос. Алексеевка. По литологическому составу и характеру строения её разрезы идентичны таковым еркебидайской и ангренсорской свит, но отличаются от них стратиграфическим объемом, отвечая всему ашгиллу. Кошиакозекская свита согласно перекрывается сатпаевской свитой нижнего силура (S_1). Отложения сатпаевской свиты широко распространены в Баянаул-Акшатауской зоне [СТЕПАНЕЦ, 1992]. В районе поселка им. К. И. Сатпаева её типовой разрез представлен чередованием преимущественно зеленоцветных песчаников, алевролитов, реже конгломератов, гравелитов, известковистых песчаников, мощностью более 4000 м. Наиболее детально её разрез описан в междуречье Жаргас-Акжар [БАНДАЛЕТОВ, 1969]. В районе пос. Русско-Ивановский в подошве разреза выделяется пачка верхнеордовикских алевролитов и песчаников, аналогичных таковым из разреза кошиакозекской свиты района горы Акозек. На них залегают двухэлементная флишевая пачка (100 м), выше наслаивается толща песчаников, известковистых и кремнистых алевролитов с граптолитами нижнего и среднего лландовери. Завершают разрез сатпаевской свиты зелено- и красноцветные песчаники и алевролиты, содержащие граптолиты среднего лландовери. В районе гор Жаргас зеленоцветные песчаники сатпаевской свиты согласно надстраиваются красноцветными песчаниками, содержащими фауну брахиопод, табулят и ругоз верхнего лландовери и венлока [БАНДАЛЕТОВ, 1969; ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА..., 1981].

3.1.2. Петрогеохимическая специализация

Караулчекит-офиолиты. *Мафит-ультрамафитовый комплекс.* Ультрамафитовая зона. Гарцбургитовые серпентиниты ультрамафитовой зоны имеют однородный петрохимический состав и по содержанию легкоплавких компонентов (Al, Ti, Ca и щелочей) отвечают истощенным перидотитам с низкими концентрациями титана ($TiO_2=0.02$ мас. %) и фосфора ($P_2O_5<0.011$ мас. %).

Суммарное содержание легкоплавких компонентов не превышает 1.5 %, коэффициент фракционирования ($Fe\#=100*(Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg)$) изменяется от 10.1 до 13.1 %. На рис. 3.1.2.1 фигуративные точки серпентинитов несколько перекрывают ареал точек кумулятивных перидотитов, что отражает их дифференциацию по железистости и магнезиальности. Величина отношения CaO/Al_2O_3 не превышает 0.78, Al_2O_3/MgO составляет не более 0.04.

Деплетированные гарцбургиты, кумулятивные дуниты, верлиты и лерцолиты характеризуются практически одинаковым спектром накопления элементов-примесей (рис. 3.1.2.2), это свидетельствует о том, что все они являются производными одной родона-

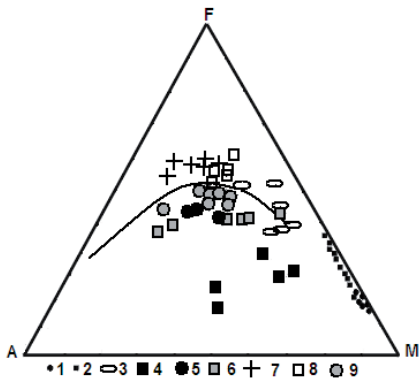


Рис. 3.1.2.1. Диаграмма AFM для составов магматических пород псевдостратифицированных надсубдукционных офиолитов массива Караулчеку 1-6 – караулчекит-офиолиты: 1 – серпентиниты, 2 – кумулятивные перидотиты, 3 – кумулятивные габброиды, 4 – караулчекиты, 5 – долериты, 6 – вулканиды акозекской свиты; 7-9 – спилит-офиолиты: 7 – low-K спилиты, 8 – кварцевые диабазы, 9 – med-K спилиты. Линией показана граница раздела составов пород толеитовой и известково-щелочной серий [IRVINE & BARAGAR, 1971]

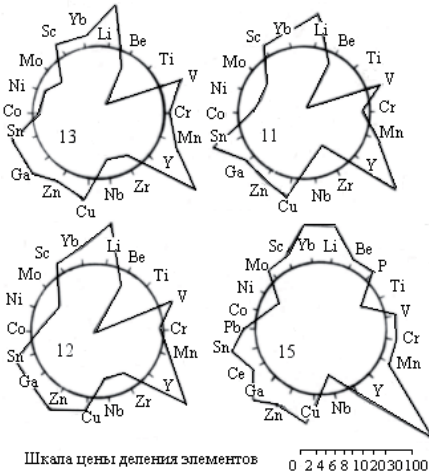


Рис. 3.1.2.2. Круговые диаграммы содержания элементов-примесей, нормированных к кларковым содержаниям перидотитов [Инструкция..., 1983], кумулятивных ультрамафитов Караулчеку

11 – верлиты; 12 – дуниты; 13 – гарцбургиты; 15 – лерцолиты

Кумулятивные перидотиты переходной зоны обогащены легкоплавкими компонентами. Верлиты характеризуются изменчивыми концентрациями $\text{CaO}=4.0\text{--}13.36$ мас. %, $\text{Al}_2\text{O}_3=0.95\text{--}5.7$ мас. %; в них несколько повышены содержания $\text{TiO}_2<0.31$ мас. %, $\text{Na}_2\text{O}<0.41$ мас. %. В лерцолитах концентрации этих окислов несколько ниже, CaO не более 4 мас. %, $\text{Al}_2\text{O}_3=5.0$ мас. %. В целом, ультраосновные кумулаты более высокожелезисты, чем перидотиты ультрамафитовой зоны, коэффициент фракционирования дунитов изменяется от 12 % до 19 %, в лерцолитах и верлитах достигает 26 %, что наглядно демонстрирует диаграмма AFM (рис. 3.1.2.1).

Химический состав первичных шпинелидов перидотитов непостоянен. Хромистость (Cr#) шпинели кумулятивных дунитов основания кумулятивного разреза составляет 0.74, что несколько выше, чем в аксессуарах деплетированных гарцбургитов (0.53-0.64) и кумулятивных перидотитов (0.52-0.68). Последние характеризуются более высокими содержаниями $\text{TiO}_2<13.53$ мас. %, суммарного железа (<68.96 мас. %) и широкими вариациями коэффициента железистости 52-95, повышающегося вверх по разрезу. Рудные титаномагнетиты содержат до 3.6 % меди.

Ультрамафиты резко различаются по содержанию редкоземельных элементов. Гарцбургитам характерны высокие отношения La/Sm $n=3.8$, La/Yb $n=3.8$, Yb/Y $n=0.01$, в лерцолитах эти отношения значительно ниже: La/Sm $n=1.6$, La/Yb $n=1.2$, Yb/Y $n=0.06\text{--}0.02$, а

уровень концентраций выше [СТЕПАНЕЦ, 1992].

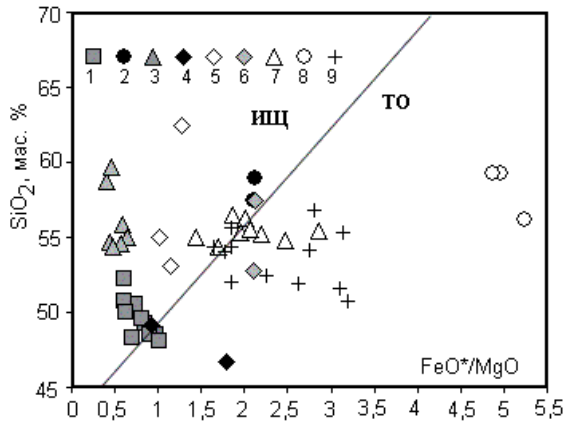


Рис.3.1.2.3. Положение составов пород офиолитов Караулчеку на диаграмме $\text{SiO}_2\text{-FeO}^*/\text{MgO}$ [YOGODZINSKI et al., 1995]

1 – кумулятивные габброиды; 2 – диориты; 3 – low-Fe/high-Mg долериты (караулчекиты); 4–6 – лавы акозекской свиты: 4 – базальты, 5– дупироксеновые андезибазальты, 6 – трахибазальты; 7–9 – караулчекинская формация: 7 – кварцевые диабазы, 8 – med-K спилиты, 9 – low-K спилиты; ИЩ – известково-щелочные и ТО – толеитовые серии

Для габброидов мафитовой зоны характерны высокие Ta/Yb $n=0.31$, Ce/Yb $n=3.6$, La/Sm $n=1.4$, La/Yb $n=1.7$, низкие La/Ta $n=5.4$, La/Ba $n=0.05$, La/Nb $n=1.6$, Sm/Zr $n=0.05$ и Sm/Hf $n=0.85$ отношения, а также низкие концентрации Eu (0.45 г/т), Y (11 г/т), Sr (150 г/т), Yb (1.6 г/т), Ce (5.7 г/т), La (2.7 г/т), Nb (1.7 г/т).

Low-K/high-Cr кумулятивные дупироксеновые, ортопироксеновые габброиды по характеру накопления кремнезема и железистости отвечают породам известково-щелочной и толеитовой серий (рис. 3.1.2.1 и рис.3.1.2.3) при широких вариациях отношений $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ $n=0.58\text{-}1.14$.

Они характеризуются неустойчивыми концентрациями $\text{TiO}_2=0.24\text{-}0.87$ мас. %, $\text{Al}_2\text{O}_3=11.67\text{-}18.88$ мас. %, низкими содержаниями $\text{P}_2\text{O}_5<0.047$ мас. %, что характеризует их как габброиды офиолитов надсубдукционного типа.

Коэффициент фракционирования в габброидах постепенно растет к подошве разреза ($\text{Fe}\#=35$), но достигает максимума в low-K известково-щелочных диоритах ($\text{Fe}\#=54$), в которых также увеличивается роль P_2O_5 до 0.22 мас. % и TiO_2 до 0.84-1.31 мас. %.

По петрографическим и петрогеохимическим признакам долериты, слагающие одиночные sill, могут быть разделены на две группы: low-Fe ($\text{FeO}^*=2.9$ мас. %, $\text{Fe}_2\text{O}_3=0.70$ мас. %) с высокими содержаниями кальция ($\text{CaO}=12.18$ мас. %) и med-Fe ($\text{FeO}_{\text{общ}}=8.02$ мас. %, $\text{Fe}_2\text{O}_3=2.95$ мас. %) с низкими содержаниями кальция ($\text{CaO}=6.68$ мас. %).

Первая группа пород приближается к составу high-Ca бонинитов при несколько пониженных концентрациях $=5.11$ мас. % MgO , высоком $\text{Mg}\#=75.3$, $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3=0.78$ и низких $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2=15$ и $\text{FeO}_{\text{общ}}/\text{MgO}=0.59$.

Породы второй группы отвечают составу med-Ti долеритов и характеризуются низким $\text{Mg}\#=49.9$ и $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2=12.5$, $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3=0.43$ отношениями. Отдельную группу составляют med-Ti ($\text{TiO}_2=0.64\text{-}0.69$ мас. %) средние породы, отвечающие high-Mg ($\text{MgO}=5.78\text{-}6.17$ мас. %)/low-Fe ($\text{FeO}_{\text{общ}}=2.31\text{-}3.14$ мас. %, $\text{Fe}_2\text{O}_3=0.53\text{-}2.01$ мас. %) андезиту при высоком $\text{Mg}\#=82\text{-}75$, низких $\text{FeO}^*/\text{MgO}=0.40\text{-}0.51$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2=26\text{-}22$, $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3=0.67\text{-}0.42$ и тем самым находят некую аналогию с адакитами [YOGODZINSKI et al., 1995], отличаясь от последних низкими содержаниями $\text{P}_2\text{O}_5=0.08$ мас. %, $\text{K}_2\text{O}=0.10$ мас. %.

По-видимому, к данному комплексу силлов принадлежат и единичные субвулкани-

ческие тела high-Mg ($MgO=2.25$ мас. %)/low-Ti ($TiO_2=0.03$ мас. %) лейкогранитов.

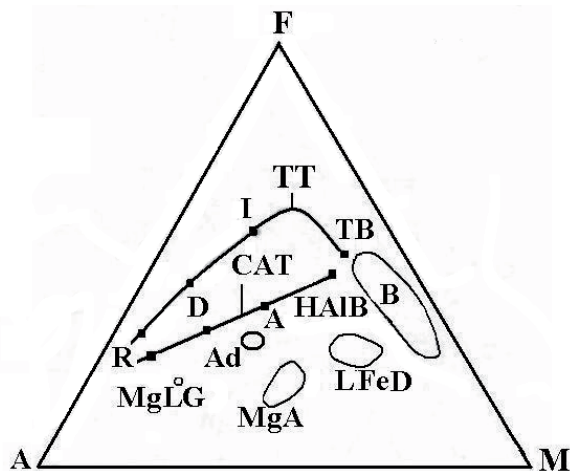


Рис. 3.1.2.4. Диаграмма AFM для пород одиночных силлов

Тренды фракционирования: TT – толеитовый, CAT – известково-щелочной. Породы: TB – толеитовые базальты, HAIB – высокоглиноземистые базальты, I – исландиты, A – андезиты, D – дациты, R – риолиты; поля составов: B – бонинитов по: [ISHIKAWA et al., 2002; FALLOON et al., 2000; CAMERON et al., 1979 и др.], Ad – адакитов [YOGODZINSKI et al., 1995]; LFeD – low-Fe/high-Mg долеритов; MgA – high-Mg/low-Fe андезитов; MgLG – high-Mg лейкогранитов

Относительно высокие концентрации V (176 г/т) и низкие Sc (19 г/т) low-Fe/high-Mg долеритов определя-

ют их высокие $Ti/V=12.6$ и $Ti/Sc=117$ отношения, что характерно для коматиитов и высококальциевых бонинитов (НСВ).

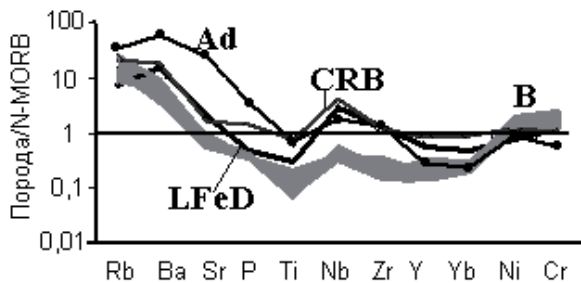


Рис.3.1.2.5. Спайдерграммы содержания элементов-примесей, нормированных к базальтам N-типа срединно-океанических хребтов (N-MORB) [SUN & McDONOUGH, 1989], пород одиночных силлов

CRB – обогащенные базальты Чилийского океанического рифта [KLEIN et al., 1995]; остальные условные обозначения см. на рис. 3.1.2.4

Однако low-Fe/high-Mg долериты резко обогащены Nb, Zr и Y, что нехарактерно для типичных бонинитов, в которых уровень концентраций $Fe_{общ}>8.40$ мас. %. Высокий уровень концентрации Nb, Zr и Y больше типичен для адакитов (high-Y/Mg андезитов), обладающих низким содержанием $Fe_{общ}<3.56$ мас. % (рис. 3.1.2.5). Med-Ti/Fe долериты отвечают составу базальтовых андезитов CAT, тогда как low-Fe/high-Mg долериты, high-Mg/low-Fe андезиты и high-Mg лейкограниты отклоняются как от TT, столь характерного для пород бонинитовой серии, так и от CAT (рис. 3.1.2.4), подчеркивая тем самым их петрохимическую специфику, обусловленную составом производной магмы, характеризующейся крайне низкими концентрациями Fe и высокими – Si, Mg, Ca, Na, Y.

Петрогеохимическая специализация low-Fe/high-Mg долеритов, low-Fe/high-Mg андезитов, high-Mg лейкогранитов дает основание выделить их в самостоятельную контрастную караулчекинскую серию (ККС) одиночных силлов, ассоциирующих с надсубдукционными офиолитами преддуговых бассейнов.

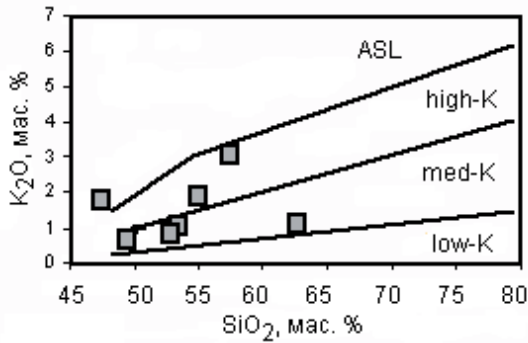


Рис. 3.1.2.6. Классификационная диаграмм K_2O-SiO_2 для вулканитов аозекской свиты

Серии: Low-K – толеитовая, Med-K – известково-щелочная, High-K – щелочная, ASL – абсарокит-шошонит-латитовая

По характеру распределения калия вулканиты аозекской свиты подразделяются на med-K базальты, андезиты и high-K андезибазальты, обладающие высокими концентрациями $P_2O_5=0.33-0.44$

мас. %, низкими $TiO_2=0.62-1.08$ мас. %, $FeO_{общ}=6.83-10.93$ мас. %, $CaO=3.81-10.22$ мас. % и крайне низкими содержаниями $Al_2O_3=10.70-13.95$ мас. % при $Fe\#=34-54$. На диаграммах AFM (рис. 3.1.2.1), $SiO_2-FeO_{общ}/MgO$ (рис. 3.1.2.3), SiO_2-K_2O (рис. 3.1.2.6) и TiO_2-K_2O (рис. 3.1.2.9) они тяготеют к полям вулканитов известково-щелочной серии островодужных ассоциаций.

Спилит-офиолиты. Спилиты и кварцевые диабазы пересыщены $SiO_2=50.72-60.50$ мас. %, $Na_2O<6.64$ мас. %, слабо обогащены $TiO_2=0.80-1.66$ мас. %, $Y=18-30$ г/т, $Nb=1.4-2.6$ г/т и образуют смешанный ряд между low-K и med-K ($K_2O=0.5-0.84$ мас. %) вулканитами. Для обеих групп пород типичны низкие содержания Co (18 -26 г/т), Ni (10-60 г/т), Cr (10-58 г/т), Sc (19-47 г/т), что указывает на высокую степень дифференциации исходной магмы. Распределение HFSE относительно устойчиво и не зависит от роста концентраций кремнезема.

Low-K спилиты обеднены $P_2O_5=0.12-0.17$ мас. %, $TiO_2<0.96$ мас. %, их нормализованные графики HFSE, REE приближаются к горизонтальному линейному тренду базальтов N-MORB (рис. 3.1.2.7 (б)). Med-K спилиты резко обогащены $P_2O_5=0.50-0.54$ мас. %, Rb (5.6-9 г/т), Ba (190-220 г/т), Sr (640-660 г/т), а также La (13-15 г/т), Ce (29-31 г/т), Sm (5.4 г/т), Eu (>1.7 г/т) при относительно устойчивых концентрациях тяжелых REE (рис. 3.1.2.7 (в)). С ростом концентрации калия в спилитах понижается $MgO=4.13-1.95$ мас. %, $Fe_2O_3=7.61-11.26$ мас. % неизменно преобладает над $FeO=1.68-3.23$ мас. % и изменяются отношения LILE/HFSE/REE.

Отношение La/Ta устойчиво растет от low-K спилитов к med-K спилитам соответственно от 12 до 38, также повышаются отношения La/Yb от 1.4 до 5, Ti/Hf от 1820 до 5080 (рис. 3.1.2.11 (а)), Ce/Yb от 3 до 10, Sr/Y от 3 до 25. Отношения Ta/Yb=0.08-0.14 спилитов с ростом концентраций калия изменяются незначительно.

Для обеих групп спилитов характерен максимум Ba (61-220 г/т) на фоне фракционирующих Rb (1.4-9 г/т), K ($K_2O=0.05-0.84$ мас. %) и резко выраженный минимум Nb (1.4-2.6 г/т) по отношению к La (4.6-15 г/т) и Ta (0.4 г/т), что наглядно демонстрируют спайдерграммы (рис. 3.1.2.7). Это дает основание предполагать, что повышения Na, K, Rb и Ba спилитов не обусловлены глубоководным аутометаморфизмом.

Риодациты по характеру накопления Co, Ni, Cr и других элементов-примесей и их отношениям идентичны спилитам, что хорошо видно при сопоставлении их нормализованных спайдерграмм (рис. 3.1.2.7).

Кварцевые диабазы по содержанию K_2O также подразделяются на low-K и med-K ($K_2O=0.50-0.75$ мас. %), однако в них с повышением K_2O не отмечается рост $P_2O_5=0.11-0.18$ мас. %, Ce, La, Sm, Eu и отсутствует четко выраженный Ba максимум. $La/Ta=13$, $Ba/La=10$ и концентрации REE и HFSE эквивалентны low-K спилитам (рис. 3.1.2.7 (а)).

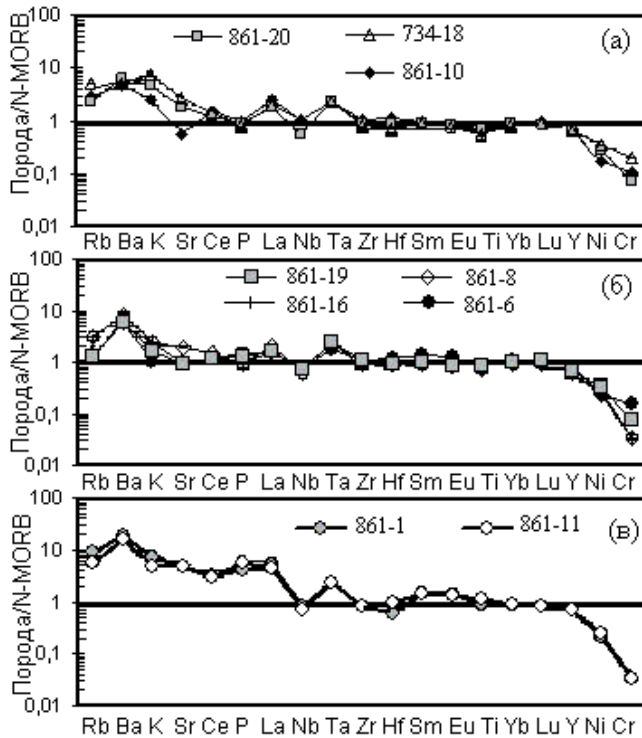


Рис. 3.1.2.7. Спайдерграммы содержаний элементов-примесей, нормированных к N-MORB [SUN & McDONOUGH, 1989], пород спилит-диабазовой караулчекинской формации
а – риодацит (861-10); диабаз основания разреза спилитов (861-20); кварцевый диабаз (734-18); б – low-K спилиты; в – med-K спилиты

Высокие концентрации Si, Na и крайне низкие Ni, Cr в валовом составе спилитов четко контролируются составом вкрапленников high-Na ($Na_2O=0.86$ мас. %) авгита $Wo_{27.5-26.0}En_{41.0-46.2}Fs_{27.1-31.6}$, что свидетельствует о первично высоком содержании Na в магме. High-Na авгит не находит аналогии с Crx островодужных толеитов и базальтов N-MORB, а ложится в поле базальтов задуговых бассейнов (рис. рис. 3.1.2.8 (а)). Титаномагнетит спилитов обогащен Fe_2O_3 , что также не характерно для островодужных комплексов [Турманидзе и др., 1991 и другие].

На диаграмме $La/10-Y/15-Nb/8$ (рис. 3.1.2.8 (б)) фигуративные точки спилитов имеют четко выраженный островодужный тренд, свидетельствующий об их фракционирова-

нии от толеитов до известково-щелочных базальтов, последние – med K спилиты; этому не противоречат и данные диаграммы AFM (рис. 3.1.2.1).

Однако от low-K толеитов островных дуг [PEARCE et al., 1995; EWART et al., 1998; Чурикова и др., 2001] low-K спилиты отличаются высокими содержаниями Na, Ti, Nb, HFSE и низкими – Mg, Ba, Rb, Li.

На диаграмме рис. 3.1.2.9 low-K спилиты по характеру соотношений TiO_2 - K_2O отвечают базальтам N-MORB и E-MORB, что не согласуется с их низкими концентрациями Co, Cr и Ni. Med-K спилиты с концентрациями $K_2O > 0.7$ мас. % отвечают составам вулканитов островодужной известково-щелочной серии и обогащенным базальтам задуговых бассейнов (BABV).

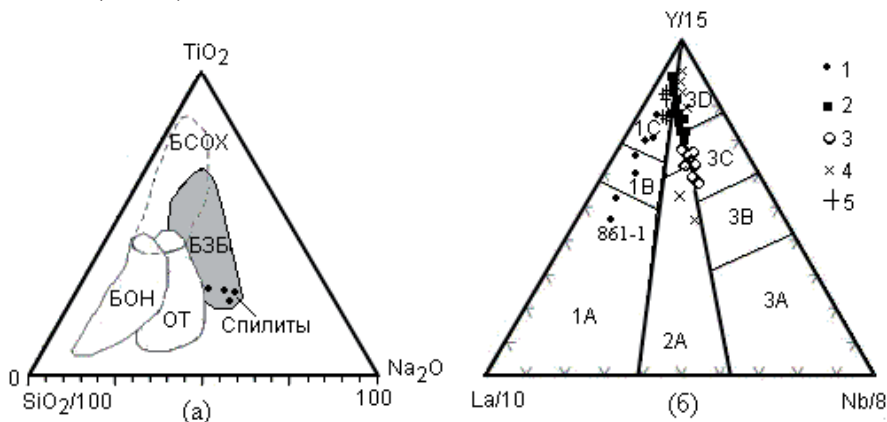


Рис. 3.1.2.8 (а). Положение составов клинопироксенов на диаграмме $SiO_2/100$ - TiO_2 - Na_2O [BESCALOVA et al., 1989] спилитов караулчекинской формации

Поля составов клинопироксенов: BCOX – базальтов срединно-океанический хребтов, B3B – базальтов задуговых бассейнов, BOH – бонинитов, OT – толеитов; поле составов клинопироксенов B3B околонушено [Ермолов, 1990; Степанец, 1990; HERGT & FARKEY, 1994, NICHOLSON et al., 2000]

(б) Диаграмма $La/10$ - $Y/15$ - $Nb/8$ [NICHOLSON et al., 2000]

1 – спилиты караулчекинской формации [Степанец, 1992]; 2 – базальты офиолитов Новой Зеландии и 3 – задуговые базальты Новой Зеландии [NICHOLSON et al., 2000]; 4 – базальты Чилийского рифта [KLEIN & KARSTEN, 1995]; 5 – базальты задугового бассейна Лай [HERGT & FARKEY, 1994]; поля составов пород [NICHOLSON et al., 2000], 1 – островодужные вулканиты: 1А – известково-щелочные базальты, 1В – переходные поля от 1А к 1С, 1С – островодужные толеиты; 2А – континентальные базальты, 2В – задуговые базальты; 3 – океанические базальты: 3А – базальты океанических островов, 3В, С – обогащенные базальты срединно-океанический хребтов, 3D – нормальные базальты срединно-океанический хребтов

Для решения проблемы их петрохимической идентификации дополнительно были построены двухкомпонентные диаграммы (рис. 3.1.2.10), на которых отчетливо видно, что спилиты караулчекинской формации по содержанию TiO_2 , P_2O_5 , CaO, $FeO_{общ}$, Al_2O_3 , Na_2O также не находят аналогии с базальтами срединно-океанических хребтов, но близки к трендам фракционирования петрогенных компонентов вулканитов задуговых бассейнов при резком обособленном положении фигуративных точек med-K спилитов.

Совершенно иную картину демонстрирует диаграмма отношений La/Ta-Ti/Hf (рис. 3.1.2.11(a)). На диаграмме отчетливо видно, что фигуративные точки low-K спилитов массива Караулчеку ложатся в поле состава деплетированной мантии [SUN & McDONOUGH, 1989] и вдоль её тренда фракционирования, резко отклоняясь от трендов фракционирования вулканитов внутриокеанической островодужной системы Лау-Тонга-Кермадек [EWART et al., 1998]. По Ba/La-La/Yb (рис. 3.1.2.11 (б)) отношениям low-K спилиты также приближаются к составу производных деплетированной мантии (DM), располагаясь в основании тренда фракционирования вулканитов внутриокеанической островодужной системы Лау-Тонга-Кермадек.

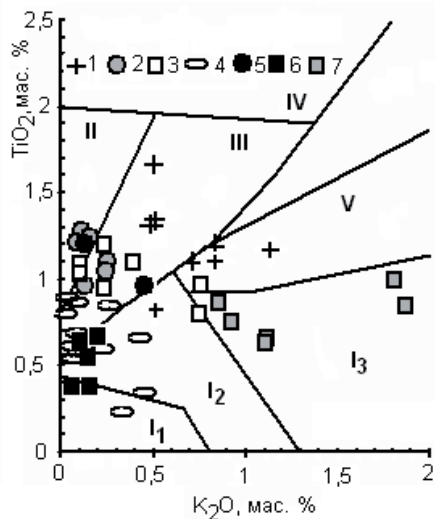


Рис. 3.1.2.9. Диаграмма $\text{TiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ [Куренков и др., 2002] для пород массива Караулчеку

1 – low-K спилиты; 2 – med-K спилиты; 3 – кварцевые диабазы; 4 – кумулятивные габброиды; 5 – долериты; 6 – магнезиальные андезиты, караулчекиты; 7 – вулканиты акокэка; поля составов пород: I – островодужные ассоциации (I₁ – бониниты, I₂ – толеиты, I₃ – известково-щелочные серии), II – срединно-океанические базальты (N-MORB), III – обогащенные срединно-океанические базальты (E-MORB) и задуговых бассейнов (BABB), IV – океанические внутриплитные острова, V – известково-щелочные и обогащенные базальты задуговых бассейнов (ABABB)

Фигуративные точки med-K спилитов несколько сдвинуты вправо от трендов фракционирования вулканитов островодужной системы Лау-Тонга-Кермадек, что обусловлено повышением концентраций Ti в med-K спилитах при относительно устойчивых содержаниях Hf. Аналогичное положение составов спилитов демонстрирует диаграмма отношений Ba/La-La/Yb (рис. 3.1.2.11 (б)). Высокие отношения La/Yb > 4, Ce/Yb ~ 10 и низкие Ba/La ~ 15 med-K спилитов сближают их с четвертичными вулканитами активной континентальной окраины Южных Анд [KILIAN, 1997].

Выбор вышеупомянутых базальтоидных комплексов для сопоставления был сделан целенаправленно, поскольку спилиты Караулчеку имеют некое сходство как с базальтами N-MORB, так и с базальтами задуговых спрединговых бассейнов.

1) Базальтовые стекла Чилийского рифта (ЧР) интересны тем, что их состав отчетливо гетерогенный. Low-K стекла отвечают океаническим толеитам, а med-K стекла по составу сопоставимы с вулканитами известково-щелочной серии. Интересно и то, что ЧР располагается недалеко от Южно-Андской зоны субдукции; для данной конвергентной зоны океан-континент разработана геодинамическая модель её развития [KLEIN et al., 1995; KILIAN, 1997].

2) Базальты бассейна Лау отражают состав вулканитов задуговых спрединговых бассейнов внутриокеанической островодужной системы [HERGT et al., 1994], а базальты бассейна Манус являются типовыми вулканическими комплексами задуговых спрединговых бассейнов, заложившихся на континентальной коре [SINTON et al., 2003].

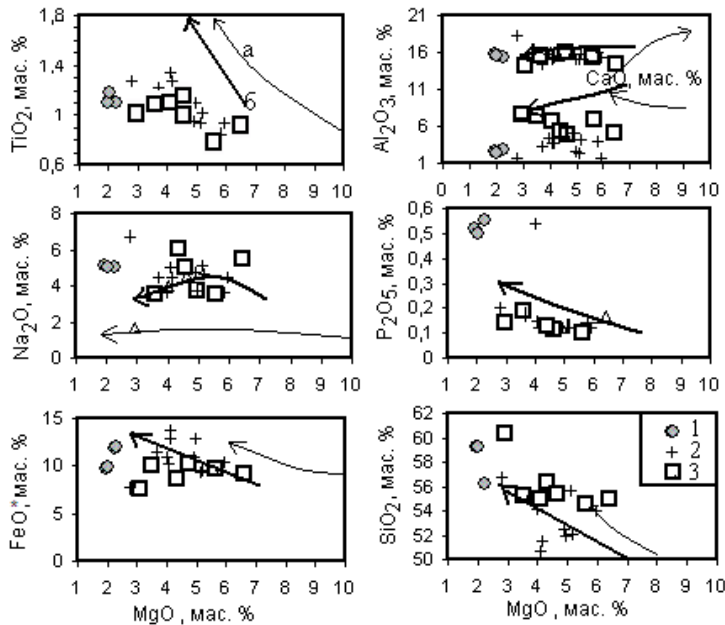


Рис. 3.1.2.10. Положение составов пород караулчекинской формации на двухкомпонентных диаграммах

a – тренд N-MORB [SUN & McDONOUGH, 1989]; б – тренд базальтов задуговых бассейнов [HERGT et al., 1994; SINTON et al., 2003]; 1-3 – спилиты караулчекинской формации: 1 – med-K спилитов, 2 – low-K спилиты, 3 – кварцевые диабазы

При сопоставительном анализе также использовались геохимические данные по Южно-Сандвичевой внутриокеанической островной дуге [PEARCE et al., 1995] и Камчатской сиалической островной дуге [CHURIKOVA et al., 2001].

По-видимому, более наглядными и более информативными при геохимическом сопоставлении являются нормализованные к значениям N-MORB спайдерграммы (рис. 3.1.2.12), поскольку они позволяют охватить широкий спектр элементов-примесей и оценить пределы их изменений в вулканитах различных геодинамических обстановок. Характер распределения Rb, Ba, K, Sr, La и Ta в med-K спилитах находит некую аналогию с med-K базальтовыми стеклами Чилийского рифта, исключая поведение Nb, Ni, Cr, (рис.3.1.2.12 (а, б)). Low-K спилиты по содержанию REE и HFSE в общих чертах аналогичны N-MORB (рис. 3.1.2.12 (а)), исключая Ni, Cr, Ta, La и Ba.

По отношению к low-K базальтовым стеклам Чилийского рифта (БСЧР) в спилитах Караулчеку (рис. 3.1.2.12 (б)) нарушена когерентность между La-Nb-Ta, с ростом их концентраций увеличиваются содержания Rb (>11.4 г/т), Ba (>115 г/т), K₂O (<0.45 мас. %) в med-K базальтовых стеклах, а также отмечается слабый рост Sr (< 163 г/т) и Ce (<19 г/т) [KLEIN et al., 1995]. Их рост характерен и для спилитов, но при Nb минимуме (рис. 3.1.2.12 (б)). La/Nb<3.8 и Ta/Nb=0.15-0.29 отношения в low-K спилитах значительно выше, чем в БСЧР соответственно La/Nb<1.6 и Ta/Nb<0.07, что обусловлено устойчиво высокими концентрациями Ta (0.4 г/т), La (4.6-6.1 г/т) и низким Nb (1.4-2.0 г/т) спилитов Караулчеку.

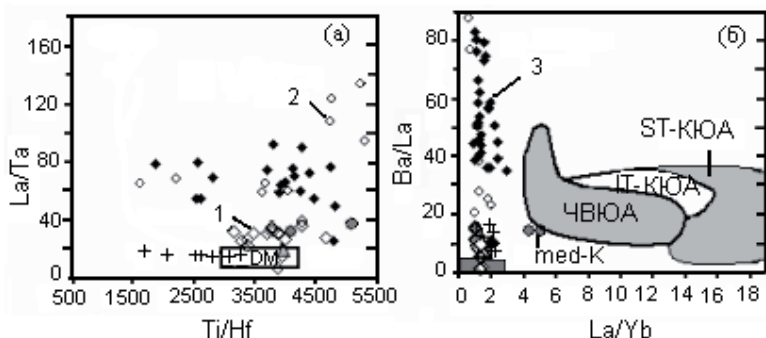


Рис. 3.1.2.11. Диаграммы отношений La/Ta - Ti/Hf (a) [YOGODZINSKI et al., 1995] и Ba/La - La/Yb (б) [KILIAN, 1997] для вулканитов островодужных систем

DM - деплетированная мантия [SUN & McDONOUGH, 1989]; вулканиты активной окраины Южно-Американского континента: четвертичные вулканиты Южных Анд (ЧВЮА), состав палеозойской и мезозойской коры Южных Анд: I-тип (IT-KIOA) и S-тип (ST-KIOA) [KILIAN, 1997]; 1 – базальты бассейна Лая [HERGT et al., 1994]; 2 – вулканиты островной дуги Кермадек [EWART et al., 1998]; 3 – вулканиты островной дуги Тонга [EWART et al., 1998]; темными большими квадратами на рис. 3.1.2.11(б) обозначены базальтовые стекла Чилийского рифта (БСЧР) [KLEIN et al., 1995]; остальные условные обозначения смотри на рис. 3.1.2.10

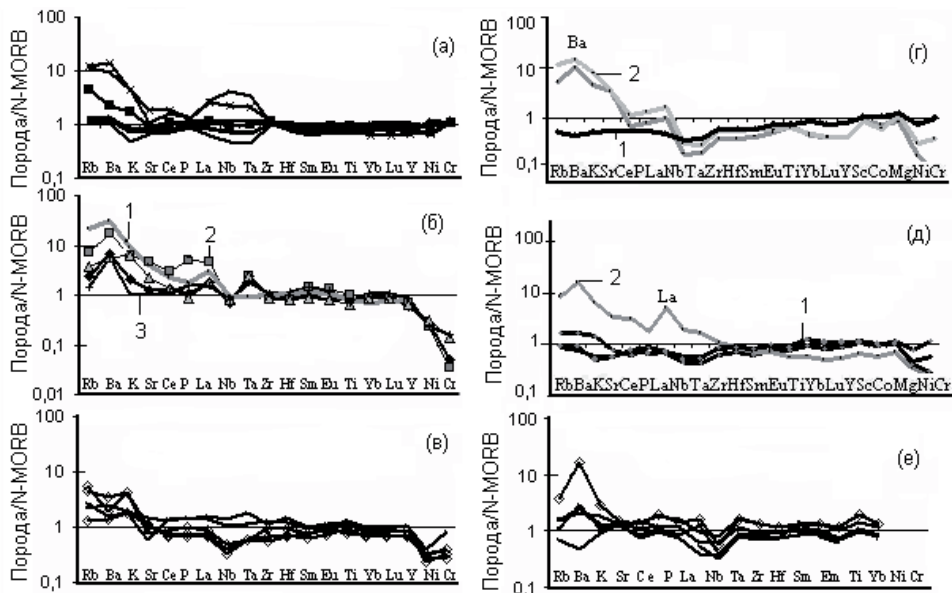


Рис. 3.1.2.12. Спайдерграммы содержаний элементов-примесей, нормализованных к N-MORB [SUN & McDONOUGH, 1989]

а – базальтовые стекла Чилийского рифта [KLEIN et al., 1995]; б – островодужные вулканиты [KLEIN et al., 1995]; в – med-K спилиты и low-K спилиты караулчекинской формации [СТЕПАНЕЦ, 1992]; г – базальты Новой Зеландии [NICHOLSON et al., 2000]; д – вулканиты задугового бассейна

Манус: 1 – восточного рифта, 2 – трансформной зоны; д – базальты центральной спрединговой зоны задугового бассейна Манус: 1 – начальной стадии, 2 – поздней стадии рифтогенеза [SINTON et al., 2003]; e – базальты задугового бассейна Лай [HERGT et al., 1994]

Важно отметить, что med-K базальтовые стекла Чилийского рифта также обогащены этой группой элементов, однако в них уровень концентраций Sr, Ni остается высоким, а в спилитах Караулчеку их уровень содержания постоянно низкий. В базальтах задуговых бассейнов Ni и Sr фракционируют постепенно (рис. 3.1.2.12 (в, г, д)) от толеитов N-MORB с high-Sr до толеитов с известково-щелочными характеристиками с low-Sr [СОНДЕРС и др., 1987, NICHOLSON et al., 2002; SINTON et al., 2003 и др.]. Возникает вопрос: под воздействием каких флюидов происходит вынос Sr и Ni из базальтовой магмы, генерирующей над зоной субдукции? Эту особенность можно объяснить привносом солевого хлоридного флюида в мантийный источник [STEPANEZ & KEMMER, 2002].

Четко выраженный минимум Nb на фоне La и Ta, столь характерный для спилитов, отчетливо виден на нормализованных кривых базальтов задугового бассейна Манус (рис. 3.1.2.12 (г, д)) и задугового бассейна Лай (рис. 3.1.2.12 (е)).

Это хорошо согласуется с их высокими La/Nb $n < 2.5$ и Ta/Nb $n < 0.17$ отношениями, однако их уровень несколько ниже, чем в спилитах.

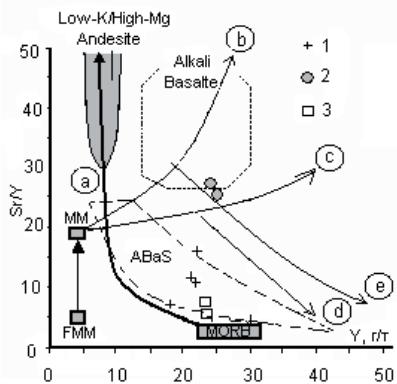


Рис. 3.1.2.13. Диаграмма Sr/Y-Y [KILIAN, 1997] для спилитов (1 – low-K, 2 – med-K) и кварцевых диабазов (3) массива Караулчеку

MM – метасоматически модифицированный мантийный остаток; FMM – продуктивная MORB мантия; тренды частичного плавления: a – гранатовый и N-MORB (производные астеносферной мантии, не содержащей надсубдукционной компоненты), b – гранат-перидотитовая (3% граната), c – шпинель-перидотитовая (7% шпинели); тренды фракционирования четвертичных вулканитов южных Анд [KILIAN, 1997]; d – low-K базальтов, e – high-K базальтов; ABaS – поле составов вулканитов Лай-Тонга-Кермадек островодужной системы [HERGT & FARLEY, 1994; EWART et al., 1998]; нижняя граница поля соответствует тренду фракционирования вулканитов внут-

триокеанических островных дуг

На диаграмме Sr/Y-Y (рис. 3.1.2.13) фигуративные точки low-K спилитов подчиняются тренду фракционирования деплетированной мантии, что свидетельствует о слабом влиянии надсубдукционной компоненты; её влияние улавливается лишь с увеличением концентраций Sr в low-K спилитах и достигает максимума в med-K спилитах. Последние ложатся на тренд фракционирования high-K базальтов Южных Анд [KILIAN, 1997], в которых так же, как и в med-K спилитах, значительно повышены концентрации La, P, Ce, Ba, Pb. Увеличение концентраций этих элементов, как известно, обусловлено изменением состава мантийного диапира за счет привноса комплексных флюидов [SAUNDERS & TARNEY, 1991; KLEIN et al., 1995; KILIAN, 1997].

Дальнейшая манипуляция логарифмическими и линейными масштабами нормализованных кривых и статистический анализ распределения редкоземельных элементов

выявил некоторую неустойчивую взаимосвязь между крайне низкими концентрациями Sr и Y.

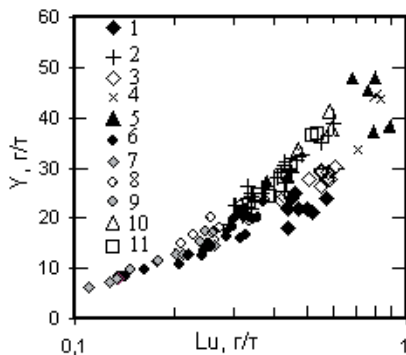


Рис. 3.1.2.14. Положение составов вулканитов на диаграмме Y-Lu

1 – спилиты караулчекинской формации [СТЕПАНЕЦ, 1992]; 2 – базальты срединно-океанических хребтов и океанических островов [KLEIN & KARSTEN, 1995; KAMENETSKY et al., 2000]; 3-5 – базальты задугового бассейна Лай [HAWKINS et al., 1994]: 3 – афировые, 4 – Pl-Px, 5 – OL-Px-Pl; 6-10 – вулканиты внутриокеанических островов: 6-7 – Тонга: 6 – low-Ti/Cr базальты, 7 – low-Ti-базальты с содержанием Cr > 50 г/т; 8-9 – Кермадек: 8 – low-Ti/Cr базальты, 9 – low-Ti базальты с содержанием Cr > 50 г/т; 10 – high-Ti/Cr базальты Ниуа фооу [EWART et al., 1998]; 11 – базальты Новой Зеландии [NICHOLSON et al., 2000]

Для истолкования природы выявленной взаимосвязи были проанализированы соотношения Y с другими элементами редкоземельного ряда. Соотношения типа Y-Lu оказались наиболее информативными, так как эти элементы, как показал геохимический анализ [СТЕПАНЕЦ и КЕММЕР, 2003], в производных (в базальтах с Cr > 50 г/т) «сухих» магм ведут себя когерентно (рис. 3.1.2.14). Отклонение отношений Y-Lu (уменьшение концентраций Y) от монотонного тренда фракционирования отмечено лишь в вулканитах с минимальными концентрациями Sr.

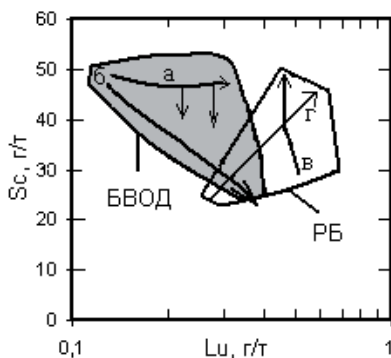


Рис. 3.1.2.15. Положение составов вулканитов на диаграмме Sc-Lu

БВОД – поле базальтов внутриокеанических островных дуг [EWART et al., 1998]; РБ – поле рифтогенных базальтов [KLEIN & KARSTEN, 1995; KAMENETSKY et al., 2000; HAWKINS et al., 1994]; буквами обозначены тренды вулканитов: б, в – low-Cr, а, г – high-Cr, соответственно производных водонасыщенных и «сухих» магм

Не менее информативными оказались и соотношения Sc и Lu. На рисунке 3.1.2.15 отчетливо выделяются два поля базальтов. Поле РБ образовано фигуративными точками MORB и базальтами спрединговых задуговых бассейнов, где их тренды фракционирования перекрещиваются. В поле БВОД тренды фракционирования базальтов имеют также противоположный характер.

Все это дает основание заключить: 1) в водонасыщенных магмах, обогащенных солями хлоридного флюида (СХФ), внутриокеанических островных дуг уровень накопления Sc ниже, чем в ранних производных «сухих» магм, т.е. на ранней стадии развития флюиды хлора не поступают в магматическую камеру; 2) в водонасыщенных магмах, обогащенных СХФ, спрединговых задуговых бассейнов концентрации Lu устойчивы, он фракционирует только в производных «сухих» магм MORB-типа.

Проведенный петрогеохимический анализ свидетельствует: 1) спилиты являются специфическими породами с четко выраженной натровой специализацией при низких концентрациях Mg и элементов группы железа (Co, Cr, Ni), что резко отличает их от примитивных толеитов N-MORB и примитивных базальтов спрединговых задуговых бассейнов; 2) низкие концентрации Nb и отношения Nb/Zr [SUN & McDONOUGH, 1989], Ta/Yb [PEARCE et al., 1995] указывают, что спилиты являются производными N-MORB мантии; 3) концентрации Nb спилитов не фракционируют до уровня, характерного для типичных внутриокеанических островодужных комплексов; 4) по характеру накопления REE (Y, La, Ce, Sm, Eu, Yb, Lu), HFSE (Nb, Zr, Hf, Ti, P), LILE (K, Rb, Ba), Cr и Ni low-K спилиты эквивалентны дифференцированным базальтам спрединговых задуговых бассейнов [NICHOLSON et al., 2000 и др.]; 4) med-K спилиты характеризуются высокими концентрациями LILE (K, Rb, Ba, Sr) и сопоставимы с вулканитами известково-щелочных серий внутриокеанических островных дуг [PEARCE et al., 1995] и активных окраин континентов [KILIAN, 1997; SHURIKOVA et al., 2001]. Это дает основание заключить, что для построения геодинамической модели формирования спилит-диабазовых комплексов применима модель мантийных магм, генерируемых над зоной субдукции.

3.1.3. Обсуждение и дискуссии

Единой точки зрения на геодинамическую природу, состав и последовательность формирования вышеописанных комплексов паравтохтона Караулчеку не существует. По-видимому, чтобы обсуждение противоречивых взглядов на геодинамическую природу офиолитов Караулчеку было более продуктивным, следует осветить проблему литолого-стратиграфического объема аозекской свиты. М. З. Новикова и ее коллеги [Новикова и др., 1993] выделяют низкоглиноземистые островодужные вулканиты верхов разреза аозекской свиты в самостоятельную вулканогенно-терригенную толщу, включая в неё и зеленоцветные граувакковые флишоидные отложения кошиаозекской свиты. Породы кошиаозекской свиты и силурийские граувакки слагают основной объем (более 4000 м) разреза Баянаул-Акшатауской структурно-формационной зоны северо-востока Центрального Казахстана [Объяснительная записка..., 1981; Гранкин и др., 1991; Антонюк и др., 1995; Степанец, 1992, 2002].

Естественно, основная проблема состоит не в том, являются ли вулканиты составной частью разреза аозекской свиты или нет. Оспаривая присутствие вулканитов в разрезе аозекской свиты, московские коллеги хотели тем самым подчеркнуть, что к единой офиолитовой ассоциации в данном районе следует относить, как они предполагали, метаморфизованные перидотиты, расслоенные ультрабазиты, кумулятивные габбро, комплекс диабазовых даек, базальты караулчекинской свиты и кремнисто-туфогенно-терригенные отложения низов аозекской свиты, что, казалось бы, логично, следуя общепринятой схеме строения офиолитовых комплексов океанических бассейнов. Проблема в том, что в такой схеме базальты офиолитовой ассоциации должны отвечать примитивным океаническим толеитам, диабазы должны были служить подводными каналами для этих вулканитов, а мафит-ультрамафиты отражать состав океанического меланократового фундамента, однако ни одно из этих условий в пределах массива Караулчеку не выполняется.

Как свидетельствует геохимический анализ, вулканиты караулчекинской свиты отвечают дифференцированным вулканитам (спилитам), а ниже располагающиеся кварцевые

диабазы образуют «силлоподобный» плитчатый комплекс, что в совокупности характерно для островодужных и задуговых офиолитовых комплексов, формирующихся над зоной субдукции.

Состав породообразующих и акцессорных минералов, последовательность кристаллизации, геохимическая специализация мафит-ультрамафитов плутонических офиолитов Караулчеку дают основание отнести их к надсубдукционному типу [СТЕПАНЕЦ, 1988, 1992; ЯКУБЧУК, 1991], ассоциирующему со своеобразными высокомагнезиальными, высококремнеземистыми, низкожелезистыми долеритами, что, вероятно, характерно для офиолитов преддуговых бассейнов [СТЕПАНЕЦ, 2004].

Надсубдукционная природа офиолитов Караулчеку подтверждается и данными высокотемпературной газовой хроматографии (ВГХ), полученными по плутоническим и эффузивным породам [СТЕПАНЕЦ, 1992]. Аналитическим материалом для исследований методом ВГХ послужили образцы, в которых ранее были проанализированы содержания элементов-примесей, исследованы химические составы горных пород, породообразующих и акцессорных минералов, что позволило провести корреляцию данных, полученных различными методами.

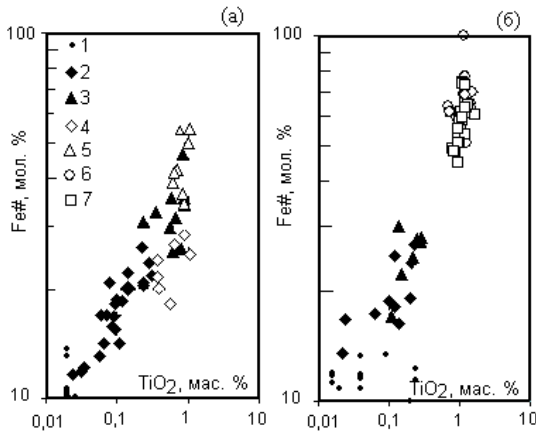


Рис. 3.1.3.1. Дискриминационная диаграмма $Fe\#(100 * Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg)) - TiO_2$ для надсубдукционных офиолитов

1 – гарцбургиты; 2 – перидотиты; 3 – габброиды; 4 – силлы долеритов (караулчекиты и родственные им породы); 5 – лланвирн-карадокские островодужные вулканиты аозекской свиты; 6 – аренигские толпакские кварцевые диабазы; 7 – аренигские караулчекинские спилиты и кварцевые диабазы; диаграммы иллюстрируют различные тренды дифференциации: а – боуэновский (аозекские вулканиты, кумулятивные мафит-ультрамафиты), б – феннеровский (спилит-офиолитов, реститовые перидотиты); данная диаграмма

представляет собой модифицированный вариант диаграммы [SERRI & SAITTA, 1980], в предлагаемом варианте изменено положение осей и введен логарифмический масштаб

Результаты ВГХ свидетельствуют, что плутонические офиолиты массива Караулчеку и вулканиты верхов разреза аозекской свиты характеризуются боуэновским трендом дифференциации, т. е. вулканиты не сопровождаются накоплением железа.

Напротив, для спилит-офиолитов массива Толпак, спилитов и кварцевых диабазов массива Караулчеку характерен феннеровский тренд дифференциации, сопровождающийся обогащением остаточной фракции окислами железа (рис. 3.1.3.1).

Характерно, что зоны закалки спилит-офиолитов представлены породами кератофир-спилит-диабазовой серии, их габброиды содержат циркон и керсутит, а дуниты ассоциируют с кумулатами хромшпинели [СТЕПАНЕЦ, 1990], что обусловлено взаимодействием водного флюида с мантийным расплавом, равно как и привнесом в магматическую камеру солевого хлоридного флюида, поступающего из смежной зоны субдукции [СТЕПАНЕЦ, 2003]. Более детальное сопоставление этих комплексов будет дано в главе 5.

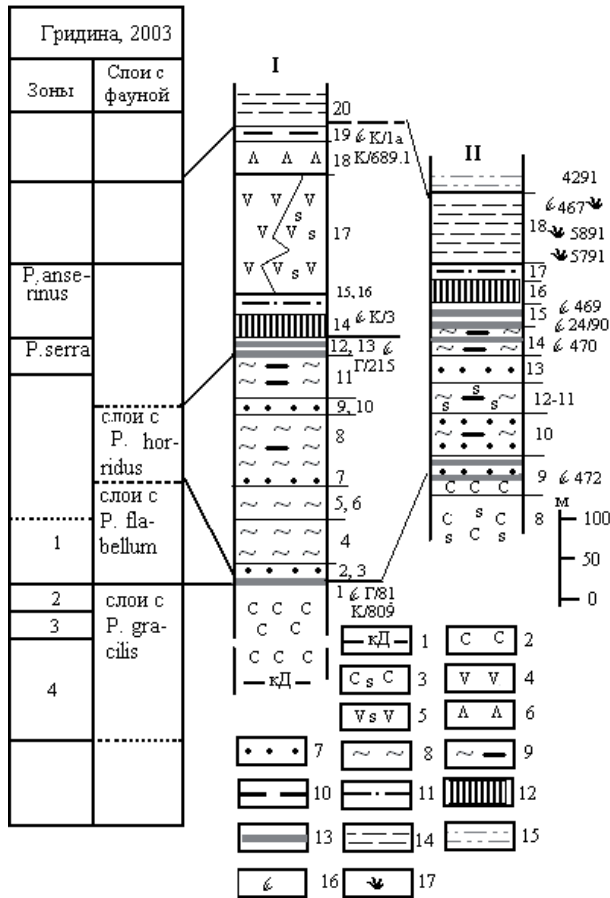


Рис. 3.1.3.2. Схема сопоставления разрезов (I) аозекской свиты [Степанец, 1992] и (II) кувской свиты [Никитин и др., 1995] Баянаул-Акшатауской структурно-формационной зоны

1-2 – караулчекинская свита: 1 – кварцевые диабазы, 2 – андезидиабазы и спилиты; 3-13 – аозекская и кувская свиты: 3 – грязно-зеленые туфы среднего состава, 4 – бурые двупироксеновые андезидиабазы и 5 – их туфы, 6 – андезиты, 7 – зеленовато-серые, серые вулканомиктовые песчаники, 8 – зелено-серые, грязно-зеленые массивные, реже с тонкой горизонтальной слоистостью кислые пепловые туфы, прослоенные маломощными горизонтами вишневых кремнистых алевролитов и туффитов, 9 – серо-зеленые, грязно-зеленые, реже вишнево-серые массивные и грубослоистые кремнистые алевротуффиты, 10 – темно-вишневые, серо-вишневые массивных, реже грубослоистые кремнистые алевролиты, 11 – красные и вишневые кремнистые плитчатые алевролиты со спикулами кремнистых губок, 12 – вишнево-бурые слоистых кремнистых алевролитов со спикулами кремнистых губок, 13 – яшмы; 14-15 – кошиаозекская свита: 14 – зеленые алевролиты с прослоями песчаников, серых хомогенных известняков и будинированных полупрозрачных кремней, 15 – табачно-зеленые алевролиты; 16-17 – места находок фауны и их номера: 16 – конодонтов, 17 – позднеордовикских кораллов; цифрами обозначены зоны: 1 – *Prioniodus (O.) intermedius*, 2 – *P. (O.) evae*; 3 – *P. (P.) elegans*, 4 – *P. (P.) deltatus longibasis P. proteus*

Результаты ВГХ [Степанец, 1992] хорошо контролируются петрохимическим составом плутонических, изверженных пород офиолитов, что наглядно демонстрируют дискриминационные диаграммы отношения коэффициента фракционирования ($Fe\# = 100 \cdot Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg)$) к TiO_2 мас. % (рис. 3.1.3.1).

Эти диаграммы позволяют проследить не только изменение коэффициента фракционирования во всех породах офиолитовой колонны с широкими вариациями содержания окиси титана, но и установить типы дифференциации магмы, а тем самым определить их геодинамическую природу. На рисунке 3.1.3.1 (а) демонстрируется монотонный тренд изменения коэффициента фракционирования, что характерно для магматических комплексов преддуговых прогибов и начальной стадии островодужных систем. Тогда как на другой диаграмме (рис. 3.1.3.1 (б)) отчетливо виден разрыв по коэффициенту фракционирования между плутонитами (габброидами) и вулканитами спилит-офиолитов северных отрогов гор Толпак.

Теперь вернемся к вулканитам акозекской свиты. Из вышеизложенного вытекает, что островодужные двупироксеновые андезибазальты являются остаточными расплавами мафит-ультрамафитов - производных астеносферной мантии, фракционирующими над зоной субдукции. Если предположить, что кислые пепловые туфы низов разреза акозекской свиты есть производные плагиигранитных магм, являющихся дериватами мантийных расплавов, то следует предполагать, что в надсубдукционных обстановках данного типа первыми от астеносферной мантии отделяются кислые расплавы.

Следовательно, можно заключить, что членами единой лланвирн-карадокской офиолитовой ассоциации в составе Караулчекинского паравтохтона являются кумулятивные мафит-ультрамафиты, плагииграниты и вулканогенные отложения акозекской свиты, включая базальные яшмы, которые можно отнести к аренигской спилит-офиолитовой ассоциации.

Принимая данную последовательность формирования разреза Караулчекинского паравтохтона, можно утверждать, что его разрез псевдостратифицирован, что является неотъемлемой составной частью надсубдукционных комплексов [Степанец, 1992].

Формационными и возрастными аналогами отложений акозекской свиты являются разрезы кувской свиты, обнажающиеся на левобережье речки Балатундык [Никитин и др., 1995] юго-востока Баянаул-Акшатауской структурно-формационной зоны. Следует заметить, что здесь, как и в горах Акозек, кремнисто-туфогенно-терригенные отложения согласно наращиваются зелеными алевролитами с прослоями тонкозернистых песчаников, охарактеризованных позднеордовикскими кораллами [Никитин и др., 1995].

Отличаются эти разрезы (рис. 3.1.3.2) только тем, что разрез кувской свиты не содержит вулканиты, а объем кислых пепловых туфов резко сокращен.

Отсутствие вулканитов в составе кувской свиты свидетельствует, что в данной области Баянаул-Акшатауской структурно-формационной зоны лланвирн-карадокский вулканизм не был широко проявлен.

Вероятно, это было обусловлено тем, что в данной области плиты сходились под косым углом, и эти движения, в современных координатах, были направлены с юго-востока на северо-запад, чем и объясняется локальное проявление надсубдукционного магматизма акозекского типа в Баянаул-Акшатауской структурно-формационной зоне.

Глава 4

Офиолитовые террейны ранних палеозойд северо-востока Центрального Казахстана

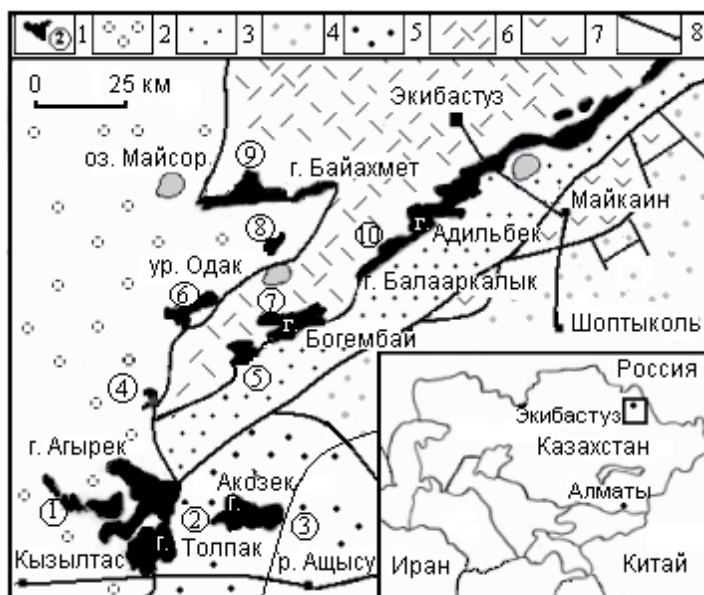


Рис. 4. 1. Схема тектонического районирования нижнепалеозойских отложений северо-востока Центрального Казахстана

1 – офиолитовые покровы; 2-4 – тектонические покровы с флишеидно-молассовым типом разреза: 2 – Шакшанский (O_2In-S_1), 3 – Ангренсорский (O_2In-S_1), 4 – Восточно-Майкаинский (O_2Id-S_1); 5 – Баянаул-Акшатауская структурно-формационная зона (O_3ash-S_1) с системой паравтохтонов надсубдукционных офиолитов; 6-7 – покровы вулканических комплексов: 6 – Кендыктинский (O_1-O_2In), 7 – Майкаинский ($G?-O_2$); 8 – границы тектонических покровов; цифрами в кружках обозначены офиолитовые покровы: 1 – Агырек-Косгомбайский, 2 – Толпакский, 4 – Бурунчикинский, 5 – Жаксы-Богембайский, 6 – Одакский, 7 – Жаман-Богембайский, 8 – Кулбалдинский, 9 – Майсорский, 10 – Ангренсорский; 3 – Караулчекинский паравтохтон

Породы разновозрастных нижнепалеозойских офиолитовых ассоциаций в составе покровно-складчатых структур мозаично-блокового типа северо-востока Центрального Казахстана повсеместно находятся в аллохтонном залегании (рис. 4.1). В горах Агырек, Косгомбай, Байахмет и в урочище Одак они в составе сложно построенных аккреционных призм образуют доскладчатые конседиментационные пакеты тектонических покровов, запечатанные ашгиллской олистостромой, а в горах Толпак, Жаксы- и Жаман-Богембай, Адильбек, Бала-, Улькен-Аркалык и в районе озера Ангренсор и Кудайколь слагают постскладчатые шарьяжи и их тектонические останцы, надвинутые на дислоцированные отложения палеозоя.

Выходы серпентинитовых меланжей маркируют зоны схождения разновозрастных

тектонических плит, отражающих раннепалеозойскую историю развития Центрально-Казахстанского сегмента западной части Палеоазиатского океана.

4.1. Агырек-Толпакский супертеррейн*

В горах Толпак, Кызылтумсык, Косгомбай и Агырек (рис. 4.1.1) обнажаются сложно построенные аллохтоны пород офиолитовой ассоциации [СТЕПАНЕЦ, 1990], выходы которых тяготеют к юго-восточному крылу Шакшанской структурно-формационной зоны (рис. 4.1). Здесь сложно дислоцированные тектонические покровы кремнистых и кремнисто-базальтовых нижнепалеозойских комплексов [КОНЕВА, 1979; ДВОЙЧЕНКО и др., 1982; СТЕПАНЕЦ, 1988, 1992, 2002; ЯКУБЧУК и др., 1989; НОВИКОВА и др., 1993] прослоены серпентинитовыми меланжами [БЕСПАЛОВ, 1980], тектоническими брекчиями и олистостромой [ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА..., 1981; СТЕПАНЕЦ, 1988], датированной кораллами позднего ашгилла [СТЕПАНЕЦ и др., 1998]. Супертеррейн представляет собой эрозионный останец тектонических покровов, на западе выделяется Агырек-Косгомбай-Кызылтумсыкская система конседиментационных верхнеордовикских тектонических покровов [СТЕПАНЕЦ, 1988, 1992], а на востоке выделяется Толпакская система покровов, шарьированная на дислоцированные континентальные ниже- и верхнедевонские отложения [СТЕПАНЕЦ, 1990, 1992; НОВИКОВА и др., 1993].

Это один из наиболее хорошо обнаженных и изученных объектов, где впервые были поколеблены принципы фиксизма в геологии Казахстана [БЕСПАЛОВ, 1980; АВДЕЕВ, 1986; СТЕПАНЕЦ, 1988].

4.1.1. Геологическое строение и вещественный состав

Отложения гор Косгомбай, Кызылтумсык и Агырекских гряд разделены на три структурно-формационные единицы первого порядка: паравтохтонные, аллохтонные и неоавтохтонные комплексы [СТЕПАНЕЦ, 1992].

Пар- и неоавтохтонные комплексы. К паравтохтону отнесены верхнеордовикская карбонатно-терригенная толща (среднекембрийская граувакковая по В. Ф. Беспалову [БЕСПАЛОВ, 1980], средне-верхнеордовикская терригенная по Р. М. Антонюку [ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА..., 1981], нижнекарадокская флишоидная еркебидаикская толща по М. З. Новиковой [НОВИКОВА и др., 1993]) и наращивающая её фронтальная олистострома [СТЕПАНЕЦ, 1992; СТЕПАНЕЦ и др., 1998].

Карбонатно-терригенная толща обнажается только вдоль западного склона Агырекских гряд (рис. 4.1.1.1). Это ритмично переслаивающиеся кремнистые алевролиты, алевролиты, алевропесчаники, граувакковые песчаники, которым подчинены небольшие (2 x 15 м) линзы и маломощные (5 м) прослои брекчированных известняков с кораллами позднего ордовика: *Favositinae gen. et sp. indet.*, *Nyctopora sp.*, *Lichenaria sp.*, *Tetradium sp.*, *Rhabdotetradium sp.* (обн. 4589) и *Reuschia cf. sokolovi* Dziubo, *Plasmoporella sp.* (обн. 3289), находки и определения кораллов здесь и далее по тексту выполнены В. Е. Конином [СТЕПАНЕЦ, 1992].

Вверх по разрезу песчаники сменяются известковистыми песчаниками и органогенно-обломочными известняками (рис. 4.1.1.1, обн. 2789). В районе обнажения 2789, где ранее А. Г. Поспеловым [КОНЕВА, 1979] были определены микрофитолиты верхов позднего

* Глава написана при участии Н. М. Гридиной и В. Е. Коника.

кембрия-ордовика, В. Е. Конином обнаружены позднеордовикские кораллы. Известняки детально описаны В. Е. Конином и представлены тремя разновидностями. Для первой разновидности характерно разделенное расположение обломков органического известняка различной окатанности среди крупнокристаллической карбонатной массы. В обломках известняка видны онколиты и неопределимые скелеты перекристаллизованных колониальных организмов. Вторая разновидность характеризуется присутствием среди равномерно перекристаллизованной массы известняка остатков разрозненных онколитов. Третья разновидность органического известняка может быть названа коралловой: известняк нацело сложен из разновеликих обломков крупных колоний кораллов верхов ашгилла, скорее всего, слоев с *Holorynchus giganteus*: *Agetolites cf. minor* Lin, *Agetolitella prima* Kim, *Hemiagetolites cf. columellus* Koval., *Palaeofavosites? sp.*, *Catenipora sp.*, *Rhabdotetradium sp.*, *Favositinae gen. et sp. indet.*, *Heliolites? sp.*, *Propora sp.*, *Plasmoporella cf. grata* Poltavzeva.

Важно отметить присутствие кораллов в 10-ти сантиметровом прослое бурого известняка (рис. 4.1.1.1, обн. 3289), залегающего среди зеленых среднезернистых песчаников. Здесь в шлифах В. Е. Конику, изготовленных из 5 найденных образцов, удалось определить: *Reuschia cf. sokolovi* Dziubo, *Plasmoporella sp.*, характеризующие возраст вмещающих их пород как поздний ордовик, исключая низы.

Приведенные списки кораллов дали основание автору [СТЕПАНЕЦ, 1992; СТЕПАНЕЦ и др., 1998] датировать верхнюю границу карбонатно-терригенной толщи паравтохтона не древнее верхов верхнего ордовика. Нижняя граница толщи не определена и условно проводится по кровле карадока.

Структурно выше обнажается агырекская олистострома. Впервые о наличии олистостромовых фаций у западных склонов гор Агырек упомянуто в работе Н. К. Ившина [ИВШИН, 1978]. Несколько позднее, описывая терригенно-кремнистые отложения гор Агырек, С. П. Конева [КОНЕВА, 1979] отмечает наличие глыб известняков с разновозрастной фауной кембрия в пачке «Е». Впоследствии Р. М. Антонюк при описании нерасчлененных отложений кембрия [ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА..., 1981, стр. 47] отмечает, что эта пачка с глыбами «напоминает собой олистострому», возраст которой, по мнению Н. К. Двойченко [ДВОЙЧЕНКО и др., 1982] соответствует низам верхнего ордовика. Значительно позднее в составе агырекского хаотического комплекса были выделены фронтальная и тыловая олистостромы [СТЕПАНЕЦ 1988, 1992; Новикова и др., 1993].

Вдоль юго-западного склона Агырекских гряд фронтальная олистострома вскрывается в виде выклинивающегося горизонта мощностью до 100 м, согласно наращающая карбонатно-терригенную толщу (O_3ash) или замещая ее верхи по латерали (рис. 4.1.1.1, 4.1.1.2), где в карбонатно-глинистую бесструктурную массу или алевролит-песчаный матрикс, часто рассланцованный, заключены глыбы и блоки аренигских яшм, афировых базальтов, известняков, из глыб которых собраны органические остатки всех отделов кембрия [ИВШИН, 1978; КОНЕВА, 1979]. Редко встречаются блоки миндалекаменных базальтов с линзами перетертых известняков ботомского яруса [ИВШИН, 1978], неизвестные в автохтонном залегании в покровно-складчатых структурах Центрального Казахстана [БЕСПАРОВ, 1980]. Нередко они одеты в серпентин-хлоритовую «рубашку» толщиной до 50 см или прослоены этим материалом. Здесь же присутствуют обрывки пластов конгломератов, гравелитов, песчаников, наполненных офиолитовой кластикой и яшмами, глыбы известняков и известняковых конглобрекций охарактеризованы позднеордовикскими кораллами,

скорее всего, верхней половины ашгилла (обн. 2989, рис. 4.1.1.3): *Agetolites* sp., *Fletcheriella* sp., *Nyctopora* sp., *Reuschia* sp., *Proturaea tumulosa* Hill, *Heliolites* cf. *ramosus* Koval., *Vermiporella* sp. и слоев с *H. giganteus* (обн. 4389): *Hemiagetolites* sp., *Agetolites minor* Lin, *Fletcheriella* sp., *Reuschia* sp., *Heliolites* sp., *Plasmoporella* sp. Верхнеордовикские кораллы обнаружены и в других известняковых глыбах.

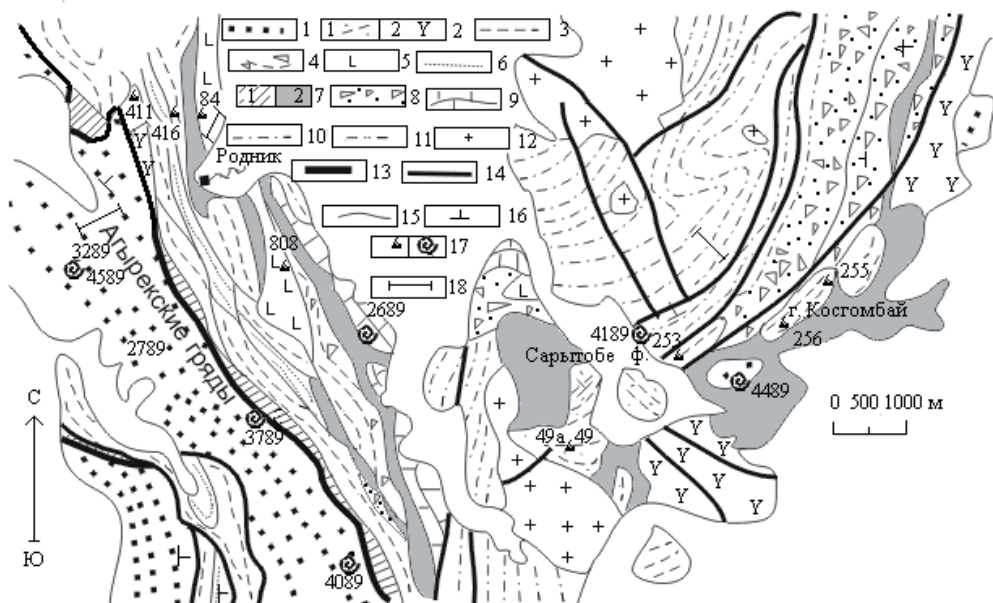


Рис. 4.1.1.1. Геологическая схема района (координаты центра участка: 50.80 с. ш., 74.20 в. д.) горы Косгомбай и Агырекских гряд. Составлена В. Г. Степанцом, Н. М. Гридиной и В. Е. Конином по личным наблюдениям с использованием материалов М. З. Новиковой и её соавторов [Новикова и др., 1993]

1 – отложения паравтохтона: карбонатно-терригенная толща, документированная кораллами *O₃ash* слоев с *Holorynchus giganteus*, в верхах маломощный горизонт фронтальной олистостромы; 2-7 – аллохтонные толщи; 2 – щелочнобазальт-туфогенно-кремнистая: 2.1 – туфогенно-кремнистые отложения, 2.2 – суперплюмовые базальтоиды; 3 – косгомбайские силициты; 4 – кремнеобломочные породы; 5 – толеитовые базальты; 6 – граувакковые песчаники еркебидайского облика; 7 – меланжи: 7.1 – полимиктовый с глыбами глаукофановых сланцев, известняков кембрия и верхнего ордовика, 7.2 – мономиктовый; 8-11 – отложения неоавтохтона: 8 – тыловая олистострома, 9 – известняки с кораллами *O₃ash* слоев с *Holorynchus giganteus*, 10 – чередование известковистых песчаников, алевропесчаников и алевролитов с граптолитами абакского+чокпарского горизонтов верхнего ордовика, 11 – караайгырская свита нижнего силура; 12 – среднедевонские гранит-порфиры и фельзиты; 13 – основание доскладчатого покрова; 14 – орогенные разломы; 15 – границы геологических тел; 16 – элементы залегания; 17 – местонахождение конодонтов и кораллов; 18 – места отбора ориентированных образцов для палеомагнитных исследований [Степанец, 1992; Антонюк и др., 1995]

В горах Косгомбай (рис. 4.1.1.1) фронтальная олистострома обнажается фрагментарно, вскрываясь в виде небольших эрозионных окон из под олигомиктового серпентинитового меланжа.

В её составе так же, как и в горах Агырек, обнаружены глыбы известняков, содержащие кораллы верхнего ордовика, скорее всего, слоев с *Holorynchus giganteus* (обн. 4489): *Agetolites* sp., *Plasmoporella* ex gr. *papillatiformis* Kov. (in ms).

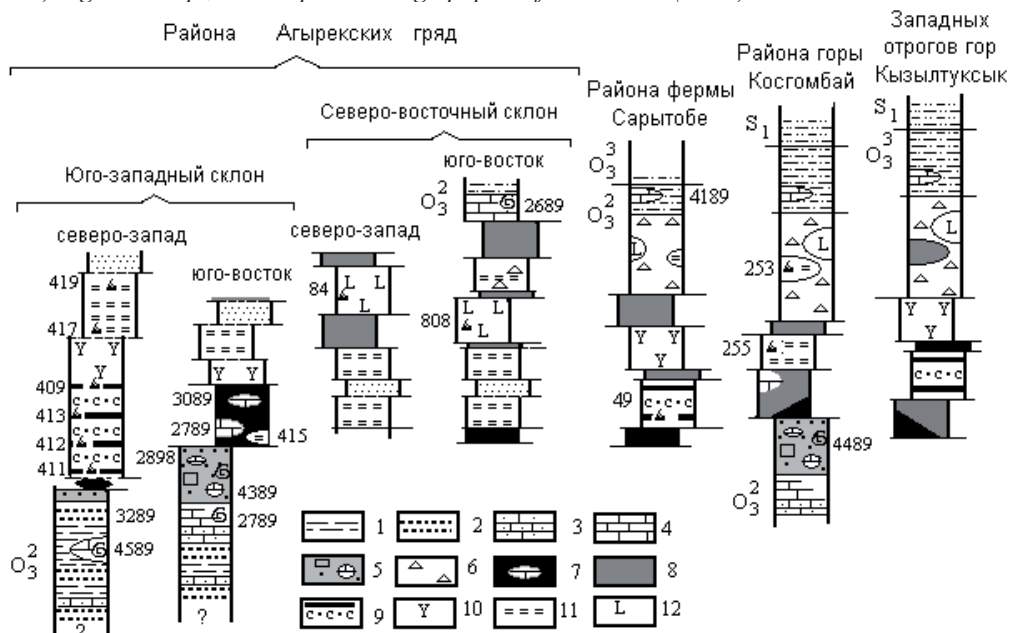


Рис. 4.1.1.2. Схематизированные разрезы агырекской олистостромы (составлены по материалам Н. М. Гридиной, В. Е. Коники и личным наблюдениям автора)

1-4 – карбонатно-терригенная толща: 1 – алевролиты, 2 – песчаники, 3 – известковистые песчаники, 4 – известняки; 5-6 – собственно агырекская олистострома: 5 – фронтальная, 6 – тыловая; 7-8 – серпентинитовые меланжи: 7 – полимиктовый, 8 – олигомиктовый; 9-12 – аллохтонные комплексы: 9-10 – щелочнобазальт-туфогенно-кремнистая толща: 9 – переслаивание светло-серых, темно-зеленых кремней, алевролитов, алевротуффигов, реже песчаников с прослоями красных глинистых яшм, вишневых аргиллитов и туффигов, 10 – суперплюмовые базальтоиды (тефриты, фототефриты и трахибазальты); 11 – косгомбайские силициты; 12 – толеитовые базальты; остальные условные обозначения смотри на рис 4.1.1.1

Структурно выше обнажаются конседиментационные тектонические покровы редуцированных разрезов разновозрастных осадочных, вулканогенно-осадочных, кремнисто-вулканогенных толщ и серпентинитовых меланжей, запечатанные неавтохтонными карбонатно-терригенными отложениями верхнего ордовика, низы которых по вертикали и латерали замещаются тыловой олистостромой. Наиболее широко тыловая олистострома распространена к северу от горы Косгомбай (рис. 4.1.1.1).

Детальное описание внутреннего строения тыловой олистостромы приведено в работах [Степанец, 1992; Новикова и др., 1993]. Ниже остановимся лишь на характерных особенностях её строения.

В отличие от фронтальной олистостромы, она не содержит глыб кембрийских известняков, экзотических метаморфитов высоких давлений и менее тектонизирована. В её

составе присутствуют олистолиты и олистоплаки серпентинитов, габброидов, пироксени-тов, диабазов, базальтов и силицитов. Материал, окружающий олистолиты и олистоплаки, состоит, как правило, из продуктов разрушения самих пластин. Он представлен остроугольными глыбовыми брекчиями и конгломератами, сцементированными более тонким материалом того же состава. Последние при удалении от пластин постепенно сменяются плохо сортированными конгломератами, гравелитами, песчаниками, в которых улавливаются признаки градационной слоистости. Для них характерно присутствие карбонатного материала, редко встречаются линзы известняков с кораллами (обн. 4189): *Reuschia sp.*, *Propora sp.*, *Plasmoporella sp. 1, 2*, видимо, позднего ашгилла.

По латерали олистострома к западу выклинивается и у восточного склона Агырекских гряд фациально замещается оройскими биогермными известняками, запечатывающими серпентинитовый меланж. В центральной части биогерма обнаружены кораллы (обн. 2689) слоев с *Holorynchus giganteus*.

Вверх по разрезу агырекская олистострома наращивается карбонатно-терригенной толщей, документированной брахиоподами [Никитин, 1972] и граптолитами [Объяснительная записка..., 1981] верхов верхнего ордовика. На севере Шакшанской зоны она соответствует верхам разреза тынкудукской серии [Рязанцев и др., 1987]. Карбонатно-терригенная толща постепенно сменяется зеленоцветными нижнесилурийскими алевролитами караайгырской свиты (S_1).

В Шакшанской зоне караайгырская свита согласно, а местами, возможно, с незначительным размывом, налегает на верхи тынкудукской серии и перекрывается силурийской сулысорской свитой. В типовом разрезе на правом берегу р. Шидерты она представлена зеленоцветными, лилово-серыми и красноцветными песчаниками с мощными пачками конгломератов и гравелитов, содержащими гальку интрузивных пород, кварцитов и яшм. Возраст её определяется по граптолитам и брахиоподам в пределах раннего-среднего ландовери [Бандалетов, 1969; Объяснительная записка..., 1981].

Аллохтонные комплексы. Тектонические покровы осадочно-вулканогенных толщ описываемого района ранее выделялись Р. М. Антоном в венд-нижнекембрийскую майкаинскую свиту, а толщи силицитов и ассоциирующие с ними терригенные отложения в ниже-верхнекембрийскую косгомбайскую свиту [Антонюк, 1974; Объяснительная записка..., 1981]. Находки конодонтов в косгомбайских силицитах позволили С. П. Коневой [Конева, 1979], Н. К. Двойченко [Двойченко др., 1982] отнести их к нижнему ордовика. Несколько позже Л. А. Курковской, М. З. Новиковой, Н. А. Герасимовой [Новикова и др., 1993] были обнаружены конодонты среднего аренига и нижнего лланвирна в силицитах, а в прослоях туффитов среди базальтов были обнаружены конодонты нижней половины среднего аренига, что позволило им выделить две толщи: базальтовую (нижнюю) и кремнистую (верхнюю).

Однако конодонты были обнаружены, как правило, в отдельных обнажениях и не увязаны в послонные разрезы, это было обусловлено плохой обнаженностью кремнистых фаций и сложностью строения тектонических покровов Агырек-Толпакского района.

Впервые в горах Агырек послонные сборы конодонтов были выполнены в 1988-91 гг. Н. М. Гридиной и В. Г. Степанцом [Степанец, 1992; Степанец и др., 1998], занимавшиеся в это время разработкой схем биостратиграфического расчленения нижнепалеозойских отложений Алкамерген-Жиландинского и Майкаин-Кызылтасского районов в связи с составлением опорной легенды ГДП-50. В процессе этих исследований кремнисто-вул-

каногенные комплексы Агырек-Косгомбайского района удалось разделить на серию толщ, резко отличающихся литологическим составом, но близких по возрасту: косгомбайских силицитов (? O_1 arg- O_2 lln₁), граувакковую (O_2 ?), щелочнобазальт-туфоогенно-кремнистую (O_1 ?- O_2 lln), толеитовых пиллоу-базальтов (O_1 arg).

Характер распространения аллохтонов отображен на рис. 4.1.1.1, а их положение в разрезе показано на рис. 4.1.1.2. На схеме отчетливо видно, что аллохтонные комплексы четко структурированы в разрезе агырекской олистостромы.

Нижний пакет покровов сложен полимиктовым серпентинитовым меланжем и фрагментами разрезов щелочнобазальт-туфоогенно-кремнистой толщи.

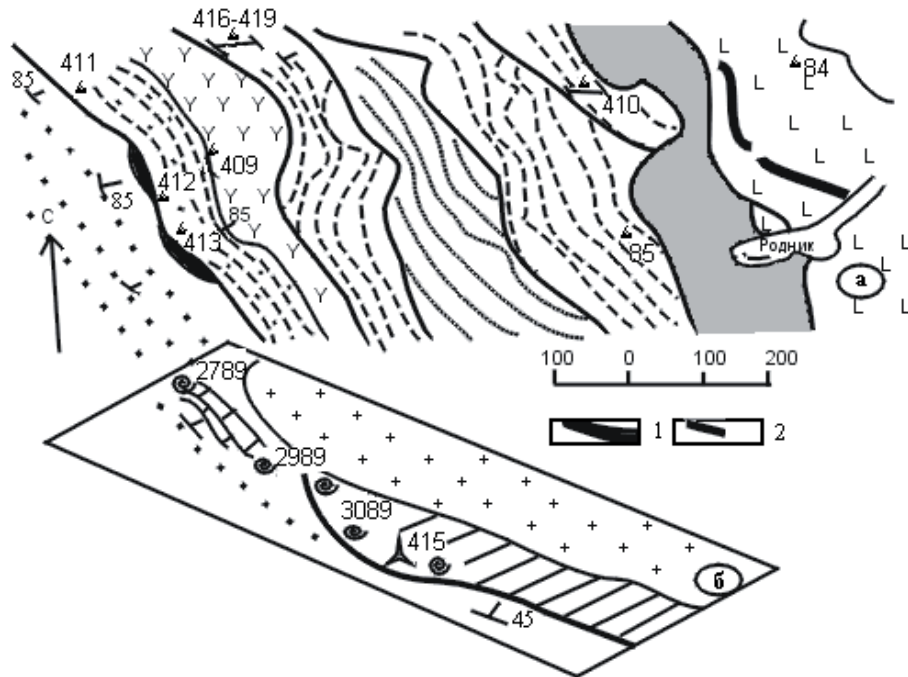


Рис. 4.1.1.3. Детальные схемы врезки к геологической схеме района Агырекских гряд а – северо-западного окончания; б – центральной части; 1 – листвениты; 2 – среднедевонские гранит-порфиры; остальные условные обозначения смотри на рис. 4.1.1.1

Полимиктовый серпентинитовый меланж обнажается в виде узкой прерывистой полосы вдоль юго-западного склона Агырекских гряд максимальной шириной до 150 м, протяженностью более 8,5 км (рис. 4.1.1.1), где глыбы тектонизированных миндалекаменных щелочных оливиновых базальтов и диабазов, превращенных в голубовато-серые, серые сланцы и мелкие редкие глыбы брекчий глаукофановых сланцев [Объяснительная записка..., 1981; Авдеев, 1986] «закатаны» в интенсивно меланжированные гарцбургитовые хризотил-лизардитовые серпентиниты, милониты и листвениты по ним. Наиболее широко в составе полимиктового меланжа распространены глыбы железистых кварцитов, пестроокрашенных силицитов и кремнеобломочных пород с конодонтами аренига (рис. 4.1.1.3, обн. 415): *Paracordylodus gracilis* Lindström, здесь и далее определения конодонтов

выполнены Н. М. Гридиной.

Наряду с отторженцами пород офиолитовой триады в составе полимиктового меланжа присутствуют единичные блоки мраморизованных известняков с археоциатами (обн. 3089): *Vologdinocyathus borovikovi* (Konjuschkov), *Korovinella vistulata* (Konjuschkov), характерными, по заключению А. Ю. Журавлева, для раннего кембрия. Встречаются глыбы (рис. 4.1.1.3, обн. 3789) перекристаллизованных известняков с кораллами слоев с *Holorynchus giganteus*: *Hemiagetolites sp.*, *Heliolites sp.*, *Visbylites sp.*, *Propora sp.*, *Acdalopora sp.*, *Plasmoporella sp.* и брахиопод: *Mabella multicostata*, *Orarorhyncha sp.*, *Parastrophina? sp.*, характерных, по Р. Г. Теняковой, для ашгилла, по-видимому, нижняя половина. И. Е. Кузнецовым описаны своеобразные офиолитовые кластиты, состоящие из обломков серпентина, биотита, хлорита, хромшпинели и амфибола, сцементированные хлорит-серпентиновым материалом [Новикова и др., 1993].

В меланж западного склона гор Кызылтумсык, наряду с блоками гранатсодержащих гарцбургитов, заключены фрагменты расслоенных мафит-ультрамафитов и кварцевых диабазов [Кузнецов и др., 1990; Якубчук, 1991], близких по составу плутоническим офиолитам северных отрогов гор Толпак.

Маломощные покровы щелочнобазальт-туфогенно-кремнистой толщи обнажаются вдоль западного склона Агырекских гряд, основные выходы калиевых базальтоидов широко развиты в окрестности фермы Сарытобе (рис. 4.1.1.1). Здесь с ними пространственно сопряжены тектонические покровы терригенно-кремнистой толщи, в силицитах которой наряду с конодонтами верхов среднего аренига (обн. 49): *Paracordylodus gracilis* Lindström., *Prioniodus? communis* (Ethington et Clark), *Oepicodus cf. smithensis* Lindström, *Baltoniodus sp.*, ? *Acodus deltatus* Mc Tavish, Л. А. Курковской был обнаружен (обн. 49а) обломок платформенного конодонта среднеордовикского облика и *Protopanderodus cf. rectus* (Lindström), что не характерно для глубоководных фаций косгомбайских силицитов [Степанец, 1992; Степанец и др., 1998].

Аналогичные базальты, судя по петрогеохимическому составу, обнажаются и в подошве гор Кызылтумсык. Здесь толща калиевых базальтоидов прослоена сургучно-красными яшмами мощностью от 2 до 5 м, содержащими конодонты плохой сохранности ? *Prioniodus sp.* [Новикова и др., 1993]. По-видимому, пестроокрашенные кремнистые алевролиты и углеродисто-кремнистые сланцы, тяготеющие к низам толщи, прослоенные редкими горизонтами яшм гор Кызылтумсык, следует также включать в состав щелочнобазальт-туфогенно-кремнистой толщи.

Наиболее полно фаунистически охарактеризованный её разрез сохранился у северо-западного подножья Агырекских гряд (рис.4.1.1.3 (а)). Здесь через листовитовую зону мощностью не более 8 м, налегая на терригенно-карбонатные отложения верхнеордовикского паравтохтона, снизу вверх, мощность истинная в метрах, наслаиваются:

1. Массивные темно-зеленые кремни (обн. 411) с редкими конодонтами раннего аренига, условно зоны *P. (P.) elegans-P. (O.) evae*: *Paracordylodus gracilis* Lindström, „*Scandodus? americanus* Serpagli, *Prioniodus sp.*.....6.0
2. Полосчатые светло-серые, темно зеленые кремни (обн.412, 412а), последние содержат позднеаренигские конодонты: *Periodon sp.*.....0.4
3. Темно-серые кремни (обн.413) с конодонтами, вероятно, раннего лланвирна: *Periodon aculeatus* Hadding.....0.2
4. Кремнеобломочные гравелиты.....1.5

5. Темно-вишневые полосчатые яшмы (обн.413/1, Аз. угла падения $85^{\circ} < 80^{\circ}$) с конодонтами: <i>Periodon aculeatus</i> Hadding.....	12.0
6. Тонко полосчатые темно-зеленые кремни.....	3.0
7. Частое чередование красных и темно-вишневых аргиллитов и туффитов.....	1.0
8. Сиреневые кремнистые алевротуффиты.....	2.5
Перерыв в обнажении.....	9.5
9. Темно-зеленые алевролиты.....	8.0
10. Темно-серые мелко-среднезернистые полимиктовые песчаники.....	1.0
11. Пачка часто переслаивающихся алевролитов и м/з песчаников с редкими прослоями (0.20) светло-зеленых силицитов и алевролитов.....	12.0
12. Красные массивные, грубослоистые (обн. 409, Аз. угла падения $85^{\circ} < 80^{\circ}$) глинистые яшмы с конодонтами раннего лланвиерна: <i>Periodon aculeatus</i> Hadding, <i>Periodon flabellum</i> (Lindström), <i>Histiodela cf. holodentata</i> Ethington et Clark, <i>Paroistodus sp.</i>	10.0
13. Чередование зеленых кремнистых алевролитов, алевролитов, реже мелкозернистых песчаников и зеленых силицитов.....	5.0
14. Плотные темно-серые фонотефриты (с/п. 1613.1).....	5.0
15. Темно-серые миндалекаменные фонотефриты (с/п. 1613.2).....	4.0
16. Красные массивные яшмы с гнездами и корками кальцита.....	1.0
17. Поток темно-серых, лилово-серых миндалекаменных (10-15 %) фонотефритов (с/п. 1613.3).....	5.0
18. Плотные темно-серые трахибазальты (с/п. 1613.4).....	9.0
19. Темно-серые трещиноватые с прожилками магнетита тефриты (с/п. 1613.5).....	8.0
Перерыв в обнажении.....	10.0
20. Кремнистые темно-серые алевролиты.....	2.0
21. Темно-зеленые кремнеобломочные породы.....	3.0
22. Поток лилово-серых миндалекаменных трахибазальтов (с/п. 1613.6).....	5.0
23. Красные массивные яшмы.....	5.0
24. Светло-зеленые массивные силициты.....	3.0
25. Поток плотных зеленовато-серых трахибазальтов (с/п. 1613.7).....	8.0
26. Красные массивные радиоляриевые яшмы.....	4.0

В описанном разрезе выделяется две толщи: 1) пестрая толща (мощность 72 м) светло-серых, темно зеленых кремней, алевролитов, алевротуффитов, реже – песчаников с прослоями красных глинистых яшм, вишневых аргиллитов и туффитов (слои 1–13); 2) толща (мощность до 72 м) лилово-серых, темно-серых миндалекаменных калиевых базальтоидов с пластами красных массивных яшм (слои 14–26).

Структурно выше залегают тектонические покровы дислоцированных косгомбайских силицитов и граувакков (рис. 4.1.1.2).

На севере западного склона Агырекских гряд (рис. 4.1.1.1, 4.1.1.3) в одном из фрагментов слабо нарушенной моноклинали силицитов ($50^{\circ}53'25''$ с.ш., $74^{\circ}18'59''$ в.д), азимут простирания 80° , угол падения 60° , Н. М. Гридиной описан, по-видимому, несколько редуцированный разрез косгомбайских силицитов, здесь снизу вверх, мощность истинная в метрах, обнажаются:

1. Белые, зеленовато-белые, фарфоровидные кремни с обильной фауной раннеаренигских конодонт (обн. 417): *P. (P.) elegans*, *Prioniodus (P.) elegans* Pander, *Paracordylodus*

<i>gracilis</i> Lindström, “ <i>Scandodus</i> “ <i>americanus</i> , <i>Ansella?</i> sp., <i>Paroistodus proteus</i>	0.7
Почвы с обильным щебнем кремней.....	4.9
2. Коренные выходы слоистых серых и красноватых кремней, всего 14 прослоев, мощностью от 0.025 до 0.07 м. Конодонты на плоскостях напластования (обн. 416/4а, 4б): <i>Prioniodus</i> (<i>O.</i>) <i>intermedius</i> Serpagli, <i>Periodon flabellum</i> , <i>Drepanodus arcuatus</i> , еще выше (обн. 416/5а, 14б) конодонты среднего аренига сопоставимые с зоной <i>P</i> (<i>B.</i>) <i>navis</i> : <i>Prioniodus</i> (<i>B.</i>) cf. <i>navis</i> Lindström, <i>Prioniodus</i> (<i>O.</i>) <i>intermedius</i> , <i>Periodon flabellum</i> (Lindström).....	0.75
Почвы с обильным щебнем кремней.....	6.65
3. Массивные, грубослоистые серые, желтоватые, красноватые радиоляриты (обн. 418) с прослоями кремнеобломочных пород и редкими конодонтами: <i>Periodon flabellum</i> , ? (<i>Tangshenodus tangshanensis</i> An). Аз. угла падения 80°, <60°.....	3.3
Почвы с обильным щебнем кремней.....	1.45
4. Радиоляриты (обн. 419), аналогичные вышеописанным с раннелланвирнскими конодонтами: <i>Paroistodus horridus</i> Barnes et Poplawski, <i>Periodon flabellum</i> (Lindström), ? (<i>Tangshanodus tangshanensis</i> An).....	0.95
Общая мощность разреза силицитов составляет 18.7 м.	

На юго-восточном склоне горы Косгомбай (рис. 4.1.1.1, обн. 256), где ранее Р. М. Антоном был описан стратотип косгомбайской свиты, Н. К. Двойченко обнаружены конодонты, определенные Г. П. Абаймовой как позднеаренигские: *Paracordylodus gracilis* Lindström, *Drepanodus* sp., брахиоподы, по заключению Р. Г. Теняковой, скорее всего позднего аренига, хотя некоторые виды переходят в лланвирн: *Lingulella* aff. *Lata* (Kolicha), *L.* cf. *ferruginea* Salter, *L.* aff. *coneinna* Matthew, *Elliptoglossa ovalis* (Basler), *Pachyglossella* sp., *Acrotretidae*; *Cranidaidal*. На северо-западном склоне (обн. 255) среди кремнеобломочных силицитов Г. П. Абаймова [Двойченко и др., 1982] указывает аренигские конодонты: *Stolodus stola* Lindström.

В центральной части межгрядовых понижений Агырекских гряд вскрывается толща фаунистически недатированных граувакк. Толща сложена зелеными скорлуповатыми граувакковыми высокомагнитными песчаниками, гравелитами, реже конгломератами. В её разрезе отмечается ритмичное чередование песчаников с градационной слоистостью. Мощность пластины условно оценивается в 300 м. По литологическому составу и структурно-текстурным особенностям граувакки однозначно сопоставляются с породами стратотипического разреза еркебидаикской свиты. В северной части Шакшанской зоны отложения еркебидаикской свиты распространены к северу от гор Шакшан, в районе урочищ Еркебидаик, Жарык и на левобережье р. Шидерты, где они представлены зеленоцветными песчаниками и алевролитами с прослоями гравелитов и конгломератов [Никитин, 1972]. Мощность свиты в стратотипе не более 500 м [Объяснительная записка..., 1981]. В низах разреза присутствуют глыбовые накопления, содержащие олистолиты яшм, кремнистых алевролитов, серпентинитов и гранитоидов [Рязанцев и др., 1982]. Отложения свиты согласно, реже, по-видимому, с размывом, перекрываются верхнеордовикской олистостромой тынкудукской серии. Нижняя граница проводится по кровле лланвирна ержанской свиты. В горах Шакшан и севернее в обрывах р. Шидерты флишоиды охарактеризованы граптолитами карадока [Никитин, 1972].

Структурно выше обнажается верхний пакет покровов, где олигомиктовый серпентинитовый меланж прослаивает аллохтоны толеитовых базальтов и фрагменты толщ

кремнеобломочных пород и силицитов.

Олигомиктовый серпентинитовый меланж (рис. 4.1.1.1) слагает тектонические линзы и клинья протяженностью от 1 км до 7 км, их ширина не превышает 100-500 м.

Матрикс меланжа сложен тектонизированными до сланцев лизардитовыми, хризолиновыми, хризотил-асбестовыми гарцбургитовыми серпентинитами, в которых заключены будины дунитов, хромитов, гранатсодержащих гарцбургитов, габброидов, габбро-амфиболитов, амфиболитов, диабазов, реже диоритов, кварцевых диоритов и плагиогранитов, глыбы базальтов, аналогичных по составу аренигским вулканитам базальт-туфитовой толщи, и аренигских силицитов. В районе фермы Сарытобе, юго-западнее горы Косгомбай (рис. 4.1.1.1), серпентинитовые брекчии сцементированы карбонатным материалом, слагающим пласты и линзы мощностью до 2 м, протяженностью до 10 м. Линзы ориентированы субпараллельно и параллельно подошве кремнистых покровов. В отдельных обнажениях офикальцитовые брекчии замещаются известняками ашгилла, фиксирующими время перемещения пакетов покровов.

Крупная пластина аренигских зеленых, зеленовато-серых толеитовых базальтов, мощностью не более 120 м, обнажается вдоль восточного склона Агырекских гряд (рис. 4.1.1.1), небольшие глыбы аналогичных базальтов встречаются в серпентинитовом меланже и тыловой олистостроме. Массивные лавы прослоены туфопесчаниками, кремнистыми алевротуфитами, миндалекаменные базальты содержат линзы известняков, в пиллоу-базальтах встречаются редкие будины сургучно-красных яшм (обн. 84) с конодонтами: *Prioniodus (Oepicodus) evae* Lindström., *Drepanodus arcuatus* Pander, ? *Periodon* sp., характерными, по заключению Л. А. Курковской, для нижней половины среднего аренига [Новикова и др., 1993], а в обн. 808 Л. А. Курковская указывает конодонты раннего и среднего аренига: *Paracordylodus gracilis* Lindström., *Prioniodus (?) communis* (Ethington et Clark), *Acodus (?) longibasis* (Mc Tavish) [СТЕПАНЕЦ, 1992]. Ввиду плохой обнаженности и сложного тектонического строения толщи послойный разрез составить не удалось. Однако следует отметить, что в районе обн. 84, где был произведен отбор ориентированных образцов на палеомагнитные исследования, геохимический состав лав довольно однороден.

Близкие по составу базальты, судя по петрогеохимическому составу [СТЕПАНЕЦ, 1990; Якубчук, 1991], обнажаются также в составе сложнодислоцированных покровов у северных отрогов горы Толпак, здесь они ранее включались в толпакскую свиту венда [Антонюк, 1974], позже в толпакскую базальт-туфогенно-кремнистую толщу раннего-среднего ордовика [СТЕПАНЕЦ, 1990].

В полосчатых серых, темно зеленых кремнях, мощностью не более 1 м, тяготеющих к низам тектонических покровов, Л. А. Курковской [Якубчук и др., 1989; СТЕПАНЕЦ, 1990; Новикова и др., 1993] были обнаружены раннелланвирские (рис. 4.1.1.3, обн.508, 803) конодонты: *Periodon flabellum* (Lindström), *Drepanodus arcuatus* Pander, *Protopanderodus cf. rectus* Lindström, *Periodon aculeatus* Hadding, *Microzarkodina flabellum* (Lindström).

М. З. Новикова [Новикова и др., 1993] выделяет эти отложения в самостоятельную кремнисто-туфогенно-терригенную толщу толпакской серии Толпакского пакета покровов (обнажающуюся собственно на вершине горы Толпак). Отмечая при этом, что характерной особенностью толщи является присутствие многочисленных следов взмучивания и оползания осадков, выраженных в разрыве сплошности слоев и в возникновении оползневых брекчий и появлении следов оползания. В составе толщи преобладают темно-вишневые, серовато-красно-вишневые кремнистые и слабокремнистые алевролиты, массивные

и слоистые туффиты с прослоями и линзами пеплового и вулканомиктового материала. В основании покровов заметную роль играют зеленовато-серые туффиты и кремнистые алевролиты.

Офиолиты района горы Толпак представляют собой эрозионный останец сложно построенного пакета покровов, надвинутого фрагментарно на континентальный девонский складчатый комплекс. Офиолиты гор Толпак интересны тем (рис.4.1.1.4), что все компоненты триады, присутствующие здесь, создают иллюзию единого хорошо сохранившегося офиолитового разреза. При детальном изучении вещественного состава оказалось, что магматические члены офиолитовой триады не комплементарны друг другу [СТЕПАНЕЦ, 1990], а палеомагнитные данные свидетельствуют [ТУРМАНИДЗЕ и др., 1991], что её составные части были совмещены в единый пакет покровов в процессе тектонического скучивания близких по возрасту комплексов из различных палеогеографических зон северо-востока Центрального Казахстана [СТЕПАНЕЦ, 1990, 1992; СТЕПАНЕЦ и др., 2003].

Тектонические покровы, как правило, прослоены серпентинитовым меланжем, образующим тектонические линзы и клинья протяженностью от 200 м до 1 км. В подошвах тектонических покровов серпентиниты перетерты до милонитов.

У северных отрогов гор Толпак аллохтоны туфогенно-кремнистой толщи с запада и востока обрамлены брекчиями и конглобрекчиями, их структурное положение и генезис истолковываются неоднозначно.

Р. М. Антонюк [АНТОНЮК, 1974] относил их к базальным конгломератам толпакской свиты венда, что позволило ему выделить нижележащую пластину мафит-ультрамафитов в позднепротерозойский меланократовый фундамент венд-кембрийского Казахстанского океана. Г. Ф. Ляпичев [ЛЯПИЧЕВ, 1981] указывал на их тектоническую природу. А. В. Авдеев [АВДЕЕВ, 1986] обосновывал их олистостромовую природу, на осадочный генезис брекчий и конглобрекчий позже указывала М. З. Новикова [НОВИКОВА и др., 1993], относя их к верхней пачке кремнисто-туфогенно-терригенной толщи нижнего-среднего ордовика, стратотипический разрез которой обнажается на вершине горы Толпак.

Следует еще раз отметить, что они повсеместно приурочены к основанию тектонических покровов северных отрогов гор Толпак, где они слагают невыдержанные по простиранию горизонты и линзы мощностью от 5-20 до 300-500 м, что хорошо видно юго-западнее зимовки Толпак (рис. 4.1.1.4), в зоне их соприкосновения с габброидами и кварцевыми диабазами кровли мафит-ультрамафитов.

Брекчии состоят из несортированных, угловатых, плохо окатанных обломков пироксенитов, габбро, диабазов, базальтов, кремнистых алевролитов и яшм размером от 2-3 до 10-20 см, реже встречаются глыбы полосчатых яшм до 15 м. Обломки погружены в цемент, состоящий из мельчайших обломков тех же пород и минералов, и скреплены глинисто-хлоритовым материалом. Толпакские брекчии и конглобрекчии, по-видимому, сопоставимы с офиолитовыми брекчиями, сопровождающими доорогенное становление офиолитов северных отрогов горы Толпак [СТЕПАНЕЦ, 1990], описанными А. Л. Книппером [КНИППЕР, 1978] в структурах Малого Кавказа.

В горах Толпак, собственно Толпакский покров (рис. 4.1.1.4), обнажается толща (200 м) пиллоу-лав миндалекаменных порфириновых трахибазальтов, трахиандезитов, реже массивных афировых трахитов, прорванных лакколлитом субщелочных габбро-диабазов, габбро и сиенитов. Выходы последних строго контролируются полями развития пород толщи вулканитов. В эндоконтакте породы имеют тонкозернистое, реже – порфириное

сложение. При удалении вглубь силлов они приобретают равномернозернистые и среднезернистые структуры. Мощность силлов достигает 1,5 км, но в среднем составляет 400 м. На вершине горы Толпак обнажается фаунистически не охарактеризованная туфогенно-кремнистая толща, мощностью до 300 м. В её разрезе вскрываются светлые, желтовато- и зеленовато-серые пепловые витрокластические туфы дацитового состава, фиолетово-серые пепловые туфы и туффиты с примесью пеплового материала кислого состава. Различаются однородные, пятнистые и полосчатые разновидности со слоистостью, обусловленной расположением вдоль неё пепловых частиц.

Выше описанные толщи слагают самостоятельный тектонический покров, который надвинут на различные гипсометрические уровни серпентинитового меланжа и тектонические покровы северных отрогов гор Толпак (рис. 4.1.1.4). Нередко в подошве покрова вскрываются блоки брекчированных титанистых диабазов дайкового комплекса, не комприментарных по составу выше обнажающимся вулканитам толпакской серии [СТЕПАНЕЦ, 1990].

М. З. Новикова в структуре гор Толпак выделяла толпакскую серию, состоящую из двух толщ: базальтовой (нижней, верхнеаренигской) и кремнисто-туфогенно-терригенной (верхней, лланвирнской), включая в неё и разрезы северных отрогов гор Толпак (см. выше и рис. 4.1.1.4), указывая при этом, что в горах Толпак в тектонизированном виде сохранился почти полный разрез офиолитов. В доказательство этому она приводит описание послынного разреза, пройденного по восточному склону гор Толпак [Новикова и др., 1993]. Графическое изображение разреза приведено в диссертации А. С. Якубчука [Якубчук, 1991], где четко показано положение пласта полосчатых вишнево-красных, зеленых, местами тонкополосчатых кремнистых алевролитов, туффитов, радиоляритов и вулканомиктовых песчаников, залегающих среди вулканитов. Его кремнистые алевролиты содержат конодонты: *Periodon flabellum* (Lindström), *Paroistodus cf. originalis* (Sergeeva), ? *Panderodus gracilis* (Branson et Mehl), *Drepanodus arcuatus* Pander (рис. 4.1.1.4, обн. 806), характерные, по заключению Л. А. Курковской, вероятно, для нижней части верхнего аренига.

В 2002 г. автору посчастливилось еще раз посетить район гор Толпак в составе группы палеомагнитологов Мюнхенского университета. При поисках обнажений для отбора ориентированных образцов было установлено, что яшмы, залегающие среди пиллоу-лав на северном склоне горы Толпак, находятся в запрокинутом залегании. В аналогичных яшмах ранее Л. А. Курковской [СТЕПАНЕЦ, 1990, 1992] были обнаружены раннелланвирнские конодонты (обн. 802): *Paroistodus cf. originalis* (Sergeeva), *Periodon aculeatus* Hadding; *Periodon flabellum* (Lindström). Это свидетельствует, что характер взаимоотношения описанных выше комплексов гор Толпак остается дискуссионным и требует дополнительного картирования.

У подножья северных отрогов гор Толпак (рис. 4.1.1.4) в зоне контакта с офиолитовыми брекчиями вскрывается покров слабо нарушенных спилит-офиолитов [СТЕПАНЕЦ и др., 2003].

В основании покрова обнажаются интенсивно меланжированные бастит-хризотиллизардитовые, реже встречаются антигоритовые серпентиниты. Мощность меланжа в зоне контакта с терригенными отложениями среднего и верхнего девона не превышает 150 м. Падение плоскости надвига по геофизическим данным крутое юго-западное.

Далее на юго-запад степень расланцевания постепенно убывает и породы приобретают массивный облик. Эта часть разреза мощностью более 500 м сложена запрокинуты-

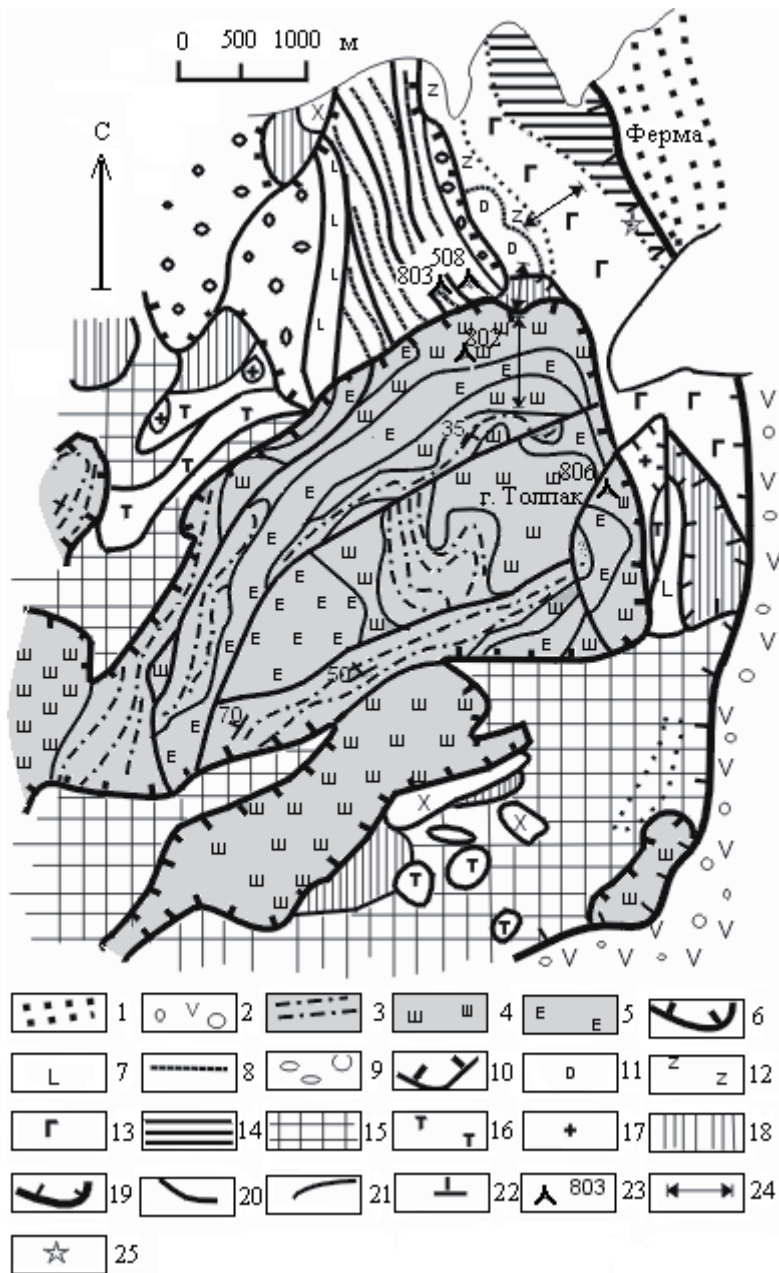


Рис. 4.1.1.4. Геологическая схема района (координаты центра участка: 50.80 с. ш., 74.60 в.д.) гор Толпак. Составлена по личным наблюдениям с использованием материалов М. З. Новиковой [Новикова и др., 1993]

1 – терригенная толща среднего-верхнего девона; 2 – жарсорская свита нижнего девона; 3-6

– Толпакский покров: 3 – туфогенно-кремнистая толща, 4 – базальт-трахиандезибазальт-трахиандезитовая толща, 5 – силлы субщелочных габбро и сиенитов, 6 – граница Толпакского покрова; 7-10 – покровы северных отрогов гор Толпак: 7 – толеитовые базальты, 8 – терригенно-туфогенно-кремнистая толща, 9 – толпакские конглобрекчии, 10 – границы покровов; 11-14 – спилит-офиолиты: 11 – кварцевые диабазы, микродиориты, 12 – изотропные габбро и диориты, 13 – расслоенные габбро-нориты, 14 – расслоенные мафит-ультрамафиты; 15-18 – высокотитанистые офиолиты: 15 – серпентинитовый меланж с останцами бирбиритов и лиственитов, точками показана граница их распространения, 16 – высокотитанистые габбро, 17 – граниты, плагиограниты, 18 – диабазы комплекса параллельных даек; 19 – граница серпентинитового покрова; 20 – разломы; 21 – геологические границы; 22 – элементы залегания; 23 – места находок микрофауны; 24 – профиля отбора образцов на палеомагнитные исследования [Степанец, 1990]; 25 – место отбора пробы на абсолютный возраст

ми чередующимися пойкилитовыми гарцбургитами (80 %), дунитами (5-15 %) и вебстеритами (5 %, сил. пр. 2), последние тяготеют к верхам разреза ультрамафитовой зоны. Элементы магматической расслоенности лучше всего видны в шпинелевых дунитах (сил. пр. 1). Серпентиниты низов разреза прорваны маломощными, непротяженными дайками родингитизированных диабазов.

Полосчатый горизонт ультрамафитовой зоны постепенно сменяется пачкой мафит-ультрамафитов переходной зоны, где снизу вверх наслаиваются (мощность в метрах):

1. Темно-зеленые средне-крупнозернистые верлиты, прослоенные среднезернистыми клинопироксенитами (с/п. 290 и 7).....8
2. Темно-зеленые, до черных, дуниты с тонкими параллельными прослоями хромитового кумулата (с/п. 290-1).....3
3. Светло-зеленые крупно-гигантозернистые габбро-нориты.....4
4. Темно-зеленые серпентинизированные дуниты (с/п. 290-2).....2
5. Среднезернистые верлиты (с/п. 7).....2
6. Среднезернистые габбро-нориты (с/п. 290-3).....1
7. Мелко-среднезернистые верлиты (с/п. 575-14).....1
8. Зеленовато-серые мелко-среднезернистые габбро-нориты (с/п. 290-4, 8).....0.7
9. Темно-зеленые, до черных, серпентинизированные дуниты.....2.3
10. Мелко-среднезернистые, реже крупнозернистые серпентинизированные верлиты.....3
11. Средне-мелкозернистые оливинсодержащие клинопироксениты.....3
12. Крупно-гигантозернистые пегматоидные керсутитовые габбро (с/п. 290-5).....4
13. Кирпично-красные серпентинизированные дуниты (с/п. 9).....2
14. Темно-зеленые пойкилитовые гарцбургиты с прослоями среднезернистых верлитов (с/п. 290-6).....7

Общая мощность переходной зоны, по-видимому, не превышает 250 м. Граница между ультрамафитовой и переходной зонами проводится по появлению первых ритмов клинопироксена.

Выше, по-видимому, с послойным срывом, наслаиваются габброиды мафитовой зоны. Граница между переходной и мафитовой зонами проводится по преобладанию в разрезе кумулатов плагиоклаза.

Среди мафитов выделяются габбро-нориты, роговообманковые, диопсидовые и оливиновые габбро, которые на отдельных участках прослоены горизонтами анортозитов, клинопироксенитов и вебстеритов. Мощность зоны более 600 м. В нижней части зоны габброиды ритмично расслоены. Расслоенность подчеркивается частым чередованием

слоев пироксена и плагиоклаза, мощность каждого отдельно взятого слоя измеряется от первых до первых десятков сантиметров.

В верхах мафитовой зоны кварцевые диориты, трондjemиты и микродиориты соприкасаются с изотропными гипабиссальными габбро.

Микродиориты и кварцевые диабазы слагают кровлю plutонических офиолитов и образуют, по-видимому, своеобразный расслоенный комплекс. Кварцевые диабазы во многих местах прорваны среднезернистыми диоритами с образованием магматических брекчий. Диориты и трондjemиты слагают тела мощностью до первых метров.

В юго-западной части диоритового тела на вершине соседней сопки обнажаются диабазы и габбро-диабазы, слагающие комплекс параллельных даек. По И. Е. Кузнецову [Кузнецов и др., 1990] его мощность может достигать 700-800 м. Характер взаимоотношения кровли plutонических офиолитов и дайкового комплекса ввиду плохой обнаженности остался не изученным и, по-видимому, имеет все-таки тектоническую природу [Степанец 1990].

В 1989 г. в период подготовки к экскурсии международного рабочего совещания по проекту 2 «Офиолиты» П. В. Ермоловым было предложено отобрать пробу на абсолютный возраст из керсутитовых габбро (проба 250-5) массива Центральный Толпак (рис. 4.1.1.4); впоследствии автором из этой пробы был выделен циркон и изучен уран-свинцовым изотопным методом в ГЕОХИ АН СССР (табл. 4.1.1.1). По заключению Е. В. Бибиковой и Т. Г. Грачевой, наиболее достоверным представляется возраст циркона 477-480 млн. лет по изотопным отношениям $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ [Степанец, 1992].

Таблица 4.1.1.1.

Возраст керсутитовых габбро (пр. 250-5) по изотопным отношениям урана и свинца.

Минерал	Фракция	Содержание, мкг/г		Отношения 204/206:207/206:208/206
		Pb	U	
Циркон	1 (+125-100)	18.5	231.05	0.00274 : 0.09667 : 0.17286
	2 (+150)	6.1	76.04	0.000461 : 0.06969 : 0.08887
	3	8.86	115.67	1900 : 0.06416 : 0.08262

Минерал	Фракция	Отношения и возраст, в млн. лет		
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$
Циркон	1 (+125-100)	0.05665 479	0.06951 433	0.5493 440
	2 (+150)	0.063302 408	0.07901 480	0.6865 530
	3	0.05647 471	0.07682 477	0.5981 480

4.1.2. Петрогеохимическая специализация

Полимиктовый и олигомиктовый серпентинитовые меланжи. Серпентиниты по химическому составу четко разделяются на две группы, что обусловлено модальным содержанием граната, но в целом они отвечают метаморфическим перидотитам. Безгранатовые серпентиниты обеднены легкоплавкими компонентами (Ca, Al, Ti и щелочами), их содержания не превышают 3 %. Величина отношения $MgO/(MgO+FeO_{\text{общ}})$ относительно постоянная (0.83-0.85), железистость ($100*Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$) изменяется в от 9.2 до 11.5, что указывает на невысокую степень фракционирования родоначальной магмы. Гранатосодержащие серпентиниты обогащены Al_2O_3 (5.6-8.05 мас. %), $FeO_{\text{общ}}$ (9.4-13.2 мас. %) и $TiO_2 < 1.45$ мас. % при низких устойчивых концентрациях CaO (0.5 мас. %), редко его концентрации достигают 2.66 мас. % в карбонатизированных разновидностях. Для обеих групп пород свойственны повышенные концентрации $P_2O_5 < 0.15$ мас. %, что определяет их петрохимическую специализацию.

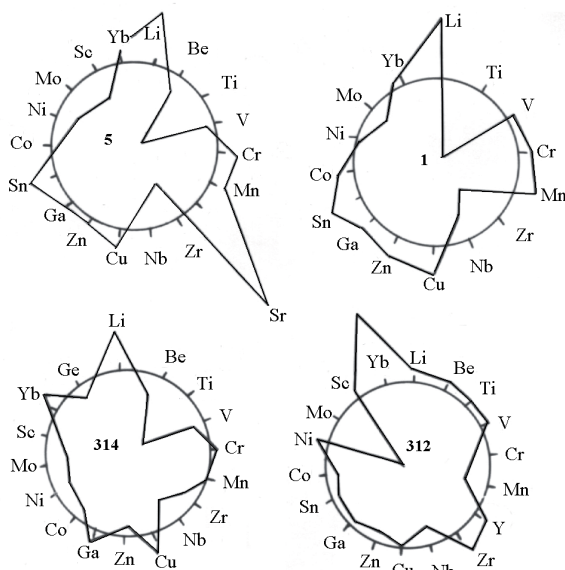


Рис.4.1.2.1. Круговые диаграммы содержаний элементов-примесей

5 – карбонатизированные серпентиниты; 1 – серпентиниты; 314 – гранатосодержащие гарцбургиты; 312 – high-Ti габбро-диабазы

Однако следует отметить, что среди серпентинитов района гор Кызылтумсык и Косгомбай присутствуют и низкофосфористые разновидности, в которых концентрации P_2O_5 не превышают 0.01 мас. %.

Серпентиниты обеднены литофильными элементами (Be, Ti, V, Zr, Nb); Y отсутствует, но обогащены Li, Cr, в них также повышено содержание халькофильных (Cu, Zr, Ga, Sn, реже Co) и понижены концентрации сидерофильных (Co, Ni, Mo) элементов, что наглядно демонстрируют

круговые диаграммы (рис. 4.1.2.1). Содержания Pt значительно ниже кларка (0.088-0.096 г/т).

Карбонатизированные серпентиниты характеризуются повышенными концентрациями Sr, K, что связано, по-видимому, с глубинным метасоматозом перидотитов [Балашов, 1985]. Геохимическая роза гранатосодержащих серпентинитов отличается низкими содержаниями литофильных элементов, халькофильная группа нестабильна, понижены концентрации Zn, а Sn отсутствует, поведение элементов сидерофильной группы аналогично таковым в безгранатовых серпентинитах (рис. 4.1.2.1).

Габброиды характеризуются высокой степенью фракционирования, выражающейся

в смене составов в пределах отдельных будин. По характеру распределения основных петрогенных компонентов габброиды можно подразделить на две группы: low-K ($K_2O < 0.20$ мас. %) и med-K ($K_2O < 0.92$ мас. %). Для обеих групп типичны высокие содержания > 18.02 мас. % Al_2O_3 , который в low-K достигает 21.13 мас. %. Габброиды первой группы несколько обогащены > 0.23 мас. % TiO_2 , они более железисты ($Fe\# < 34.2$ %), но менее магнезиальны < 8.47 мас. % MgO , чем med-K. В low-K габброидах закономерно с ростом глинозема увеличиваются концентрации Ti и коэффициент железистости, которые достигают максимума в high-Al ($Al_2O_3 = 21.13$ мас. %), соответственно 0.92 и 49.6. В составе med-K группы выделяются low-Al ($Al_2O_3 = 15.85$ мас. %) габброиды с относительно повышенными концентрациями $= 0.07$ мас. % P_2O_5 . Габброиды первой группы (low-K) отвечают умереннотитанистым известково-щелочным островодужным сериям, а второй группы (med-K) – низкотитанистым толеитам островодужных серий с известково-щелочным уклоном. Будины габброидов, габбро-диабазов и диабазов из серпентинитовых меланжей не комплементарны по петрогеохимическому составу.

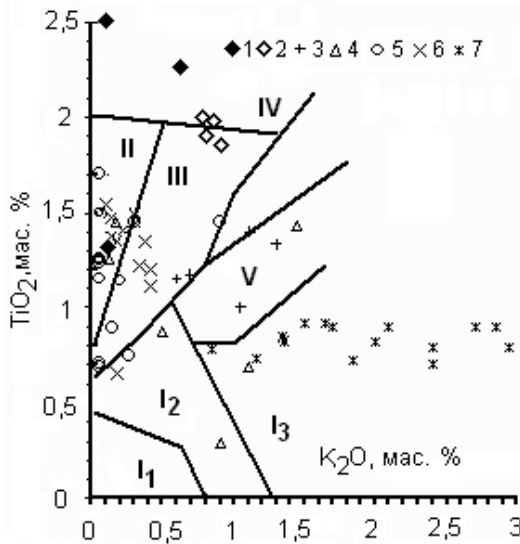


Рис. 4.1.2.2. Диаграмма TiO_2 - K_2O [Куренков и др., 2002] для пород Агырек-Толпацкого супертеррейна

1 – диабазы западного склона гор Агырек; 2 – нижнекембрийские базальты; 3 – диабазы района гор Толпак; 4 – диабазы района гор Агырек и Косгомбай; 5 – кварцевые диабазы северных отрогов гор Толпак; 6 – аренигские базальты восточного склона Агырекских гряд; 7 – вулканиты гор Толпак; поля составов пород: I₁ – островодужные ассоциации (I₁ – бониниты, I₂ – толеиты, I₃ – известково-щелочные серии), II – срединно-океанические базальты (N-MORB), III – обогащенные срединно-океанические базальты (E-MORB) и задуговых бассейнов (BABB), IV – базальты океанических островов (OIB), V – известково-щелочные островодужные и обогащенные базальты задуговых бассейнов (ABABB)

Диабазы так же, как и габброиды, различаются по петрохимическому составу, однако их выходы более компактны по территориальному распространению.

В горах Кызылтумсык развиты преимущественно low-K ($K_2O = 0.12$ - 0.50 мас. %)/high-Fe ($FeO_{\text{общ}} = 11.14$ - 12.94 мас. %) кварцевые диабазы с относительно низкими концентрациями $MgO < 5.97$ мас. % и слегка обогащенные $P_2O_5 < 0.21$ мас. %. По характеру накопления TiO_2 , K_2O и других петрогенных компонентов они аналогичны таковым района северных отрогов гор Толпак.

Меланократовые диабазы, обнажающиеся в подошве Толпацкого покрова, относятся к med-K ($K_2O = 0.60$ - 1.30 мас. %)/Mg ($MgO > 5.82$ мас. %) с устойчиво низкими концентрациями < 0.12 мас. % P_2O_5 , они низкожелезисты ($Fe\# = 39.4$ - 45.7) и по соотношению TiO_2 - K_2O (рис. 4.1.2.2) приближаются к вулканитам известково-щелочной островодужной серии и ABABB, а пробы с концентрациями $K_2O < 0.70$ мас. % ложатся в поле E-MORB.

Несколько обособленную группу составляют немногочисленные будины диабазов из серпентинитового меланжа района Агырекских гряд и горы Косгомбай.

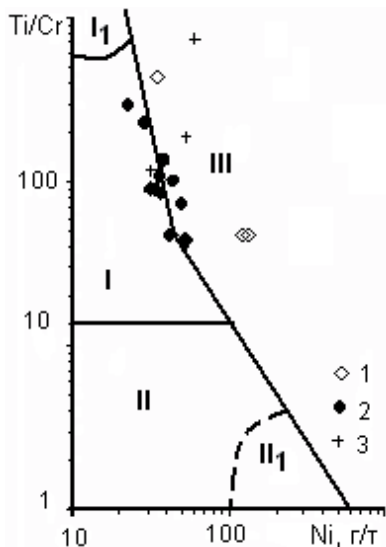


Рис. 4.1.2.3. Диаграмма Ti/Cr-Ni [BECCALUVA et al., 1983] для базальтоидов района Агырекских гряд

Поля составов пород: I – умеренно титанистые островодужные серии (I₁ – спилиты), II – низкотитанистые островодужные серии (II₁ – бониниты), III – высокотитанистые серии срединно-океанических хребтов, океанических островов, задуговых бассейнов и т. п.; 1 – кембрийские миндалекаменные базальты; 2 – аренигские базальты; 3 – лланвирнские суперплюмовые базальты

Здесь присутствуют high-Fe диабазы и low-Fe диабазы. High-Fe диабазы med-K (K₂O=1.45 мас. %)/Mg (MgO=6.87 мас. %) отвечают известково-щелочным островодужным сериям, так и АВАВВ юго-западной части Тихого океана. Low-Fe диабазы образуют своеобразную группу пород, характеризующуюся повышенными концентрациями SiO₂=52.43 мас. %, высокими MgO<11.27 мас. %, CaO<11.19 мас. %, низкими содержаниями TiO₂>0.29 мас. % и Al₂O₃>10.83 мас. %, что сближает их с high-Ca бонинитами из островодужных систем западной и юго-западной части Тихого океана [CAMERON, 1979; DANYUSHEVSKY et al., 1995; FALLOON et al., 2000].

От последних они отличаются несколько повышенными концентрациями K₂O=0.90-1.10 мас. % и Na₂O=2.10-4.26 мас. %, что сближает их как с толеитами, так и с известково-щелочными породами островодужных серий (рис. 4.1.2.2).

Будины диабазов, расположенные юго-восточнее основных выходов Агырекских гряд, по петрохимическому составу неоднородны; их, по-видимому, следует рассматривать как фрагменты дайкового комплекса [СТЕПАНЕЦ, 1992]. Выделяются четко две группы low-Al (Al₂O₃=13.18-13.80 мас. %) габбро-диабазов: high-Ti (TiO₂=2.26 мас. %)/med-K (K₂O=0.62 мас. %) и med-Ti (TiO₂=1.32 мас. %)/low-K (K₂O=0.1 мас. %). Габбро-диабазы первой группы обогащены MgO=8.41 мас. % и CaO=15.97 мас. %, второй группы несколько недосыщены MgO=5.29 мас. % и CaO=5.72 мас. %. Обеим группам типичны высокие концентрации Yb, Y и Zr.

По содержанию основных петрогенных компонентов и HFSE они эквивалентны нижнекембрийским миндалекаменным базальтам из фронтальной олистостромы Агырекских гряд; отличаются от последних лишь невысокими содержаниями P₂O₅=0.12-0.16 мас. %. Med-Ti габбро-диабазы по соотношению TiO₂-K₂O (рис. 4.1.2.2) отвечают N-MORB, а high-Ti габбро-диабазы сопоставимы с OIB.

Нижнекембрийский карбонатно-базальтовый комплекс. Породы этого комплекса встречаются только в пределах развития фронтальной агырекской олистостромы. Миндалекаменные базальты так же, как и габбро-диабазы, относятся к low-Al (Al₂O₃=13.20-13.84 мас. %)/high-P (P₂O₅>0.40 мас. %) породам. High-Ti/Fe (TiO₂=2.50 мас. %, FeO_{общ}=11.98 мас. %)/low-K (K₂O>0.10 мас. %) обогащены Rb (11 г/т), Nb (11 г/т), Y (28 г/т) и обеднены Sr (98 г/т), Zr (84 г/т) и тугоплавкими элементами (Cr 35 г/т, Ni 34 г/т), в med-Ti/Fe (TiO₂

<2.00 мас. %, $\text{FeO}_{\text{общ}}$ <9.12 мас. %) / K (K_2O <0.90 мас. %) базальтах повышены концентрации Sr (<260 г/т), Zr (>131 г/т), Rb (24 г/т), Nb (>17 г/т), Cr (>243 г/т), Ni (>120 г/т) и несколько понижены содержания Y (22 г/т).

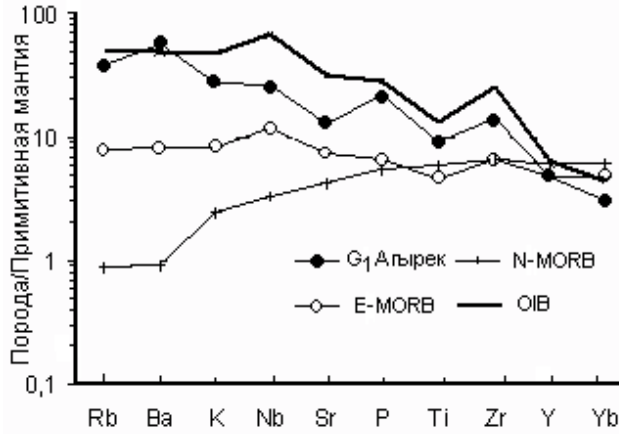


Рис. 4.1.2.4. Спайдерграммы содержаний элементов-примесей, нормализованных к значениям примитивной мантии [SUN & MCDONOUGH, 1989]

G1 Агырек – спайдерграмма med-Ti нижекембрийских базальтов Агырекских гряд; остальные условные обозначения смотри на рис. 4.1.2.2

Судя по неопубликованным М. З. Новиковой данным полуквантитативного спектрального анализа, они обогащены Ba (300 г/т) и обеднены Yb (1.5 г/т), а также содержат Co (60 г/т), Sc (25 г/т), V (150 г/т), Ga (20 г/т). По отношениям Ti/Cr-Ni все они, бесспорно, принадлежат океаническим базальтам (рис. 4.1.2.3), что также хорошо демонстрирует диаграмма TiO_2 - K_2O (рис. 4.1.2.2), где high-Ti/Fe располагаются в поле OIB, а med-Ti/Fe ложатся на границе раздела E-MORB и OIB.

Однако отношения Y/Zr $n=0.3$, Nb/Zr $n=0.13$ в high-Ti/Fe базальтах типичны для E-MORB [SUN & MCDONOUGH, 1989], что согласуется и с относительно невысокими концентрациями в них Nb (11 г/т) и Rb (11 г/т), но это не увязывается с их низкими концентрациями Sr и Ni.

Низкие содержания тугоплавких элементов с аналогичными петрохимическими параметрами нередко отмечаются в базальтах океанических островов Императорского хребта Восточно-Тихоокеанского поднятия [REGELOUS et al., 2003].

В med-Ti/Fe базальтах отношения Zr/Y $n=7.3$, Nb/Y $n=0.8-1.3$ приближаются к таковым в OIB (Zr/Y $n=7.6$, Nb/Y $n=1.66$) при относительно высоких концентрациях Nb (18 г/т), который в эталонных образцах OIB достигает 48 г/т [SUN & MCDONOUGH, 1989].

Этому выводу не противоречат данные диаграммы 2Nb-Zr/4-Y [MESCHÉDE, 1986], где high-Ti/Fe базальты располагаются в поле E-MORB, а med-Ti/Fe базальты тяготеют к полю OIB (рис. 4.1.2.7). Величина дискриминанты D1 high-Ti/Fe и med-Ti/Fe базальтов, рассчитанная по формуле [ДМИТРИЕВ и др., 1999], постоянно ниже 255, что характеризует их как породы океанической плумовой ассоциации. Приведенный выше анализ распределения и соотношения элементов-примесей в нижекембрийских базальтах более наглядно подтверждают спайдерграммы (рис. 4.1.2.4), где отчетливо видно, что кривая med-Ti/Fe базальтов Агырекских гряд приближается к нормализованной кривой OIB при некотором обеднении K, Zr, Nb, Sr.

Известно [SUN & MCDONOUGH, 1989 и др.], что базальты океанических островов по геохимическим признакам неоднородны: выделяются производные NIMU (мантийные с высокими величинами отношения $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) и EM (обогащенной мантии). Для определения геохимического типа нижекембрийских базальтов, в отсутствии данных $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$,

были рассчитаны отношения Zr/Nb $n=7.6-9.1$, Rb/Nb $n=1.0-1.35$ Ba/Nb $n=16.6-17.7$, данные величины согласно классификации [HOFMANN, 1997] указывают, что кембрийские базальты являются производными обогащенной мантии (EM1).

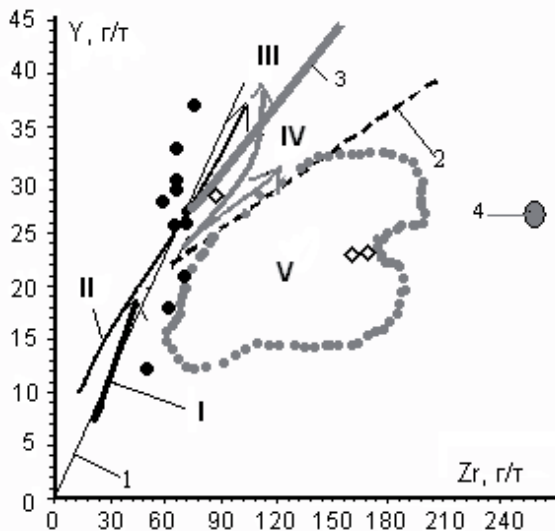


Рис. 4.1.2.5. Диаграмма Y-Zr для базальтоидов района Агьрекских гряд

1-4 – отношения Y/Zr: 1 – в хондрите, 2 – в базальтах Срединно-Атлантического хребта, 3 – в базальтах Восточно-Тихоокеанского поднятия [OCEAN DRILLING PROGRAM, LEG 185], 4 – обогащенной мантии ост. Гоуг Южной Атлантики [SUN & McDONOUGH, 1989]; тренды фракционирования вулканитов: I – Южно-Сандвичевой островной дуги [PEARCE et al., 1995], II – Тонга-Кермадекской островной дуги [HERGT & FARLEY, 1994], III – бассейна Лай [EWART et al., 1998], IV – лланвирнских базальтов офиолитов Майсора; V – поле составов вулканитов Курило-Камчатской островодужной системы [CHURKOVA et al., 2001]; остальные условные обозначения смотри на рис. 4.1.2.3

Аренгские толеитовые базальты. Составляют довольно однородную по петрохимическому составу группу пород. Это med-Ti ($TiO_2=1.11-1.55$ мас. %) / low-K ($K_2O=0.10-0.42$ мас. %) Srх-Pl-Ol толеиты ($Al_2O_3 < 17.0$ мас. %), обладающие повышенной щелочностью натрового типа ($Na_2O < 5.54$ мас. %) и высокими содержаниями суммарного железа ($FeO_{общ} < 11.91$ мас. %) с крайне непостоянными концентрациями тугоплавких элементов Cr (32-170 г/т), Ni (22-54 г/т) и умеренно повышенными концентрациями Nb (5.0-6.4 г/т). По содержанию Y толеитовые базальты подразделяются на med-Y (< 27 г/т) и high-Y (< 37 г/т). Их петрогеохимическая специализация имеет ряд специфических особенностей. Если рассматривать соотношения основных петрогенных компонентов (рис. 4.1.2.2), то их фигуративные точки находятся в полях, соответствующих N-MORB (основная часть) и E-MORB, а проба с содержанием $TiO_2=0.65$ мас. % ложится в поле островодужных толеитов. Величина дискриминанты D1 [ДМИТРИЕВ и др., 1999] постоянно выше 255 и с параметром $Na_{(8)} = Na_2O + (0.373 * K_2O) - 2.98$ [KLEIN & LANGMUIR, 1987] связана положительной корреляцией, что характеризует их как породы спрединговой ассоциации [ДМИТРИЕВ и др., 1999]. Этот вывод хорошо согласуется с характером распределения в них элементов-примесей.

На диаграмме Ti/Cr-Ni (рис. 4.1.2.3) их фигуративные точки хорошо аппроксимируются единым трендом дифференциации, лежащем на линии раздела умереннотитанистых островодужных серий и высокотитанистых базальтов океанов и задуговых бассейнов. Такое направление тренда характерно для вулканитов задуговых бассейнов юго-западной части Тихого океана. На дискриминационной диаграмме 2Nb-Zr/4-Y (рис. 4.1.2.7) их фигуративные точки располагаются в поле N-MORB и островодужных базальтов, это обусловлено повышенными концентрациями Y относительно устойчивых концентраций Zr, что несвойственно вулканитам этих комплексов.

По отношению Y/Zr $n=0.25-0.50$ их тренд ориентирован субвертикально, это говорит о слабом накоплении Zr при росте концентраций Y (рис. 4.1.2.5). Этому не противоречат их умеренно высокие отношения некогерентных элементов $Nb/Zr=0.07-0.10$ при несколько повышенных концентрациях Nb (5-6.6 г/т), что в 2,5 раза и более превышает содержания Nb в базальтах как внутриокеанических островных дуг, так и сопряженных с ними спрединговых задуговых бассейнов, производных деплетированной мантии (DM) [NICHOLSON et al., 2000 и др.].

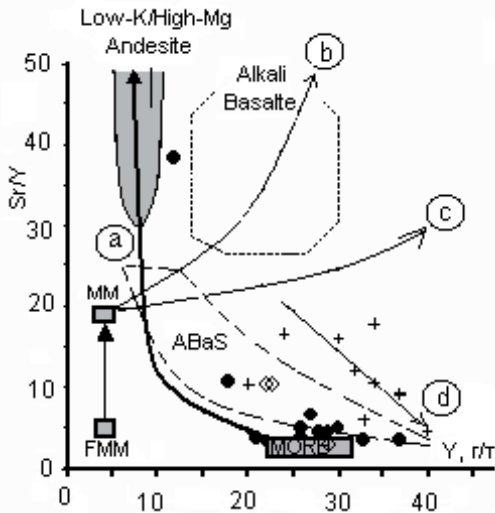


Рис. 4.1.2.6. Диаграмма Sr/Y - Y [KILIAN, 1997] для базальтоидов района Агырекских гряд

MM – метасоматически модифицированный мантийный остаток; FMM – продуктивная MORB мантия; тренды частичного плавления: а – гранатовой и N-MORB (производные астеносферной мантии) геохимией, b – гранат-перидотитовая (3% граната), с – шпинель-перидотитовая (7% шпинели); d – тренд фракционирования четвертичных low-K вулканитов южных Анд [KILIAN, 1997]; ABaS – поле составов вулканитов Лау-Тонга-Кермадек островодужной системы [HERGT & FARLEY, 1994; EWART et al., 1998]; нижняя граница поля соответствует тренду фракционирования вулканитов внутриокеанических островных дуг Южно-Сандвичевого типа; остальные условные обозначения смотри на рис. 4.1.2.3

Эти параметры также выше, чем в вулканитах Курило-Камчатского района, где вулканиты фронтальной зоны островной дуги являются производными деплетированной мантии, а тыловой зоны – слабо обогащенной мантии [Чурикова и др., 2001].

В системе координат Sr/Y - Y (рис. 4.1.2.6) точки аренигских вулканитов повторяют тренд фракционирования вулканитов Лау-Тонга-Кермадек островодужной системы и внутриокеанических островных дуг Южно-Сандвичевого типа, это указывает на отсутствие в составе надсубдукционной компоненты избыточных продуктов ассимиляции океанической плиты. Низкие и умеренные значения $K_2O/TiO_2=0.09-0.37$, Nb (5-6.6 г/т) [WILSON, 1989] и Zr/Nb $n=10.0-13.2$ [HOFFMANN, 1997] свидетельствуют, что аренигские толеиты являются производными T-MORB мантии, слабо обогащенной надсубдукционным компонентом, фракционирующей в спрединговом задуговом бассейне, сопряженном с зоной субдукции, поставляющей флюиды хлора, о чем свидетельствуют умеренные и низкие концентрации хрома и никеля [СТЕПАНЕЦ, 2008б].

Арениг-лланвирнский трахибазальт–трахиандезибазальт–трахиандезитовый комплекс. Его выходы вскрываются только в составе тектонического покрова горы Толпак. Вулканиты толщи характеризуются повышенным суммарным содержанием щелочей (<7.88 мас. %) при постоянном преобладании Na_2O над K_2O и высокими концентрациями $P_2O_5 < 0.62$ мас. %. В оливин-нормативных трахибазальтах K_2O изменяется от 1.15 до 2.95 мас. %, а в кварц-нормативных трахиандезибазальтах и трахиандезитах концентра-

ции K_2O достигают 4.25 мас. %. Отношения K_2O/Na_2O превышают 0.27, а в трахиандезитах >1 . В целом для вулканитов толпакской серии присущи умеренные концентрации $TiO_2 < 0.92$ мас. % и повышенная железистость (48.5-65.2). По мере увеличения содержания суммарного железа вулканиты на диаграмме [IRVINE & BARAGAR, 1971] приближаются к составу толеитовой серии. С понижением железистости суммарное содержание щелочей не опускается ниже 5.0 мас. %. На диаграмме TiO_2-K_2O (рис. 4.1.2.2) фигуративные точки вулканитов располагаются в поле известково-щелочной островодужной серии, что, по-видимому, обусловлено пониженными концентрациями $TiO_2 < 0.92$ мас. %. По отношению $FeO^*/MgO-SiO_2$ все они отвечают толеитам, несколько обедненным < 6.84 мас. % MgO и обогащенным Na_2O . Результаты спектрального анализа, выполненные М. З. Новиковой [Якубчук, 1991], свидетельствуют, что вулканиты толпакской серии обогащены элементами с высокозаряженными ионами (HFSE): Y (29 г/т), Yb (3.4 г/т), Nb (4.8 г/т), Zr (100 г/т), а также Ba (460 г/т), Co (52 г/т), Sr 340 (г/т), Sc (31 г/т), Pb (7.3 г/т), V 250 (г/т), что не характерно для вулканитов островодужных комплексов, производных деплетированной мантии. Некую геохимическую аналогию они имеют с med-K андезибазальтами начальной стадии раскрытия спрединговых бассейнов Курило-Камчатской островодужной системы [CHURIKOVA et al., 2001].

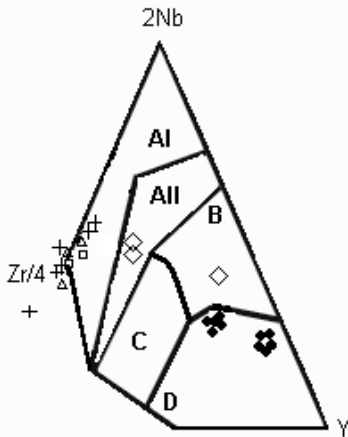


Рис. 4.1.2.7. Дискриминационная диаграмма 2Nb-Zr/4-Y [MESCHÉDE, 1986] для вулканитов района Агырекских гряд

Поля составов пород: А – внутриплитные базальты: I – щелочные, II – щелочные и толеитовые; В – обогащенные базальты срединно-океанических хребтов; С – внутриплитные толеитовые и островодужные; D – базальты Н-типа срединно-океанических хребтов и островодужные базальты; остальные условные обозначения смотри на рис. 4.1.2.3 и рис. 4.1.2.8

Относительно внутриплитных базальтов задуговых бассейнов вулканиты толпакской серии недосыщены TiO_2 и Nb, содержание которых в базальтах с внутриплитными геохимическими признаками составляют соответственно более 1.43 % и 13.2 г/т. Величина дискриминанты D1 [ДМИТРИЕВ и др., 1999] изменяется от 252 до 134 при $Na_{(8)}=0.2-3.0$ и связаны они между собой отрицательной корреляцией, что характерно как для пород плюмовых, так и для пород островодужных ассоциаций. Высокие отношения $K_2O/TiO_2=1.0-5.6$ по [WILSON, 1989] пород толпакской серии дают основание предполагать, что они являются производными T-MORB мантии, по-видимому, фракционирующей над зоной субдукции.

Лланвирнские суперплюмовые базальтоиды. По петрографическому составу выделяется две группы пород: Srx-Pl гломеропорфировые интерсергальные меланобазальты med-Y (24 г/т), high-Ti ($TiO_2 \sim 2.16-3.70$ мас. %) с $mg\#=31-49$ и Pl афировые, массивные апоинтерсергальные и интерсергальные лейкобазальты high-Y (< 40 г/т)/Nb (< 65 г/т), med-Ti ($TiO_2=1.98-2.16$ мас. %) с $mg\#=23-33$.

Лейкобазальты по суммарному содержанию щелочей на классификационной диаграмме [LE MAITRE et al., 1989] и их отношениям [PESCIERILLO, 2002] отвечают гиперстен- и оливин-нормативным ультракалиевым (рис. 4.1.2.8 (с)) фонотефритам, их высокие концентрации калия ($K_2O > 5.6$ мас. %) контролируются присутствием в основной массе калии-

евого полевого шпата и его положительной корреляцией с рубидием. Меланобазальты отвечают гиперстен-нормативным тефритам ($\text{SiO}_2 < 46.0$ мас. %) и трахибазальтам ($\text{SiO}_2 < 50.3$ мас. %). Все породы резко обогащены магнетитом ($\text{TiO}_2 = 3.3$ мас. %), титаномагнетитом ($\text{TiO}_2 = 8.0$ мас. %) и ильменитом. По содержанию HFSF (Nb, Zr, Y) и их отношениям (рис. 4.1.2.7) они отвечают щелочным базальтам с внутриплитными геохимическими характеристиками.

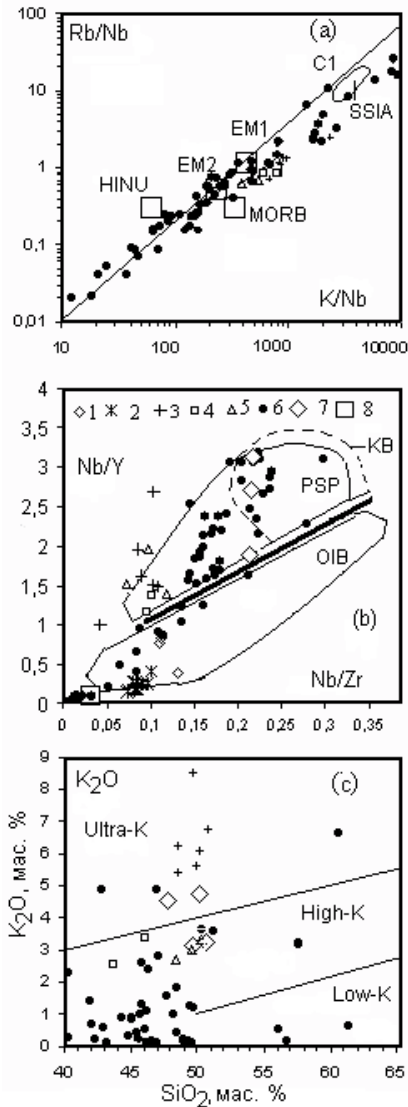


Рис. 4.1.2.8. Диаграммы: (a) Rb/Nb-K/Nb; (b) Nb/Y-Nb/Zr [TATSUMI et al., 1998]; (c) K_2O - SiO_2

1-5 – вулканы Агырекских покровов: 1 – нижнекембрийские базальты, 2 – аренигские толеитовые базальты; 3-5 – лланвирнские суперплюмовые базальтоиды: 3 – фонотефриты (полевошпатовые), 4 – тефриты (базальтоидные), 5 – трахибазальты; 6-7 – вулканы суперплюмов [TATSUMI et al., 1998]; 6 – Анива, Сахалин, 7 – поднятия Шатского; 8 – N-MORB [SUN et al., 1989]; контурами показаны поля: PSP – Полинезийский суперплюм и OIB – базальты океанических островов [TATSUMI et al., 1998], SSIA – тренд вулканитов Южно-Сандвичевой островной дуги [PEARCE et al., 1995], KB – континентальные базальты (района Эйфель) [JUNG, 2003]; квадратами обозначены составы мантий [WEAVER, 1991]; HINU – обогащенная (U+Th/Pb), образовавшаяся впервые 1.5-2.0 млрд. лет, EM1 – обогащенная 1, EM2 – обогащенная 2; C1 – Rb/Nb-K/Nb в хондрите [SUN et al., 1989]

На диаграмме Nb/Y-Nb/Zr (рис. 4.1.2.8 (b)) их фигуративные точки тяготеют к полю суперплюмовых базальтов, но относительно таковых они смещены влево, что обусловлено крайне высокими концентрациями Zr (<760 г/т) и высокими концентрациями Nb (<65 г/т). По отношению к суперплюму Анива [TATSUMI et al., 1998] они менее фракционированы по K и Rb (рис. 4.1.2.8 (a, c)), их тренд несколько смещен относительно хондрита (рис. 4.1.2.8 (a)) и их отношения Rb/Nb-K/Nb приближаются к составу EM. Это хорошо согласуется с их высокими Nb/Y $n=1.2-2.7$, Zr/Y $n=26-12$ отношениями, а отношения Zr/Nb $n=8.3-13.6$ указывают, что они, вероятно, являются производными EM1 [HOFMANN, 1997]. Относительно низкие содержания MgO (2.46-1.34 мас. %), Ni (<30 г/т), Cr (<11

г/т) фонотефритов указывают также на их образование в условиях высоких концентраций флюидов хлора [СТЕПАНЕЦ, 2008б].

Тефриты и трахибазальты по отношению к фонотефритам обогащены $\text{TiO}_2 < 3.70$ мас. %. Им характерно постепенное повышение концентраций MgO=2.39-5.18 мас. %, Ni (54-

140 г/т), Sr (30-160 г/т), что указывает на снижение роли солей хлора в надсубдукционной компоненте.

На диаграмме Sr/Y-Y (рис. 4.1.2.6) фигуративные точки лланвирнских суперплюмовых вулканитов Агырека резко сдвинуты относительно щелочных базальтов океанических островов [KILIAN, 1997], что обусловлено низкими концентрациями стронция.

Отсутствие данных по REE, LILE, HFSE и изотопным отношениям Sr, Pb Nd не позволяют однозначно заключить, являются ли лланвирнские суперплюмы Агырека производными глубинных плюмов или они формировались в надсубдукционной обстановке.

Однако низкий уровень насыщения пород стронцием дает основание сопоставить их с надсубдукционными магматическими комплексами, в которых уровень концентраций стронция относительно ниже, чем в производных глубинных плюмах, как свидетельствует статистический анализ [HOFMANN, 1997].

Этому выводу не противоречат и низкие значения дискриминанты D1 (<210), что значительно ниже предельных значений плюмовых океанических ассоциаций [ДМИТРИЕВ и др., 1999].

Спилит-офиолиты северных отрогов гор Толпак. Первично расслоенный мафит-ультрамафитовый комплекс.

Серпентиниты ультрамафитовой зоны (УЗ) обеднены легкоплавкими компонентами, что дает основание рассматривать их как истощенные перидотиты. Отношение $MgO/(MgO+FeO_{общ})$ в них изменяется от 0.71 до 0.82, что в среднем ниже, чем в метаморфизованных перидотитах (0.85-0.86), но совпадает с таковыми отношениями ультраосновных кумулатов (0.70-0.80) [КОЛМАН, 1979]. Отношение MgO/SiO_2 в перидотитах УЗ стабильно меньше единицы (0.83-0.95), что также не характерно для метаморфизованных перидотитов.

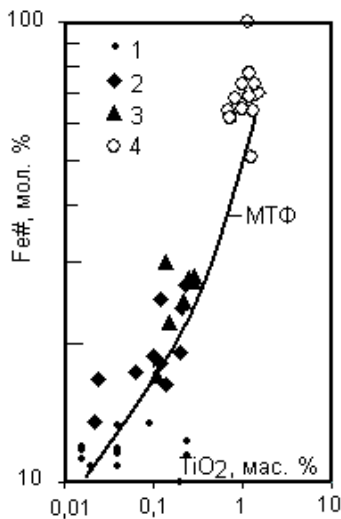


Рис. 4.1.2.9. Дискриминационная диаграмма $Fe\#(100 * Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg))-TiO_2$ для надсубдукционных спилит-офиолитов северных отрогов гор Толпак

1 – гарцбургиты; 2 – кумулятивные перидотиты; 3 – габброиды, 4 – кварцевые диабазы; МТФ – монотонный тренда фракционирования надсубдукционных офиолитов акозекского (O_2 Ип- O_3 с) типа паравтохтона Караулчеку [СТЕПАНЕЦ, 1992]

Диаграмма демонстрирует разрыв коэффициента железистости между габбро и кварцевыми диабазами кровли массива, что свойственно надсубдукционным комплексам фернеровского типа дифференциации. На ней также отчетливо видно, что фигуративные точки перидотитов и габбро ложатся вдоль МТФ при резком отклонении гарцбургитов, обогащенных окисью титана, что свойственно для офиолитов рифтогенных надсубдукционных комплексов

Судя по высокому содержанию нормативного ортопироксена (23-36 %), высокой хромистости шпинели (60 %) и низкой концентрации фосфора (<0.01 мас %, лишь в одной пробе отмечено до 0.05 мас %), серпентиниты отвечают низкофосфористым надсубдукционным гарцбургитам с $Fe\#=10.8-13.4$. В пойкилитовых гарцбургитах и кумулятивных дунитах отношение $MgO/$

($MgO+FeO_{\text{общ}}$) составляет соответственно 0.71, 0.71-0.73 при их $Al_2O_3=0.75-2.28$ мас. %.

Перидотиты переходной зоны характеризуются по отношению к породам ультрамафитовой зоны более высокой железистостью (13.5-18.8) и низкими отношениями $MgO/SiO_2=0.57-0.88$. Их фракционирование по железистости убедительно отражает дискриминационная диаграмма ($100 \cdot Fe^{2+} / (Fe^{2+}+Mg)$)- TiO_2 мас. % (рис. 4.1.2.9).

Габбро и габбро-нориты, ассоциирующие с перидотитами, по содержанию основных петрогенных компонентов отвечают low-Ti/Fe ($TiO_2 < 0.23$ мас. %, $FeO_{\text{общ}} < 7.37$ мас. %) толеитам, а high-Al ($Al_2O_3 > 20.10$ мас. %) пегматоидные керсутитовые габбро с суммарным содержанием щелочей (< 2.52 мас. %) приближаются к составу пород известково-щелочной серии.

Перидотиты недосыщены когерентными элементами (Cr > 965 г/т; Ni=502-1383 г/т; Co=97-156 г/т; V=52-75 г/т), слабо обогащены элементами халькофильной группы (Cu=26-37 г/т, Zn=8-21 г/т, Ge=1.2-1.8 г/т) и Y < 6 г/т и имеют относительно пониженные концентрации некогерентных элементов (Nb=5 г/т, Yb < 1 г/т), а также Ti < 130 г/т. Концентрации фосфора ниже предела чувствительности анализа.

Петрогеохимический состав габброидов мафитовой зоны слабо изменчив. Это low-Ti/Fe ($Ti_2O < 0.29$ мас. %, $FeO_{\text{общ}} < 8.25$ мас. %), high-Ca (CaO < 15.34 мас. %) магнезиальные ($MgO < 10.63$ мас. %), умеренноглиноземистые ($Al_2O_3 < 17.92$ мас. %), низкофосфористые ($P_2O_5 < 0.01$ мас. %) толеиты по [IRVINE & BARAGAR, 1971]. По отношению TiO_2-K_2O и высоким концентрациям CaO габброиды отвечают составу high-Ca бонинитов, что не согласуется с их геохимическим спектром. По отношению к high-Ca бонинитам они обогащены Al_2O_3 , Y (17.6 г/т) и недосыщены V (122 г/т) при отношениях $CaO/Al_2O_3=0.67-0.89$ и резко обеднены Cr и Ni. Уровень железистости габброидов значительно ниже, чем кварцевых диабазов кровли массива (рис. 4.1.2.9).

Кварцевые диориты характеризуются повышенными концентрациями < 0.90 мас. % K_2O и $= 1.45$ мас. % TiO_2 , распределение элементов-примесей аналогично кварцевым диабазам.

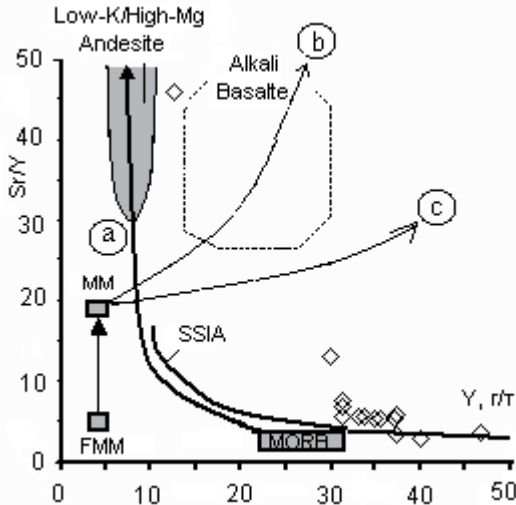


Рис. 4.1.2.10. Диаграмма Sr/Y-Y [KILIAN, 1997] для кварцевых диабазов спилит-офиолитов северных отрогов гор Толпак

ММ – метасоматически модифицированный мантийный остаток; FMM – продуктивная MORB мантия; тренды частичного плавления: а – гранатовый и N-MORB (производные астеносферной мантии, не содержащей надсубдукционной компоненты) геохимией, b – гранат-перидотитовая (3% граната), c – шпинель-перидотитовая (7% шпинели); SSIA – тренд фракционирования вулканитов Южно-Сандвичевых островов [PEARCE et al., 1995]

Микродиориты и кварцевые диабазы по петрогеохимическому составу отвечают low-K/Mg ($K_2O=0.05-0.27$ мас. %, $MgO=1.53-3.74$ мас. %), med-Ti

($\text{TiO}_2=0.71-1.50$ мас. %) спилитам, обладающим повышенной щелочностью натрового типа ($\text{Na}_2\text{O}<6.10$ мас. %) с крайне низкими концентрациями тугоплавких элементов Cr (10-44 г/т), Ni (10-19 г/т), умеренно повышенным Nb (<6.0 г/т) и высокими концентрациями Y (<47 г/т).

На диаграмме Sr/Y-Y (рис. 4.1.2.10) их фигуративные точки образуют хорошо аппроксимированную линию, локализованную вдоль тренда фракционирования вулканитов Южно-Сандвичевых островов.

Кварцевые диабазы слабо фракционированы по Ni и Cr, а проба с концентрациями Y=12 г/т располагается в поле высокотитанистых серий (рис. 4.1.2.11), что обусловлено повышением концентраций тугоплавких элементов. На диаграмме $\text{TiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ кварцевые диабазы преимущественно локализируются в поле N-MORB, что не согласуется с их низкими концентрациями Cr, Ni и высокими Si, Na и Nb.

Данные петрогеохимические параметры сближают их с вулканитами умереннотитанистых островодужных серий.

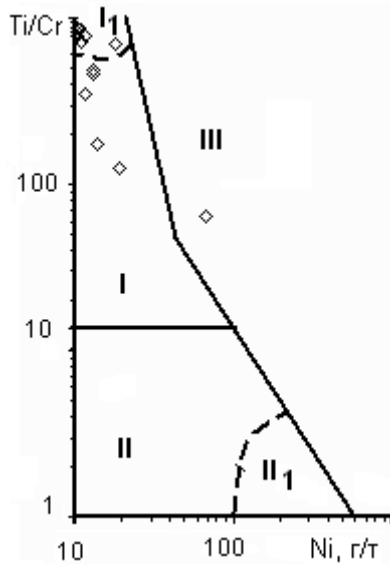


Рис. 4.1.2.11. Диаграмма Ti/Cr-Ni [BECCALUVA et al., 1983] для кварцевых диабазов спилит-офиолитов северных отрогов гор Толпак

Поля составов пород: I – умереннотитанистые островодужные серии (I₁ – спилиты), II – низкотитанистые островодужные серии (II₁ – бониниты), III – высокотитанистые серии срединно-океанических хребтов, океанических островов, задуговых бассейнов и т. п.

Отношения Y/Zr=0.24-0.43 значительно более высокие, чем в вулканитах последних, что сближает кварцевые диабазы с базальтами задуговых бассейнов, но отличающихся от производных деплетированной мантии повышенными концентрациями Nb и низкими Mg.

Отношения Nb/Zr n=0.04-0.07 и уровень содержания Nb указывают, что кварцевые диабазы являются производными T-MORB мантии.

4.2. Одак-Майсор-Караайгырская олистострома

Образует подковообразную структуру, выпуклая сторона которой обращена на северо-восток, общей протяженностью более 100 км. В ее северном крыле вскрывается офиолитовая триада Майсора (рис. 4. 1). Офиолиты Майсора слагают серию тектонических покровов, запечатанных ашгиллской олистостромой, обнажающихся в 50 км юго-западнее Экибастузского угольного бассейна, где они слагают широкую полосу переменной мощности, простирающуюся от гор Байахмет на запад, более чем на 30 км, и выклинивающуюся в районе слияния рек Куржаман и Кишкене-Куржаман. Незначительные по площади выходы олистостромы вскрываются в горах Карайгыр в левобережье канала Иртыш-Караганда.

Её выходы маркируют область сочленения Шакшанского ордовикско-силурийского флишоидно-молассового прогиба и Кендыктинской арениг-лланвирнской вулканической постройки, завершившей свое развитие в лландейло накоплением карбонатных биогерм.

Офиолиты Майсора менее известны, чем таковые Агырекских гряд и горы Косгомай, и менее изучены. Общую информацию о геологическом строении данного региона можно найти в производственных отчетах по геологическим съемкам 60-80-х годов, выполненных геологами И. Ф. Калинин, А. В. Рязанцевым, А. Я. Ходоровским и в диссертации А. Р. Квятковского [Квятковский, 1973]. Впервые детально олистостромы Шидерты-Экибастузского района были описаны А. В. Рязанцевым [Рязанцев и др., 1987], он указывал на карадок-ашгиллское время их формирования. Однако в районе гор Байахмет время образования олистостромы фиксируется только верхами верхнего ордовика [Степанец, 1988, 1992], что может свидетельствовать о её скользящей нижней границе, однако завершающий этап перемещения покровов несомненно приходится на конец верхнего ордовика, что характерно для восточного крыла Шакшанской структурно-формационной зоны.

4.2.1. Геологическое строение и вещественный состав

В составе покровов выделяется серия тектонически разобщенных пластин, сложенных кремнистыми и кремнисто-вулканогенными отложениями, надвинутыми на серпентинитовый меланж и слагающими олистоплаки и олистолиты, «запечатанные» олистостромой в горах Байахмет. Породы верхнеордовикской олистостромы в западной и центральной части массива образует лежащую синклиналь, ядро которой сложено серпентинитовым меланжем (рис. 4.2.1.1 и 4.2.1.2).

С северо-запада и юга на всем своем протяжении меланж сопряжен с выходами алевролитовой пачки. По составу и характеру строения она имеет полную аналогию с фронтальной олистостромой Агырекских гряд. Тектонизированные алевролиты и аргиллиты содержат не только продукты разрушения верхних членов офиолитовой триады и известняков, но и, по данным И. Ф. Калинина, гальку серпентинитов и пироксенитов. Южное крыло синформы круто (рис. 4.2.1.2) погружается на юг под песчаники верхнеордовикской олистостромы, о чем свидетельствуют расчеты, выполненные по магнитным и гравитационным данным В. А. Гордеевым [Степанец, 1992].

С севера серпентинитовый меланж тектонически налегает на разновозрастные отложения палеозоя, в западной части, в зоне выклинивания, контактирует с той же верхнеор-

довикской олистостромой, что и на юге. Далее на восток меланж тектонически сопряжен с еркебидаикскими граувакками и живет-фаменскими терригенными отложениями, тогда как в центральной части налегает на фамен-каменноугольные отложения.

Здесь подошва серпентинитового меланжа, по-видимому, более полого погружается на юг. Меланж в этой зоне постепенно выклинивается, чему не противоречат слабоинтенсивные магнитные и гравитационные поля. Далее на восток серпентиниты «заключены» в олистострому, где постепенно выклиниваются, а в окрестности гор Байахмет вместе с раннекембрийскими базальтами и силицитами косгомбайского облика слагают серию олоптолак.

К особенностям внутреннего строения майсорского серпентинитового меланжа следует отнести присутствие в его составе целиковых блоков с относительно слабо нарушенным разрезом расслоенных мафит-ультрамафитов и отсутствие продуктов кислого магматизма [СТЕПАНЕЦ, 1992]. В его составе также встречаются будины габброидов, диабазов и базальтов. Известны будины метасоматических габброидов и родингитов по ним. Родингиты впервые были обнаружены и изучены В. И. Жуковским. Реже в составе меланжа встречаются будины дунитов, пронизанные параллельными маломощными прожилками хризотил-асбеста. Хризотил-асбестовая минерализация промышленного значения не имеет.

С целью изучения внутреннего строения и определения мощности меланжа в районе выходов хромитсодержащих дунитов в 1984 г. в процессе геологического доизучения, проводимого В. И. Жуковским, а в последствии В. Г. Степанцом, была пробурена серия скважин. Наиболее полный, однако, опрокинутый разрез расслоенных мафит-ультрамафитов был вскрыт в центральной части блока скважиной глубиной 200 м.

1. Кумулятивные хромитсодержащие полосчатые серпентинизированные дуниты (мощность в метрах).....	15
2. Серпентинизированные брекчированные зеленые гарцбургиты.....	3
3. Кумулятивные дуниты, аналог слоя I.....	7
4. Серые полосчатые среднезернистые габбро.....	3
5. Темно-серые дуниты.....	2
6. Темно-зеленые средне-крупнозернистые полосчатые верлиты.....	3
7. Темно-серые дуниты.....	2
8. Темно-зеленые средне-крупнозернистые полосчатые верлиты.....	3
9. Светло-зеленые крупнозернистые клинопироксениты.....	1.5
10. Темно-серые дуниты.....	2
11. Светло-зеленые средне-крупнозернистые клинопироксениты.....	2
12. Массивные темно-серые дуниты.....	7
13. Зеленые гарцбургиты.....	2
14. Серые полосчатые среднезернистые габбро.....	1.5
15. Темно-зеленые средне-крупнозернистые полосчатые верлиты.....	3
16. Серые полосчатые среднезернистые габбро.....	5
17. Темно-зеленые крупнозернистые верлиты.....	1.5
18. Темно-серые дуниты.....	4
19. Светло-зеленые среднезернистые клинопироксениты.....	2
20. Зеленые гарцбургиты.....	10
21. Темно-серые дуниты.....	4

22. Милониты по серпентинитам.....	4
23. Темно-серые дуниты.....	10
24. Зеленовато-серые гарцбургиты.....	2
25. Темно-серые дуниты.....	41

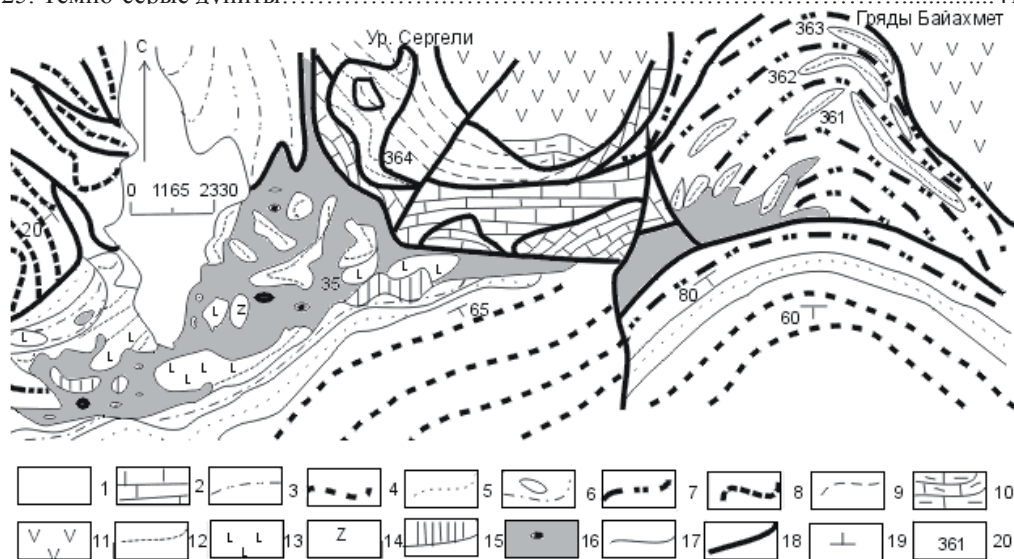


Рис. 4.2.1.1. Геологическая схема района урочища Сергели и гряд Байхамет (координаты центра участка: 51.6° с. ш., 75.0° в.д.)

1 – четвертичные отложения; 2 – аргиллиты, мергели, известковистые песчаники, песчаники верхнего девона и нижнего карбона; 3 – песчаники среднего-верхнего девона; 4 – терригенные отложения жарсорской свиты нижнего девона; 5-8 – автохтонные отложения Шакшанского прогиба; 5-7 – шандыкольская олистостромовая серия верхнего ордовика: 5 – песчаники, 6 – тектонизированные алевролиты и аргиллиты с олистолитами базальтов и известняков, 7 – гравелиты и конгломераты с олистолитами базальтов и яшм офиолитовой ассоциации; 8 – песчаники еркебидайкской свиты среднего ордовика; 9-11 – отложения Кендыктинской островной дуги: 9 – песчаники нарульгенской свиты карадока, 10 – сарыбидайкские известняки лландейло, 11 – базальты, андезитобазальты и их туфы низов сарыбидайкской свиты нижнего-среднего ордовика; 12-16 – майсорская офиолитовая триада: 12 – яшмы, кремнистые алевролиты, 13 – пиллоу-лавы лланвирна, 14 – диабазы комплекса «дайка в дайке», 15 – расслоенный комплекс, 16 – серпентинитовый меланж с будинами пород офиолитовой триады и милонитами в подошве; 17 – геологические границы; 18 – тектонические границы; 19 – элементы залегания; 20 – места находок конодонтов

С отметки 139 м скважина до забоя прошла по милонитам и на глубине 200 м была остановлена по технологическим причинам. Следует отметить, что аналогичная ситуация со вскрытием милонитов произошла и в районе горы Богембай (глава 4.3.1).

Милониты при вскрытии имели вид глиноподобной массы, голубовато-серого, зеленовато-голубоватого цвета. Результаты количественного термического и рентгеноструктурного анализов показали, что милониты представлены исключительно минералами группы серпентина. Рентгеноструктурный анализ, выполненный автором в лаборатории

ЦХЛ ПГО «Центрказгеология» позволил сделать вывод, что милонитизация серпентинитов протекала без циркуляции растворов и отложения новообразующихся минералов. Милониты такого типа, как известно, формируются в условиях сжатия, по причине пологой ориентировки разломов типа надвигов, остающихся сжатыми за счет нагрузки вышележащих пород. Этим и были вызваны технологические причины остановки скважины, поскольку милониты постоянно вдавливалось в забой скважины, что было обусловлено также и малой глубиной обсадных труб.

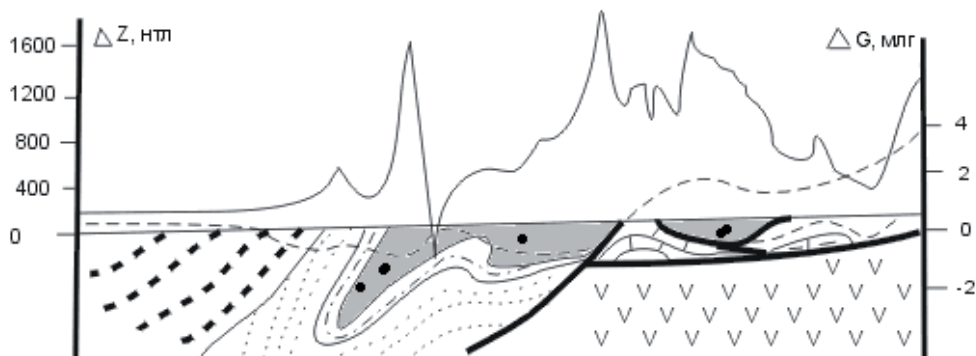


Рис. 4.2.1.2. Геологический разрез через центральную часть массива
Условные обозначения смотри на рис.4.2.1.1

Результаты бурения подвели итог многолетним острым дискуссиям [Борукбаев, 1955, Квятковский, 1973, Антонюк, 1974, Паталаха и др., 1977, Зайцев, 1984] о характере залегания серпентинитов в пределах покровно-складчатых областей Центрального Казахстана.

Интерпретация полученных магнитных и плотностных характеристик позволили В. А. Гордееву построить непротиворечивую геофизическую модель, определить мощность серпентинитового покрова и проследить конфигурацию его подошвы (рис. 4.2.1.2).

Выходы тектонических покров базальтоидной толщи контролируются областями распространения серпентинитового меланжа. Размер глыб колеблется от 10 м до 100 м, наиболее крупные блоки обнажаются в западной части серпентинитового массива. Афировые, реже олигофировые и порфировые базальты, их пиллоу-лавы и лавобрекчии редко прослеены будинированными линзами туффилов, кремнистых алевротуффилов и яшм, последние содержат раннелланвирские конодонты (обн. 35): *Periodon aculeatus* Handlind, *P. flabellum*; *Paracordylodus sp.*, определения Н. М. Гридиной. Базальты местами метаморфизованы и рассланцованы до хлоритовых сланцев, особенно на контакте с серпентинитовым меланжем, но по мере удаления от контакта приобретают относительно слабо измененный облик.

В крупных покровах улавливается некая пространственная связь базальтоидов с вишнево-красными яшмами, наполненными туфогенным материалом. На фотоснимках в пределах западного блока хорошо дешифрируются структуры, где базальты чередуются с яшмами..

Однако на местности, ввиду плохой обнаженности, не удаётся отследить их контакты, но исключить их парагенезис с кремнистыми фациями нельзя. Ввиду сложного текто-

нического строения и слабой обнаженности полный разрез толщи составить не удалось.

В западной части массива в блоке субширотного простирания, где выходы базальтоидов с юга сопряжены с яшмами, намечается следующая последовательность (мощность, м):

1. Пачка порфировых, миндалекаменных преимущественно шаровых долеритобазальтов, реже массивных, по-видимому, разрез сдвоен.....100-200
2. Пачка зеленых массивных спилитов.....50
3. Пачка афировых шаровых лейкобазальтов.....200-300

Силициты имеют более широкое распространение, чем базальтоиды. Они в своем большинстве приурочены к выходам серпентинитового меланжа, где слагают блоки со сложной конфигурацией или будины шарообразной формы размером до 10 м. Присутствие будин яшм в серпентинитовом меланже дает основание предполагать их пространственную в прошлом взаимосвязь с толщей базальтов, а также не исключается возможность их чередования.

В центральной части массива в районе урочища Сергели пластина силицитов сорвана с меланжа и надвинута на дислоцированные фамен-каменноугольные отложения. Яшмы в обн. 364, по заключению Н. М. Гридиной, содержат среднеордовикские, лланвирнские конодонты, вероятно зоны *Pygodus serra*: *Periodon aculeatus* Hadding, *P. flabellum*, *Paroistodus sp.*

В горах Байахмет (рис. 4.2.1.1) тектонические покровы сильно дислоцированных кремней, аналогичных по цветовой гамме косгомбайским силицитам, «запечатаны» позднеордовикской олистостромой. В южной олистоплаке (обн. 361) кремней, протяженностью 6 км, Н. М. Гридиной обнаружены раннелланвирнские конодонты: *Periodon aculeatus* Hadding, *P. flabellum*, *Paracordylodus sp.*, *Paroistodus horridus* Barnes et Poplavskil. У юго-восточного окончания олистоплаки, у северного склона, обнажаются глыбы базальтов и известняков с археоциатами нижнего кембрия [Квятковский, 1973], что дает основание провести параллель с разрезом олистостромы Агырекских гряд. Вторая олистоплака силицитов, протяженностью 3 км, также содержит конодонты (обн. 362) лланвирна. В яшмах и радиоляритах северной олистоплаки (обн. 363), протяженностью 300 м, обнаружены арегские конодонты: *Periodon sp.*, *Paracordylodus sp.* и спикулы губок. Нижние (северные) контакты олистоплак тектонические, верхние (южные) контакты стратиграфические, со следами размыва и конгломерат-гравелитовыми горизонтами, «запечатывающими» олистоплаки, наполненными продуктами размыва самих пластин.

Далее, на юго-запад от гор Байахмет, верхнеордовикская олистострома прослеживается до района озера Кулболды, где на площади до 300 кв. м вскрывается толща плохо обнаженных преимущественно гиалокластитов пузыристых пикробазальтов, реже мелко-обломочных пироксенитов.

Юго-западнее озера Кулболды в урочище Одак, Л. А. Курковской в олистолите кремней обнаружены позднекембрийские конодонты: *Phakelodus tenuis* (Muller), *Prooneotodus gallatini* (Muller), *Prooneotodus rotundatus* (Druce et Jones), *Eoconodontus notchpeakensis* (Muller). Полоса олистостромы, наполненная офиолитовой кластикой, судя по геофизическим данным, прослеживается на юг, под верхнепалеозойским чехлом, до северных отрогов гор Кызылтумсык Агырек-Толпакского супертеррейна.

4.2.2. Петрогеохимическая специализация

Серпентинитовый меланж. Офиолиты Майсора подчиняются феннеровскому тренду дифференциации, что наглядно демонстрирует дискриминационная диаграмма (рис. 4.2.2.1).

Дунитовые и гарцбургитовые серпентиниты по распределению основных петрогенных компонентов близки друг к другу. По содержанию легкоплавких компонентов они отвечают истощенным перидотитам. Суммарные содержания Al, Ca и щелочей не превышают 2 мас. %. Среднее отношение $MgO/(MgO+FeO_{общ})$ составляет 0.83, что несколько ниже, чем в метаморфизованных перидотитах [КОЛМАН, 1979], железистость колеблется от 8.78 до 10.80 и очень редко достигает 11.94, колебания отношений $Al_2O_3/MgO=0.01-0.03$ и $CaO/Al_2O_3=0.5-0.8$ не дифференцированы.

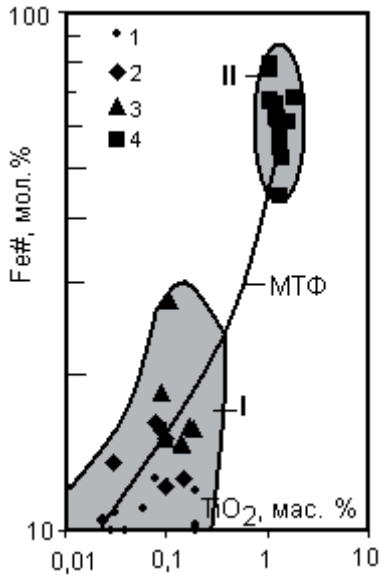


Рис. 4.2.2.1. Диаграмма $Fe\#(100*Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg))-TiO_2$ демонстрирует некомплементарность составов габбро и базальтов офиолитов Майсора

Поля составов пород: I – рстит-кумулятивных мафит-ультрамафитов, II – спилитов, кварцевых диабазов; 1 – гарцбургиты; 2 – перидотиты; 3 – габброиды; 4 – вулканиты; остальные условные обозначения смотри на рис. 4.1.2.9

На рис. 4.2.2.1 их фигуративные точки ложатся в поля составов спилит-офиолитовых комплексов и резко отклоняются от монотонного тренда фракционирования (МТФ) надсубдукционных офиолитов акозекского ($O_2/In-O_3c$) типа паравтохтона Караулчеку. Концентрации TiO_2 ультрамафитов Майсора значительно выше, чем в петрологических аналогах островодужных офиолитов. Высокая хромистость ($Cr/(Cr+Al)=0.77-0.82$) хромшпинели перидотитов указывает на их образование в рифтах над зоной субдукции. Высокие концентрации TiO_2 ультрамафитов не противоречат этому [Пирс и др., 1987]. По содержанию P_2O_5 (0.009 мас. %) все они низкофосфористые породы. Геохимическая специализация серпентинитов Майсора определяется отсутствием Y. Они обеднены Ti (0.19 г/т), V (38 г/т), Nb (5.2 г/т); содержания Yb (0.8 г/т), Li, (13 г/т) Be (0.12 г/т), Zr (11 г/т) приближаются к кларковым. Серпентиниты недосыщены элементами сидерофильной (Co (117 г/т), Ni (1020 г/т), Cr (2410 г/т), Mo (1.1 г/т)) группы.

Перидотиты слоистого разреза, в отличие от истощенных перидотитов матрикса серпентинитового меланжа, обогащены легкоплавкими компонентами. Верлиты пересыщены CaO (9.29-12.26 мас. %), но несколько недосыщены Al_2O_3 (1.9-3.07 мас. %). Гарцбургиты, наоборот, обеднены Ca (CaO=0.50 мас. %) и несколько пересыщены Al ($Al_2O_3=1.46-4.6$ мас. %), что связано, по-видимому, с присутствием в них хромшпинели. Верлиты и гарцбургиты обладают высокой железистостью (рис. 4.2.2.1). Верлиты незначительно обогащены элементами халькофильной группы (Cu (22 г/т), Zn (41 г/т), Pb (1.3 г/т)), содержания литофильных и сидерофильных элементов крайне непостоянны, так Li, P ниже чувстви-

тельности анализа, а Ti (80 г/т), Zr (15 г/т), Nb (5.6 г/т), Mo (1.4 г/т) и элементы группы железа понижены. Тогда как в пироксенитах их концентрации повышены, а остальные элементы ниже кларка или приближаются к нему. Важно отметить, что все перидотиты, независимо от их положения в разрезе, лишены иттрия, который определяет геохимическую специализацию кумулятивных перидотитов, относящихся к боуэнзовскому тренду дифференциации. [СТЕПАНЕЦ, 1992].

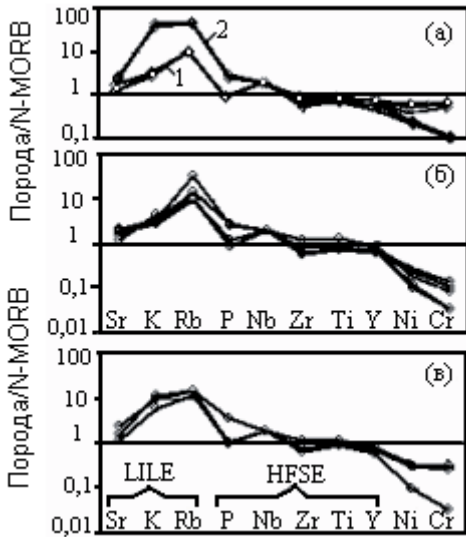


Рис. 4.2.2.2. Спайдерграммы содержаний элементов-примесей, нормированных к N-MORB [SUN & McDONOUGH, 1989], для базальтов офиолитов Майсора

Демонстрируют постепенное уменьшение концентраций Ni, Cr и одновременный рост LILE при относительно устойчивых содержаниях HFSE; а, б, в долеритобазальты: а 1 – low-K/high-Cr, б – low-K/Cr, в – med-K/low-Cr, а 2 – high-K/low-Cr лейкобазальты

Расслоенные габброиды отвечают low-Ti/Fe породам бонинит-марианитовой серии ($TiO_2 < 0.10$ мас. %) с крайне низкими концентрациями P_2O_5 при крайне высоком отношении $CaO/Al_2O_3 = 1.89-0.70$ и высоких концентрациях Cr (684 г/т), Ni (473 г/т), Nb (7 г/т), V (61 г/т), Cu (107 г/т).

Лланвирские вулканиты образуют последовательный ряд от толеитов ($Al_2O_3 < 17.0$ мас. %) до толеитов с известково-щелочными характеристиками. Продукты кислого вулканизма в составе меланжа не обнаружены. По петрогеохимическому составу выделяется две группы долеритобазальтов (low-K и med-K) и high-K лейкобазальты.

Low-K долеритобазальты обогащены $SiO_2 < 53.70$ мас. %, $TiO_2 = 1.86$ мас. %, $FeO^* < 12.96$ мас. %, $Na_2O < 4.20$ мас. %, по содержанию хрома подразделяются на high-Cr (Cr < 210 г/т) и low-Cr (Cr < 40 г/т). Общим для них являются высокие концентрации Y (~ 29 г/т), умеренные концентрации Nb (5 г/т) и высокие отношения Nb/Y $p < 0.22$, что в два раза выше, чем в N-MORB [SUN & McDONOUGH, 1989]. Low-K/high-Cr долеритобазальты несколько обеднены $SiO_2 < 51.30$ мас. %, более магнезиальные ($MgO = 4.54-6.33$ мас. %), отношения $Fe_2O_3/FeO = 0.75-1.97$ ниже, чем в low-Mg/K/Cr ($MgO = 1.88-4.24$ мас. %, $Fe_2O_3/FeO < 6.2$). Характер накопления элементов-примесей low-K/high-Cr долеритобазальтов приближается к N-MORB (рис. 4.2.2.2 (а, 1)), low-Mg/K/Cr отличаются от N-MORB незначительным повышением Rb, P, что более характерно для T-MORB, и резко пониженными концентрациями Ni, Cr, что более характерно для базальтов срединных задуговых бассейнов (рис. 4.2.2.2 (б)). Med-K долеритобазальты обогащены $K_2O < 1.18$ мас. %, $P_2O_5 < 0.48$ мас. %, $FeO_{общ} < 10.10$ мас. %, обеднены $MgO > 2.79$ мас. %, отношения $Fe_2O_3/FeO = 0.72-2.21$, содержат крайне низкие концентрации Ni (< 48 г/т), Cr (< 90 г/т), что свойственно толеитам с известково-щелочными петрохимическими характеристиками (рис. 4.2.2.2 (в)).

High-K лейкобазальты обогащены $SiO_2 > 53.90$ мас. %, $Na_2O < 4.30$ мас. %, $K_2O < 4.55$ мас. %, $P_2O_5 < 0.39$ мас. %, $CaO < 3.33$ мас. %, $FeO_{общ} < 9.92$ мас. %, отношения $Fe_2O_3/FeO < 2.21$

высокие, концентрации Ti ($\text{TiO}_2 < 1.16$ мас. %) слабо понижены. Резко обогащены Rb (50-45 г/т), несколько обеднены Y (< 26 г/т) и Zr (< 60 г/т), что определяет низкие величины отношения $\text{Zr/Nb} = 10-12$ и высокие $\text{Nb/Y} = 0.2-0.3$, $\text{Nb/Zr} = 0.04-0.08$ при низких концентрациях Ni (< 35 г/т) и Cr (< 35 г/т).

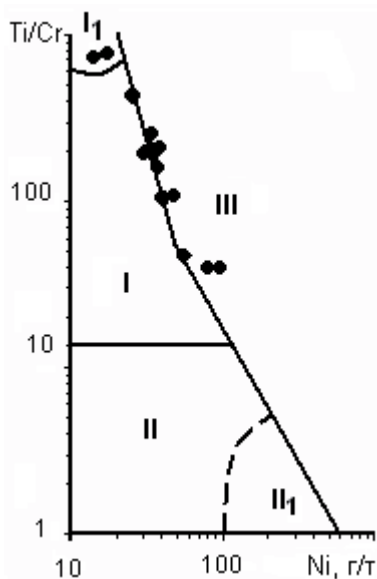


Рис. 4.2.2.3. Диаграмма Ti/Cr-Ni [BECCALUVA et al., 1983] для базальтов офиолитов Майсора

Поля составов пород: I – умеренно титанистые островодужные серии (I_1 – спилиты), II – низкотитанистые островодужные серии (II_1 – бониниты), III – высокотитанистые серии срединно-океанических хребтов, задуговых бассейнов и т.п.

На диаграмме Ti/Cr-Ni (рис. 4.2.2.3) фигуративные точки лланвирнских базальтов ложатся на линию раздела океанических и островодужных комплексов, образуя хорошо аппроксимированный тренд, наклоненный в сторону понижения Ni и Cr, что характерно для базальтов задуговых спрединговых бассейнов юго-западной части Тихоокеанского региона [NICHOLSON et al., 2000; HERGT & FARLEY, 1994; EWART et al., 1998 и др.]. Однако отличаются они от последних более высоким уровнем накопления Nb (5 г/т), что указывает на обогащенную природу ниобием родоначальной магмы, по сравнению с базальтами спрединговых задуговых бассейнов внутриокеанических островодужных систем производных деплетированной мантии (DM) [NICHOLSON et al., 2000].



Рис. 4.2.2.4. Спайдерграммы содержания элементов-примесей, нормированных к N-MORB [SUN & McDONOUGH, 1989]

1 – калиевых щелочных лейкобазальтов; 2-3 – меланобазальтов Агырека; 4 – high-K лейкобазальтов офиолитов Майсора; положение вулканитов Агырека в разрезе: 1 – ранние, 2 – средние, 3 – поздние

Однако концентрации ниобия лланвирнских базальтов не достигают уровня E-MORB, в которых содержание ниобия в среднем составляет 8.30 г/т [SUN & McDONOUGH, 1989]. При этом величина дискриминанты $D1$ изменяется от 254 до 304 при $\text{Na}_{(8)} = 2.3-4.5$ и связаны они положительной корреляцией, что характерно для пород спрединговой ассоциации [ДМИТРИЕВ и др., 1999], а относительно низкие отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2 = 0.2-0.4$ указывают, что они являются производными T-MORB мантии по [WILSON, 1989].

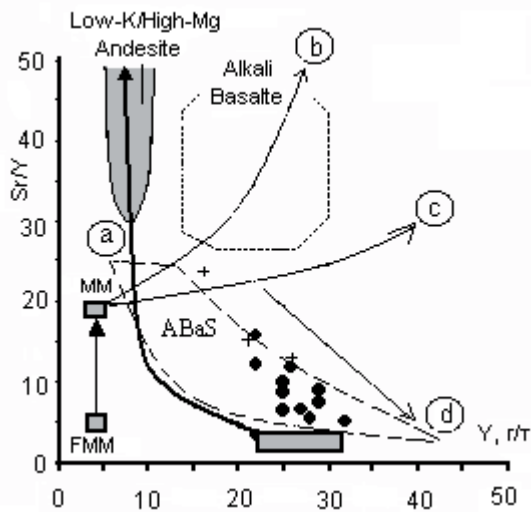


Рис. 4.2.2.5. Диаграмма Sr/Y-Y [KILIAN, 1997] для базальтов офиолитов Майсора

MM – метасоматически модифицированный мантийный остаток; FMM – продуктивная MORB мантия; тренды частичного плавления: а – гранатовый и N-MORB геохимией, б – гранат-перидотитовая (3 мас. % граната), с – шпинель-перидотитовая (7 мас. % шпинели); d – тренд фракционирования четвертичных low-K вулканитов южных Анд [KILIAN, 1997]; ABaS – поле составов вулканитов Лау-Тонга-Кермадек островодужной системы [HERGT & FARLEY, 1994; EWART et al., 1998]; нижняя граница поля соответствует тренду фракционирования вулканитов внутриокеанических островных дуг Южно-Сандвичевого типа; крестиком обозначены high-K лейкобазальты

По основным петрохимическим компонентам high-K лейкобазальты отличаются от лланвирнских суперплюмовых калиевых базальтов гор Агырек уровнем накопления HFSE (рис. 4.2.2.4).

Интересным представляется рассмотрение отношений Sr/Y, нанесенных относительно концентраций Y (рис.4.2.2.5). Диаграмма отчетливо демонстрирует, что фигуративные точки базальтов располагаются выше области N-MORB при слабо выраженном фракционировании Y, но при четко выраженном росте отношения Sr/Y, свидетельствующем о постоянном увеличении роли надсубдукционной компоненты в магматическом процессе. Ее роль достигает своего максимума в процессе формирования high-K лейкобазальтовых магм, что четко контролируется низкими значениями компоненты $D1=105-130$ и высокими отношениями $K_2O/TiO_2=3.4-4.1$; таковые типичны для вулканитов поздних островодужных ассоциаций с внутриплитными геохимическими характеристиками.

Характерно, что уровень накопления ниобия в габброидах, перидотитах и ассоциирующих с ними базальтоидах офиолитов Майсора сопоставим соответственно 5.2-7.0 и 5.0-8.4. Это свидетельствует о малой его подвижности при фракционировании магматического расплава, т.е. его концентрации не связаны с условиями кристаллизации магматических комплексов, а обусловлены только составом родоначальной мантийной магмы.

4.3. Офиолиты Богембай-Ангренсорской сутуры

В ряду офиолитовых комплексов, участвующих в строении палеозоид северо-востока Центрального Казахстана, особое место занимают выходы гетерогенного офиолитового меланжа Богембай-Ангренсорской сутуры.

Интенсивно дезинтегрированные массивы плутонических офиолитов, отражающие различные этапы развития ранних палеозоид Майкаин-Экибастузского района [АНТОНЮК, 1974], образующие основную массу гетерогенного серпентинитового меланжа [СТЕПАНЕЦ и др., 1984, СТЕПАНЕЦ, 1992], ранее включались в состав Шидерты-Экибастузского габбро-перидотитового (Майкаин-Кызылтасского [ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА..., 1981]) пояса разновозрастных интрузий, внедрившихся, как предполагалось ранее [ТРУСОВА, 1948; БОРУКАЕВ, 1955; МИХАЙЛОВ, 1972; КВЯТКОВСКИЙ, 1973], в эвгеосинклинальные зоны северо-востока Центрального Казахстана по глубинным крутопадающим разломам.

Эту точку зрения разделяли и геологи-съёмщики А. Я. Ходоровский (1965), Т. В. Константинович (1965), В. П. Пахолук (1965). Однако уже тогда К. А. Рачковская [РАЧКОВСКАЯ, 1970] отмечала, что серпентиниты не оказывают активного контактового воздействия на вмещающие их породы кембрия, ордовика и девона, а имеют с ними повсеместно тектонические границы с зеркалами скольжения и стресс-милонитами. Несколько позднее Р. М. Антонюк [АНТОНЮК, 1974; ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА..., 1981] сопоставил их с альпийской габбро-перидотитовой формацией. Отмечая при этом, что габбро-перидотиты слагали позднепротерозойский меланократовый фундамент венд-кембрийских океанических базальтов Казахстанского палеоокеана, который в современной покровно-складчатой структуре образует зоны тектонических брекчий или меланжа, мелкие протрузивные залежи в ядрах Майкаин-Кызылтасского антиклинория.

Начиная с середины 70-х годов автор настоящей монографии проводил геологические исследования офиолитов Майкаинского рудного района, основные выводы были изложены в производственных (Жуковский, Степанец, 1980; Степанец и др., 1985), тематических (Степанец и др., 1988, 1991) отчётах, в диссертации [СТЕПАНЕЦ, 1992] и частично опубликованы [СТЕПАНЕЦ и Гранкин, 1984; СТЕПАНЕЦ, 1988]. Результаты этих исследований также были отражены на мелкомасштабных геологических (Антонюк и др., 1985; Гранкин и др., 1991; Евсеенко и др., 2000), структурно-формационных (Кондрашенков и др., 1986) и геодинамических картах (Антонюк и др., 1995). Этот материал и был положен в основу написания данной главы.

Гетерогенный серпентинитовый меланж в системе Богембай-Ангренсорской сутуры простирается в северо-восточном направлении более чем на 120 км и располагается в области сочленения Кендыктинской ордовикской вулканической постройки и Ангренсорского ордовикско-нижнесилурийского флишоидно-молассового прогиба с сиалическим типом коры [СТЕПАНЕЦ и др., 2008a].

4.3.1. Геологическое строение и вещественный состав

Ангренсорский сегмент Богембай-Ангренсорской сутуры образует линейно вытянутую зону, простирающуюся в северо-восточном направлении от Балааркалыкских гряд



Рис. 4.3.1.1. Геологическая схема структурного положения Ангренсорской сутуры (координаты центра участка: 51.6° с. ш., 75.8° в. д.)

1 – средне-верхнедевонские отложения ($D_{2,3}$); свиты: 2 – кайдаульская (D_2kd), 3 – жарсорская (D_1zr), 4 – баяндырская (S_1), 5 – ангренсорская (O_3an), 6 – керегетасская (O_3kr), 7 – шантыкольская олистострома (O_3sn), 8 – аналоги еркебидайка ($O_{2,3}c$), 9 – баскайская (O_2bs), 10 – сарыбидаикская ($O_{1,2}sb$), 11 – кураминская (O_1kr); 12 – майкаинская серия ($O_{1,2}$); 13 – вулканиты серпентинитового меланжа; 14 – адильбекские силициты; 15 – граниты; 16 – диориты, гранодиориты; 17 – серпентинитовый меланж; 18 – осадочные отложения Ангренсорской структурно-формационной зоны; 19 – геологические границы; 20 – разломы; 21 – надвиги

до озера Кудайколь более чем на 80 км, шириной от 0,5 до 7 км в максимальном раздуже (рис. 4.3.1.1). На местности выходы пород офиолитовой триады четко обособляются геоморфологически, в его юго-западной части силициты образуют гривистый рельеф, в центральной части серпентинитовый меланж слагает платообразную возвышенность, на северо-востоке рельеф беспорядочно холмистый, вершины холмов, как правило, сложены силицитами, в подошве которых вскрывается серпентинитовый меланж. Границы выходов серпентинитового меланжа на местности четко совпадают с контуром магнитных аномалий, в гравитационном поле он отражается контрастными отрицательными аномалиями.

Количественные расчеты гравитационных аномалий, выполненные В. А. Гордеевым [СТЕПАНЕЦ, 1992], показали, что серпентинитовый меланж является «бескорневой» структурой, его подошва максимально располагается на глубине 2000 м, а в районе озера Ангренсор находится всего на глубине не более 450 м. Фронт шарьяжа обращен на юго-восток (рис. 4.3.1.1). Подошва шарьяжа трассируется серпентинитовыми милонитами, сланцами, листовниками. Серпентинитовый меланж тектонически налегает на интенсивно дислоцированные нижне-среднеордовикские кремнисто-граувакковые отложения Ангренсорского паравтохтона, содержащие продукты разрушения акцессориев высокомагнитных плутонических пород, что выражается в высокой магнитной восприимчивости граувакковых песчаников. Низы разреза граувакковых скорлуповатых песчаников содержат горизонты, наполненные обломками яшм и кремнистых пород.

Распространение отложений паравтохтона на северо-запад, вглубь меланжа, контролируется углом падения подошвы серпентинитового покрова, что фиксируется сложно извилистой границей выходов меланжа и наличие его длинных «языков» и «заливов». Ряд тектонических останцов серпентинитов, удаленных на первые сотни метров от фронта шарьяжа, обнажаются северо-западнее и южнее пикета Есолган. Здесь серпентиниты и бронирующие их бирбириты слагают платообразные возвышенности и линейно вытянутые увалы. Перепад их высот от подножья до вершины составляет от 5 до 10 м.

Повсеместно в узких зонах контакта серпентиниты превращены в сланцы и милониты, а граувакки паравтохтона рассланцованы и брекчированы. Северо-западной озера Ангренсор, на незначительном удалении от современной линии фронта шарьяжа, можно наблюдать, как перетертая серпентинитовая масса вдавлена в трещины шириной не более 1 м. Плоскость сместителя фронта шарьяжа, судя по геофизическим данным, имеет устойчивое крутое северо-западное падение в районе гряд Балааркалык и озера Кудайколь, однако в районе озера Ангренсор и урочища Дуэк подошва шарьяжа имеет менее крутое (65°) падение.

В тылу серпентинитовый покров «запечатан» верхнеордовикской шандыкольской олистостромой, содержащей олистоплаки и олистолиты серпентинитов, пестроокрашен-

ных силицитов, яшм костгоббайского облика и глыбы известняков верхнего ордовика.

С ордовикскими вулканитами сарыбидаикской свиты, континентальными нижнедевонскими образованиями жарсорской свиты серпентиниты имеют преимущественно прямолинейные тектонические контакты, в таких зонах серпентиниты, по-видимому, образуют постскладчатые протрузии.

На всем протяжении зоны серпентинитовый меланж бронирован мощной (до 50 м) бирбиритовой корой выветривания [ТАЖИБАЕВА, ПОНОМАРЕВ, 1980], площадь которой достигает 75 %, что значительно снижает информативность о вещественном составе серпентинитового меланжа. В эрозионных окнах можно наблюдать, как в серпентинитовый меланж закатаны будины массивных порфиробластовых гарцбургитов, дунитов, лерцолитов, габбро, диабазов и пироксеновых порфиритов. В составе меланжа присутствуют также будины гранатосодержащих пироксенитов, лампрофиров, диоритов, трахитовых гранодиоритов, последние резко преобладают. По-видимому, трахитовые гранодиориты следует сопоставлять с продуктами «постколлизивно-субдукционного» магматизма, широко развитого в пределах подвижных поясов покровно-складчатых областей континентов [ЛУЧИЦКАЯ, 1998]. Количество будин не превышает 10 % от объема серпентинитового меланжа. Часто серпентинитовый меланж содержит жилы магнезитов. Целиковые блоки с ненарушенным разрезом мафит-ультрамафитов встречаются редко, один из таких выходов был вскрыт скважиной № 8 западной озера Ангресор (Жуковский и др., 1980), редкие небольшие по размеру блоки известны также в районе озера Кудайколь и урочища Дуэк, состав которых остался практически неизученным.

Характерной чертой строения серпентинитового меланжа является отсутствие в его составе залежей хромитов, будин океанических базальтов и силицитов [СТЕПАНЕЦ, 1992], последние, как правило, слагают горизонтально лежащие на серпентинитовом меланже останцы тектонических покровов.

Одним из характерных примеров тому является конусообразная сопка Адильбек, расположенная юго-западнее озера Ангресор (рис. 4.3.1.1). Здесь на юго-восточном склоне Н. П. Антонюк обнаружила конодонты (обн. 422), а впоследствии Н. М. Гридиной был детально описан разрез силицитов, где снизу вверх, мощность истинная в метрах, наслаиваются:

1. Зеленовато-серые кремни с прослоями темно-серых с обильными конодонтами (обн. 422/1а): *Paracordylodus gracilis* Lindström, (обн. 422/1б) *Prioniodus elegans* Pander, *Acodus deltatus longibasis* Mc Tavish, *Protoprioniodus* sp., „*Scandodus*“ aff. *robustus* Serpagli, (обн. 422/1в, 1г) много *Paracordylodus gracilis* Lindström, *Prioniodus elegans* Pander, *Acodus deltatus longibasis* Mc Tavish.....0.17
- Перерыв в обнажении0.17
2. Слоистые зеленовато-серые кремни с прослоями красных радиоляритов. Единичные мелкие (обн. 422/2а, 2б, Аз. угла падения $130^{\circ} < 55-75^{\circ}$) конодонты: *Paracordylodus gracilis* Lindström.....0.8
- Перерыв в обнажении0.7
3. Мощная пачка зеленовато-серых кремней с обильными конодонтами зоны *P. (O.) evae* (Аз. угла падения $130^{\circ} < 55-60^{\circ}$). В обн. 422/3а, 3б определены многочисленные конодонты: *Paracordylodus gracilis* Lindström, *Prioniodus elegans* Pander.....0.17
- В обн. 422/3в, 3г определены конодонты: *Prioniodus evae* Lindström, *Drepanodus arcuatus* Pander, а в обн. 422/3д, 3е – *Paracordylodus gracilis* Lindström, *Prioniodus elegans* Pan-

der.....0.59
 4. Маркирующий горизонт массивных зеленовато-серых мусорных кремней (обн. 422/4) с редкими конодонтами: *Paracordylodus gracilis* Lindström, *Prioniodus* sp., хорошо прослеживается на местности. В 210 м к северо-востоку в обн. 427 описаны аналогичные конодонты.0.17

Мощность изученного фрагмента разреза конденсированных силицитов, содержащих конодонты слоев с *P. (P.) elegans* и зоны *P. (O.) evae*, составляет 2.77 м.



Рис. 4.3.1.2. Схематический разрез силицитов горы Адильбек (51°28'11"с.ш., 75°24'13"в.д.). Составлен Н. М. Гридиной и В. Г. Степанцом

1–3 – конодонты: 1 – зоны *Prioniodus (P.) elegans*, 2 – зоны *Prioniodus (O.) evae*, 3 – слоёв с *Periodon flabellum*; цифрами обозначены номера обнажений

Выше (далее см. рис. 4.3.1.2) в зеленовато-серых кремнях (обн. 423) редкие конодонты – *Prioniodus* sp. Далее в 25 м от основания разреза вскрывается горизонт (обн. 424, а также в обн. 425) зеленоватых кремней с редкими и мелкими конодонтами позднего ареннига слои с *P. flabellum*: *Periodon flabellum* (Lindström), *Prioniodus* sp., *Paroistodus* sp. В обн. 426 также описаны конодонты зоны *Prioniodus (O.) evae*.

Аналогичный комплекс ареннигских конодонтов позднее был обнаружен Н. М. Гридиной (Евсеев и др., 2001) в интенсивно дислоцированных силицитах Балааркалыкских гряд (рис. 4.3.1.1).

В пределах полей развития олистостромы встречаются отдельные изолированные тектонические останцы зеленых силицитов, подошва которых прослоена серпентинитовыми милонитами. Мелкие блоки фаунистически недатированных миндалекаменных лейкобазальтов и абиссальных толеитовых базальтов обнажаются в подошве Балааркалыкских гряд. Небольшой блок афировых шошонитов, обнажающийся к западу от озера Ангрensor, по-видимому, закатан в серпентинитовый меланж. Мощность пластины трахибазальтов на отдельных участках, судя по результатам бурения, проведенного А. Я. Ходоровским (1965), не превышает 200 м.

В 12 км юго-западной гряд Балааркалык обнажается Жаксы-Богембайский покров (рис. 4.1, рис. 4.3.1.3). Фронт шарьяжа так же, как и в пределах Ангрensorского сегмента, обращен на юго-восток, здесь серпентинитовый меланж налегает на силурийские красноцветные песчаники. Аналогичные по составу песчаники известны западнее горы Баяндыр. На северо-западе покрова серпентинитовый меланж «запечатан» верхнеордовикской шандыкольской олистостромой. На западе меланж тектонически сопряжен с континентальными среднедевонскими вулканитами куртозекской свиты среднего девона. В узких зонах контакта серпентинитовый меланж наполнен мелкими глыбами и блоками базальтов и яшм, придающими этим зонам облик гомогенного меланжа

Серпентинитовый меланж так же, как и меланж Ангрensorского сегмента, содержит сигарообразные и изометричные будины брекчированных ортопироксенитов, вебстеритов, кумулятивных верлитов, лерцолитов и габброидов, их длинные оси вытянуты вдоль общего северо-восточного простирания покрова. Реже встречаются крупные блоки дио-

ритов и роговообманковых диабазов, аналогичных таковым из серпентинитового меланжа района оз. Ангренсор. Подформные залежи хромитов в составе меланжа не обнаружены. Скважина № 08 глубиной 215 м, забуренная практически в центре серпентинитового покрова (рис. 4.3.1.3), вскрыла на глубине 207 м мощную полого ориентированную зону серпентинитовых милонитов, что является доказательством горизонтальной ориентировки подошвы покрова и незначительной его мощности.

Отдельные покровы базальтов и силицитов сорваны с меланжа и надвинуты на силурийские красноцветные песчаники и алевролиты. Силициты горы Жаксы-Богембай содержат аренигские конодонты (обн. 420): *Paracordylodus gracilis* Lindström, аналогичные установлены и в силицитах горы Адильбек.

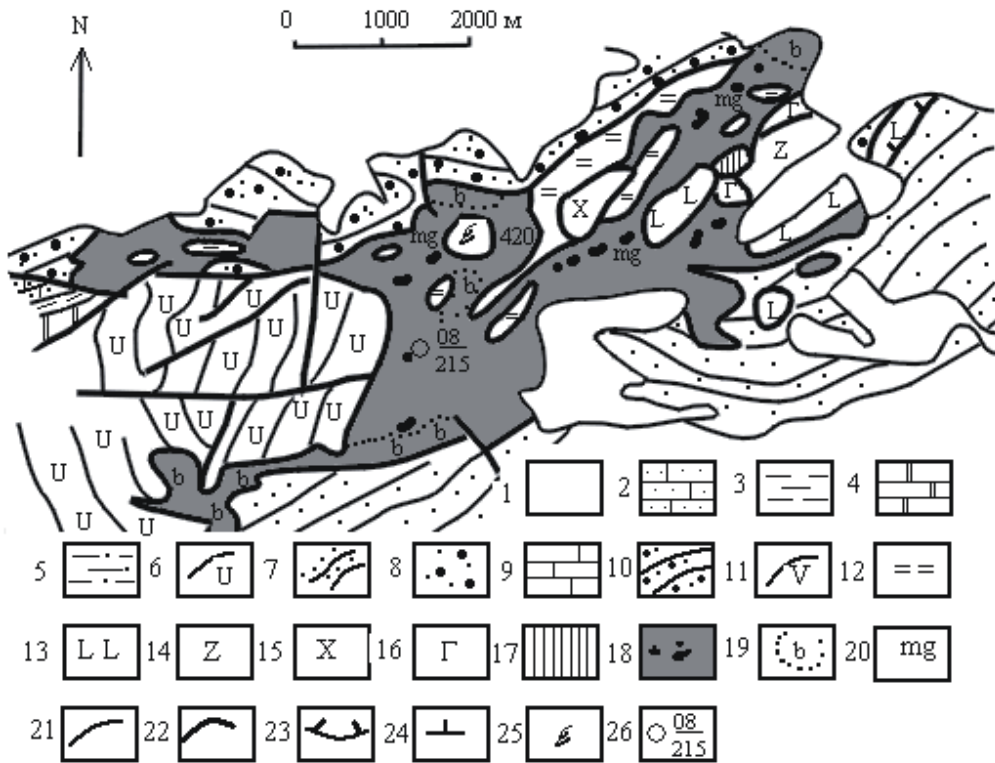


Рис. 4.3.1.3. Геологическая схема района горы Богембай (координаты центра участка: 51.4° с. ш., 75.0° в.д.)

1 – четвертичные отложения; 2 – сульфидовая свита (D_3sl); 3 – мастеровская свита (D_3ms); 4 – софинская свита (D_3sf); 5 – коньрская свита (D_2kn); 6 – куртозенская свита (D_2krt); 7 – баяндырская свита (S_1bn); 8 – шандыкольская серия (O_3sn); 9 – оройская свита (O_3or); 10 – коскарасуйская свита (O_3kk); 11 – сарыбидаикская свита ($O_{1-2}sb$); 12 – силициты; 13 – базальты; 14 – диабазы; 15 – диориты, гранодиориты, плагииграниты; 16 – габбро; 17 – перидотиты; 18 – серпентинитовый меланж (жирными точками показаны мелкие будины пород офиолитовой триады); 19 – бирбириты; 20 – жилы магнетитов; 21 – геологические границы; 22 – разломы; 23 – шарьяжи; 24 – элементы залегаения; 25 – места находок конодонтов; 26 – скважина, в числителе – номер, в знаменателе – глубина

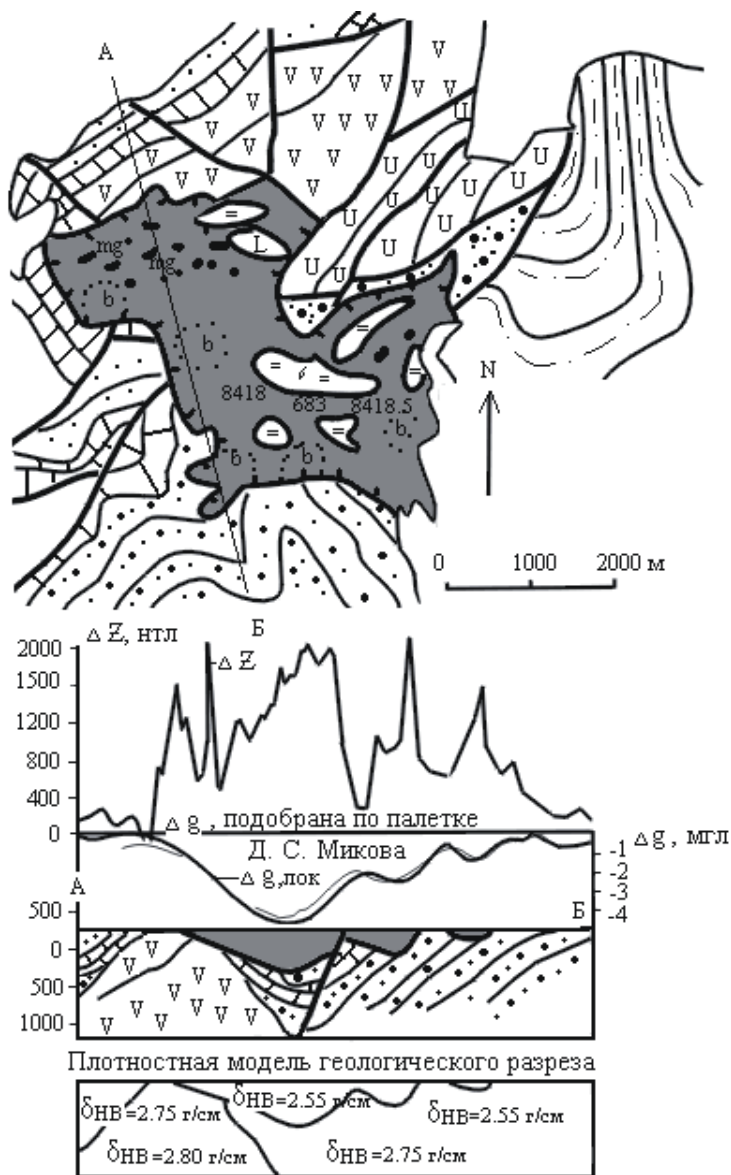


Рис. 4.3.1.4. Геологическая схема (координаты центра участка: 51.3° с. ш., 74.9° в.д.) Жаман-Богембайского покрова с геологическим разрезом и плотностной моделью (составили В. Г. Степанец и В. А. Гордеев)

Точками показаны карайгырские песчаники, наполненные хорошо окатанной галькой кремнистых пород

Остальные условные обозначения см. на рис. 4.3.1.3

Жаман-Богембайский пакет покровов располагается в 6 км юго-западнее Жаксы-Богембайского и отделен от него выходами пород континентального среднего девона. На современном эрозионном срезе серпентинитовый покров образует синформу с причудливо извилистой границей, шарьированный на разновозрастные осадочные и вулканогенные образования нижнего палеозоя (рис. 4.3.1.4). Зоны тектонических контактов залечены линзовидными телами лиственитов мощностью не более 5 м.

На тектоническую природу контакта указывают и брекчии, состоящие из обломков верхнеордовикских известняков, заключенных в подошву серпентинитового меланжа, вскрытых в западном борту покрова канавой, пройденной А. Р. Квятковским [Квятковский, 1973].

Ориентировка плоскостей расщепления серпентинитов вертикальная, а в зонах контакта она почти пологая и направлена к ядру синформы. Интерпретация гравитационных аномалий, выполненная В. А. Гордеевым (рис. 4.3.1.4), показала, что подошва синформы находится на глубине не более 550 м.

Состав будин серпентинитового меланжа идентичен таковым, описанным в пределах покрова Жаксы-Богембай. В серпентинитах широко развиты мощные жилы магнетитов.

Покровы силицитов, по неопубликованным данным А. Д. Гидаспова (1986), содержат конодонты позднего аренига (обн. 8418, 8418/3,5): *Prioniodus intermedius* Serpaglis, *Paracordylodus gracilis* Lindström, *Periodon flabellum* (Lindström), *Protopanderodus rectus*, *Paroistodus parallelus* (Pander) и конодонты аренига и раннего лланвиерна (обн. 685): *Periodon flabellum* (Lindström), *Paracordylodus gracilis* Lindström, заключения Л. А. Курковской.

4.3.2. Петрогеохимическая специализация

Серпентинитовый меланж. Серпентиниты по химическому составу разделяются на две группы, в пределах гор Богембай преобладают low-Al, а в районе озера Ангрensor med-Al, но в целом все они отвечают метаморфизованным перидотитам, обедненным фосфором. Серпентиниты первой группы крайне обеднены легкоплавкими компонентами (Ca, Al, Ti и щелочами), их содержания не превышают 1.4 % при максимальном содержании $Al_2O_3=0.66$ мас. % и лишь в карбонатизированных разновидностях его уровень достигает 0.70-0.90 мас. %. Величина отношения $MgO/(MgO+FeO_{общ.})$ в них изменяется от 0.84 до 0.87 и они менее железисты ($100*Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)=7.72-9.8$), чем серпентиниты второй группы. В последних уровень концентраций $Al_2O_3<1.72$ мас. %, $TiO_2=0.05$ мас. % и $P_2O_5<0.046$ мас. % выше, а отношение $MgO/(MgO+FeO_{общ.})$ ниже и не превышает 0.84 при высокой железистости (9.09-11.00 %).

Низкие концентрации Al_2O_3 и отношение $Al_2O_3/MgO=0.008-0.023$ указывают, что в составе серпентинитового меланжа первой группы преобладают дуниты и гарцбургиты, обедненные ортопироксеном и шпинелью. Тогда как в составе серпентинитового меланжа второго типа резко преобладают гарцбургиты богатые ортопироксеном и шпинелью, что хорошо согласуется с их низкими концентрациями MgO (32.84-38.05 мас. %) и высокими отношениями $Al_2O_3/MgO=0.018-0.036$.

Судя по валовому составу геохимической выборки серпентинитов, куда вошли гарцбургитовые и дунитовые разновидности, последние обеднены литофильными элементами (Ti, Zr, Nb), а также Be, Sc Ni, Cr, но обогащены Li, Sn и особенно Y, концентрации последнего достигают 30 г/т, что характерно для перидотитов надсубдукционных комплексов

акозекского типа [Степанец, 1992].

Относительно надсубдукционных перидотитов массива Караулчеку они обеднены Ga, Cu, а Zn, Yb не определен. Кумулятивным верлитам из серпентинитового меланжа первого типа характерны высокие содержания кальция и алюминия при низких концентрациях титана и щелочей. Верлитам свойственны более высокие, чем лерцолитам содержания $Al_2O_3=2.0-3.7$ мас. %, $CaO=4.73-10.55$ мас. %, что напрямую связано с увеличением в них количества диопсида, шпинели и титаномагнетита. В плагиоклазсодержащих верлитах закономерно возрастает содержание Na_2O (до 1.32 мас. %). Кумулятивные перидотиты так же, как и серпентиниты, обогащены Li, V, Cr, Mn и Y, это может свидетельствовать, что они являются производными одной родоначальной мантийной магмы (рис. 4.3.2.1).

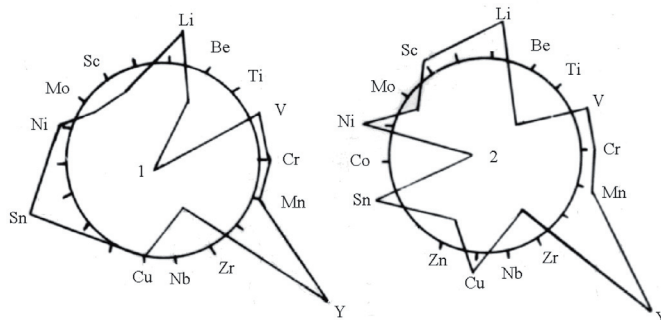


Рис. 4.3.2.1. Круговые диаграммы содержания элементов-примесей, нормированных к кларковому содержанию перидотитов [Инструкция..., 1983]

1 – серпентиниты; 2 – кумулятивные перидотиты

Химические составы габброидов из различных типов серпентинитовых меланжей различаются. Med-Fe

Срх-Pl-Ol-габбро, основные выходы которых встречаются в пределах полей развития серпентинитового меланжа первого типа, характеризуются широким спектром колебания Ti ($TiO_2=0.16-0.86$). С ростом концентраций Ti увеличивается и их железистость. Для них типичны низкие содержания щелочей ($Na_2O=0.29-0.69$ мас. %, $K_2O=0.10-0.40$ мас. %) и несколько повышенные концентрации $P_2O_5<0.089$ мас. %. В Med-Fe Срх-Pl-Ol-габбро несколько повышены содержания Ni, Mn и Y все остальные элементы-примеси ниже кларковых концентраций типового габбро. При появлении роговой обманки количество Na_2O увеличивается до 4.14 мас. %, повышаются содержания $TiO_2=1.11$ мас. %, $P_2O_5=0.14$ мас. % и увеличивается железистость до 47 %, а также увеличиваются концентрации Sn, Co, Ni, Sc, Yb, Be, Ti и Y.

Low-Fe/Ti Срх-Pl-габбро из серпентинитового меланжа второго типа, более глиноземистого, обогащены $Al_2O_3<19.75$ мас. %. В них также статистически выше суммарные концентрации щелочей (1.64-2.43 мас. %) при незначительном преобладании натрия над калием и несколько пониженных концентрациях $MgO<10.83$ мас. %. В Ol-Срх-Pl-габбро закономерно уменьшаются концентрации $Al_2O_3<13.43$ мас. %, повышаются содержания $MgO=12.47$ мас. % и элементов группы железа (Co, Ni и Cr). Клинопироксениты из габброидного разреза района озера Ангресор, относительно таковых из будин, ассоциирующих с Med-Fe Срх-Pl-Ol-габбро, верлитами и лерцолитами серпентинитового меланжа первого типа, обогащены $TiO_2<0.30$ мас. %, $P_2O_5<3.26$ мас. % лишь в отдельных образцах содержание P_2O_5 снижается до 0.14 мас. %. Для обеих групп пироксенитов присущи высокие концентрации Cr (4000 г/т), Co (100 г/т), Ni (500 г/т).

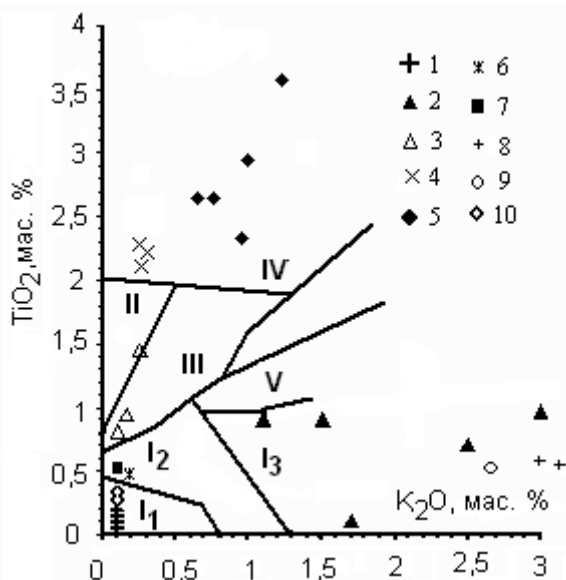


Рис. 4.3.2.2. Диаграмма TiO_2 - K_2O [Журенков и др., 2002; Миронов, 1990] для пород Богембай-Ангренсорского серпентинитового меланжа

1 – пироксениты; 2 – лампрофиры; 3 – диабазы; 4 – базальты; 5 – лейкобазальты; 6 – трахибазальты; 7 – натровые андезитбазальты; 8 – магниевые трахибазальты; 9 – трахиандезитбазальты; 10 – магниевые габбро-диабазы; поля составов пород: I – островодужные ассоциации (I₁ – бониниты, I₂ – толеиты, I₃ – известково-щелочные серии, II – срединно-океанические, типа (N-MORB), III – обогащенные срединно-океанические (E-MORB) и задуговых бассейнов (BABB), IV – базальты океанических островов (OIB), V – известково-щелочные островодужные и обогащенные базальты задуговых бассейнов (ABABB)

Петрохимический состав лейкократовых пород четко контролируется их минеральным составом. Они в своем большинстве отвечают породам калиево-натрового типа ($Na_2O=4.80-6.40$ мас. %) с высокими концентрациями калия ($K_2O<3.26$ мас. %) и умеренным содержанием алюминия ($Al_2O_3=13.55-16.91$ %). Большая часть лейкократовых пород отвечает составу континентальных трондjemитов и только одна проба с низким содержанием калия ($K_2O=0.60$ мас. %) располагается в поле океанических плагиогранитов на диаграмме K_2O - SiO_2 [Колман, 1979]. Геохимически лейкократовые породы остались неизученными, что осложняет их геодинамическую идентификацию. Однако по высоким содержаниям калия можно заключить, что они отличаются не только от океанических трондjemитов, но и от плагиогранитов начальной стадии развития островодужных комплексов, в которых концентрации калия не превышают 1.5 % [Лучицкая, 1998].

Диабазы и лампрофиры довольно хорошо различаются по петрохимическому составу. Общими для них являются низкие концентрации $TiO_2>0.10$ мас. % и повышенные $P_2O_5<0.32$ мас. %. Лампрофиры, в отличие от диабазов, обогащены Ba (3000 г/т), Cr (100 г/т), Sr (1000 г/т), обеднены Cu (30 г/т) и Co (30 г/т). Петрогеохимический анализ с использованием диаграммы AFM [IRVINE & BARAGAR, 1971] указывает, что high-Fe/low-Cr диабазы отвечают породам толеитовой серии, а лампрофиры – известково-щелочной серии.

Этот вывод хорошо согласуется и с характером распределения в них TiO_2 и K_2O (рис. 4.3.2.2), high-Fe/low-Cr диабазы сопоставляются с базальтами срединно-океанических хребтов, а лампрофиры относятся к породам известково-щелочной серии со щелочным уклоном.

Вулканыты, обнажающиеся в подножье Аркалыкских гряд, по характеру распределения титана, железа и магния отвечают high-Ti/Fe примитивным (>6.0 мас. % MgO) и дифференцированным (<6.0 мас. % MgO) базальтам с четко противоположной геохимической специализацией. Основные различия петрогенных компонентов базальтов демонстриру-

ют бинарные диаграммы (рис. 4.3.2.3). Примитивным базальтам (ПБ) присущи незначительные вариации $\text{Na}_2\text{O}=2.24\text{-}2.30$ мас. %, $\text{K}_2\text{O}=0.28\text{-}0.30$ мас. %, $\text{P}_2\text{O}_5=0.28\text{-}0.30$ мас. %, преобладание FeO над Fe_2O_3 соответственно $7.09\text{-}7.34$ мас. % и $4.80\text{-}5.25$ мас. %, высокие концентрации Y ($35\text{-}40$ г/т), Cr ($105\text{-}120$ г/т), Ni ($90\text{-}100$ г/т) и низкие Rb (2 г/т), Nb (<4 г/т), высокие $\text{Zr}/\text{Nb}=25\text{-}36$, что характеризует их как базальты N-MORB мантии.

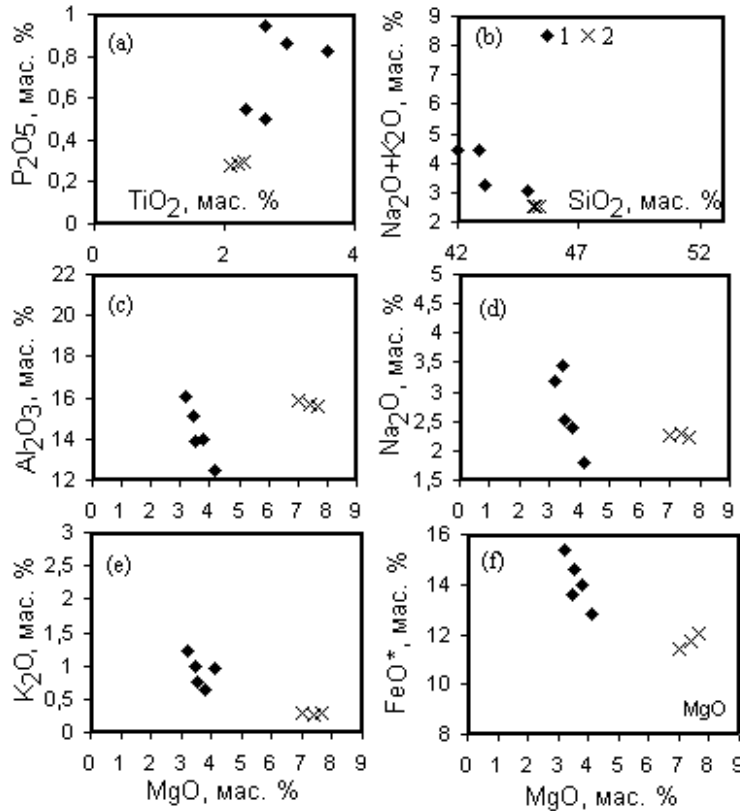


Рис. 4.3.2.3. Бинарные диаграммы базальтов подножья Аркалыкских гряд

1 – дифференцированные лейкобазальты; 2 – примитивные базальты

Это хорошо согласуется с соотношениями в них Cr-Ni и Ti/Cr-Ni , а на дискриминационной диаграмме $2\text{Nb-Zr}/4\text{-Y}$ [MESCHÉDE, 1986] их фигуративные точки также ложатся в поле N-MORB, но следует отметить, что концентрации TiO_2 (рис. 4.3.2.2) несколько превышают уровень, свойственный N-MORB.

Дифференцированные миндалекаменные лейкобазальты обеднены $\text{SiO}_2=38.8\text{-}44.90$ мас. %, $\text{Al}_2\text{O}_3=12.50\text{-}16.10$ мас. %, резко $\text{MgO}=3.20\text{-}4.14$ мас. %, обогащены $\text{P}_2\text{O}_5=0.50\text{-}0.94$ мас. %, $\text{K}_2\text{O}=0.65\text{-}1.23$ мас. %. Для них характерно преобладание Fe_2O_3 над FeO соответственно $7.90\text{-}10.87$ мас. % и $5.03\text{-}7.25$ мас. %, крайне низкие концентрации Cr (10 г/т), Ni (<30 г/т) и высокие Li (24 г/т), Rb (>7 г/т) и Nb ($12\text{-}23$ г/т), что сближает их с базальтами океанических островов. На диаграмме $\text{Zr}/\text{Nb-Nb}$ (рис. 4.3.2.5(a)) отчетливо видно, как их фигуративные точки располагаются вдоль тренда OIB Императорского хребта, а на диаграмме $\text{Y}/\text{Zr-Nb}/\text{Zr}$ (рис. 4.3.2.5(b)) они располагаются между OIB и E-MORB и при этом удалены от поля ВРТ Камчатской островной дуги.

На дискриминационной диаграмме $2\text{Nb-Zr}/4\text{-Y}$ [MESCHÉDE, 1986] их фигуративные точки лежат в поле E-MORB, но при этом тяготеют к линии раздела внутриплитных базальтов, такое же положения они занимают и на диаграмме $\text{Nb}/\text{Y-Nb}/\text{Zr}$ (рис. 4.3.2.4).

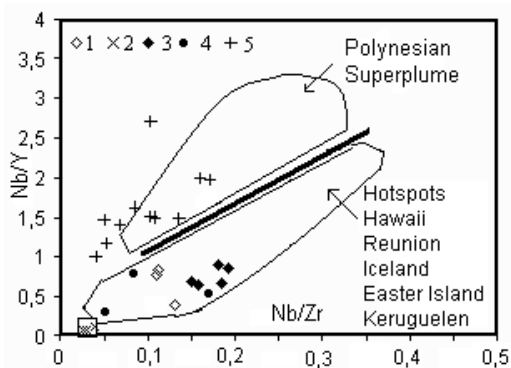


Рис. 4.3.2.4. Диаграмма Nb/Y-Nb/Zr [Tatsumi et al., 1998] для составов вулканогенных пород Богембай-Ангренсорского серпентинитового меланжа (2-4) и Агырекских покровов (1, 5)

1 – нижнекембрийские базальты; 2 – базальты; 3 – лейкобазальты; 4 – низкотитанистые вулканиты; 5 – лланвирские суперплюмовые базальты Агырекских гряд; остальные условные обозначения смотри на рис. 4.3.2.5

ОИВ Императорского хребта, а высокие Rb/Nb $n=0.74-1.25$ убедительно свидетельствуют, что они являются производными обогащенной мантии (EM1) [Hoffman, 1997]. На их плюмовую природу указывают и низкие величины дискриминанты D1 (210-228) [Дмитриев и др., 1999].

Широкие вариации концентраций Nb, низкие отношения Zr/Nb=5.2-6.7 приближают их к тренду фракционирования

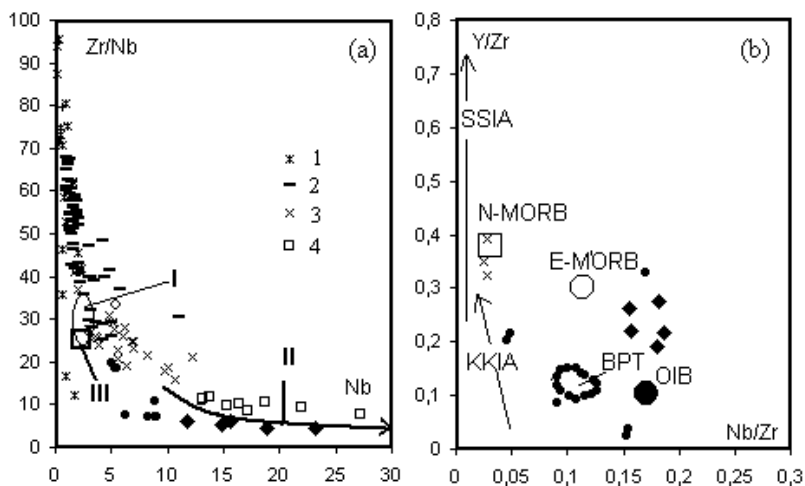


Рис.4.3.2.5. Диаграммы соотношений Zr/Nb-Nb (a) и Y/Zr-Nb/Zr (b)

Для (a): 1 – вулканиты Южно-Сандвичевой островной дуги; 2-4 – Камчатская островная дуга: 2 – Восточный Вулканический фронт, 3 – Центральная Камчатская депрессия, 4 – базальты внутриплитного типа.

Для (b): SSIA – Южно-Сандвичевой островной дуги, ККИА – Курило-Камчатской островной дуги, BPT – базальты внутриплитного типа ККИА, N-MORB – нормальные базальты срединно-океанических хребтов, E-MORB – обогащенные базальты срединно-океанических хребтов, OIB – базальты океанических островов; римскими цифрами обозначены: I – толеитовые базальты Богембай-Ангренсорского серпентинитового меланжа, II – тренд фракционирования ОИВ Императорского хребта [Regelous et al., 2003], III – N-MORB северо-западной части Восточно-Тихоокеанского поднятия [Regelous et al., 2003]; остальные условные обозначения к рисунку (b) см. на рис. 4.3.2.4

Шошониты района озера Ангренсор, вскрытые скважиной № 9 (Жуковский и др., 1980), резко обогащены $\text{FeO}_{\text{общ}}=14.06$ мас. %, а также $\text{MgO}=10.25$ мас. %, в меньшей степени $\text{Al}_2\text{O}_3=16.59$ мас. % при низких концентрациях $\text{TiO}_2=0.55$ мас. %, $\text{CaO}=2.70$ мас. %, высоких Sr (370 г/т), Cr (250 г/т), умеренных Ni (55 г/т), Nb (7 г/т) и крайне выраженном Y-минимуме. По характеру распределения Ti, Cr Ni они приближаются к составу вулканитов низкотитанистых островодужных серий (рис. 4.3.2.6), что в основном обусловлено относительно невысокими концентрациями Ni. Крайне высокие концентрации $\text{FeO}_{\text{общ}}$ противоречат отнесению их к собственно островодужной серии, что наиболее характерно для вулканитов с внутриплитными геохимическими признаками, однако последние, как правило, характеризуются высокими содержаниями Y [ДМИТРИЕВ и др., 1999; CHURIKOVA et al., 2001].

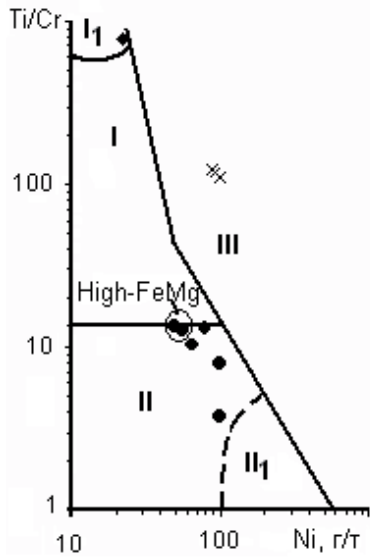


Рис. 4.3.2.6. Диаграмма Ti/Cr-Ni [BECCALUVA et al., 1983] для вулканитов района оз. Ангренсор

Поля составов пород: I – умеренно титанистые островодужные серии (I₁ – спилиты), II – низкотитанистые островодужные серии (II₁ – бониниты), III – высокотитанистые серии срединно-океанических хребтов, океанических островов, задуговых бассейнов и т. п.; остальные условные обозначения смотри на рис. 4.3.2.4

Петрогеохимическая идентификация шошонитов затруднена малым количеством проб, недостаточно широким спектром элементов-примесей и отсутствием изотопных отношений.

Все остальные мелкие выходы low-Ti трахибазальтов, известные в окрестности оз. Ангренсор, по содержаниям Cr (200-304 г/т), Ni (65-80 г/т), Sr (160-370 г/т), Nb (5-8 г/т), Zr (<100 г/т), Y (<20 г/т) и отношениям Y/Zr=0.1-0.53, Nb/Zr=0.05-0.17, Zr/Nb=6-12.8 приближаются к составам низкотитанистых вулканитов сиалических островных дуг, что демонстрируют диаграммы (рис. 4.3.2.4, 4.3.2.5, 4.3.2.6). Однако следует отметить, что в этом районе известны и единичные глыбы low-Ti трахиандезибазальтов, обогащенных Cr (400-800 г/т), Ni (100 г/т), но обедненных Mg ($\text{MgO}<2.79$ вес. %) и Sr (<49 г/т).

Широкий диапазон $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2=0.0-5.1$, высокие концентрации Nb и когерентных элементов low-Ti субщелочных вулканитов дают основание рассматривать их как магматические комплексы с внутриплитными геохимическими признаками, широко известных в пределах сиалических островодужных систем [CHURIKOVA et al., 2001].

Глава 4.4. Обсуждение, дискуссии и предлагаемая стратиграфическая схема аллохтонов



Рис. 4.4.1. Генерализованная схема строения офиолитовой ассоциации [Магматические ..., 1988]

В классической схеме строения верхних членов офиолитовых ассоциаций (рис. 4.4.1), отвечающих разрезам абиссальных океанических впадин, пиллоу-базальты располагаются стратиграфически ниже кремнистых, карбонатно-кремнистых фаций или частично переслаиваются с ними [ПЕЙВЕ, 1967; КОЛМАН, 1976]. Этой классической схеме придерживались и наши предшественники [АНТОНЮК, 1974; ДВОЙЧЕНКО и др., 1982; НОВИКОВА и др., 1993], распространяя её на всю территорию выходов офиолитов Центрального Казахстана и принимая априори все базальты как океанические [АНТОНЮК, 1971, 1974]. Примером тому является принятая ранее последовательность (рис. 4.4.2) – внизу океанические базальты майкаинской, а сверху силициты косгомбайской свиты [АНТОНЮК, 1974] или косгомбайской серии [ЯКУБЧУК и др., 1989; НОВИКОВА и др., 1993].

Следует отметить, что за стратотип майкаинской свиты [АНТОНЮК, 1974] был принят разрез задуговых базальтов с телами кератофиринов и кварцевых диабазов [СТЕПАНЕЦ и др., 2008а], обнажающийся восточнее месторождения Майкаин, находящийся за пределами основных выходов офиолитов вышеописанного района. Позже на основании находок раннелланвирнских конодонтов [МИХАЙЛОВА и др., 1981], базальты верхов разреза майкаинской серии [НИКИТИН, 2002] были выделены в самостоятельную жериккудукскую свиту [ЩЕБУНЯЕВ, 1983].

Как свидетельствуют литологический и палеонтологический анализы вышеописанных толщ, эта последовательность соблюдается только в пределах псевдостратифицированного офиолитового массива Караулчеку [СТЕПАНЕЦ, 1988, 1992]. В других районах такая последовательность нередко нарушена, наиболее очевидно это в структурах офиолитовых террейнов Агырек-Толпакского района [СТЕПАНЕЦ, 1990, 1992; СТЕПАНЕЦ и др., 1998].

Первым и бесспорным примером тому является разрез щелочнобазальт-туфогенно-кремнистой толщи, обнажающейся в горах Агырек и Кызылтумсык (рис. 4.4.4 (2)). Яшмы туфогенно-кремнистой пачки, залегающей структурно ниже суперплюмовых калиевых базальтов, содержат конодонты раннего аренига, зон *Prioniodus (P.) elegans-Prioniodus (O.) evae*, раннего лланвирна, зона *Microzarkodina ozarkodella*. Присутствие конодонтов *Paracordylodus gracilis* Lindström, характерных для тремадока и низов аренига, в аналогичных отложениях района фермы Сарытобе не исключает, что нижняя граница щелочнобазальт-туфогенно-кремнистой толщи может опуститься до тремадока (рис. 4.4.4 (2)).

В горах Толпак (рис. 4.4.4 (5)) основание разреза, по-видимому, также сложено пачкой кислых пепловых туффитов, сменяющейся толщей вулкаников с антидромной последовательностью дифференциации, массивные зеленые трахиандезиты в низах разреза, а

в верхах – миндалекаменные буре трахибазальты. Такая последовательность характерна для вулканогенных толщ с островодужным типом вулканизма. Аналогичные толщи, близкие по возрасту, с антидромной последовательностью, известны в Бозшакольском районе [МАГРЕТОВА, 1999, 2003].

Важно заметить, что проявлению островодужного вулканизма в описываемом районе, как пример, аренигских и лланвирнских трахибазальтов гор Толпак, низкоглиноземистых известково-щелочных андезибазальтов гор Акозек, предшествует накопление туфогенно-кремнисто-терригенных фаций, содержащих обильное количество кислого пеплового материала, знаменующих начальную стадию развития островодужного вулканизма. Не исключено, что их образование генетически связано с плагиигранитными дериватами мантийных магм, генерирующих над зонами субдукции.

Горы Агырек, Косгомбай, Кызылтумсык				Горы Толпак			
Антонюк, 1981	Новикова и др., 1993	Степанец, 1992 (при участии Н. М. Гридиной)		Новикова и др., 1993	Степанец, 1990, 1992		
Косгомбайская (кремнистая) свита G ₁₋₃	Косгомбайская серия кремнистая толща O ₂ lln O ₁ arg 2 -	Тектонические покровы		Косгомбайская серия кремнисто- туфогенно- терригенная толща O ₂ lld O ₁ arg 3 -	Тектонические покровы		
Майкаинская (базальтовая) свита V-G ₁		Косгомбайские силициты G ₃ ?-O ₂ lln M.: 20 м	пачка щелочных базальтов O ₂ lln M.: 72 м		кремнисто- терригенная толща O ₂ lln _____	Горы Толпак трахибазальт-трахидацитовая толща O ₂ lln ? O ₁ arg - M.: 200 м	кремнисто- терригенная толща M.: ? O ₂ lln _____
	базальтовая толща O ₁ arg 2	O ₁ arg 2 M.: 72 м	туфогенно- терригенная пачка толща толеитовых базальтов O ₁ arg M.: 200 м	Толпакская серия базальтовая толща O ₁ arg 3	Северные отроги гор Толпак толща толеитовых базальтов O ₁ arg M.: 200 м		

Рис. 4.4.2. Схема эволюции взглядов на возраст осадочно-вулканогенных толщ района гор Агырек, Косгомбай, Кызылтумсык и Толпак

Классическая последовательность: базальты, силициты, не находят подтверждения при корреляции возраста косгомбайских силицитов и толеитовых базальтов восточного склона Агырекских гряд. Присутствие в непрерывном конденсированном разрезе косгомбайских «стерильных» силицитов конодонтов зон *P. (P.) elegans-M. ozarkodella* свидетельствует, что толеитовые базальты, содержащие кремнисто-туфогенные прослои с конодонтами *Prioniodus (O.) evae* и более древние, синхронны по времени образования низам косгомбайских силицитов, а не подстилают их. Можно высказать предположение о скользящей их границе [Якубчук, 1991], что характерно для кайнозойских рифтогенных океанических бассейнов; однако этому противоречит: 1) отсутствие туфогенного и пеплового материала в резко конденсированных разрезах косгомбайских силицитов, свидетельствует о накоплении силицитов вне области досягаемости материала активной вулканической деятельности, протекающей в смежных районах в кембрии, тремадоке,

арениге и лланвирне; 2) геохимическая специализация аренигских толеитовых базальтов, лланвирнских high-K долеритобазальтов, high-K лейкобазальтов [СТЕПАНЕЦ и др., 2002] и лланвирнских суперплюмовых калиевых базальтов [СТЕПАНЕЦ, 1992; СТЕПАНЕЦ и др., 1998] свидетельствует, что они являются производными мантийных магм, генерирующих над зоной субдукции в задуговом спрединговом бассейне [СТЕПАНЕЦ и др., 2003].

Схема – внизу базальты, а сверху кремнисто-терригенные отложения – вполне приемлема, по-видимому, для разрезов северных отрогов гор Толпак. Здесь рифтогенные толеитовые базальты, аналоги аренигских базальтов восточного склона Агырекских гряд, надстраиваются лланвирнскими кремнисто-терригенными отложениями (рис. 4.4.4 (4а, 4б)).

В пределах офиолитового массива Майсор (рис. 4.4.4 (7)) отмечается фациальное замещение лланвирнскими базальтами [СТЕПАНЕЦ и др., 2003] возрастных аналогов косгомбайских силицитов. Этому выводу не противоречит и возраст силицитов гор Маялжен Аркалыкской структурно-формационной зоны (рис. 4.4.3 (5)), являющейся, по-видимому, восточным крылом Шакшанской структурно-формационной зоны. Силициты района гор Маялжен в непрерывном разрезе содержат конодонты позднего кембрия, выше аренигских силицитов наслаиваются потоки базальтов, прослоенные раннелланвирнскими яшмами (неопубликованные данные Н. М. Гридиной и В. Г. Степанца).

Базальты западного склона гор Маялжен находят некую аналогию с таковыми района оз. Майсор. Характерно, что в горах Маялжен в подошве осадочно-базальтовых покровов так же, как и в горах Агырек и Байахмет, обнажаются блоки щелочных оливиновых базальтов, датированных раннекембрийскими трилобитами [Ившин, 1978].

Близкие по возрасту и составу ранне-позднекембрийские (балкыбекские базальты, коксенгирские известняки) [Жаутиков и др., 1972, 1976], ранне-среднеордовикские толщи (кремнистые и кремнисто-базальтовые) [Никитин и др., 1992] вскрываются в системе Балкыбекских тектонических покровов междуречья Самсы-Баканас-Арсалан Юго-Западного Предшынгызья (рис. 4.4.3 (9)).

Возраст косгомбайских силицитов, несмотря на многочисленные находки конодонтов, остаётся дискуссионным. Косгомбайские силициты в непрерывном разрезе содержат четыре фаунистических уровня от раннего аренига, зона *P. (P.) elegans* до раннего лланвирна, зона *M. ozarkodella* (рис. 4.4.4 (5)). В урочище Одак в глыбе кремней известны позднекембрийские конодонты. В олистолите кремней (обн. 253, рис. 4.1.1.1), западнее горы Косгомбай, Г. П. Абаимова указывала тремадокские конодонты [Двойченко и др., 1982], повторные сборы в этой точке, выполненные Л. А. Курковской, свидетельствуют об их раннелланвирнском возрасте [Новикова и др., 1993]. В районе урочища Сергели известны позднеланвирнские конодонты зоны *Pygodus serra*. В юго-западной гряде гор Агырек М. З. Новикова [Новикова и др., 1993] предполагает несогласное налегание песчаников еркебидаикского облика с конгломератами в основании на силициты, однако палеонтологически эта граница осталась неизученной. Нижняя граница еркебидаикской свиты в пределах Шакшанской зоны проводится по кровле лланвирна, и поднимать верхнюю границу возраста косгомбайских силицитов до лландейло в данном регионе, как предлагают [Якубчук и др., 1989], преждевременно. К тому же не исключено, что терригенно-кремнистые отложения, обнажающиеся в юго-западной части Агырекских гряд (рис. 4.1.1.1), могут быть фрагментом разреза ержанской свиты, широко развитой у озера Сасыксор и в урочище Жарык восточнее Ерментау [Объяснительная записка..., 1981]. Здесь кремнистые

плитчатые алевролиты, красно-бурые и желтовато-розовые яшмы, песчаники и туфопесчаники согласно сменяются фаунистически датированными флишоидными отложениями еркебиданской свиты лландейло-позднего карадока. Однако это предположение требует дополнительного картирования и детальных послойных сборов конодонтов в кремнистых породах широко развитых в пределах Агырекских гряд.

Очевидно, однозначно определить полный стратиграфический объём косгомбайских силицитов не представляется возможным. Возраст косгомбайских силицитов, образующих тектонические покровы, тяготеющих к восточному борту Шакшанской структурно-формационной зоны, учитывая палеонтологические данные и их стерильно кремнистый, радиоляриевый состав, с определенной долей условности можно принять $G_3^?-O_2$ ln (рис. 4.4.4 (3)). Верхнекембрийский возраст основания разреза косгомбайских силицитов остается довольно сомнительным, поскольку в настоящее время не нашло логического объяснения отсутствие находок тремадокских конодонтов в разрезе косгомбайских силицитов. Подобные комплексы конодонтов обнаружены в непрерывном разрезе бурубайтальской свиты Западного Прибалхашья [Рогов et al., 1995; Толмачева et al., 2001], а также и в силицитах найманжальской свиты [Ергалиев и др., 1998] Шынгыз-Тарбагатайской структурно-формационной зоны востока Центрального Казахстана.

Мощность косгомбайских силицитов значительно меньше, чем указывают [Объяснительная записка..., 1981; Новикова и др., 1993], и, вероятно, не превышает 20 м в стратиграфическом отрезке от подошвы слоев с *P. gracilis* до кровли слоев *P. flabellum* [Степанец, 1992; Степанец и др., 1998]. Соизмеримые мощности найманжальских силицитов приводит и Н. М. Гридина [Гридина, 2003], характерно, что они так же, как и косгомбайские силициты, окрашены в красные тона.

В этой связи следует отметить, что силициты горы Адильбек (далее адильбекские силициты) и гряд Балааркалык, расположенных юго-западнее оз. Ангрэнсор, имеют преимущественно зеленовато-серую окраску, их разрез более сконденсирован, чем косгомбайских силицитов и, по-видимому, не превышает 10-12 м в том же стратиграфическом объеме (рис. 4.4.5). Различия цветовой гаммы силицитов свидетельствуют, что они накапливались в различных палеогеографических обстановках, косгомбайские силициты формировались в окислительной среде, а адильбекские в восстановительной среде.

Вполне очевидно также и то, что парагенезис – кремни, яшмы, кислые туффиты, алевролиты, песчаники, тем более гравелиты и конгломераты, не характерен для конденсированных разрезов косгомбайских силицитов.

Однако не только мощностью и цветовой гаммой силициты горы Адильбек отличаются от косгомбайских силицитов. Основным отличием этих комплексов является форма их тел и положение этих тел в тектонической структуре аккреционных комплексов.

Выходы косгомбайских силицитов повсеместно сопровождаются олистостромами, где они слагают олистолиты и олистоплаки. Нижние границы таких аллохтонов, как правило, тектонические, а верхние – стратиграфические с размывом, к тому же нередко можно наблюдать, как блоки силицитов заключены в серпентинитовый меланж, т.е. в таких структурах породы офиолитовой триады подвергаются дезинтеграции и последующему перемыву.

Тогда как адильбекские силициты в пределах Богембай-Ангрэнсорской офиолитовой сутуры образуют постскладчатые покровы и тектонические останцы, надвинутые на гетерогенный серпентинитовый меланж основного ствола офиолитовой сутуры.

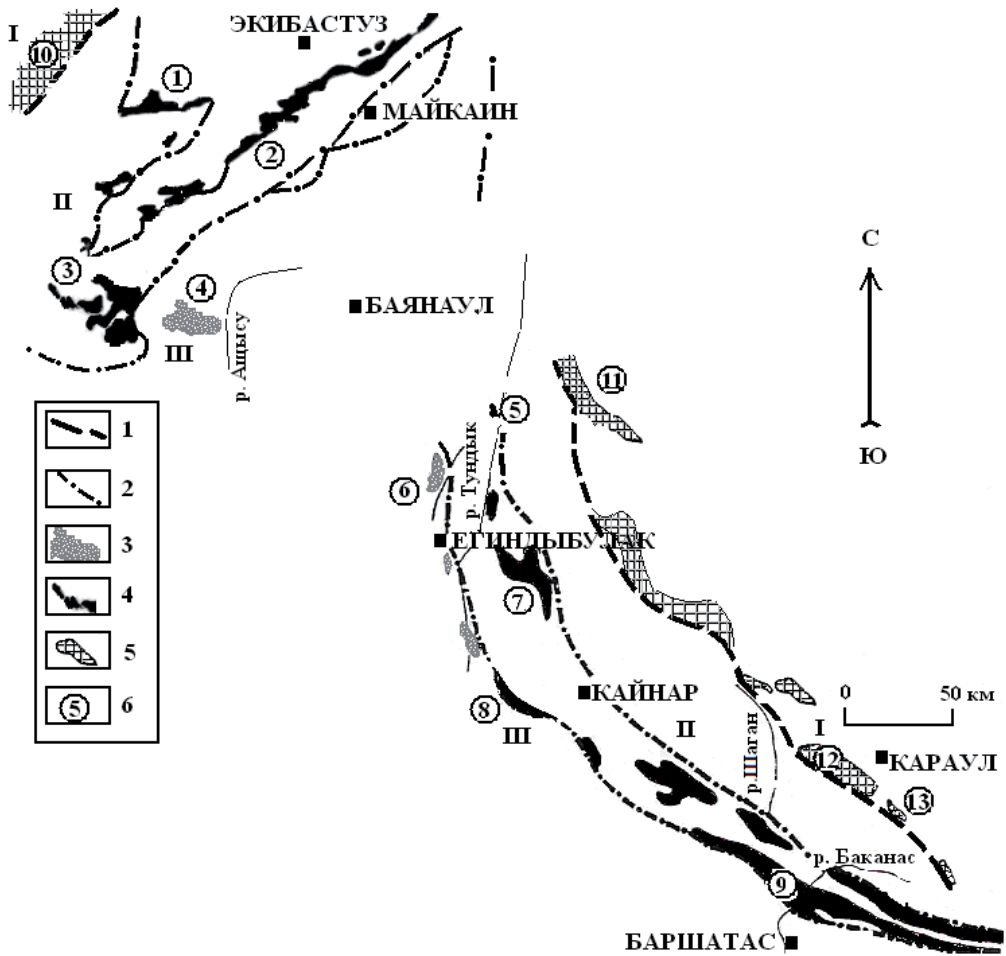


Рис. 4.4.3. Схема расположения кремнистых, вулканогенно-кремнистых и ультраосновных пород северо-востока Центрального Казахстана и Юго-Западного Предшынгызья (по: [Объяснительная записка..., 1981; Никитин и др., 1995; Антонюк и др., 2003], с изменениями и дополнениями автора)

1–2 – границы аккреционных призм: 1 – Ерментау-Найманжальской, 2 – Агырек-Арсаланской; 3 – Баянаул-Акшатауская структурно-формационная зона паравтохтонов; 4 – аллохтоны позднеордовикской олистостромы; 5 – аллохтоны средне-верхнеордовикской олистостромы; 6 – географические пункты: 1 – оз. Майсор, г. Байахмет, 2 – г. Адильбек и Балааркалык, 3 – г. Агырек и Косгомбай, 4 – ур. Караулчеку, 5 – г. Маялжен, 6 – левобережье р. Балатундык, 7 – г. Токай, 8 – г. Отызбес, 9 – г. Ушкызыл, р. Арсалан, 10 – г. Ерментау, 11 – г. Токсамбай, 12 – г. Сарышоки, ур. Найман, 13 – Кызылтас; римскими цифрами обозначены [Объяснительная записка..., 1981]: I – ранние каледониды; II-III – поздние каледониды: II – внутренняя зона, III – внешняя зона

На основе анализа конодонтов в непрерывных разрезах в арениг-раннелланвирском интервале Н. М. Гридиной [Степанец и др., 1998] выделены три комплекса, последовательно сменяющих друг друга, слоев с фауной (рис. 4.4.5).

Слои с фауной соответствуют «акмезоне», т. е. слоям, в которых какой либо таксон достигает максимума частоты встречаемости. Под максимумом развития можно понимать обилие экземпляров вида или число видов в роде [Международный..., 1978].

Ниже приведем характеристику выделенных слоев с фауной и сопоставление их с конодонтовой шкалой Балтоскандии [Дубинина, 1990; LOFGREN, 1977]:

1. Слои с *Paracordylodus gracilis*: а) зона *Prioniodus (P.) elegans* – *Paracordylodus gracilis*, *Prioniodus (P.) elegans*, *P. deltatus longibasis*, *Paroistodus proteus*, «*Scandodus*» *aff. robustus*, «*S.*» *americanus*, *Drepanodus arcuatus*, *Protoprioniodus sp.*, *Bergstroemognathus sp.*, *Drepanodus sp.*, *Prioniodus evae* – *Paracordylodus gracilis*, *Prioniodus (O.) evae*, *P. (P.) elegans*, *Periodon flabellum*, *Drepanodus arcuatus*, «*Scandodus*» *americanus*, *Acodus aff. emanuelensis*, *A. aff. deltatus*, *Paroistodus sp.*, *Protoprioniodus sp.*, *Drepanodus sp.*, *Oistodus sp.* Слои с *Paracordylodus gracilis* сопоставляются с верхами латорпского горизонта Балтоскандии, последовательно включая зоны *Prioniodus (P.) elegans*, *P. (O.) evae*, и соответствуют верхам рахметовского горизонта Казахстана.

2. Слои с *Periodon flabellum*: *Periodon flabellum*, *Prioniodus (O.) intermedius*, *P. (B.) navis*, *P. aff. oepici*, *P. (O.) aff. communis*, *Paroistodus sp.*, *P. originalis*, *Drepanodus arcuatus*, *Protoprioniodus sp.*, *Paracordylodus sp.*, *Drepanodus sp.*, *Oistodus sp.* Слои с *Periodon flabellum* сопоставляются с волховским и низами кундаского горизонтов Балтоскандии и соответствуют когашикскому горизонту Казахстана. Они хорошо сопоставляются с зоной *Tangshenodus tangshanensis*, следует подчеркнуть, что в основании слоев с *Periodon flabellum* (обн. 416) широко развит *Prioniodus (O.) intermedius* – вид, не характерный для Балтоскандии, но он описан E. Serpagli [SERPAGLI, 1974] в Аргентине в формации Сан Хуан, в средней и верхней частях зоны «*P.*», сопоставляемой с зоной *P. (B.) triangularis – navis*. Есть данные, что *Prioniodus (O.) intermedius* достаточно широко развит в Центральном Казахстане и при дальнейшем изучении, возможно, будет выделена зона *P. (O.) intermedius*, соответствующая зоне *P. (B.) triangularis – navis*. Верхняя часть слоев с *Periodon flabellum* представлена очень обедненным составом — это элементы *P. flabellum* и очень редко обнаруживаются остальные виды.

3. Слои с *Paroistodus horridus*: *Paroistodus horridus*, *Periodon flabellum*, несколько выше появляются *P. aculeatus*, *Histiodela cf. holodentata*, *Paroistodus sp.* Слои с *Paroistodus horridus* сопоставляются с верхами кундаского и азеринским горизонтами Балтоскандии (соответственно зонами-подзонами *Microzarkodina ozarkodella*, *Eoplacognathus suecicus*), соответствуют копалинскому и низам анрахайского горизонтов Казахстана. *Paroistodus horridus* широко распространен в Центральном Казахстане, имеются многочисленные находки его в кремнистых толщах, кроме того, он описан [Жилкайдаров, 1991] в известняках узунбулакской свиты, низы которой являются стратотипом копалинского горизонта.

Формационную аналогию с фрагментами разрезов тектонических покровов агырекской олистостромы имеют аллохтоны ранне-среднеордовикских вулканогенных и кремнисто-туфогенно-терригенных отложений гор Отызбес (рис. 4.4.3, 4.4.6), обнажающихся к западу от поселка Кайнар. Здесь, как и в горах Агырек, тектонические покровы запечатаны верхнеордовикской олистостромой, возраст которой надежно документирован брахиоподами чокпарского горизонта позднего ордовика [Никитин и др., 1992], сменяющейся вверх песчаниками, алевролитами, в низах с раннелландоверийскими граптолитами [БАНДАЛЕТОВ, 1969]. По характеру строения, составу матрикса и обломочного материала

она идентична тыловой агырекской олистостроме. Олистострома детально описана И. Ф. Никитиным [Никитин и др., 1992], здесь, как и в горах Агырек, обломочный материал состоит преимущественно из кремнистых пород, реже встречаются афировые базальты, спилиты, андезиты, диориты, габбро и серпентиниты, а также песчаники, алевролиты, биогермы и мелкие рифы известняков. Тектонические покровы дифференцированных афировых пиллоу-базальтов, лейкократовые и миндалекаменные базальты, спилиты и их туфы по петрографическому составу идентичны аренигским толеитовым базальтам восточного склона Агырекских гряд. Ранее данная толща вулканитов, обнажающаяся в горах Отызбес, сопоставлялась с базальтами балгашокинской свиты, вулканиты которой по геохимическому составу отвечают примитивным базальтам [Никитин и др., 1992].

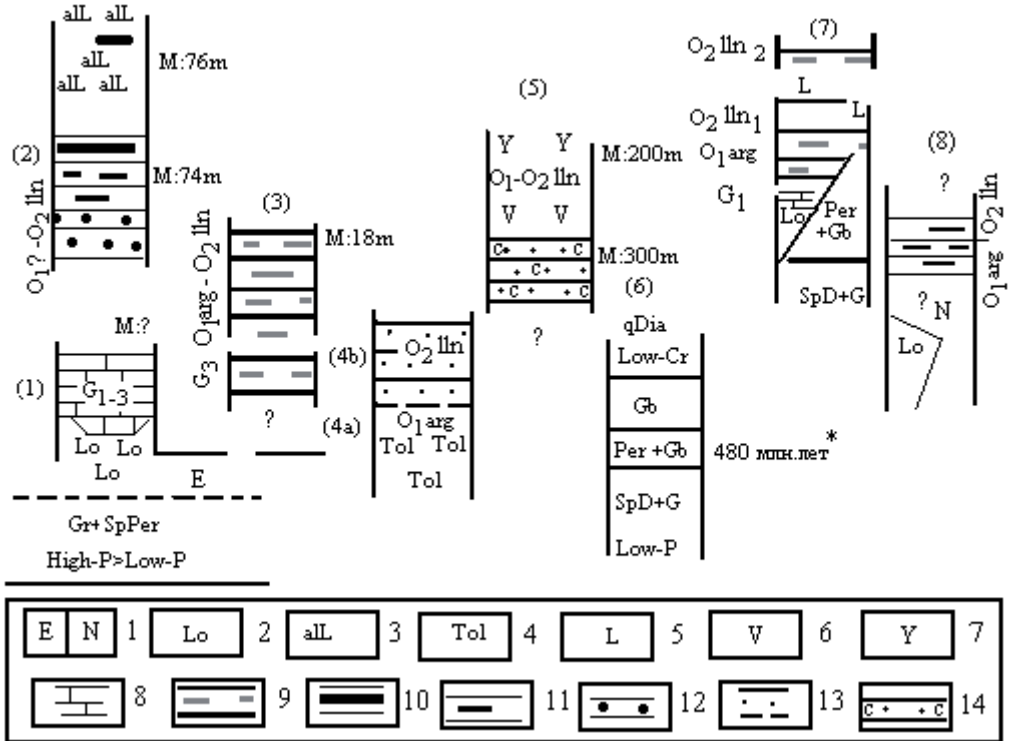


Рис. 4.4.4. Предлагаемая стратиграфическая схема аллохтонов

1 – E-MORB; N – N-MORB; 2 – OIB; 3 – суперплумовые калиевые базальты; 4 – толеитовые базальты; 5 – лейкобазальты и долеритобазальты; 6 – трахиандезиты; 7 – трахибазальты; 8 – известняки; 9 – силициты; 10 – яшмы; 11 – зеленовато-серые силициты; 12 – туфопесчаники; 13 – песчаники; 14 – преимущественно кислые туффиты; буквами обозначены: Gr+SpPer – гранат + шпинелевые перидотиты, High-P – высокофосфористые и Low-P – низкофосфористые перидотиты, SpD+G – шпинелевые дуниты и гарцбургиты, Per+Gb – перидотиты и габбро, qDia Low-Cr – бедные хромом кварцевые диабазы и спилиты, M – мощность толщ; * – данные абсолютного возраста; цифрами в скобках обозначены аллохтоны: 1 – западного подножья Агырекских гряд, 2 – западного склона Агырекских гряд, 3 – когсомбайские силициты, 4а – восточного склона Агырекских гряд, 4б – северных отрогов гор Толпак, 5 – собственно гор Толпак, 6 – спилит-офиолиты северных отрогов гор Толпак, 7 – района озера Майсор, 8 – района гор Балааркалык-Адилъбек

Возраст отызбесских вулканитов достоверно не установлен, однако северо-западной гранодиоритового массива они граничат с пластиной бутылочно-зеленых кремней с конодонтами аренига, зоны *Prioniodus (O.) evae* Lindström [Никитин и др., 1992], аналогичные конодонты известны в разрезе толеитовых базальтов восточного склона гор Агырек. Кремнисто-туфогенно-терригенная толща в горах Отызбес подразделяется на нижнюю, туфо-силицитовую, и верхнюю, существенно силицитовую, последняя содержит конодонты раннелланвирнского возраста, обнаруженные Л. Т. Протасевичем и Е. А. Биленко к северо-западу от гор Отызбес [Никитин и др., 1992]. Характерно, что кремнисто-туфогенно-терригенные отложения гор Отызбес так же, как и у северных отрогов гор Толпак, содержат линзы и горизонты тектоно-консидиментационных брекчий, условно выделяемые И. Ф. Никитиным в среднеордовикскую олистострому.

Ранее эти отложения сопоставлялись с разрезами кувской свиты левобережья р. Балатундык [Никитин и др., 1995], последние являются составной частью Баянаул-Акшатауской структурно-формационной зоны [ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА..., 1991], где флишоидные отложения накапливались на протяжении верхнего ордовика и нижнего силура, их разрезы не содержат олистостромы, сопровождающие доскладчатые тектонические покровы, формирующиеся, как правило, после накопления терригенного флиша. Учитывая позднеордовикское время формирования олистостромы гор Отызбес, данную систему консидиментационных тектонических покровов целесообразно относить к структурам Агырек-Арсаланской аккреционной призмы (рис. 4.4.3). Этому выводу не противоречит и присутствие в горах Отызбес блоков позднекембрийских (?) раннеордовикских алевролитов и песчаников [Никитин и др., 1992]. В пределах Баянаул-Акшатауской структурно-формационной зоны на этом стратиграфическом уровне располагается диабаз-спилитовый караулчекинский комплекс, залегающий в основании ранне-верхнеордовикской вулканогенно-туфогенно-кремнистой акозекской свиты, являющейся возрастным и формационным аналогом кувской свиты левобережья Балатундык (рис. 4.4.6).

Аналогами агырекской олистостромы являются и тектонические покровы баклыбекской олистостромы (рис. 4.4.3, 4.4.6), выходы которых обнажаются в междуречье Самсы-Баканас-Арсалан Юго-Западного Предшынгызья [Никитин и др., 1992; Никитин, 2002]. Здесь широко распространены блоки средне- и верхнекембрийских известняков, покровы нижнекембрийских балкыбекских базальтов [Жаутиков и др., 1976], фрагменты которых известны в составе полимиктового меланжа и фронтальной агырекской олистостромы, где наиболее широко распространены олистоплаки пестроцветных ушкызылских силицитов и высокожелезистых балгашокинских базальтов раннего и среднего ордовика [Никитин и др., 1992]. Если петрологическая корреляция раннекембрийских базальтов этих двух районов не вызывает сомнения, то балгашокинские базальты не известны в пределах восточного борта Шакшанской структурно-формационной зоны.

Высокожелезистые балгашокинские базальты по характеру распределения основных петрогенных окислов приближаются к базальтам подножья Балааркалькских гряд, где последние тектонически сопряжены с зеленоцветными адильбекскими силицитами. Отличаются они от адильбекских базальтов несколько пониженными концентрациями титана и слабо повышенными содержаниями магния [Никитин и др., 1992]. Их петрологическая идентификация затруднена отсутствием геохимических данных.

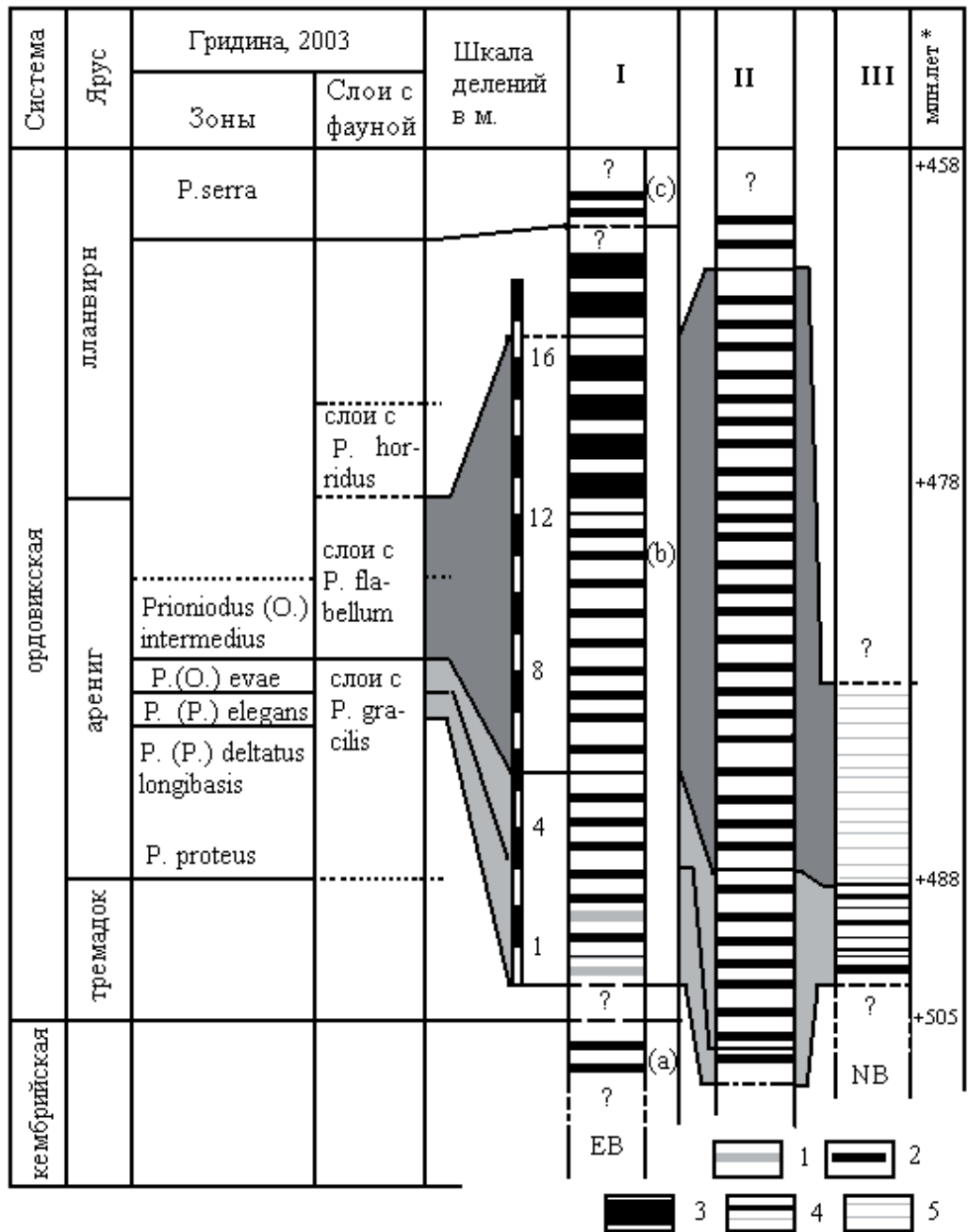


Рис. 4.4.5. Схема сопоставления разрезов

I – реконструированный разрез косгомбайских силицитов: а – олистолит урочища Одак, б – послойный разрез западного склона Агырекских гряд, с – фрагменты покрова урочища Сергели); II – послойный разрез найманжальских силицитов Алкамерген-Жиландинской зоны [Гридина, 2003];

III – послыйный разрез силицитов горы Адильбек; литологическая характеристика силицитов: 1 – фарфоровидные кремни, 2 – преимущественно красные кремни, 3 – массивные, красноватые радиоляриты, 4 – чередование зеленых и красных радиоляритов, 5 – зеленые кремни; латинскими буквами обозначены: EB – обогащенные базальты COX, NB – нормальные базальты COX; * – абсолютный возраст [Харленд и др., 1985]

Разрезы силицитов ушкызылской свиты по цветовой гамме занимают промежуточное положение между таковыми из разрезов косгомбайских и адильбекских силицитов (рис. 4.4.6) и частично сопоставимы с яшмами туфогенно-кремнистой толщи западного подножья Агырекских гряд. Мощность ушкызылских силицитов (300 м [Никитин и др., 1992]) почти в десять раз превышает мощность косгомбайских и адильбекских силицитов и в четыре раза мощность туфогенно-кремнистой толщи подстилающей суперплюмбозные калиевые базальты, что, по-видимому, обусловлено изоклинальной складчатостью силицитов слагающих аллохтоны. В таких аллохтонах, характеризующихся изоклинальной складчатостью и плохой обнаженностью, как правило, повторяются сборки конодонтов одних и тех же биостратиграфических зон, примером тому служит хорошо обнаженный разрез горы Адильбек (рис. 4.3.1.2).

Низы ушкызылской свиты состоят из чередования полосчатых светло-серых, черных и зеленых яшм с конодонтами зон *Prioniodus elegans* и *Prioniodus (O.) evae*. Средняя часть разреза состоит из чередования буровато-красных и сургучных с прослоями зеленоватых и светло-серых яшм с конодонтами совокупности зон *P. triangularis*, *P. navis*, верхи повсеместно сложены мясо-красными яшмами с конодонтами верхов аренига и низов ллан-вирна.

В горах Кызылжал глинистые яшмы с конодонтами слоев с *Paroistodus horridus* основания разреза ушкызылской свиты [Никитин, 2002] с размывом залегают на базальтах, среди которых обнаружены верхнекембрийские конодонты [Дегтярев, 1999]. Тогда как в горах Ушкызыл одноименные силициты с конодонтами зон *Prioniodus elegans* и *Prioniodus (O.) evae* подстилаются конгломерато-брекчиями, которые тектонически контактируют с балкыбекскими базальтами. Присутствие грубообломочных фаций в основании кремнистых глубоководных отложений довольно сомнительное заключение. В аналогичных покровных структурах северо-востока Центрального Казахстана их матрицы, как правило, содержат позднеордовикскую фауну. Эти факты дают основание заключить, что все вышеупомянутые контакты ушкызылских силицитов являются тектоническими, а силициты слагают тектонические покровы.

Некую формационную аналогию с фрагментами разрезов агырекской олистостромы имеют аллохтоны офиолитовых триад Итмурундинского аккреционного комплекса герцинид Центрального Казахстана. Здесь, по данным П. В. Ермолова [Ермолов, 1990], кремни из разреза щелочных базальтов района горы Итмурунды, толеитовых базальтов и кызыкских пестроокрашенных силицитов гряды Каражал, содержат, по заключению В. А. Наседкиной, лландейльские конодонты. Это дает основание оспорить правомерность выделения в пределах Итмурундинской аккреционной призмы единой офиолитовой ассоциации, где, следуя традиционной схеме (рис. 4.4.1), в основании разреза выделяют базальтовую итмурундинскую, а в верхах разреза кремнистую кызыкскую толщи [Антонюк, 1974; Новикова и др., 1991; Герасимова и др., 1992; Никитин, 2002]. Вышесказанное относится и к аллохтонам кремнисто-вулканогенных отложений Тектурмасской аккреционной призмы.

Несмотря на четко выраженное структурирование аллохтонных комплексов агырекской олистостромы (рис. 4.4.6) остается неясным, какие типы базальтов и серпентинитовых меланжей ранее составляли единые офиолитовые комплексы. К примеру, полимиктовый серпентинитовый меланж не содержит будины лланвирнских суперплюмовых калиевых базальтов, аллохтоны которых он подстиляет.

Нет таковых и в составе олигомиктового серпентинитового меланжа, это дает основание предположить, что тектонические покровы туфогенно-кремнистой толщи, ассоциирующей с суперплюмовыми калиевыми базальтами, полностью утратили пространственную связь с материнским ложем, на котором они были сформированы. Присутствие в составе полимиктового серпентинитового меланжа и в подстилающей её фронтальной агырекской олистостромы метаморфитов высоких давлений, нижекембрийских базальтов, аналогов OIB, E-MORB, разновозрастных кембрийских известняков, не известных в автохтонном залегании в пределах северо-востока Центрального Казахстана, свидетельствует о перемещении тектонических покровов, сложенных осадочно-вулканогенными породами, через область развития океанических островов, отражающих, по-видимому, состав фундамента венд-кембрийского океанического бассейна, на существование которого еще ранее указывал Р. М. Антонюк [Антонюк, 1974].

Резко отличным составом включений характеризуется олигомиктовый серпентинитовый меланж агырекской олистостромы, в нем присутствуют продукты дезинтеграции островодужных комплексов, толеитовых и известково-щелочных габброидов, диабазов, бонинитов. Однако меланж не содержит будин диабазов аналогичных аренигским толеитовым базальтам, аллохтоны и олистолиты которых встречаются в составе тыловой агырекской олистостромы, т.е. корни этих аллохтонов тоже не известны в покровно-складчатой структуре поздних каледонид.

Нет четкого ответа и на один из фундаментальных вопросов стратиграфии верхних членов офиолитовых ассоциаций северо-востока Центрального Казахстана: какие толщи вулканитов подстилала косгомбайские силициты и имеют ли эти вулканиты океаническое происхождение. Нижняя граница силицитов повсеместно сорвана, и нигде не удастся установить тип фундамента этих разрезов. В таких сложно тектонически-напряженных зонах одним из наиболее эффективных методов определения типа фундамента является петрогеохимический анализ вулканитов, известных в составе аккреционных комплексов, если считать, что они принадлежали ранее единой офиолитовой ассоциации.

В этой связи интересно заметить, что в подошве аллохтонов косгомбайских силицитов, вскрывающихся в составе аккреционных призм восточного борта Шакшанской зоны, как правило, обнажаются блоки кембрийских базальтов. Как пример, западный склон Агырекских гряд, северный склон Байахметских гряд, такую же позицию занимают блоки кембрийских базальтов в горах Маялжен и Ушкызыл, тогда как состав и возраст аллохтонов ордовикских островодужных комплексов постоянно меняется (см. выше).

Если принять, что кембрийские комплексы отражают состав венд-кембрийского океанического ложа или его фрагменты, то с большой долей условности можно предположить, что E-MORB агырекской олистостромы могли служить тем фундаментом, на котором накапливались косгомбайские силициты. Находки верхнекембрийских конодонтов в силицитах среди базальтов гор Кызылжал как бы ни противоречат этому выводу, но отсутствие в косгомбайских силицитах северо-востока Центрального Казахстана тремадокских конодонтов ставит под сомнение верхнекембрийский возраст основания разреза

косгомбайских силицитов.

В пределах Богембай-Ангренсорской офиолитовой сутуры с покровами адильбекских силицитов пространственно ассоциируют фаунистически недатированные миндалекаменные базальты, отвечающие по составу OIB и high-Ti/Fe/Mg абиссальным базальтам, по-видимому, последние являются формационными аналогами N-MORB Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП).

Учитывая составы базальтоидов и их ассоциацию с различными по составу и возрасту кремнистыми глубоководными отложениями, можно предположить, что вышеупомянутые кремнисто-базальтовые серии характеризуют составы двух разновозрастных океанических плит. Базальты первой группы (из агырекской фронтальной олистостромы), по-видимому, представляют фрагменты океанических островов. Базальты второй группы (покровы основания Балааркалыкских гряд), вероятно, отражают состав вулканитов внутриплитных поднятий.

Если учитывать низкую скорость накопления адильбекских силицитов до уровня слоев с *P. flabellum* и их цветовую гамму, то их ассоциация с high-Ti/Fe/Mg базальтами ВТП выглядит вполне правдоподобно. Возраст базальтов, ассоциирующих с адильбекскими силицитами, довольно условно можно принять позднекембрийским (?)—раннеордовикским, если провести нижнюю границу возраста силицитов по подошве слоев с *P. gracilis* (рис. 4.4.5).

Приведенный анализ тектонического положения, возраста и состава кремнистых, кремнисто-терригенных, кремнисто-туффито-вулканогенных, вулканогенных и плутонических комплексов офиолитов, участвующих в строении аккреционных призм, наглядно показывает, что их фрагменты отражают различные этапы развития кембрийских океанических структур и нижнепалеозойских островодужных систем поздних каледонид, совмещенных в ашгилле в единые пакеты. Палеомагнитные данные, полученные по плутоническим и вулканогенным комплексам офиолитов данного региона, демонстрируют широкую амплитуду колебания (-3^0+21^0) их палеоширот [Турманидзе и др., 1991; Гришин и др., 1991].

Вот почему составные части аккреционных призм поздних каледонид северо-востока Центрального Казахстана были выделены автором в офиолитовые террейны [СТЕПАНЕЦ, 1990, 1992; STEPANETS, 1993].

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; 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.

Проблема понятия термина «террейн» также неоднократно освещалась в работах [MOORE, 1991; ЗОНЕНШАЙН, КУЗЬМИН, 1993; NOKLEBERG et al., 1994].

Не менее интересным представляется анализ эволюции взглядов на возраст олистостромы района гор Агырек.

Рис. 4.4.6. Схематизированные разрезы нижнепалеозойских прогибов северо-востока Центрального Казахстана и Юго-Западного Предшынгызя

1-14 – паравтохтонные отложения: 1 – терригенно-кремнистые, 2 – терригенная зеленоцветная флиш; 3-9 – молассовые отложения: 3 – алевролиты, песчаники, 4 – известковистые песчаники, 5 – фронтальная олистострома с глыбами кембрийских и ордовикских отложений, 6 – тыловая олистострома, 7 – известняки, 8 – терригенные и терригенно-карбонатные отложения, 9 – пестроцветные алевролиты и песчаники; 10 – континентальные отложения; 11 – спилит-диабазовые комплексы; 12 – туфогенно-кремнисто-терригенные с кислыми пепловыми туфами; 13 – известково-щелочные низкоглиноземистые вулканы; 14 – надсубдукционные plutонические офиолиты (плагιοгранит-диорит-габбро-перидотитовый комплекс); 15-24 – аллохтонные отложения: 15 – кембрийские известняки, 16 – щелочные оливиновые базальты океанических островов, 17 – дифференцированные вулканы, 18 – срединные толеитовые базальты и туфогенно-кремнистые отложения, 19 – примитивные базальты, 20 – суперплюмовые калиевые базальты, 21 – щелочные риолиты и базальты, 22 – зеленые туфы, 23 – силициты, преимущественно яшмы, 24 – туфогенно-кремнистые отложения; 25-26 – серпентинитовые меланжи: 25 – полимиктовые; 26 – олиго- и мономиктовые

На начальном этапе исследований разрезов гор Агырек, проводимых группой МГУ, возглавляемой М. З. Новиковой, и автором настоящей монографии в 1986-88 гг., подошва разреза агырекской олистостромы фаунистически была не датирована, и, естественно, время формирования олистостромы определялось с учетом ее структурного положения и корреляции терригенных отложений с формационными аналогами смежных районов. Такой анализ дал основание М. З. Новиковой и ее соавторам [Новикова и др., 1993] датировать возраст агырекской олистостромы в объеме среднего (?) и верхнего ордовика, сопоставляя ее с разрезами Оленты-Шидертинского района [Рязанцев и др., 1987]. Детальное картирование и находки кораллов слоев с *Holorynchus giganteus*, выполненные В. Е. Конином в 1989-91 гг. [Степанец, 1992], в подошве, в составе олистостромы и её кровли, свидетельствуют о кратковременности процесса закрытия Шакшанского задугового бассейна в позднем ашгилле [STEPANETS, 1993].

Это дает основание предполагать, что Агырекские позднеашгиллские аккреционные призмы отражают историю развития Шакшан-Кендыктинской океанической плиты.

Средне-верхнеордовикские аккреционные призмы Оленты-Шидертинского района, содержащие не только продукты разрушения океанической, но и континентальной коры, являющиеся составной частью ранних каледонид северо-востока Центрального Казахстана [Объяснительная записка..., 1981], характеризуют заключительный этап развития Байконур-Кокшетау-Селетинской плиты, отражающей историю развития активной окраины Кокшетауского микроконтинента [Степанец и др., 2002 и др.].

Одним из спорных вопросов строения офиолитов Казахстана является отнесение тел диабазов и кератофиров, встречающихся в составе серпентинитовых меланжей, к комплексу параллельных даек. Детальным картированием установлено, что тела диабазов, имеющих признаки комплекса параллельных даек [Антонюк и др., 1977; ПРОБЛЕМЫ тектоники, 1981], обычно слагают блоки или глыбы в составе серпентинитового меланжа [Степанец, 1988]. Ненарушенные разрезы, в которых дайки имели бы активные контакты с вмещающими их породами, известны в изученном районе только в пределах массива Караулчеку, однако они не представляют собой классический тип комплекса параллельных даек. В этих разрезах простираение тел low-Fe долеритов (караулчекитов) согласуется с простираением слоистости габброидов, что характеризует их как силлы, а комплекс этих

пород следует рассматривать как «силл в силле» [СТЕПАНЕЦ, 1988, 1992; ЯКУБЧУК, СТЕПАНЕЦ и ГЕРМАН, 1988].

Особо следует остановиться на проблеме выделения меланократового фундамента в структурах Центрально-Казахстанского супертеррейна. В субслоистой модели (рис. 4.4.1) офиолитов перидотиты ультрабазитовых комплексов трактуются как меланократовый фундамент, на котором накапливаются вулканогенные и терригенные толщи [COLEMAN, 1977], т.е. в такой схеме перидотиты являются более ранними, чем «инициальные» базальты [УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ..., 1988]. В Казахстане меланократовый фундамент впервые был выделен Р. М. Антонюком [АНТОНЮК, 1974] в горах Толпак, впоследствии это понятие широко использовалось многими геологами, изучающими базит-гипербазитовые комплексы офиолитов Центрального Казахстана [ЯКУБЧУК, 1991; НОВИКОВА и др., 1993; ДЕГТЯРЕВ, 1999; МАГРЕТОВА, 2001; КУРЕНКОВ и др., 2002].

Сегодня вполне очевидно, что офиолиты формируются в различных геодинамических обстановках [MIYASHIRO, 1975; ДОБРЕЦОВ, 1980], на стадии океанического рифтогенеза и над зонами субдукции: в задуговых спрединговых, преддуговых бассейнах и в фундаменте островных дуг [Миясиро и др., 1985; САНДЕРС и др., 1987; Пирс и др., 1987; Высоцкий и др., 1998, 1999 и многие др.].

В этой связи возникает вопрос: для каких геодинамических обстановок можно использовать понятие «меланократовый фундамент», поскольку мафит-ультрамафиты нередко в крупных аллохтонах и паравтохтонах офиолитов Центрального Казахстана, картируются структурно ниже базальтоидных или терригенных комплексов.

Надсубдукционные офиолиты, как известно, отражают тектономагматические процессы, протекающие в активных зонах взаимодействия океан-океан и океан-континент. В таких зонах мафит-ультрамафиты оказываются моложе вмещающей их надсубдукционной плиты или синхронны вновь сформированным вулканоплутоническим рифтогенным комплексам, т.е. в таких структурах термин «меланократовый фундамент» теряет свой первоначальный смысл, который предполагает, что перидотиты и ассоциирующие с ними габбро формировались до излияния «инициальных» базальтов.

Этому противоречат и цифры абсолютного возраста габброидов (477-480 млн. лет) массива Центральный Толпак, где ранее Р. М. Антонюком [АНТОНЮК, 1974] был описан протерозойский меланократовый фундамент. Эти цифры хорошо согласуются с тем, что тектонически совмещенные с ними вулканогенные, кремнисто-вулканогенные и кремнистые комплексы в структуре Агырек-Толпакского офиолитового супертеррейна являются более древними или синхронны им по времени образования (рис. 4.4.4).

Возраст других мафит-ультрамафитовых комплексов, составляющих основу серпентинитовых меланжей северо-востока Центрального Казахстана, остается дискуссионным, поскольку существует много неясностей при интерпретации данных абсолютного возраста, выполненных калий-аргоновым методом [Ляпичев и др., 1981], цифры которого значительно расходятся.

Очевидно, что в настоящий момент мы достоверно можем определить лишь время тектонического внедрения серпентинитовых меланжей в покровно-складчатые структуры северо-востока Центрального Казахстана, которое фиксируется временем формирования олигостромовых комплексов [СТЕПАНЕЦ, 1992].

Глава 5

Сравнительный анализ вещественного состава офиолитов северо-востока Центрального Казахстана: генетические типы офиолитов

Исследования офиолитов северо-востока Центрального Казахстана, проведенные в последние годы [Новикова и др., 1993; Степанец, 1990, 1992, 2002, 2004; Степанец и др., 1998], выявили не только различное их тектоническое положение, но были также установлены основные отличия вещественного состава и элементов внутреннего строения как плутонических, так и эффузивных частей их разрезов.

В областях развития верхнеордовикской олистостромы восточного и юго-восточного флангов Шакшанской зоны и Богембай-Ангренсорской сутуры породы офиолитовой триады разобщены на ряд отдельных тектонических элементов и, как правило, они не принадлежат единой нижнепалеозойской офиолитовой ассоциации. Плутонические офиолиты этих зон преобразованы в различные генетические типы серпентинитовых меланжей, в составе которых встречаются редкие целикомые блоки надсубдукционных офиолитов с относительно слабо нарушенным разрезом расслоенных мафит-ультрамафитов и их кровли (рис. 5.1 (б, в)). Исключение представляют субстратифицированные полигенные разрезы надсубдукционных офиолитов паравтохтона Караулчеку, обнажающиеся в фундаменте Баянаул-Акшатауской структурно-формационной зоны (рис. 5.1 (а)).

В разрезе мафит-ультрамафитов офиолитов Караулчеку отсутствует структурное несогласие между перидотитами ультрамафитовой зоны, низы которой, как правило, тектонизированы, и кумулятивными перидотитами переходной зоны (рис. 5.1 (а)). Такие же элементы стратификации типичны и для останцов плутонических офиолитов Центрального Толпака (б) и Майсора (в), которые являются составными частями мономиктовых серпентинитовых меланжей. Преобладающим петрографическим типом ультраосновных пород ультрамафитовых зон ненарушенных офиолитов Караулчеку, Центрального Толпака, а также в областях распространения серпентинитовых меланжей Агырек-Толпакского супертеррейна и Богембай-Ангренсорской сутуры являются гарцбургиты, которые обычно слагают до 80-90 % вскрытых разрезов, остальной объем приходится на дуниты, горизонты хромитсодержащих дунитов и пироксениты. Тогда как в составе Майсорского аллохтона резко преобладают дуниты над гарцбургитами (рис. 5.1 (в)). Характерно, что в составе серпентинитового меланжа Богембай-Ангренсорской сутуры отсутствуют подиформные залежи хромитов, но широко развиты жилы магнезитов, а в составе ультрамафитовой зоны паравтохтона Караулчеку в парагенезисе с деплетированными гарцбургитами встречаются будины титаномагнетитов. Полимиктовые меланжи района гор Агырек и Косгомбай содержат мелкие глыбы эклогитоподобных пород, а в горах Кызылтумсык встречаются гранатсодержащие гарцбургиты. Очевидно, что вещественный состав разрезов ультрамафитовых зон вышеописанных массивов резко отличается.

Неоднородность вещественного состава пород ультрамафитовых зон изученных массивов контролируется такими параметрами как: истощенность ($sI = Al_2O_3 + CaO + TiO_2 + K_2O + Na_2O$), железистость ($Fe\#$) и уровень содержания TiO_2 . По соот-

ношениям этих компонентов породы ультрамафитовых зон и серпентинитовых меланжей были подразделены на четыре петрохимические группы (таб. 5.1).

Таблица 5.1.

Офиолиты районов	Группа	SI	Fe#	TiO ₂ мас., %
Гор Агырека и Косгомбая	I	1.6-2.8	7.6-13.0	0.04-0.21
Горы Богембай и оз. Ангренсор	II	0.8-1.7	7.5-9.9	0.02-0.05
Озера Майсор	III	1.5-1.7	8.8-10.5	0.02-0.14
Северных отрогов Толпака	IV	1.0-1.8	10.5-11.8	0.016-0.24
Ур. Караулчеку	IV	1.1-1.8	10.1-13.7	0.02-0.026

В пределах массива Караулчеку выше сильно истощенных ультрамафитов (Г-IV) постепенно наслаиваются кумулятивные верлиты, клинопироксениты, которые, в свою очередь, сменяются переслаивающимися дунитами, гарцбургитами и лерцолитами; последние тяготеют к верхам разреза.

Аналогичная последовательность напластования кумулятивных перидотитов была отмечена и в пределах массива Центрального Толпака, но из его разреза выпадают лерцолиты, появляются цирконсодержащие габброиды, наслаивающиеся в верхах переходной зоны (рис. 5.1 (б)).

Совершенно иная последовательность кристаллизации минералов отмечена в целиковых блоках Майсорского серпентинитового меланжа (рис. 5.1 (в)).

Здесь выше истощенных гарцбургитов (Г-III) наслаиваются первыми не верлиты, а габброиды, прослоенные в верхах разреза дунитами, верлитами, клинопироксенитами и гарцбургитами. Очевидно, что в этом разрезе в основании переходной зоны первым кристаллизуется плагиоклаз, тогда как в пределах массивов Караулчеку и Центрального Толпака первым кристаллизуется клинопироксен.

Принято, что различная последовательность кристаллизации минеральных фаз материнских пород plutonic офиолитов определяет их геодинамику формирования. По Дж. А. Пирсу [Пирс и др., 1987] в офиолитах, формирующихся над зоной субдукции (НЗС), клинопироксен, а иногда ортопироксен кристаллизуются раньше плагиоклаза, тогда как в офиолитах срединно-океанических хребтов (СОХ) первым кристаллизуется плагиоклаз. Дополнительным диагностическим признаком plutonic офиолитов НЗС является присутствие в их разрезах кумулятивных хромит-дунитовых тел.

Как показало сопоставление разрезов plutonic офиолитов НЗС северо-востока Центрального Казахстана, присутствие хромит-дунитовых горизонтов в составе plutonic офиолитов не обусловлено последовательностью кристаллизации минеральных фаз. Тогда как составы их породообразующих пироксенов, оливинов, рудных и аксессуарных шпинелидов существенно различаются. Учитывая, что составы оливинов, пироксенов и шпинелидов являются чувствительными индикаторами физико-химических условий равновесия материнских пород plutonic офиолитов [Пирс и др., 1987; Уль-

ТРАСНОВНЫЕ ПОРОДЫ..., 1988 и многие др.] ниже будут рассмотрены особенности составов этих минералов прежде всего в аспекте их значимости для расшифровки процессов генерации магм и определения геодинамических обстановок формирования офиолитов описанных выше массивов.

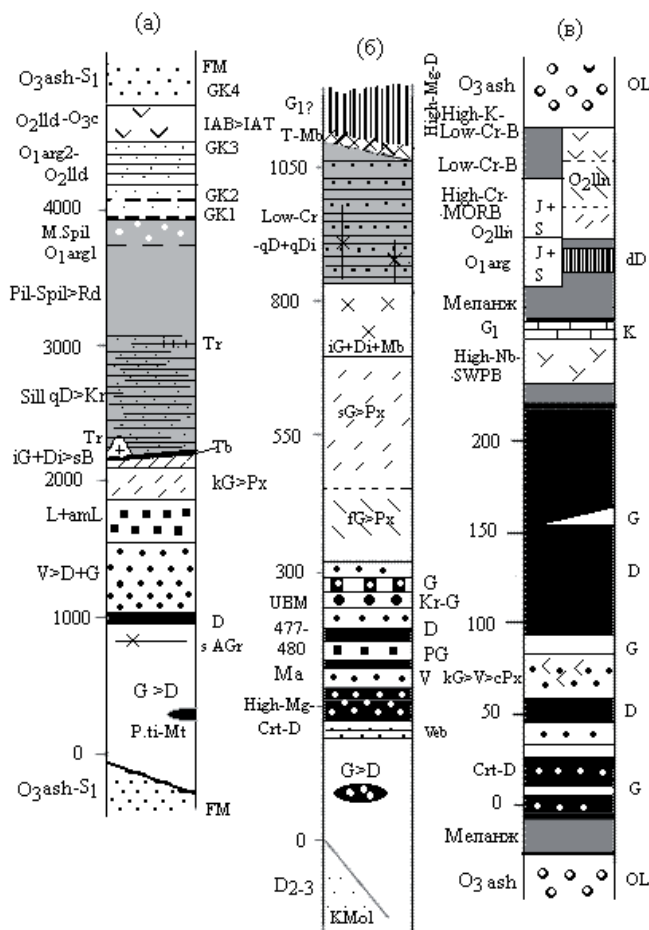


Рис. 5.1. Реконструированные схематические разрезы офиолитов

а – Караулчекинского параволканита; б – аллохтона Центрального Толпака (северных отрогов гор Толпак); в – Майсорского аллохтона; породы: G – гарцбургиты, D – дуниты, high-Mg-Crt-D – дуниты, содержащие горизонты рудных высокомагнезиальных хромитов, V – верлиты, L – лерцолиты, amL – амфиболовые лерцолиты, Veb – вебстериты, P.ti-Mt – подиформные залежи титаномагнетитов, kG – кумулятивные габбро, iG – изотропные габбро, Di – диориты, микродиориты, Px – пироксениты, qD – кварцевые диабазы, Kr – кератофиры, B – low-Fe караулчекиты и родственные им породы, high-Mg-D – высокомагнезиальные диабазы, AgGr – калиевые микрограниты, Tr – трондземиты и плагиограниты, Pil-Spil – пиллоу-спилиты, MSpil – миндалекаменные спилиты, IAB – островодужные известково-щелочные вулканиты, IAT – островодужные толеитовые базальты, high-Nb-SWPS – высоко-Nb аналоги базальтов юго-западной части Тихого океана, high-Cr-B – высокохромистые базальты, low-Cr-B – низкохромистые базальты, high-K/low-Cr-B – вы-

сококалиевые и низкохромистые базальты, Rd – риодациты, J – яшмы, S – силициты, K – известняки; горизонты с конодонтами (GK): 1 – яшмы, 2 – силициты, 3 – туфоалевролиты, 4 – туфопесчаники; OL – олисторомовые отложения; FM – флишоидно-молассовые отложения; KMol – континентальная моласса; Tb – тектонические брекчии; s – силлы; d – дайки

Клинопироксен. Моноклинный пироксен (Срх) является самым устойчивым к процессам метаморфизма породообразующим минералом перидотитов. Главными характеристиками составов клинопироксенов, на основе которых возможен их сравнительный анализ, являются железистость (Fe#), содержания ферросилитового компонента (Fs), ок-

сидов алюминия [Добрецов и др., 1971 и др.], хрома и натрия [Kornprobst et al., 1982; Степанец и др., 2003].

Таблица 5.2.

Средние составы клинопироксенов				
Массив/Порода	Fs	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Na ₂ O
Толпак				
1. Вебстериты	6.9	н.п.ч.	0.46	н.п.ч.
2. Стт-верлиты	5.1-7.6	<0.25	0.32	н.п.ч.
3. Верлиты	3.7-6.8	0.20-0.29	н.п.ч.	н.п.ч.
4. Габбро-нориты	8.0	<0-30	н.п.ч.	н.п.ч.
п/з				
5. Габбро-нориты	10.0-11.5	0.35-0.56	н.п.ч.	н.п.ч.
м/з				
Кызылтумсык				
1. Габбро	19.6-21.7	0.30-63	н.п.ч	н.п.ч
Майсор				
1. Верлиты	4.0-5.8	0.03-0.12	0.65-0.98	0.16-0.26
2. Клинопироксениты	4.0-5.10	0.02-0.15	0.77-0.93	0.18-0.35
3. Габбро	5.1-6.7	0.09-0.16	0.36-0.51	0.15-0.28
Караулчеку				
1 Лерцолиты	6.6-9.4	0.00-0.59	0.18-1.11	0.25-0.87
2. Верлиты	7.8-8.4	0.25-0.40	0.29-0.89	0.30-0.54
3. Клинопироксен	7.6-11.3	0.24-0.65	0.27-0.57	0.59-0.71
4. Габбро-нориты	8.0-14.1	0.26-0.59	0.04-0.35	0.25-0.91
м/з				

Примечание. н.п.ч.- ниже предела чувствительности анализа, окислы приведены в мас. %.

В изученных кумулятивных комплексах наиболее широко распространены диопсид и хромистый диопсид, химические составы которых неоднородны (табл. 5.2).

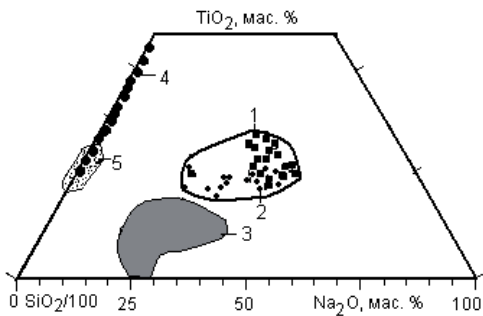


Рис. 5.2. Диаграмма SiO₂/100-TiO₂-Na₂O демонстрирует положение составов клинопироксенов (Срх) плутонических офиолитов северо-востока Центрального Казахстана

Поля составов Срх: 1-2 – Караулчеку: 1 – габбро-нориты, 2 – перидотиты; 3 – верлиты Майсора; 4-5 – Толпака: 4 – габбро, 5 – верлиты

На диаграмме (рис. 5.2) отчетливо выделяются три отдельно отстоящих друг от друга поля, акцептирующих петрохимическую специализацию изученных комплексов.

Наиболее контрастно Срх перидотитов офиолитов отличаются накоплением Na₂O. Крайне низкими концентрациями Na₂O характеризуется Срх вебстеритов, верлитов и габбро офиолитов Центрального Толпака.

Срх массивов Караулчеку и Майсор отличаются друг от друга характером накопления Na_2O , TiO_2 и SiO_2 , а Срх Майсора, как и Центрального Толпака, резко обеднен кремнеземом.

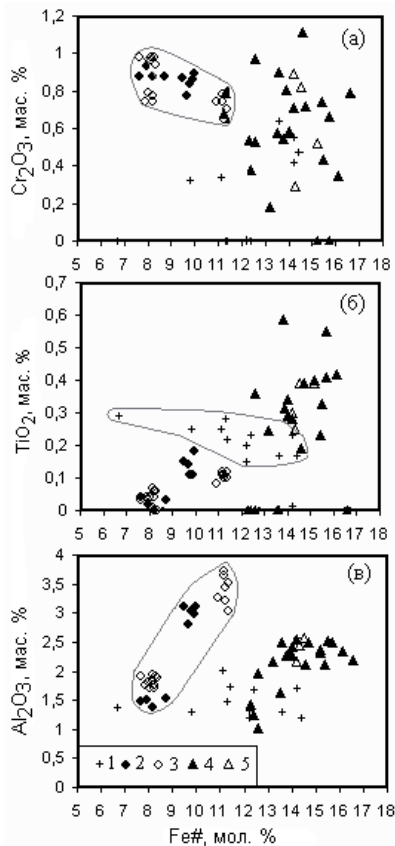


Рис. 5.3. Диаграммы отношений Cr_2O_3 -Fe# (а), TiO_2 -Fe# (б), Al_2O_3 -Fe# (в) клинопироксенов плутонических офиолитов северо-востока Центрального Казахстана

1 – верлиты Центрального Толпака; 2 – пироксениты и 3 – верлиты Майсора; 4 – лерцолиты и 5 – верлиты Караулчеку

Последующий анализ распределения в них Cr_2O_3 , TiO_2 и Al_2O_3 относительно Fe# показал, что они и по этим компонентам имеют четко выраженные отличия (рис. 5.3).

Срх перидотитов Майсора менее железист ($\text{Fe}\# < 12$), их Fe# и Cr_2O_3 имеют отрицательную, а с TiO_2 и Al_2O_3 – положительную корреляцию (рис. 5.3). Наиболее фракционирован по Fe# (6.9-14) клинопироксен Центрального Толпака, а по характеру накопления TiO_2 он занимает промежуточное положение.

Срх перидотитов Караулчеку наиболее фракционирован по TiO_2 и Cr_2O_3 , однако их рост концентраций не сопровождается резким уменьшением коэффициента Fe#, что характерно для Срх верлитов Майсора, который дополнительно обогащен глиноземом (рис. 5.3 (в)). Их тренд при нешироком интервале железистости характеризуется широким диапазоном концентраций Al_2O_3 (1.3-3.8 мас. %).

Характерно, что высокоглиноземистый клинопироксен верлитов и пироксенитов Майсора имеет низкие концентрации Cr_2O_3 , тогда как в низкоглиноземистых клинопироксенах наблюдается обратная зависимость. Поведение Cr и Al в клинопироксенах может быть обусловлено тем, что при интенсивном плавлении перидотитов кристаллические решетки пироксенов перестают удерживать Cr по отношению к Al [Ультраосновные породы..., 1988].

Крайне низкие концентрации Na_2O клинопироксенов массива Центрального Толпак могут быть обусловлены тем, что их мантийные магмы генерировали под воздействием солевого хлоридного флюида, отделяющегося от пододвигаемой океанической плиты [Степанец и др., 2003а]. Экспериментально установлено, что флюиды хлора способствуют выносу натрия из мантийного расплава [WEBSTER et al., 1999].

Уровень накопления глинозема клинопироксенитов изученных перидотитов ниже, чем в субконтинентальной литосферной мантии, абиссальных перидотитах (рис. 5.4) и в перидотитах из рифтов Атлантического и Индийского океанов [NIU & HEKINIAN, 1997], что согласуется с выводом о надсубдукционной природе содержащих их ультраосновных пород.

Если учесть степень железистости, истощенности, уровень накопления глинозема в клинопироксенах и последовательность кристаллизации минеральных фаз, то можно предположить, что после рестирования истощенных и низкожелезистых перидотитов (Г-III) первым кристаллизуется плагиоклаз (массив Майсор). В Караулчекинском и Толпакском массивах, где ранние дифференциаты представлены истощенными, но более железистыми перидотитами (Г-IV), первым кристаллизуется клинопироксен. В этом заключаются их основные отличия. Из этого следует, что из магнезиальных магм, пересыщенных кальцием и глиноземом, первым, после выплавки тугоплавких минералов (оливина и шпинели), кристаллизуется плагиоклаз, а из железистых магм обедненных глиноземом, первым кристаллизуется клинопироксен. Эта закономерность может быть обусловлена составом первичных мантийных магм.

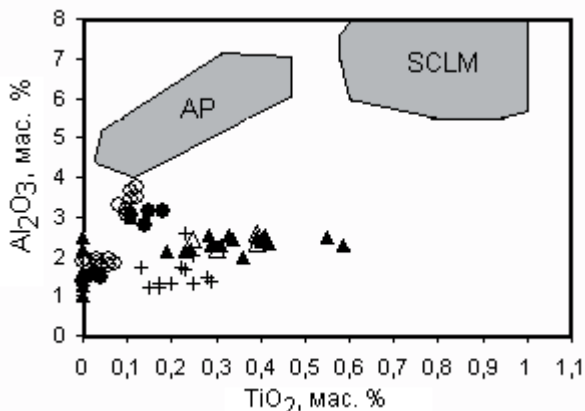


Рис. 5.4. Диаграмма Al_2O_3 - TiO_2 [Dick, 1989] клинопироксенов перидотитов офиолитов северо-востока Центрального Казахстана

AP – абиссальные перидотиты [JOHNSON et al., 1990]; SCLM – субконтинентальная литосферная мантия [RAMONE et al., 1993]; остальные условные обозначения смотри на рис. 5.3

Ортопироксен. Ортопироксены были изучены только в пределах массивов Караулчеку и Центрального Толпака. В ортопироксенах уста-

новлены все те же закономерности и тенденции, что и для клинопироксенов. Присутствие бронзитита подтверждает вывод о более железистом составе исходной магмы массивов Караулчеку и Центрального Толпака.

Шпинелиды. Рудные и аксессуарные шпинелиды были выделены практически из всех массивов перидотитов и серпентинитовых меланжей северо-востока Центрального Казахстана, за исключением меланжа Богембай-Ангренсорской сутуры (табл. 5.3).

При сопоставительном анализе шпинелидов были использованы всем известная диаграмма $Al-(Fe^{3+}+Ti)-Cr$ [УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ, 1988], а также диаграммы $TiO_2-Al_2O_3$ [KAMENETSKY et al., 2001], $Cr\#-Mg\#$ [POBER & FAUPL, 1988], $TiO_2-Cr\#$ [SUSINI & WEZEL, 1999]. Дополнительно по хромистости шпинелидов была рассчитана степень частичного плавления мантийного источника [HELLEBRAND et al., 2001].

На диаграмме $Al-(Fe^{3+}+Ti)-Cr$ фигуративные точки изученных шпинелидов распадаются на два отдельных ореола с четко противоположными трендами [СТЕПАНЕЦ, 1992].

Первый ореол образуют фигуративные точки шпинелидов Агырека, Майсора, Кызылтумсыка и Толпака, их тренд ориентирован параллельно стороне треугольника $Al-Cr$ при крайне низкой амплитуде минала ($Fe^{3+}+Ti$), не превышающей 10 %.

Такой тренд составов характерен как для шпинелидов офиолитовых комплексов, так и для океанических ультрабазитов и высокобарических перидотитов [УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ, 1988], т.е. не отражает какую либо определенную геодинамическую обстановку.

Таблица 5.3.

Средние составы шпинели						
Массив/порода	Ст#	Fe#	F*	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Фор. Крис.
Агырек 1. Перидотиты	0.58-0.75	51.3-60.0	18.6-21.1	0.23-0.29	12.19-21.8	Ксено.
Кызылтумсык 1. Ст-Дуниты	0.64-0.78	36.1-53.9	19.5-21.5	0.0-0.08	11.5-18.6	Идио.
2. Перидотиты	0.47-0.66	43.3-66.4	16.4-19.8	0.0	15.8-28.6	Ксено.
Толпак 1. Гарцбургиты	0.56-0.66	42.7-54.6	16.9-19.8	0.0	16.3-23.0	Ксено.
2. Дуниты	0.59-0.69	45.5-46.8	18.7-20.3	0.0	21.6-21.9	Ксено.
3. Ст-Дуниты	0.71-0.81	44.6-45.1	20.6-21.9	0.0-0.11	8.8-12.0	Идио.
Майсор 1. Ст-Дуниты	0.77-0.82	49.1-52.2	21.4-22.0	0.09-0.16	8.8-11.6	Идио.
Караулчеку 1. Гарцбургиты	0.53-0.54	64.8-65.9	17.8	0.4-0.6	22.0	Ксено.
2. Дуниты	0.74	58.4-62.8	21.0	0.0	13.4-13.7	Ксено
3. Верлиты	0.52-0.59	67.0-88.0	17.5-18.7	0.24-0.98	14.0-22.1	Идио.
4. Лерцолиты	0.55-0.68	77.0-95.0	18.0-20.1	0,74-6.1	7.6-15.0	Идио.

F*- степень частичного плавления мантийного вещества (%) рассчитана по формуле [HELLEBRAND et al., 2001].

Ореолы составов шпинелидов кумулятивных дунитов и гарцбургитов полностью перекрываются, и все они тяготеют к высокохромистой области.

В дунитах Агырека железистость шпинелидов растет пропорционально хромистости при относительно высокой их магнезиальности, а также глиноземистости и титанистости.

Шпинелиды Майсора обладают обратной зависимостью, величина Ст# выше, чем у Агырекских, и относительно постоянна при преимущественно низком содержании Al₂O₃ (рис. 5.6).

Шпинелиды Центрального Толпака сильно дифференцированы по Ст# при относительно постоянной железистости и крайне низкой концентрации окиси титана (табл. 5.3). Аналогичной зависимостью обладают акцессории перидотитов Кызылтумсыкского меланжа, сосуществующие оливины характеризуются постоянством магнезиальности, что указывает на их возможное родство и отсутствие явно выраженной скрытой расчлененности при рестировании исходных магм дифференцирующих по феннеровскому типу [СТЕПАНЕЦ, 1992, 2003].

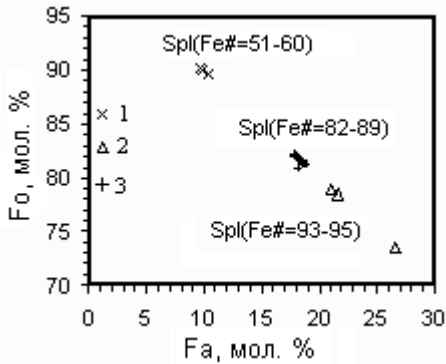


Рис. 5.5. Диаграмма Fo-Fa для оливинов

1 – перидотиты Кызылтумсыкского меланжа; 2–3 – перидотиты Караулчеку: 2 – верхи и 3 – низы кумулятивного разреза; рядом с фигуративными точками оливинов вынесена железистость сосуществующих шпинелидов (Spl(Fe#))

Противоположную ориентировку имеет тренд акцессорных шпинелидов Караулчеку, их фигуративные точки направлены в сторону минала ($Fe^{2+}+Ti$), подчеркивая тем самым их обогащение железом и титаном, вплоть до появления титаномагнетита.

А. С. Якубчук, ссылаясь на материалы М. З. Новиковой [Новикова и др., 1993], предположил, что обогащение железом и титаном шпинелидов Караулчеку, локализующихся в области щелочно-ультраосновных пород на диаграмме Al-($Fe^{3+}+Ti$)-Cr, обусловлено процессами серпентинизации перидотитов, в результате которой каймы шпинелидов были обогащены титаномагнетитом [Якубчук, 1991]. Следует заметить, что такое направление тренда характерно не только для акцессорных шпинелидов щелочно-ультраосновных и платиностых дунит-пироксенит-габбровых комплексов, но и для шпинелидов из расчлененных интрузивов [Ультраосновные породы..., 1988].

Таковыми являются надсубдукционные кумулятивные мафит-ультрамафиты массива Караулчеку [Степанец, 1988, 1992], степень серпентинизации которых значительно ниже, чем перидотитов серпентинитовых меланжей Агырека, Косгомбая или Майсора, где эта закономерность в обогащении шпинелидов железом и титаном не проявлена. Для определения природы высоких концентраций титана и железа шпинелидов были изучены составы сосуществующих с ними оливинов, выделенных из верлитов основания кумулятивного разреза, и лерцолитов верхов разреза плутонических офиолитов массива Караулчеку [Степанец, 1992]. Анализ (рис. 5.5) эволюции Fo- и Fa-компонент оливинов и роста железистости сосуществующих с ними шпинелидов наглядно свидетельствует, что высокие концентрации титана и железа шпинелидов обусловлены магматическими процессами, поскольку эти два параметра умеют четко выраженную положительную корреляцию с хромистостью.

С ростом коэффициента Fe# шпинелидам верлитов и лерцолитов характерно понижение хромистость, тогда как шпинелиды гарцбургитов имеют обратные соотношения этих показателей, что свидетельствует о проявлении скрытой расслоенности в плутонических породах массива Караулчеку, причем на различных стадиях кристаллизации проявленной в разных направлениях. О проявлении скрытой расслоенности в перидотитах массива Караулчеку свидетельствуют и флюктуации величины Fa-компонента (10.0-26.5 %) оливинов (рис. 5.5).

Обогащение железом и титаном шпинелидов и флюктуации Fa-компоненты оливинов из перидотитов Караулчеку 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 происходит по боуэновскому типу [Степанец, 1992].

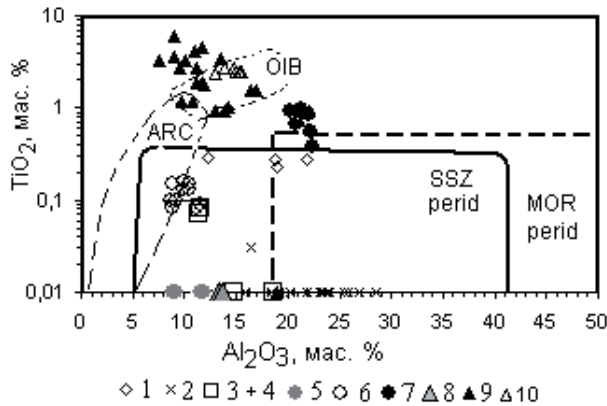


Рис. 5.6. Диаграмма отношений $TiO_2-Al_2O_3$ шпинелидов плутонических офиолитов северо-востока Центрального Казахстана

Поля составов шпинелидов: надсубдукционных перидотитов (SSZ perid) и срединно-океанических хребтов (MOR perid), ARC – вулканитов островных дуг, OIB – базальтов океанических островов [КАМЕНЕТСКИЙ et al., 2001]; шпинели: 1 – перидотитов Агырека, 2 – перидотитов и 3 – дунитов Кызылтумсыка, 4 – перидотитов и 5 – дунитов Толпака, 6 – дунитов Майсора, 7 – гарцбургитов, 8 – дунитов, 9 – лерцолиты и 10 – верлиты Караулчеку

остальные условные обозначения смотри на рис. 5.6

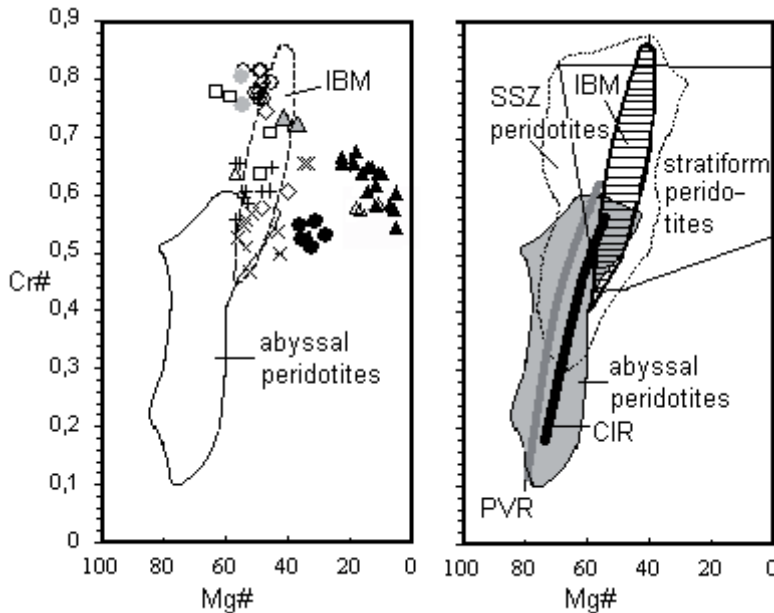


Рис. 5.7. Диаграмма отношений $Cr\#-Mg\#$ шпинели плутонических офиолитов северо-востока Центрального Казахстана

Шпинели: PVR – Филиппинского спредингового задугового бассейна по [ОНАРА, 2003], IBM – Идзу-Бонин-Марианской островной дуги [ISHII et al., 1992], CIR – Индийского океана [HELLEBRAND et al., 2001]; поля абиссальных (сплошная линия) и надсубдукционных перидотитов [DICK & BULLEN, 1984; ROBER & FAUPL, 1988];

остальные условные обозначения смотри на рис. 5.6

По соотношению $TiO_2-Cr\#$ (рис. 5.8) шпинелиды перидотитов, дифференцирующихся по феннеровскому типу, выходят за пределы поля, характеризующего шпинелиды абиссальных (срединно-океанических хребтов) перидотитов.

Шпинелиды перидотитов серпентинитового меланжа Агырека на диаграмме $TiO_2-Al_2O_3$ (рис. 5.6) локализируются в верхней области НЗС и по уровню накопления TiO_2 приближаются к гарцбургитам Караулчеку, на диаграмме $Mg\#-Cr\#$ (рис. 5.7) они также тяготеют к полю перидотитов надсубдукционных комплексов.

Фигуративные точки шпинелидов массива Караулчеку на диаграмме $TiO_2-Al_2O_3$ (рис. 5.6) выходят за пределы области надсубдукционных перидотитов и частично тяготеют к полю шпинелидов OIB, а на диаграмме Mg#-Cr# (рис. 5.7) их фигуративные точки сдвинуты в область шпинелидов стратиформных (расслоенных) комплексов.

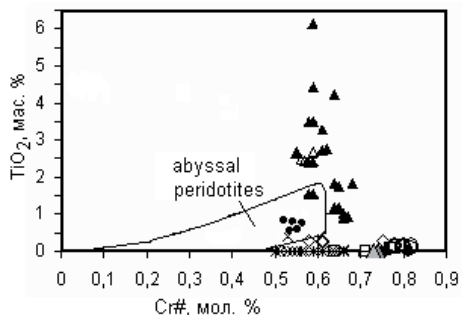


Рис. 5.8. Диаграмма $TiO_2-Cr\#$ [SUSINI & WEZEL, 1999] для шпинелидов офолитов северо-востока Центрального Казахстана; условные обозначения смотри на рис. 5.6

Фигуративные точки шпинелидов Центрального Толпака, Кызылтумсыка и Майсора на диаграммах $TiO_2-Al_2O_3$ (рис. 5.6) и Mg#-Cr# (рис. 5.7) при высокой хромистости ложатся в область надсубдукционных перидотитов, перекрывая значительную часть диапазона шпинелидов Идзу-Бонин-Марианской островной дуги [Isni et al., 1992].

Геохимия перидотитов. Характерно, что перидотиты, производные различных типов кристаллизации мантийных магм, отличаются содержанием элементов-примесей, т.е. типы кристаллизации и состав привносимого флюида накладывают геохимические ограничения на породы обоих типов дифференциации.

Иттрий. Перидотитам массива Караулчеку, производным боуэновского тренда (БТ) дифференциации, типичны высокие концентрации Y (<30 г/т); аналогичный уровень концентраций отмечен и для перидотитов Богембай-Ангренсорской сутуры. Уровень концентраций иттрия перидотитов массива Толпак, производных феннеровского тренда (ФТ) дифференциации, не превышает 6 г/т, а в перидотитах Майсора, Агырека – ниже предела чувствительности анализа.

Цирконий. Знакопеременные циркониевые аномалии перидотитов, по-видимому, обусловлены составом комплексного флюида, привносимого в систему. Чем значительнее роль хлора во флюиде, тем выше концентрации циркония в породах ФТ дифференциации, что подтверждается наличием модалного циркона в керсутировых габбро, прославивших перидотиты массива Центрального Толпака. Тогда как перидотиты БТ дифференциации массивов Караулчеку, Богембай-Ангренсора характеризуются крайне низкими концентрациями циркония или их уровень ниже предела чувствительности анализа.

Титан. Повышенные концентрации титана присущи гарцбургитам и дунитам ФТ дифференциации, их петрографические аналоги БТ кристаллизации крайне обеднены титаном, что более характерно, по-видимому, для надсубдукционных перидотитов, формирующихся в магматических камерах, закрытых для доступа хлоридного флюида.

Фосфор. Перидотиты, производные ФТ дифференциации, характеризуются крайне низкими концентрациями фосфора, некоторое повышение фосфора отмечено в перидотитах БТ дифференциации. Крайне высокие концентрации фосфора имеют перидотиты Агырека и гранатсодержащие перидотиты Кызылтумсыка.

Ниобий. Уровень содержания ниобия в перидотитах и сосуществующих с ними вулканитов остается постоянным независимо от генетического типа пород и обусловлен, по-

видимому, составом исходной магмы. Обогащенные мантийные (EM) магмы характеризуются высокими концентрациями ниобия [HOFMANN, 1997], а магмы примитивной мантии (PM) – низкими концентрациями ниобия [SUN & McDONOUGH, 1989].

РЗЭ. Редкоземельный спектр элементов (La, Ce, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu) был изучен только в перидотитах БТ дифференциации, обогащение ими происходит от гарцбургитов основания разреза массива Караулчеку к лерцолитам и достигает максимума в габброидах кровли массива.

Мафиты, ассоциирующие с кумулятивными перидотитами офиолитовых комплексов, включают клинопироксеновые, двупироксеновые, клинопироксен-роговообманковые, роговообманковые габброиды, анортозиты и пироксениты, переслаивающиеся друг с другом; роговообманковые габброиды постепенно переходят в диориты. Мощность мафитовых зон варьирует в среднем от 200 м до 600 м: в пределах массива Центрального Толпака она достигает 600 м; Караулчеку – 230 м; в составе Ангресорского меланжа известны блоки мощностью до 200 м; а в пределах Агырек-Косгомбайского меланжа габброиды представлены разновеликими будинами и блоками неопределенной мощности.

Строение мафитовых разрезов сравнительно простое. В низах разрезов локализуются меланократовые габброиды, вверх по разрезу постепенно возрастает их лейкократовость и в самых верхах вскрываются кварцевые диориты, завершают серию плагиограниты и трондземиты. Временная последовательность формирования средних и кислых пород, образующих фронтальную зону плутонических офиолитов, осталась слабо изученной. Тем не менее, с определенной долей условности можно предположить, что плагиогранитные расплавы первыми отделялись от мантийной магмы, на это косвенно указывает появление кислых пепловых туфов в основании вулканогенных надсубдукционных комплексов, подчеркивающих тем самым антидромную последовательность их образования.

По валовому петрохимическому составу изученные габброиды подразделяются на четыре группы (рис. 5.9):

- 1) габброиды Центрального Толпака, производные феннеровского типа дифференциации, характеризуются слабым накоплением P_2O_5 , TiO_2 и K_2O ;
- 2) габброиды Агырек-Косгомбайского серпентинитового меланжа, перидотиты которого менее истощены, дифференцированы по содержанию TiO_2 и K_2O ;
- 3) габброиды Караулчеку, производные боуэновского типа, характеризуются более высокими концентрациями TiO_2 при несколько пониженной их магнезиальности, чем таковые феннеровского типа;
- 4) габброиды Ангресора low- TiO_2 сильно дифференцированы по K_2O , что резко отличает их от габброидов массива Караулчеку, тогда как сосуществующие с ними перидотиты имеют четко выраженное геохимическое сходство.

Составы клинопироксенов габброидов описанных массивов также различаются по уровню содержания TiO_2 , Al_2O_3 и Fe# и их можно подразделить на три группы (рис. 5.10).

Первую группу образуют high-Fe# Cpx габбро Агырек-Косгомбайского серпентинитового меланжа, они обогащены Al_2O_3 и резко фракционированы по TiO_2 .

Ко второй группе отнесены med-Fe Cpx габбро-норитов массива Центрального Толпака и Караулчеку, они по отношению к Cpx первой группы обеднены Al_2O_3 и менее фракционированы по TiO_2 .

Однако наиболее контрастно Cpx габброидов различаются по уровням накопления Cr_2O_3 и Na_2O .

Срх из габбро-норитов массива Караулчеку характеризуются высокими концентрациями Cr_2O_3 и Na_2O соответственно <0.32 мас. %, <0.81 мас. %. Тогда как для Срх из габброидов Центрального Толпака, Ангрэнсора, Агырека и Косгомбая, производных феннеровского типа дифференциации, уровень концентраций этих окислов ниже предела чувствительности анализа, что обусловлено, по-видимому, привнесом в магматическую камеру флюидов хлора, способных стабилизировать хром на ранней стадии кристаллизации.

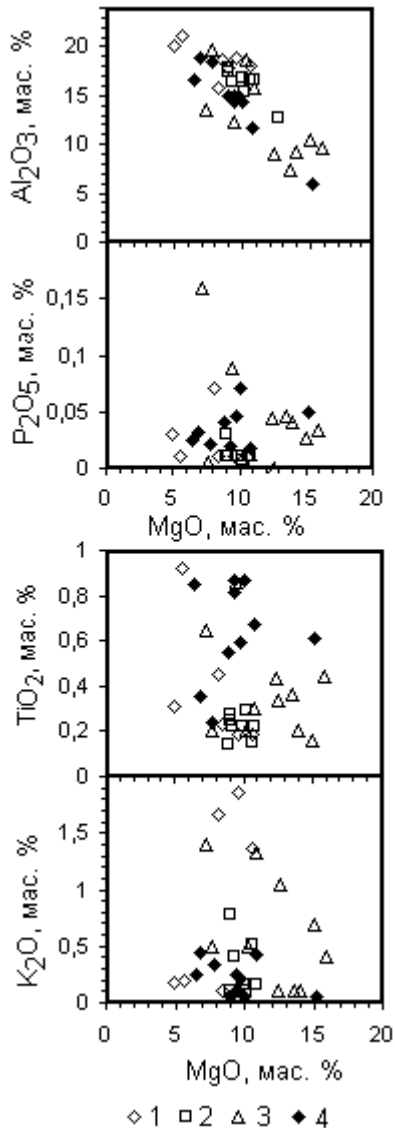


Рис. 5.9. Составы габброидов офиолитов северо-востока Центрального Казахстана

1 – Агырека и Косгомбая; 2 – Центрального Толпака; 3 – Ангрэнсора; 4 – Караулчеку

Low-Fe Срх габброидов из Ангрэнсорского серпентинитового меланжа образуют третью группу, характеризуюсь относительно таковых второй группы высокой Al_2O_3 , но низкими концентрациями TiO_2 .

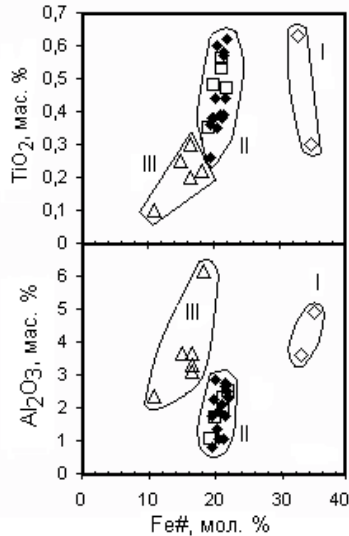
На диаграмме Al_2O_3 - TiO_2 Срх габброидов обоих типов дифференциации тяготеют к полю клинопироксенитов надсубдукционных перидотитов, исключая Срх габбро из Агырекского серпентинитового меланжа, при этом все они не находят аналогии с клинопироксенами абиссальных габброидов (рис. 5.11).

Выявленные петрогеохимические особенности главных породообразующих и аксессуарных минералов плутонических пород массива Караулчеку хорошо вписываются в кумулятивную модель их дифференциации по боуновскому типу. Тогда как плутонические офиолиты Толпака, Кызылтумсыка, Майсора и, по-видимому, Агырека, следует рассматривать как рестит-кумулятивные комплексы, дифференцирующие по феннеровскому типу. Оба типа дифференциации характеризуют различные геодинамические обстановки, протекающие над зоной субдукции [СТЕПАНЕЦ, 1992, STEPANEZ, 1993].

Одним из важных отличительных признаков Срх габброидов Агырека от таковых абиссальных и надсубдукционных перидотитов является то, что в них крайне выражена отрицательная корреляция между Al_2O_3 и TiO_2 (рис. 5.11), что может быть обусловлено спецификой дифференциации исходной магмы.

Субвулканические диабазы и родственные им породы. По петрохимическому составу они отвечают дифференцированным ($<6\%$ MgO) и

примитивным (>6% MgO, рис. 5.12) сериям.



Дифференцированным породам отвечают кварцевые диабазы Кызылтумсыка, кровли плутонических офиолитов Центрального Толпака и основания разреза караулчекинской формации паравтохтона Караулчеку. Они, как правило, являются составной частью кератофир-спилит-диабазовых серий и характеризуются градационной слоистостью [СТЕПАНЕЦ, 2003а]. Это преимущественно low-P, med-Ti/Al и high-Na породы, отражающие состав ранних дифференциатов реститкумулятивных мафит-ультрамафитовых комплексов, дифференцирующих по феннеровскому типу, крайне обедненных элементами группы железа. К этой группе пород принадлежит также большая часть будин high-P диабазов из серпентинитового меланжа района оз. Ангренсор (рис. 5.12).

Рис. 5.10. Диаграммы TiO_2 -Fe#, Al_2O_3 -Fe# для Срх габброидов офиолитов северо-востока Центрального Казахстана
Условные обозначения смотри на рис. 5.9

Дифференцированные породы резко различаются по величине дискриминанты $D1$ и $Na_{(8)}$ (рис. 5.13 (а)). Кварцевые диабазы относятся к породам спрединговой ассоциации, а high-P диабазы находят аналогию с породами островодужных ассоциаций. По отношению K_2O/TiO_2 первые являются преимущественно производными N-MORB магмы, а породы второй группы отвечают производным E-MORB магмы (рис. 5.13 (б)).

Долериты и бониниты из серпентинитовых меланжей района Агырекских гряд, горы Косгомбай и подножья гор Толпак, а также одиночные силлы low-Fe долеритов (караулчекитов) плутонических офиолитов Караулчеку составляют группу примитивных пород (рис. 5.12).

Это преимущественно low-P/high-Na породы с крайне широкими флюктуациями концентраций TiO_2 , Al_2O_3 .

По содержанию TiO_2 , Al_2O_3 (рис. 5.12 (а, г)) они подразделяются на low-Ti/Al, это караулчекиты, отдельные будины бонинитов Ангренсора и района горы Косгомбай, high-Ti/Al долериты серпентинитового меланжа основания Толпакского покрова и high-Ti/low-Al долериты нижнего кембрия из меланжа Агырекских гряд.

Бониниты первой группы отвечают породам островодужных серий и являются производными T-MORB магмы, караулчекиты отвечают породам спрединговой ассоциации производным N-MORB мантии. Эффузивные аналоги этих субвулканических тел в составе серпентинитовых меланжей и стратифицированных толщ пока не установлены.

Островодужные high-Ti/Al долериты являются производными T-MORB мантии, их эффузивные аналоги также не известны в составе стратифицированных толщ. Плюмово-островодужные high-Ti/low-Al долериты, производные E-MORB мантии, можно, по-видимому, рассматривать как подводные каналы нижнекембрийских оливиновых базальтов Агырекских гряд.

Вулканиды офиолитовых комплексов. Анализ состава ордовикских вулканидов аккреционных комплексов Шакшанской зоны и стратифицированных разрезов Баянаул-Акшатауской структурно-формационной зоны показал, что они не являются химическими эквивалентами океанических базальтов, а в своем большинстве отвечают вулканидам различных стадий эволюции островодужных систем (рис. 5.14).

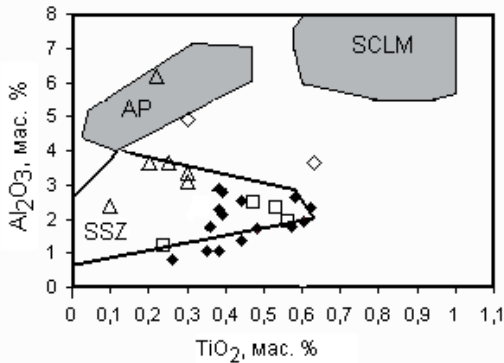


Рис. 5.11. Диаграмма Al_2O_3 - TiO_2 [Dick, 1989] Срх габброидов северо-востока Центрального Казахстана

Поле SSZ – надсубдукционные перидотиты Центрального Казахстана

Остальные условные обозначения смотри на рис. 5.3 и на рис. 5.9

Это очевидно при сопоставлении их составов с использованием диаграмм Л. В Дмитриева [ДМИТРИЕВ и др., 1999] (рис. 5.15). В поле I_2 располагаются фигуративные точки арениг-лланвирских дифференцированных шошонит-латитов гор Толпак и лланвирских суперплюмовых калиевых базальтов гряд Агырек, образуя при этом два разно ориентированных тренда как по параметру $Na_{(8)}$, так и отношениям K_2O/TiO_2 .

Противоположные направления имеют фигуративные точки аренигских толеитовых базальтов гряд Агырек и лланвирских базальтов Майсора, подчиняющиеся единому тренду океанических спрединговых ассоциаций (рис. 5.15), частично выходя за его пределы, отличаясь при этом от MORB крайне нестабильным поведением концентраций MgO , Cr , Ni , что характерно для вулканидов спрединговых задуговых бассейнов [NICHOLSON et al., 2000; HERGT & FARLEY, 1994; EWART et al., 1998; ГЕОЛОГИЯ ОКРАИННЫХ..., 1987]. Поздние высококалийевые вулканиды Майсора резко смещены в поле островодужных серий и по значению параметра $Na_{(8)}$ приближаются к тренду суперплюмовых базальтов, что свидетельствует о генерации их магм под влиянием расплавов, отделяющихся от пододвигаемой океанической плиты.

На диаграмме Sr/Y - Y практически все фигуративные точки вулканидов Шакшанской зоны располагаются в области вулканидов островодужных систем (см. главы 3.2, 4.1.2, 4.2.2, 4.3.2). При петротектонических реконструкциях нежелательно использовать диаграммы, основанные на соотношениях окислов. На диаграмме TiO_2 - K_2O спилиты локализируются в области океанических базальтов, тогда как на диаграмме $Y/15-La/10-Nb/8$ они отвечают вулканидам известково-щелочной и толеитовой серий островодужных систем.

Влияние надсубдукционной компоненты, обогащенной флюидами хлора, свойственно всем вулканогенным комплексам Шакшанской структурно-формационной зоны. Присутствие хлора во флюиде обусловило снижение в них концентраций элементов группы железа и рост концентраций Na , K , P , Sr .

Стратифицированные вулканогенные образования массива Караулчеку также относятся к двум различным петрохимическим сериям. Спилиты и кварцевые диабазы, крайне обедненные Cr и Ni , сопоставимы с вулканидами спрединговых ассоциации задуговых бассейнов, исключая поздние вулканиды верхов разреза караулчекинской формации. Двупироксеновые андезитобазальты аkozекской формации располагаются в основании острово-

дужного тренда и отвечают составу вулканитов известково-щелочной серии (рис. 5.16).

Фигуративные точки вулканитов Ангренсорского серпентинитового меланжа располагаются в поле островодужных серий. При этом шошониты тяготеют к островодужному тренду, образованного шошонит-латитами горы Толпак, а низкотитанистые вулканиты находятся в островодужной области на продолжении тренда плюмовых и спрединговых ассоциаций океанов (рис. 5.15 (в, г)).

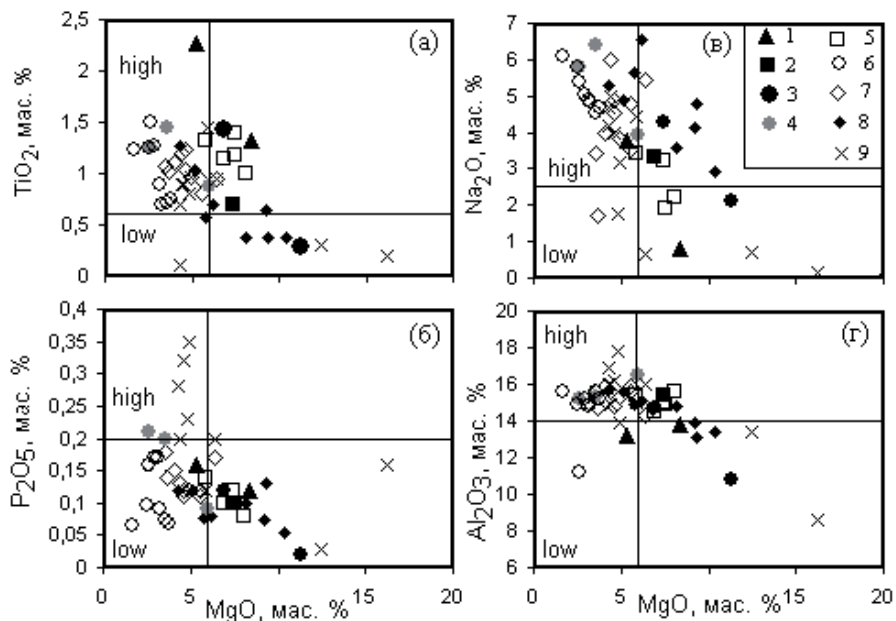


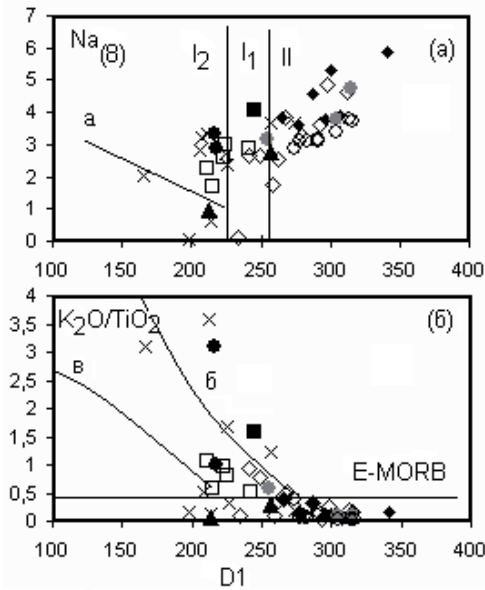
Рис. 5.12. Составы субвулканических пород офиолитовых массивов и серпентинитовых меланжей северо-востока Центрального Казахстана

1 – нижнекембрийские диабазы; 2 – диабазы гряд Агырек; 3 – диабазы района горы Косгомбай; 4 – кварцевые диабазы гор Кызылтумсык; 5 – диабазы подножья гор Толпак; 6 – кварцевые диабазы северных отрогов гор Толпак; 7 – кварцевые диабазы караулчекинской свиты; 8 – одиночные силлы low-Fe долеритов (караулчекитов) плутонических офиолитов Караулчеку; 9 – диабазы из серпентинитового меланжа района оз. Ангренсор

Не подчиняются островодужному тренду, по-видимому, только нижнекембрийские оливиновые базальты гряд Агырек (рис. 5.15 (а, б)) и базальты подножья гряд Балааркалык (рис. 5.15 (в, г)). Распространение первых четко ограничено полем плюмовых ассоциаций, базальты второй группы отвечают составу плюмовой и спрединговой ассоциаций, что характерно для вулканитов Восточно-Тихоокеанского поднятия [ДМИТРИЕВ и др., 1999].

Исключительно важным представляется рассмотрение генетической взаимосвязи между вулканическими и плутоническими членами офиолитов.

Для выявления их генетической взаимосвязи была использована диаграмма Fe# к



TiO₂ (рис. 5.17), дополнительно на диаграмму вынесены такие параметры как глинозёмистость вулканитов и степень частичного плавления перидотитов. Диаграмма позволяет проследить изменение коэффициента фракционирования во всех породах офиолитовой колонны с широкими флюктуациями содержания окиси титана и, следовательно, установить типы дифференциации исходных магм.

Рис. 5.13. Диаграммы Na₍₈₎-D1 и K₂O/TiO₂-D1 [ДМИТРИЕВ и др., 1999] для субвулканических пород офиолитов северо-востока Центрального Казахстана

Тренды: а, б – шошонит-латитов, в – лланвирских суперплюмов Агырека; остальные условные обозначения смотри на рис. 5.12, 5.15

На рисунке 5.17 диаграмма (а) демонстрирует монотонный тренд изменения коэффициента фракционирования офиолитов Караулчеку (ультрамафиты с подформными залежами титаномagnetитов + мафит-ультрамафиты + диориты + плагиограниты + вулканы акозекской свиты), типичный для боуэновского тренда дифференциации.

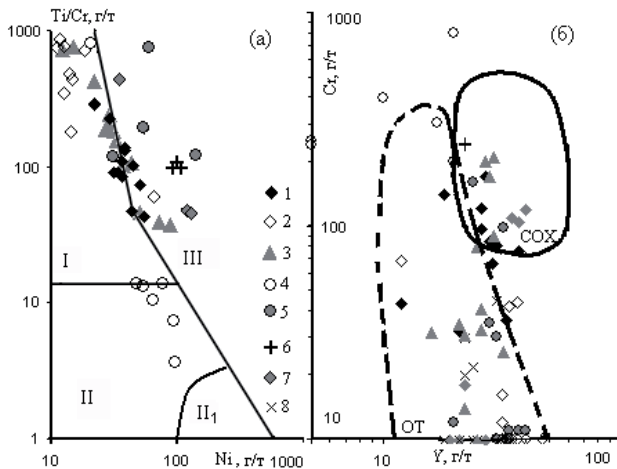


Рис. 5.14. Диаграммы (а) Ti/Cr-Ni [BECCALUVA et al., 1983] и (б) Cr-Y [PEARCE, 1982] для вулканитов северо-востока Центрального Казахстана

Поля составов пород: I – умереннотитанистые островодужные серии, II – низкотитанистые островодужные серии (II₁ – бониниты), III – высокотитанистые серии срединно-океанических хребтов, океанических островов, задуговых бассейнов, COX – базальты срединно-океанических хребтов, OT – островодужные толеиты (поле последних включает также известково-щелочные и щелочные базальты океанических дуг); 1 – аренгские толеиты восточного склона Агырекских гряд; 2 – кварцевые диабазы северных отрогов гор Толпак; 3 – лланвирские базальты Майсора; 4 – островодужные вулканиты района озера Ангресор; 5 – лланвирские суперплюмовые базальтоиды западного склона Агырекских гряд; 6 – нижнекембрийские базальты западного склона Агырекских гряд; 7 – базальты подножья Балааркалыкских; 8 – аренгские спилиты Караулчеку

толеиты восточного склона Агырекских гряд; 2 – кварцевые диабазы северных отрогов гор Толпак; 3 – лланвирские базальты Майсора; 4 – островодужные вулканиты района озера Ангресор; 5 – лланвирские суперплюмовые базальтоиды западного склона Агырекских гряд; 6 – нижнекембрийские базальты западного склона Агырекских гряд; 7 – базальты подножья Балааркалыкских; 8 – аренгские спилиты Караулчеку

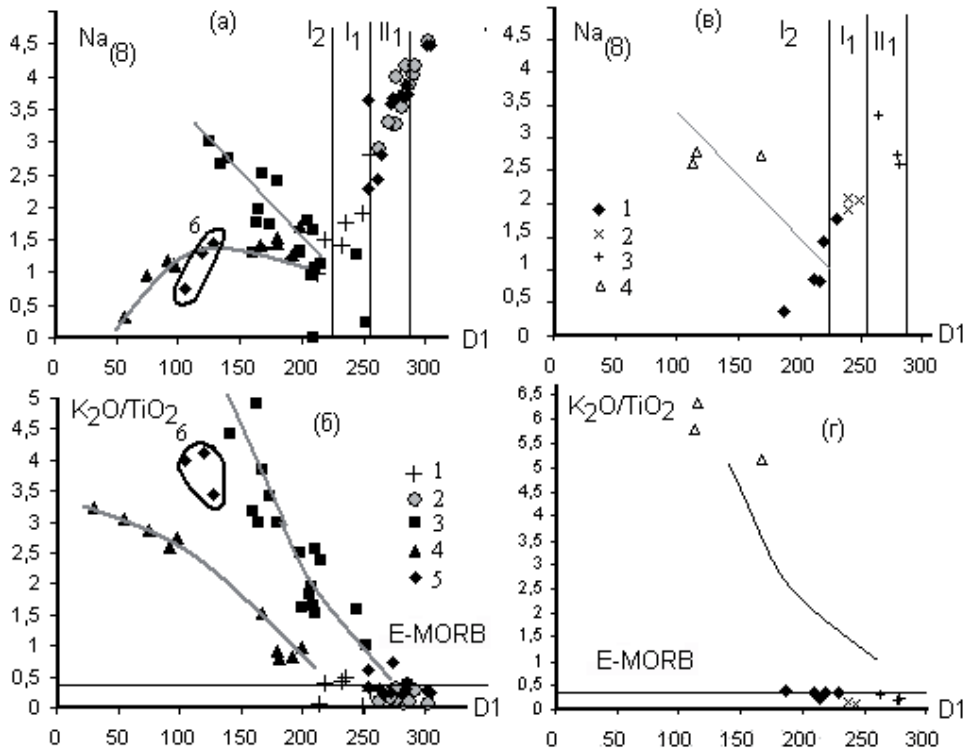


Рис. 5.15. Диаграммы $Na_{(8)}$ -D1 и K_2O/TiO_2 -D1 [ДМИТРИЕВ и др., 1999] для вулканитов офиолитов северо-востока Центрального Казахстана

Для аллохтонов Шакшанской зоны (а, б): 1 – кембрийские базальты Агырека, 2 – аренигские толелитовые базальты Агырека, 3 – арениг-нижнелланвирнские шшонит-латиты гор Толпак, 4 – лланвирнские суперплюмовые калиевые базальты Агырека, 5 – лланвирнские толелитовые базальты Майсора, 6 – поле калиевых (поздних) базальтов Майсора

Для Ангренсорской сутуры (в, г): 1 – андезибазальты, 2 – лейкобазальты, 3 – базальты, 4 – шшониты; граница между плюмовой (I_1) и спрединговой (II_1) ассоциациями отмечена вертикальной линией при значении $D1=255$

В поле состава плюмовых ассоциаций ложатся также вулканиты островодужных комплексов, характеризующаясь при этом более низкими значениями дискриминанты D1, что согласуется с представлениями В. Хофманна [HOFMANN, 1997] о генезисе плюмовых ассоциаций как производных плавления океанической коры, поглощенной и переработанной астеносферной мантией. Статистический анализ значений D1 дал основание провести границу между плюмовой (I_1) и островодужной (I_2) ассоциациями по значению параметра $D1=225$

Раннее выпадение минералов железа и титана из мантийного расплава привело к образованию примитивных дупироксеновых андезибазальтов акозекской свиты, характеризующихся крайне низкими концентрациями Al_2O_3 (10.70-13.95 мас. %), TiO_2 (0.64-1.0 мас. %) и Fe# при высоких значениях P_2O_5 (0.30-0.57 мас. %).

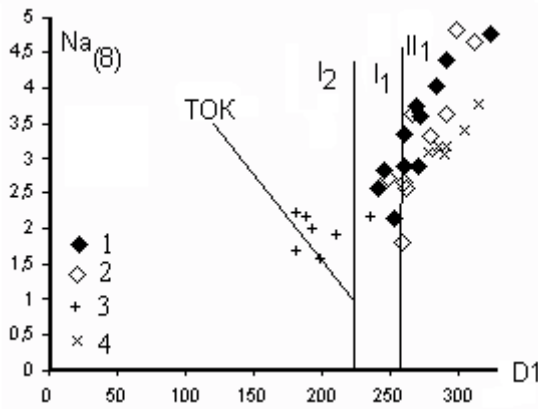


Рис. 5.16. Диаграммы $\text{Na}_{(8)}\text{-D1}$

Вулканыты массива Караулчеку (1-3): 1 – спилиты, 2 – кв. диабазы, 3 – вулканыты аозекской свиты; 4 – кварцевые диабазы Центрального Толпака; ТОК – тренд остроудужных комплексов; остальные условные обозначения смотри на рис. 5.15

Сосуществующие с ними кумулятивные перидотиты характеризуются невысокой амплитудой колебания степени частичного плавления ($F=17.5\text{-}20.99\%$) при высоких концентрациях TiO_2 шпинелидов верлитов и лерцолитов; характерно, что последние обедне-

ны Al_2O_3 (7.6-15.0 мас. %) по отношению к верлитам (табл. 5.3). Кумулятивные перидотиты и габбро-нориты боуэновского тренда дифференциации характеризуются фракционированным спектром элементов-примесей (рис. 5.18 (а)).

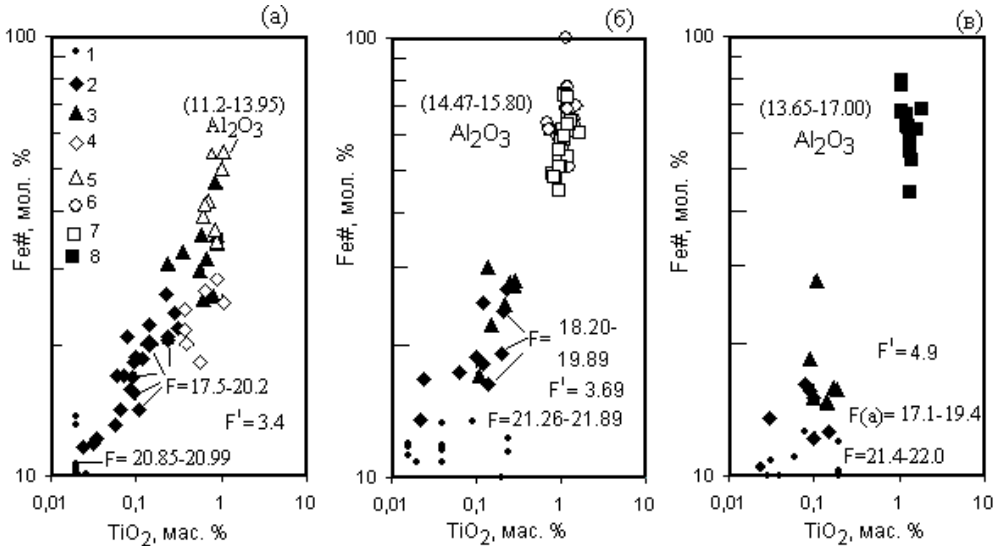


Рис. 5.17. Дискриминационная диаграмма $\text{Fe}\#\text{-TiO}_2$ для надсубдукционных офиолитов массива Караулчеку (а), Центрального Толпака (б) и Майсора (в)

1 – гарцбургиты и Ст-дуниты; 2 – кумулятивные перидотиты; 3 – габброиды; 4 – силлы караулчекитов; 5 – вулканыты аозекской свиты; 6 – кварцевые диабазы караулчекинской свиты; 7 – аренигские пиллоу-спилиты и кварцевые диабазы караулчекинской свиты; 8 – лланвирские базальты майсоркитовой серии; F – степень частичного плавления, рассчитанная по первичной шпинели; F(а) – рассчитанная по реститовым перидотитам [Базылев, 1995, 2003]; F^l – разница между максимальной и минимальной степенью частичного плавления

На диаграммах рис. 5.17 (б, в) отчетливо виден разрыв по коэффициенту фракциони-

рования между габброидами и вулканитами офиолитов Центрального Толпака и Майсора. Это свидетельствует, что их материнские магмы дифференцировали по феннеровскому типу, этому типу дифференциации также отвечают кварцевые диабазы и спилиты караулчекинской формации массива Караулчеку.

Спилиты Центрального Толпака и Караулчеку характеризуются крайне низкими концентрациями Cr, Ni, MgO и умеренными содержаниями TiO_2 , Al_2O_3 , флюктуации Al_2O_3 не превышают 1.5 мас. %.

Вулканиты Майсора по отношению к спилитам обогащены TiO_2 и P_2O_5 , отвечают примитивным базальтам, приближаясь к составу T-MORB, и дифференцированным базальтам и спилитам, обедненным Cr, Ni, поздним дифференцированным базальтам (рис. 5.15), как правило, характерно резкое повышение концентраций K_2O . Дифференцированные базальты фракционированы по глинозему, его разница составляет до 3.35 мас. %, что несколько выше, чем в спилитах Центрального Толпака.

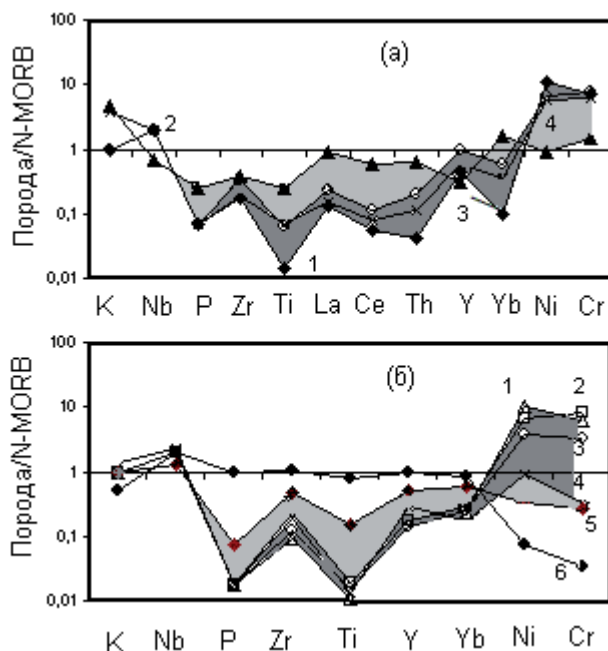


Рис. 5.18. Спайдерграммы содержаний элементов-примесей, нормированных к N-MORB [SUN & MCDONOUGH, 1989], для вулканитов офиолитов северо-востока Центрального Казахстана

(а) Массив Караулчеку (боуэновский тип дифференциации): 1 – гарцбургиты, 2 – верлиты, 3 – лерцолиты, 4 – габбро-нориты. (б) Массив Толпак (феннеровский тип дифференциации): 1 – гарцбургиты, 2 – дуниты, 3 – верлиты, 4 – клинопироксениты, 5 – габбро-нориты, 6 – кварцевый диабазы

Четко выраженные различия в поведении элементов группы железа в вулканитах Центрального Толпака и Майсора, по-видимому, обусловлены скоростью погружения океанической коры, которая регулирует отделение надсубдукционной компоненты от океанической плиты. При высокой скорости субдукции в закрытых камерах, по-видимому, формируются спилит-офиолиты, при низкой скорости субдукции в стационарных камерах, доступных для привноса новых порций мантийного вещества, формируются ферробазальт-базальт-спилит-офиолиты [СТЕПАНЕЦ, 2003].

Расслоенным перидотитам и габброидами вышеупомянутых массивов свойственны крайне низкие флюктуации литофильных элементов (рис. 5.18 (в), рис. 5. 19), что является доказательством отсутствия скрытой расслоенности в породах плутонических массивов, дифференцирующих по феннеровскому типу.

Максимальные степени частичного плавления хромитовых дунитов массивов Цен-

трального Толпака, Майсора и Кызылтумсыка сопоставимы и составляют соответственно 21.89, 22.02 и 21.58 %. Гистограммы интервалов хромистости (рис. 5.20) изученных шпинелидов наглядно демонстрируют, что их содержащие перидотиты принадлежат к надсубдукционному типу. Это подтверждает ранее сделанный вывод о том, что последовательность кристаллизации минеральных фаз не связана с типом фракционирования мантийного источника, а обусловлена лишь составом мантийного источника.

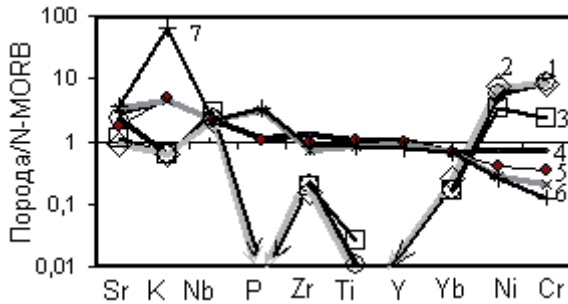


Рис. 5.19. Спайдерграммы содержания элементов-примесей, нормированных к N-MORB [SUN & MCDONOUGH, 1989], для вулканитов офиолитов Майсора

1 – дуниты; 2 – верлиты; 3 – габбро переходной зоны; 4 – примитивные базальты; 5 – дифференцированные базальты; 6 – спилиты; 7 – high-K базальты; в плутонических офиолитах P, Y не обнаружены, концентрации Be (0.12,

0.2, 0.2), V (38, 26, 61), Sn (1.47, 1.2, 1.6), Pb (0.0, 1.3, 2.8), Mo (1.1, 1.4, 1.1) слабо фракционированы, соответственно дуниты, верлиты и габбро

Плутонические офиолиты НЗС различаются тем, что они не все содержат горизонты кумулятивных хромитовых дунитов и рудных хромитов. Это подтверждает вывод Пирса [Пирс и др., 1987], что присутствие хромитов не является строгим отличительным признаком надсубдукционных перидотитов.

Несомненно, причиной генетической связи хромитовых залежей с перидотитами НЗС является присутствие воды в системе, поступающей из смежной зоны субдукции [Пирс и др., 1987], по-видимому, основной объем такого флюида представлен солями хлора [STEPANEZ & KEMMER, 2002], хлор может понизить температуру плавления расплава астеносферной мантии и тем самым вызвать интенсивную кристаллизацию высокомагнетизального оливина и шпинели.

Крайне противоположные характеристики имеют породообразующие минералы перидотитов расслоенного массива Караулчеку, в которых влияние хлоридного флюида не находит петрологического и геохимического подтверждения. Их кумулятивные перидотиты содержат high-Fe оливин и high-Ti/Fe шпинелиды с хромистостью от 0.52 до 0.74 %, а гарцбургиты основания расслоенного комплекса содержат подиформные залежи титаномагнетитов. Степень частичного плавления мантийных перидотитов Караулчеку не превышает 21.0 %, а разница между максимальной и минимальной степенью частичного плавления составляет 3.5 %, что несколько ниже предельного значения, равного 4 % для перидотитов надсубдукционных комплексов [БАЗЫЛЕВ, 2003].

Анализ состава шпинелидов из перидотитов различных геодинамических обстановок показал (рис. 5.17), что высокая неоднородность степени частичного плавления [БАЗЫЛЕВ, 2003], определенная по хромистости шпинели, не может быть использована как граничный критерий для идентификации образования пород в надсубдукционной обстановке, поскольку шпинелидам свойственны два основных типа изоморфизма трехвалентных катионов: $\text{Cr}^{3+} (\text{Al}^{3+})\text{-Fe}^{3+} (\text{Ti}^{4+})$; $\text{Al}^{3+}\text{-Cr}^{3+}$ и использование только одного из них не вполне

корректно. Также важно отметить, что Al^{3+} и Cr^{3+} не определяют состав мафических минеральных фаз; по-видимому, наиболее корректно использовать для этих целей Mg^{2+} и Fe^{2+} , замещающих друг друга [БЕТЕХТИН, 1950].

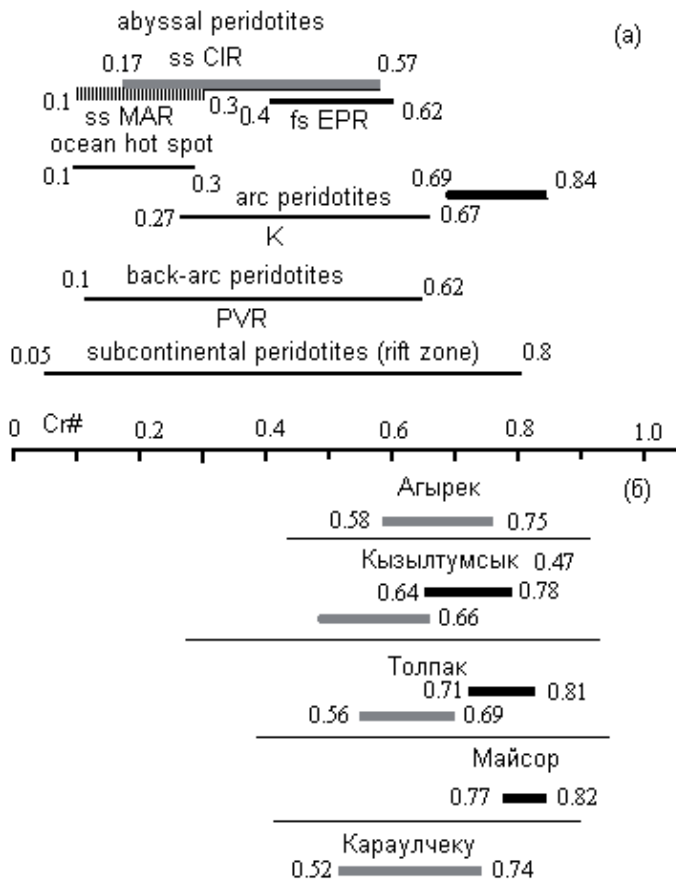


Рис. 5.20. (а) Интервалы хромистости ($Cr\#$) шпинелидов в мантийных перидотитах, сформированных в различных геодинамических обстановках [LEE, 1999] и (б) из изученных массивов

Абиссальные перидотиты: ss-медленного спрединга, fsEPR – высокоскоростного спрединга Восточно-Тихоокеанского поднятия; К–перидотиты Камчатки [Сидоров и др., 2003]. На рисунке (б) серыми линиями обозначены перидотиты (гарцбургиты, дуниты, верлиты, лерцолиты), черными линиями хромитовые дуниты и рудные хромиты. Остальные условные обозначения см. на рис. 5.7. Интервалы хромистости шпинелидов (рис. 5.20 (а)) абиссальных перидотитов Центрально-Индийского рифта [HELLEBRAND et al., 2001] противоречат выводу [NIU & HEKINIAN, 1997], что величина хромистости и ее пределы колебания обусловлены скоростью раскрытия океанических рифтов

Глава 6

Геодинамическая модель развития каледонид северо-востока Центрального Казахстана

В основу геодинамических реконструкций северо-востока 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 дополнительно были использованы новые петрогеохимические данные по вулканитам кайнозойских островных дуг [REGELOUS et al., 1998; ISHII et al., 1992; PEARCE, 1995; EWART et al., 1998; Чурикова и др., 2001; STRAUB & LAYNE, 2003], спрединговых задуговых бассейнов [HERGT et al., 1993, 1994; KENT et al., 2002; OHARA et al., 2003; SINTON et al., 2003] и активных окраин континентов [KILLAN, 1997]. Важную роль при корреляции сыграла также современная информация о магматизме срединно-океанических хребтов [KLEIN et al., 1996; HELLEBRAND 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 анализ данных по изотопной неоднородности океанической мантии [ТИТАЕВА, 2002].

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

6.1. Петрологические предпосылки геодинамических реконструкций островодужных систем

Введение

С позиции тектоники плит плавление мантийного вещества в зонах субдукции происходит при взаимодействии его 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 во внутриокеанических 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 плутонические и субвулканические тела, формируя при этом новообразованную кору [KARIG, 1971].

Постулируется [KARIG, 1971; TOKSÖZ & BIRD, 1977 и др.], что мантийный диапир представляет собой изолированный блок вещества глубинных горизонтов астеносферной ман-

тии, более горячий и, следовательно, менее плотный, чем окружающая среда. Основной причиной мантийного диапиризма в островодужных системах, 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; Высоцкий и др., 1999 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. 6.1.1 (а)).

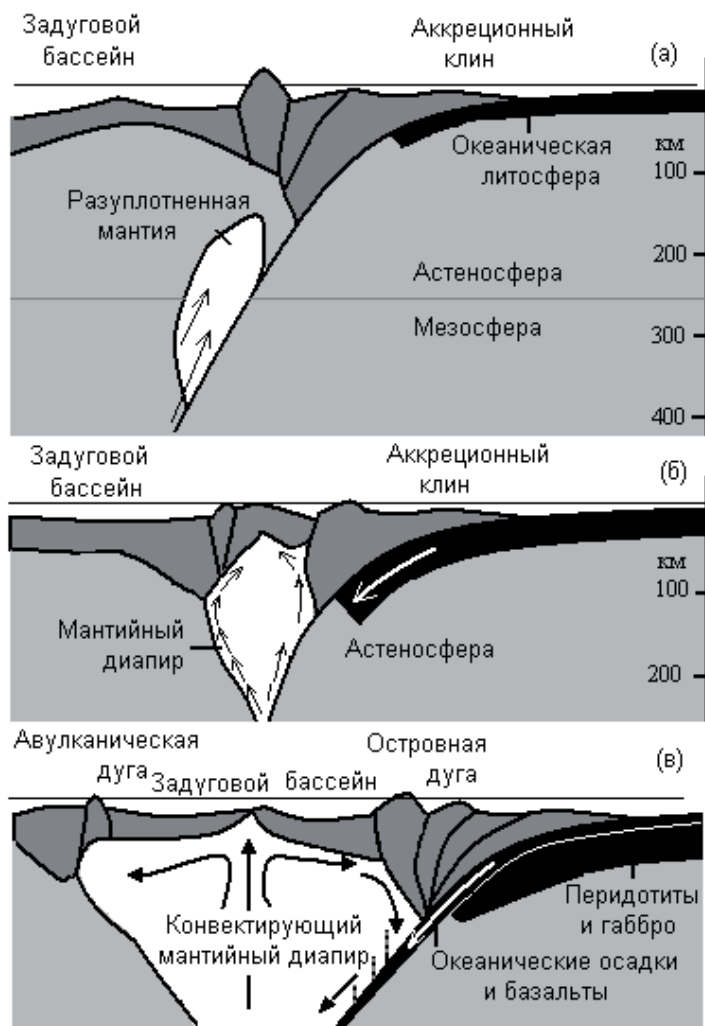


Рис. 6.1.1. Схематическая модель эволюции мантийного диапира (по: [KARIG, 1971; TOKSOZ & BIRD, 1978; Высоцкий и др., 1999], с изменениями и дополнениями автора)

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

Предполагается постепенное, 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. 6.1.1 (б)).

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 дифференцируют, вероятно, по боуэнзовскому типу, а их поздние дифференциаты обеднены железом, но обогащены магнием и хромом, их плутонические кумулятивные составляющие лишены рудных скоплений хромитов, но содержат залежи титаномагнетитов. Это дает основание предполагать, что на ранних этапах эволюции в процессы магматизма вовлекается не конвектирующее вещество мантии.

Последующие поступательные перемещения океанической коры (рис. 6.1.1(б)) в зону субдукции могли инициировать образование нисходящих конвекционных ячеек [Toksoz & Bird, 1977]. Затем конвектирующий мантийный диапир насыщается флюидами, отделяющимися от океанической плиты (рис. 6.1.1(в)). 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 заключить, 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 [STEPANEZ & KEMMER, 2002; СТЕПАНЕЦ, 2003а, 2005]. 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 вулканиды (ПВ, >6% MgO) содержат высокие концентрации Sc, Co, Cr, Ni и низкие концентрации Cl < 0,09 %, а дифференцированные вулканиды (ДВ, <6% MgO) характеризуются крайне высокой концентрацией Cl > 0,1 % и низкими концентрациями Sc, Co, Cr и Ni.

Эту закономерность распределения в вулканитах элементов группы железа (Ni, Co, Cr, V) и магния можно объяснить с позиции хлорирования расплавов магматических очагов, формирующихся в процессе ликвации астеносферного мантийного диапира 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 г.) 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 остаточном 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 границ литосферных плит, 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 [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; BRENNAN 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, отражающих составы природных магм, утверждают, что обогащение хлором, обнаруженное в расплавных включениях вулканитов островодужных систем, слишком велико, чтобы быть объясненным 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 [FABRICUS 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‰ солей, в которых основную массу составляют ионы (‰): Cl⁻ (18,978); SO₄²⁻ (2,6486); HCO₃⁻ (0,1397); Br (0,0646); F⁻ (0,0013); H₂BO₃ (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 гидратированных 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, протекаю-

щих 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].

Неопрровержимыми доказательствами вовлечения морской 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 обусловлен состав надсубдукционного флюида, образующегося в процессе сепарации морской воды, отделяющейся при дегидратации от погружающихся в зону субдукции пелагических осадков и гидратизированных 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 [СТЕПАНЕЦ, 2003а; 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 вулкаников [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 регитовом расплаве железа [МАРАКУШЕВ, 1987].

Различие температур плавления и кристаллизации элементных 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 вулкаников и одновременному увеличению объема оливиновой и хрошпинеливой фаз в остаточ-

ном 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.

Ниже будут рассмотрены свидетельства, что распределение концентраций MgO, Na₂O, Ni, Cr, Co, V, Sc в надсубдукционных вулканитах лимитируется уровнем насыщения магматического расплава флюидами хлора.

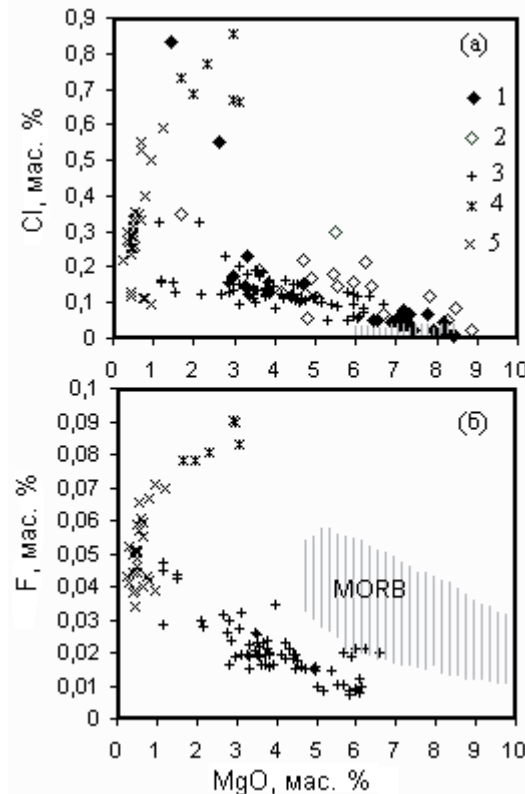
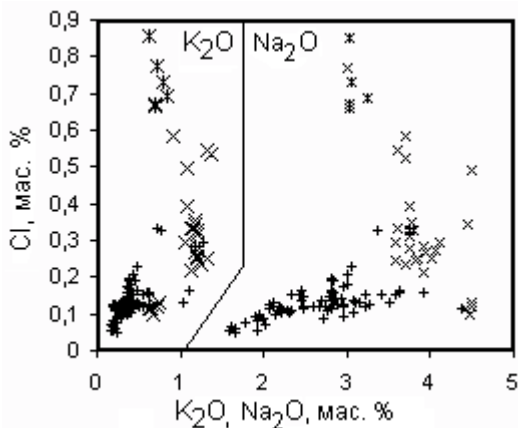


Рис. 6.1.2. Диаграммы Cl-MgO (а), F-MgO (б)

Для расплавных включений вулканитов задуговых спрединговых бассейнов (1-2): 1 – Лай [KENT et al., 2002], 2 – Манус [SINTON et al., 2003]; Идзу-Бонинской островной дуги (3-5) [STRAUB et al., 2003]: 3 – базальты и андезиты, 4 – high-N андезиты, 5 – риолиты

Для выявления геохимических взаимосвязей между галогенами, петрогенными окислами и элементами группы железа были построены двухкомпонентные диаграммы. При построении диаграмм использовались элементы, определенные только в одном и том же образце или расплавном включении. Этому требованию отвечают данные, полученные по расплавным включениям вулканитов задуговых бассейнов Лай [KENT et al., 2002], Манус [SINTON et al., 2003] и Идзу-Бонинской островной дуги [STRAUB et al., 2003]. На диаграмму рис. 6.1.2 нанесены данные анализов расплавных включений из различных магматических пород.

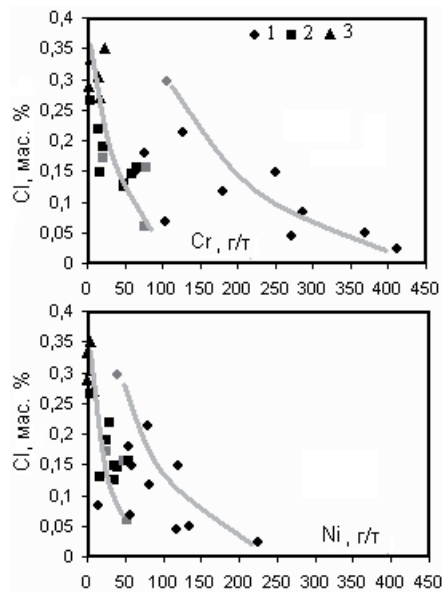
Наивысшими концентрациями галогенов характеризуются high-N/low-Mg андезиты задугового бассейна Лай (Cl:8350-5520 г/т) и Идзу-Бонинской островной дуги (Cl:8528-6617 г/т, F:906-779 г/т) при высоких содержаниях Li (<15.3 г/т).



Риолиты являются наиболее фракционированными по хлору (Cl:80-6000 г/т) и фтору (F:35-72 г/т) породами при относительно низких концентрациях магния (<1.3 % MgO).

Рис. 6.1.3. Диаграммы Cl-K₂O, -Na₂O для расплавных включений вулканитов Идзу-Бонинской островной дуги [STRAUB et al., 2003] Условные обозначения смотри на рис. 6.1.2

Уровень концентраций хлора в примитивных базальтах изменяется в крайне узких пределах от 80 до 800 г/т, а в дифференцированных его концентрации достигают более 4800 г/т. Хлор с магнием имеет четко выраженную отрицательную корреляцию, т. е. чем выше концентрации хлора, тем ниже концентрация магния.



Наиболее высокие содержания хлора и фтора отмечены в high-MgO риолитах, а наименьшие – в low-MgO риолитах.

Рис. 6.1.4. Диаграммы Cl-Cr, -Ni для вулканитов задугового спредингового бассейна Манус [SINTON et al., 2003]

1 – базальты; 2 – андезиты; 3 – риолиты.

Серым цветом обозначены анализы по хрому, никелю и хлору, полученные по расплавным включениям. Черным цветом обозначены данные по хлору из расплавных включений, а хрома и никеля – из их матриц пород, вмещающих расплавные включения

Фтор и магний также подчиняются этому условию. Характерно также, что уровень концентраций фтора в вулканитах островодужных систем значительно ниже (рис. 6.1.2 (б)), чем в производных примитивных магм MORB. В вулканитах островодужных комплексов отношения F/Cl постоянно меньше 0.5 и, по данным Т. Чуриковой [CHURIKOVA et al., 2001], возрастает до 2 только в вулканитах с внутриплитными геохимическими признаками (базальтах внутриплитного типа – ВПТ) Среднего Хребта Камчатской сиалической островной дуги.

Низкие содержания фтора относительно хлора в расплавных включениях вулканитов свидетельствует, что магматические процессы, протекающие над зоной субдукции, имеют резко выраженную хлоридную специализацию.

Щелочи, в отличие от магния, в расплавных включениях островодужных пород связаны с хлором положительной корреляцией (рис. 6.1.3), наиболее очевидно это для тренда

натрия примитивных и дифференцированных базальтоидов.

Максимальный уровень накопления калия и натрия отмечен в риолитах. При этом калий имеет нечетко выраженную отрицательную корреляцию с хлором, это можно отметить и для high-N/low-Mg андезитов.

Распределение хрома и никеля в расплавных включениях и в матриксах вулканитов, как и магния, подчиняется хлоридному закону: чем выше концентрации хлора, тем ниже уровень обогащения пород хромом и никелем.

На рис. 6.1.4 выделяется два различных тренда по хрому и никелю. Наиболее пологий тренд образуют фигуративные точки примитивных базальтоидов при широкой амплитуде по Cr 410-70 г/т и Ni 225-50 г/т. Тренд дифференцированных вулканитов круто обра-

щен в сторону роста хлора при крайне незначительных флюктуациях Cr <70 г/т и Ni <50 г/т.

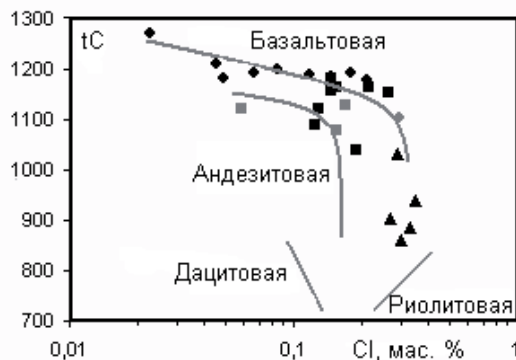


Рис. 6.1.5. Диаграмма T°C-Cl, мас. % для расплавных включений задугового бассейна Манус [SINTON et al., 2003]

Для сравнения на диаграмму вынесены кривые, рассчитанные по расплавным включениям вулканитов Идзу-Бонинской островной дуги [STRAUB et al., 2003]. Температура плавления вулканитов рассчитана по формуле $T^{\circ}C = (-18.33 * SiO_2) + 2130$ [HOLLOCHER, www.union.edu]

Такая зависимость, по-видимому, обусловлена тем, что при постепенном увеличении концентраций хлора температура плавления магматического расплава постепенно понижается, а при достижении критической массы хлора температура расплава резко снижается, что наглядно демонстрирует диаграмма T°C-Cl, мас. % (рис. 6.1.5).

На диаграмме выделяется четыре линии плавления. Базальтовая линия с критической массой хлора (КМХ) ~ 0.2 мас. %, андезитовая линия с КМХ ~ 0.15 мас. %. Крайне низкие температуры плавления установлены для дацитов и риолитов и характеризуются при этом различными трендами обогащения хлором. Дациты унаследуют тренд андезитов, подчиняясь хлоридному закону, а риолиты при повышении температуры слабо обогащаются хлором (рис. 6.1.5).

Учитывая, что количество данных по элементам группы железа, определенных совместно с хлором, в одном и том же расплавном включении крайне недостаточно для статистического анализа и ограничивается в настоящее время только хромом и никелем из включений вулканитов задугового бассейна Манус (рис. 6.1.4), то ниже будет рассмотрена корреляция магния с элементами группы железа по матриксам пород, поскольку разница между их уровнями концентраций в породах и расплавных включениях не превышает лабораторной ошибки.

Диаграммы отношений Cr-, Ni-MgO (рис. 6.1.6 и 6.1.7) демонстрируют отчетливо выраженную зависимость между концентрациями магния и хрома, магния и никеля. Примитивные вулканиты обогащены хромом и никелем, тогда как дифференцированные вулканиты крайне обеднены этими элементами. Следовательно, с увеличением концентраций

хлора в магматических расплавах происходит не только снижение магния, но и уменьшение уровня концентраций хрома и никеля, что согласуется с данными по расплавному включению вулканитов задугового бассейна Манус [SINTON et al., 2003].

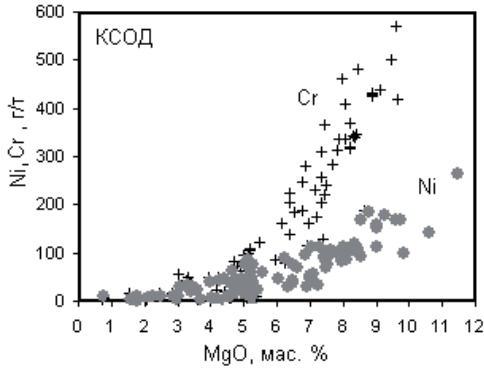


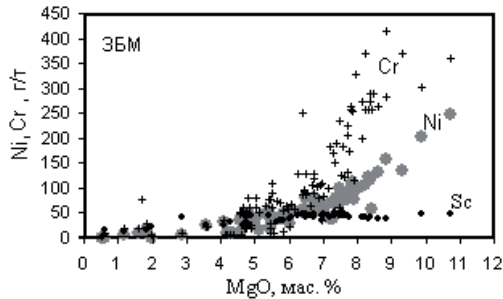
Рис. 6.1.6. Диаграммы Cr-, Ni-MgO для вулканитов Камчатской салической островной дуги (КСОД) [CHURIKOVA et al., 2001]

Отношение Cr/Ni в примитивных вулканитах превышает 1, тогда как в дифференцированных вулканитах их отношение снижается до 0.2. Максимальные концентрации Cr=862 г/т отмечены в примитивных вулканитах Центрально Камчатской Депрессии, тогда как минимальный уровень хрома опускается до 4 г/т, а в отдельных пробах прибли-

жается к нулевому значению (рис. 6.1.6).

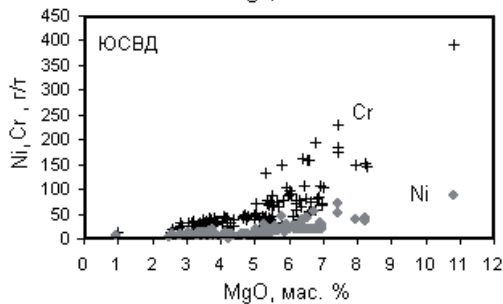
Низкий уровень обогащения пород хромом и никелем отмечен в производных деплезированной мантии Южно-Сандвичевой островной дуги (рис. 6.1.7).

Кобальт и скандий (рис. 6.1.8) примитивных и дифференцированных базальтоидов островодужных систем распределяются относительно магния почти аналогично хрому и никелю, отличаются при этом лишь тем, что



излом их трендов приходится при MgO=4 мас. %. Также характерно и то, что концентрации кобальта практически не изменяются с ростом магния в примитивных базальтах, однако между скандием и магнием установлена положительная корреляция.

Рис. 6.1.7. Диаграммы Cr-, Ni-, Sc-MgO для вулканитов задугового бассейна Манус (ЗБМ) [SINTON et al., 2003], Южно-Сандвичевой островной дуги (ЮСВД) [PEARCE et al., 1995]



Если исходная идея о роли хлора в магматических процессах верна, то его высокие концентрации должны определять высокую степень фракционирования магматического расплава, т. е. хлор управляет температурными режимами плавления силикатных расплавов в магматических камерах, функционирующих над зоной субдукции.

Низкие концентрации магния, элементов группы железа дифференцированных вулканитов также дают основание заключить, что эти элементы слабо подвижны в хлоридном флюиде.

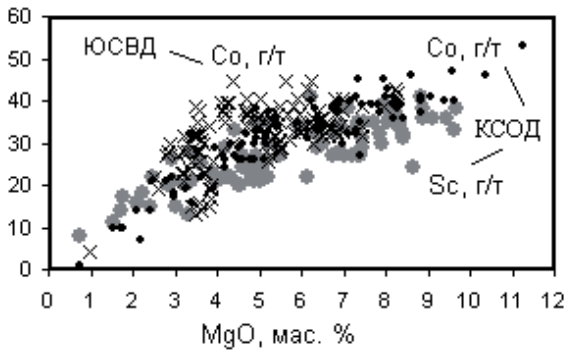


Рис. 6.1.8. Совмещенные диаграммы Co-, Sc-MgO для вулканитов Камчатской сиалической островной дуги (КСОД) [CHURIKOVA et al., 2001] и Южно-Сандвичевой островной дуги (ЮСВД) [PEARCE et al., 1995]

Флюктуации концентраций галогенов установлены не только в вулканитах островодужных систем, но и в базальтах океанических островов (ОИВ) [REGELOUS et al., 2003;

SOOMBS et al., 2004]. В этой связи представляется интересным рассмотреть, как соотносятся магний и элементы группы железа между собой в ОИВ. Для сопоставительного анализа были использованы петрогеохимические данные по вулканитам островов Гавайско-Императорского подводного хребта [REGELOUS et al., 2003].

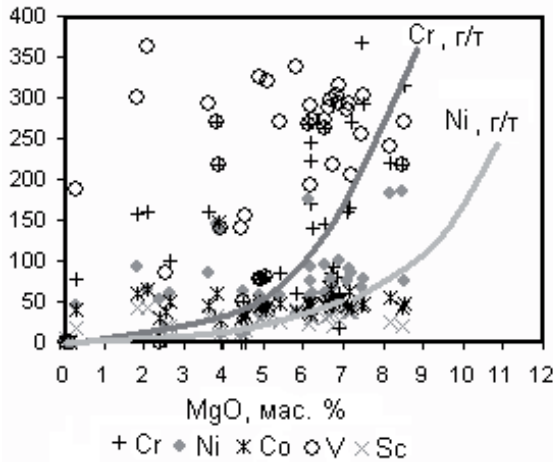


Рис. 6.1.9. Совмещенные диаграммы Cr-, Ni-, Co-, V-, Sc-MgO для вулканитов Гавайско-Императорского подводного хребта [REGELOUS et al., 2003]

Серыми линиями на диаграмме показаны усредненные тренды хрома и никеля вулканитов, формирующихся над зоной субдукции

На рис. 6.1.9 отчетливо видны рассеянные ареалы (броунского типа), образованные фигуративными точками Cr, Ni, Co, Sc, V, которые резко отличаются от хорошо аппроксимированных трендов никеля и хрома вулканитов островодужных систем.

Следовательно, распределение элементов группы железа и тугоплавких металлов в базальтах океанических островов не подчиняется хлоридному закону, столь контрастно проявленному в магмах, генерируемых над зоной субдукции.

На острове Коко [REGELOUS et al., 2003] обнаружены трахиты (рис. 6.1.10) с крайне низкими концентрациями MgO (0.07-0.15 %), Cr (0.4-0.01 г/т), Ni (0.76-2.73 г/т), Co (0.2-0.75 г/т), V (1.01-1.78 г/т), Sc (2.43-5.01 г/т) и экстремально пересыщенные HFSE (Ta, Zr, Y, Yb), LILE (K, Na, Rb, Th, U, Pb) и REE (La, Ce, Nd, Sm, Gd, Hf). Геохимическая специализация трахитов дает основание заключить, что гиперсолевые хлоридные флюиды транспортируют HFSE (Ta+Zr+Y+Yb=2153г/т), LILE (Rb+Th+U+Pb=227 г/т) и REE (La+Ce+Nd+Sm+Gd+Hf=765 г/т). В дифференцированных low-MgO/Cr базальтах, сосуществующих с трахитами, уровень концентраций HFSE=736 г/т, LILE=52 г/т, REE=468 г/т ниже, однако он значительно выше, чем в примитивных базальтах острова Коко (рис. 6.1.10).

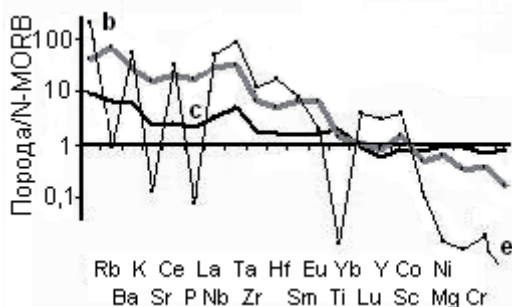


Рис. 6.1.10. Спайдерграммы содержания элементов-примесей, нормированных к N-MORB [SUN & MCDONOUGH, 1989], для вулканитов острова Коко [REGELOUS et al., 2003]

Буквами обозначены: **e** – трахиты, экстремально обогащенные флюидами хлора, **c** – вулканы начальной стадии, **b** – вулканы поздней стадии

Важно отметить, что уровень концентраций бария трахитов крайне низкий (9.09-11.2 г/т), а в low-MgO/Cr базальтах

его уровень максимально высок (842 г/т).

Если принять, что уровень роста концентраций бария в дифференцированных вулканитах обусловлен привнесением флюидов, отделяющихся от океанических осадков, то можно предположить, что образование трахитовой магмы, крайне обедненной элементами группы железа, было связано с привнесением в магматическую камеру, генерирующей под океаническим островом Коко, только значительных масс морской воды, обогащенной хлором. Тогда как образование магм дифференцированных базальтов было обусловлено контаминацией мантийного вещества океаническими осадками, обогащенными барием, что согласуется с выводами [BEN OTTMAN et al., 1989] о природе высоких концентраций бария в надсубдукционном магматическом расплаве.

В обломках базальтовых стекол острова Килауэа обнаружены крайне высокие концентрации хлора (1.68 мас. %). Анализ распределения элементов свидетельствует [COOMBS et al., 2004], что с ростом концентраций хлора уменьшаются концентрации MgO и S и увеличивается роль K, Ca, Rb, Ba, Sr, Pb, что характерно дифференцированным вулканитам островодужных систем.

Рассчитанный состав флюида по [COOMBS et al., 2004] содержит: 78% H₂O, 13% Cl, 4.4% Na, 2.6% K, 2.6% Ca, 620 г/т Ba, 360 г/т Sr, 65 г/т Rb и 7 г/т Pb. Предполагается два варианта ассимиляции морской воды магмой: 1) инъекция морской воды в магму по разломам, учитывая сверхвысокое давление водного столба; 2) или вторжение магмы в камеры, заполненные морской водой [COOMBS et al., 2004].

Высокие концентрации LILE (Rb, Ba, K, Sr, Pb) дают основание предположить иной механизм образования магмы. Поскольку в морской воде уровень концентраций Rb (124 мкг/кг), Ba (4.8 мкг/кг), K (399 мкг/кг), Sr (7.404 мкг/кг), Pb (13.6 нг/кг) значительно ниже [QUINBY-HUNT & TUREKIAN, 1983], чем рассчитанный [COOMBS et al., 2004], то не исключено, что Гавайско-Императорский подводный хребет находится на ранней стадии перерождения в зону субдукции [СТЕПАНЕЦ, 2005].

Возрастные срезы геохимических спектров вулканитов островодужных систем являются надежными свидетелями поэтапного отделения надсубдукционной компоненты от поддвигаемой океанической плиты.

Высокие концентрации элементов группы железа в примитивных базальтах задуговых спрединговых бассейнов можно объяснить проявлением начальной стадии дегидратации океанических осадков. Эту стадию наглядно демонстрируют спайдерграммы базальтов задугового бассейна Манус (рис. 6.1.11 (а)), отражающие материнский состав N-MORB магмы (эта линия на спайдерграммах показана черным цветом).

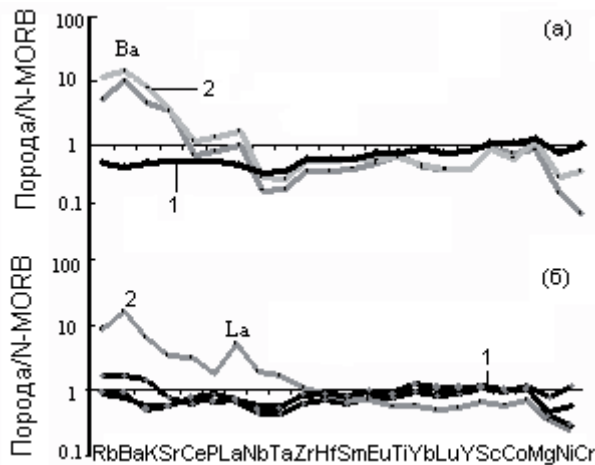


Рис. 6.1.11. Спайдерграммы содержаний элементов-примесей, нормированных к N-MORB [SUN & MCDONOUGH, 1989], вулканитов спредингового задугового бассейна Манус [SINTON et al., 2003]

1а – вулканиты восточного рифта; 2а – базальты трансформной зона; б– вулканиты центральной спрединговой зоны: 1– начальной стадии, 2– поздней стадии рифтогенеза

На рис. 6.1.11 (б) видно, что при флюктуациях Co, Ni и Cr концентрации остальных элементов-примесей остаются постоянными, т. е. обогащение расплава LILE,

HFSE и REE не происходит на начальной стадии рифтогенеза. Это дает основание заключить, что на ранней стадии от поглощаемой океанической плиты отделяется только солевой хлоридный флюид, способствующий выносу исключительно элементов группы железа из мантийного расплава.

Вулканиты ранней стадии, как правило, обогащены Fe и обеднены Nb, Ta (рис. 6.1.11 (а)), а вулканиты поздней стадии обогащены Nb, Ta и дополнительно La (рис. 6.1.11 (б)).

Постепенное насыщение мантийного диапира комплексным флюидом [(LILE+HFSE+REE)Cl₃] зафиксировали спайдерграммы (серые линии) вулканитов поздней стадии рифтогенеза восточного рифта бассейна Манус (рис. 6.1.11 (а)). Обогащение вулканитов LILE (Rb, Ba, K, Sr), как правило, связывают с плавлением пелагических осадков [BEN OTMAN et al., 1989], а обогащение HFSE (Nb, Ta, P), REE (Ce, La) происходит за счет плавления базальтов подвигаемой плиты [HAWKESWORTH et al., 1993].

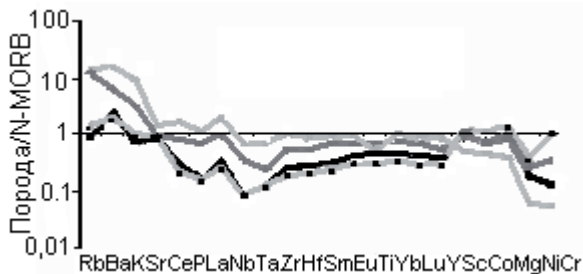


Рис. 6.1.12. Спайдерграммы содержаний элементов-примесей, нормированных к N-MORB [SUN & MCDONOUGH, 1989], вулканитов Южно-Сандвичевой островной дуги [PEARCE et al., 1995]

Вышеописанная последовательность обогащения LILE, HFSE на фоне обеднения Ni, Co, Cr, Sc

вулканитов отмечена и в вулканитах Южно-Сандвичевой островной дуги производных деплетированной мантии (рис. 6.1.12).

Анализ отношений Sr/Y-Y (рис. 6.1.13) островодужных вулканитов свидетельствует, что в структурах с сиалическим типом коры уровень отношений Sr/Y значительно выше, также выше концентрации Rb, Ba и K, чем в производных деплетированной мантии (DM) внутриокеанических островодужных систем.

Визуальное сопоставление геохимических спектров примитивных (ПВ) и дифференцированных вулканитов (ДВ) Камчатской сиалической островной дуги (КСОД) наглядно свидетельствует, что их уровни обогащения LILE, HFSE не столь различаются, как между таковыми вулканитами внутриокеанической Южно-Сандвичевой островной дуги (рис. 6.1.12).

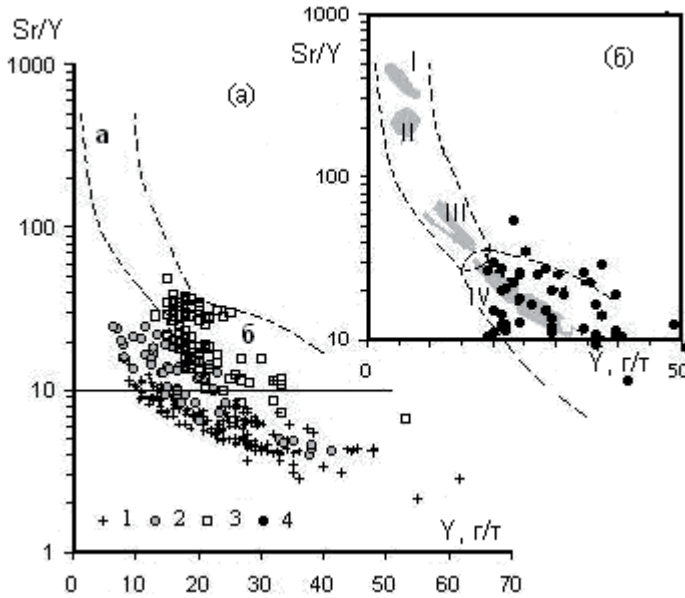


Рис. 6.1.13. Диаграмма Sr/Y-Y

(а) Для вулканитов: 1 – Южно-Сандвичевой (ДМ) [PEARCE et al., 1995], 2 – Лай-Тонга-Кермадек (ДМ+ЕМ) [HERGT & FARLEY, 1994; EWART et al., 1998], 3 – Курило-Камчатской (ДМ+ЕМ) [CHURIKOVA et al., 2001] островодужных систем, 4 – вулканиты суперплума Анива, Сахалин [TATSUMI et al., 1998].

(б) Поля [STERN et al., 1996]: а – адakitы, б – дифференцированные вулканиты активной окраины континентов; серыми полями обозначены составы адakitов островов: I – Коок [KAY et al., 1993], II – Адак [YOGODZINSKI et al., 1995], III-IV – Андская

вулканическая зона [STERN et al., 1996]: III – северная, IV – южная; в скобках указаны типы мантии: ДМ – деплетированная, ЕМ – обогащенная

Если обогащение LILE, HFSE вулканитов внутриокеанических островодужных систем можно обосновать степенью плавления субдуцированной плиты, то эта взаимосвязь в вулканитах КСОД не столь очевидна (рис. 6.1.14).

Высокий уровень концентраций LILE, HFSE и элементов группы железа примитивных вулканитов дают основание предполагать, что состав материнской магмы островодужных вулканитов КСОД изначально был несколько обогащен. При этом её уровень обогащения по LILE был выше, а по HFSE ниже, чем в производных EM1 и EM2 океанических островов. По Sr – Nd – и Pb – изотопным отношениям островодужные вулканиты КСОД приближаются к источнику N-MORB [CHURIKOVA et al., 2001]. Базальты внутриплитного типа вулкана Ичинский, несмотря на высокие концентрации HFSE, Ta/Yb Tb/Yb и по Sr – Nd – и Pb – изотопным отношениям, также не отвечают продуктам обогащенных мантий (EM1, EM2).

В этой связи представляется интересным анализ спайдерграмм (рис. 6.1.14) четвертичных вулканитов Камчатской сиалической островной дуги [АВДЕЙКО и др., 2003].

По характеру распределения факторных нагрузок, рассчитанных по изотопным составам [ТИТАЕВА, 2002], все вулканиты КСОД соответствуют в целом N-MORB мантии (де-

плетированному резервуару), обедненной радиогенными изотопами Sr и Pb и обогащенной радиогенным Nd. Это дает основание предположить, что в процесс магмообразования была вовлечена: (1) DM предыдущего цикла субдукции, обогащенная за счет частичного

плавления мезозойской океанической коры или (2) DM обогащенная флюидами, отделяющимися от ниже-лежащей океанической плиты.

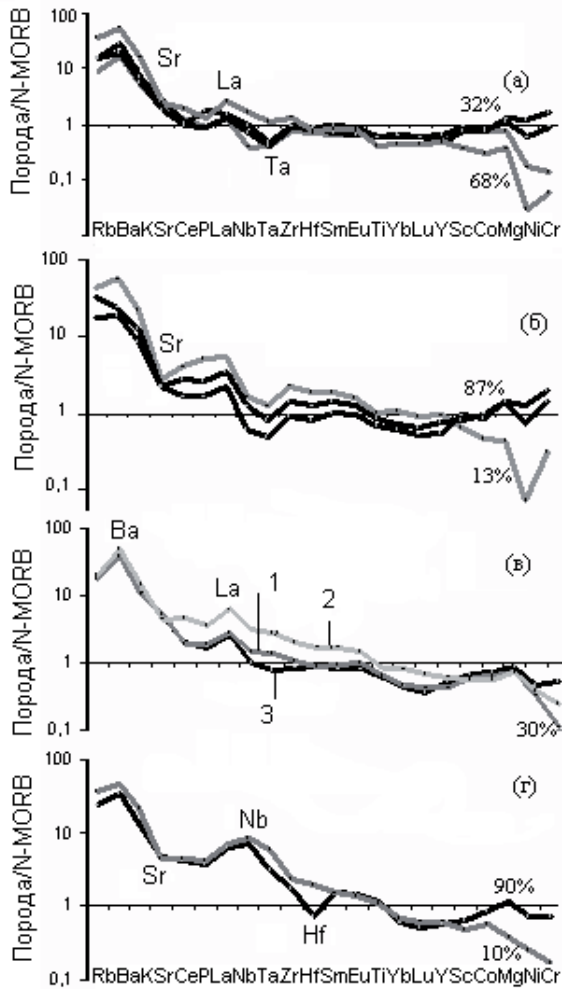


Рис. 6.1.14. Спайдерграммы содержания элементов-примесей, нормированных к N-MORB [SUN & MCDONOUGH, 1989], вулканитов Камчатской сиалической островной дуги [CHURIKOVA et al., 2001]

а – Восточный Вулканический фронт; б – Центральная Камчатская депрессия; в – Западная вулканическая зона Срединного хребта: 1, 2 – вулкан Ичинский, 3 – вулкан Эссо; г – вулканиты внутриплитного типа вулкана Ичинский.

Спайдерграммы отражают средние значения геохимических спектров вулканитов Камчатской островной дуги. Проценты отражают распределение примитивных и дифференцированных вулканитов в выборке

На рис. 6.1.14 спайдерграммы вулканических комплексов КСОД размещены в соответствии с их положением над зоной субдукции с востока (а – ВВФ, б – ЦКД) на запад (в, г – СХ).

Количественное распределение дифференцированных вулканитов вкост простирания Камчатской дуги изменяется от 68-13 % для ВВФ и ЦКД до 30-10 % для СХ. Эти дан-

ные согласуются со степенью плавления вулканитов в крест простирания Камчатской дуги [CHURIKOVA et al., 2001], которая изменяется от 20 % для ВВФ до 9-12 % для СХ и ЦКД.

Высокая степень плавления и высокий процент ДВ в ВВФ, по-видимому, связаны с максимальными концентрациями хлора во флюиде. Этот вывод согласуется с распределением хлора вкост простирания Камчатской островной дуги, максимальные концентрации хлора зафиксированы в ВВФ (1710 г/т), а минимальные (788 г/т) в СХ [CHURIKOVA et al., 2001].

Учитывая глубину сейсмофокальной зоны, которая возрастает вкост Камчатской

дуги от 100-140 км под ВВФ до 400 км под Ичинским вулканом СХ [GORBATOV, 1997], можно утверждать, что наиболее концентрированный поток флюидов хлора сосредотачивается в верхней области зоны субдукции.

6.2. Петрогеохимические 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 северо-востока 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 (6.2.1). 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 её примере можно рассмотреть одновременно процессы магматизма в пределах двух различных геодинамических обстановок, отвечающих океаническому и задуговому спредингам, 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 спрединговых центрах. Её влияние, как было показано выше, выражается в изменении геохимического спектра пород магматических комплексов.



Рис.6.2.1. Внемасштабная схема отражает высокоскоростную стадию поглощения океанической коры зоной субдукции

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

Ниже под мантийной «камерой» предлагается рассматривать фрагмент астеносферного мантийного диапира, отсеченного поддвигаемой 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. 6.2.1, предлагается рассмотреть спайдерграммы примитивных базальтов Чилийского океанического рифта и дифференцированных вулканитов массивов Караулчеку (рис. 6.2.2). 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.

Примитивные базальты Чилийского рифта имеют четко выраженный гетерогенный состав, 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 (когерентных элементов) в них остаётся постоянно высоким.

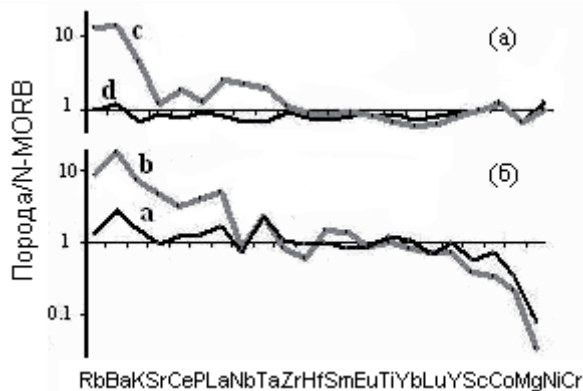


Рис. 6.2.2. Спайдерграммы содержания элементов-примесей, нормированных к N-MORB [SUN & MCDONOUGH, 1989], для спилитов караулчекинской формации и базальтов Чилийского рифта

а – базальты Чилийского рифта [KLEIN et al., 1996]; б – спилиты караулчекинской формации [Степанец, 1992].

Буквами обозначены производные от компонент (см. рис. 6.2.1). **d** – родоначальная магма Чилийского океанического рифта. Темными линиями на рис. 6.2.2 (а) и (б) показаны вулканиты

начальной стадии, а серыми линиями показаны вулканиты поздней стадии рифтогенеза

Спилит и диабазы караулчекинской формации массива Караулчеку имеют геохимическое сходство с вулканитами спрединговых задуговых бассейнов. Вулканиты ранней стадии отвечают low-K 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. 6.2.1) происходит без привноса флюидов, обогащенных хлором, что ставит под сомнение предположение [SHARP & BARNES, 2004] о транспортировке морской воды в зону субдукции гидратизированными серпентинитами, подстилающими базальтовую кору.

Индекс плавления субдуцированной океанической коры, рассчитанный по Va/Nb для спилитов массива Караулчеку начальной стадии, ниже (~ 21) чем для med-K вулканитов

поздней стадии (~110), при равных концентрациях Nb (<2,6), что свидетельствует о низкой степени плавления пелагических осадков и базальтов океанической плиты на ранней стадии магматизма.

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 в породах спилит-диабазового комплекса по отношению к La и Ta можно объяснить привносом в систему фтора [MITCHELL & KJARSGAARD, 2004], связанного положительной корреляцией с хлором [SINTON et al., 2003]. Однако это не согласуется с поведением Nb в породах изученных офиолитовых комплексов, где уровень Nb остается постоянным как в вулканогенных, так и в plutonic породах, 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. 6.2.2), это является подтверждением, что ниобий транспортируется только силикатным расплавом [PEARCE & PEATE, 1995].

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

Такой состав шпинелидов можно объяснить тем, что соли хлора, составляющие основной объем надсубдукционного флюида, изменяют термодимические параметры кристаллизации мантийного вещества, что отражается в химическом составе шпинелидов, выраженном в выносе из кристаллической решетки Ti, Fe и увеличения 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 остаточном 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. 6.2.1 (II)) или глубинных мантийных плюмов (рис. 6.2.1 (III)).

Данному типу, вероятно, отвечают слабо истощенные перидотиты и нижнекембрийские базальты западного склона Агырекских гряд. Низкая истощенность перидотитов и высокие концентрации Sr не исключают их формирование в корневых зонах океанических островов. Мантийное происхождение стронциевой аномалии в породах рассматривается как прямое свидетельство рециклинга вещества океанической литосферы [HOFMANN, 1997 и др.]. Их вольфрахмомыстые ($Cr\# = 0.58-0.75\%$) 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 шпинелидов надсубдукционных перидотитов. Уровень хромистости шпинелидов перидотитов Агырекских гряд значительно выше, чем шпинелидов плюмовых ассоциаций, что не исключает их образование и в надсубдукционной обстановке. В ассоциации с перидотитами Агырека 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. Однако базальты завершающей стадии имеют низкие концентрации Ni и Cr. Аналогичный спектр элементов-примесей отмечен также в плюмовых базальтах Гавайско-Императорского подводного хребта, не исключено, что такие ассоциации могли формироваться на ранней стадии перерождения океанического подводного хребта в зону субдукции.

Ниже будет рассмотрен вариант низкоскоростной субдукции. Общепринято [ROWELL, 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 на текучей, 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 сплошности ультрамафитов основания литосферной плиты (рис. 6.2.3 (а)).

Экспериментально доказано, что в процессе медленной субдукции геотермический градиент во фронте погружения океанической плиты резко повышается [KILIAN, 1997 и др.]. Повышение температуры может способствовать дегидратации водосодержащих минералов перидотитового субстрата (рис. 6.2.3 (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 тренда дифференциации. Прежде всего, к данному типу офиолитов следует отнести средне-верхнеордовикский расслоенный гарцбургит-дунит-верлит-лер-

цолит-габбро-норит-трондьемитовый комплекс Караулчеку и его поздние дифференциаты – двупироксеновые андезибазальты акозекской свиты, 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 антидромной риодацит-андезибазальтовой формации.

К данному типу офиолитов принадлежат и составные части гетерогенного серпентинитового меланжа основного ствола Богембай-Ангренсорской сутуры, по-видимому, частично отражающего состав фундамента Кендыктинских вулканических островов.

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 высокохромистого феррихромпикотита к хромсодержащим магнетитам.

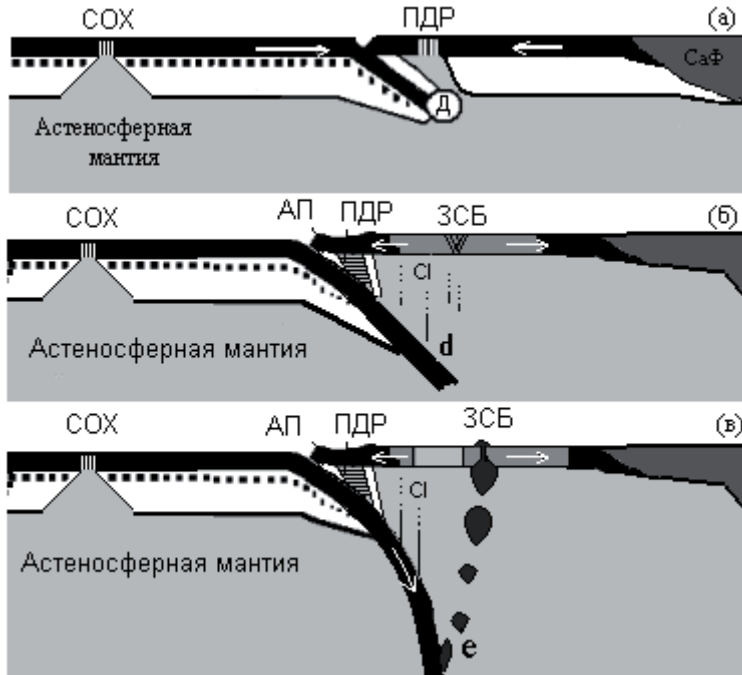


Рис.6.2.3. Внемащтабные схемы иллюстрируют низкоскоростную субдукцию океанической коры

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

Д – область высокого геотермического градиента и высоких давлений; СОХ – срединно-океанический хребет; АП – аккреционная призма; ПДР – преддуговой рифт; ЗСБ – задуговой спрединговый бассейн; СаФ – сиалический фундамент; компонента **d** – истощенная

флюидами флора; Cl – флюиды хлора; e – область зарождения high-K базальтов с суперплюмовыми геохимическими характеристиками; остальные условные обозначения смотри на рис. 6.2.1

Перидотиты характеризуются относительно высокой степенью частичного плавления мантийного вещества – 21,0 %, содержат крайне высокие концентрации Y; клинопироксен обогащен Na_2O (от 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 привнесением в систему флюидов, обогащенных солями хлора.

Если предположить, что пепловые туфы риодацитов основания акозекской анти-

дромной риодацит-андезибазальтовой формации являются производными плагиогранитов и трондьемитов, то не исключена вероятность, что кислые расплавы первыми отделяются от мантийных магм в процессе магматической дифференциации в замкнутых камерах.

Габбро-перидотитовые массивы преддуговых бассейнов содержат тела high-Mg долеритов, отвечающие составам low-Fe караулчекитов.

Высокие концентрации Mg, Sr, Ni и Y караулчекитов указывают, что их родоначальная магма представляла собой продукт кристаллизации остаточного плавления мантийного вещества, обогащенного Y. Таковыми являются high-Y/low-Fe гарцбургиты плутонических офиолитов Караулчеку. Крайне низкие содержания Fe_2O_3 и высокие концентрации SiO_2 свидетельствуют о резко восстановительных условиях кристаллизации караулчекитов и влияния на их состав сиалического 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. 6.2.3 (а)).

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, караулчекиты и родственные им породы.

Офиолиты спрединговых задуговых бассейнов (**back-arc ophiolite**). Во вновь образованной конвектирующей магматической камере спредингового задугового бассейна (рис. 6.2.3 (б)) формируются примитивные магмы – аналоги базальтов N-MORB, 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 задугового бассейна 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. 6.2.1), а плита как бы скользит вдоль края мантийного диапира (рис. 6.2.3 (в)). По мере увеличения объема мантийного диапира субдуцируемая океаническая плита изгибается и занимает почти вертикальное положение. Увеличение крутизны угла зоны субдукции может дополнительно происхо-

дуть и за счет увеличения массы поддвигаемой древней, следовательно, тяжелой океанической плиты [STERN, 2002, 2004 и др.], что в совокупности способствует образованию зон субдукций 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.

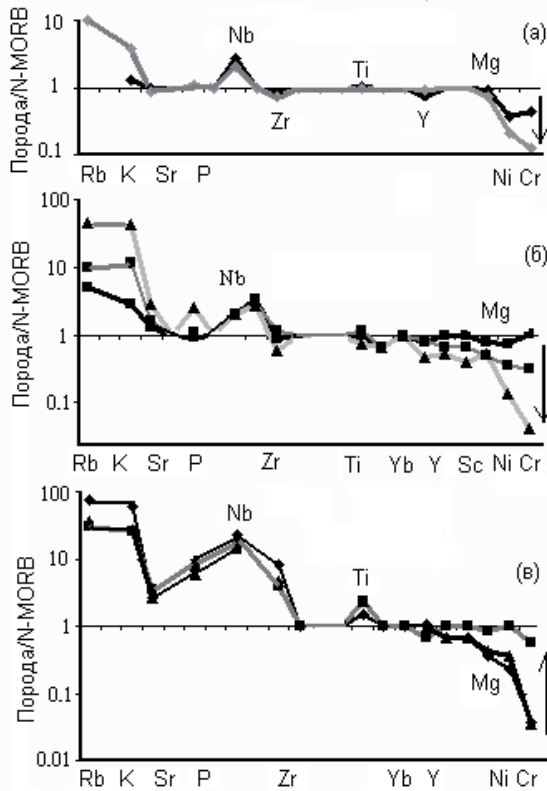


Рис. 6.2.4. Спайдерграммы содержания элементов-примесей, нормированных к N-MORB [SUN & McDONOUGH, 1989], для вулканитов Шакшанского спредингового задугового бассейна

а – толеитовые базальты гор Агырек; б – базальты Майсора; в – суперплюмовые щелочные базальты гор Агырек

Темными линиями показаны вулканиды начальной стадии рифтогенеза, серыми – завершающей стадии. Направление стрелок отражает последовательность обогащения и обеднения вулканитов элементами группы железа

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

В данной геодинамической обстановке образовывались разновозрастные базальтоиды офиолитовых меланжей Майсора, Агырека, отражающие различные этапы раскрытия Шакшанского задугового бассейна.

Их вулканогенные комплексы образовались в процессе флюидно-магматической дифференциации мантийного

вещества, генерирующего над зоной субдукции. Характерной особенностью строения вулканогенных комплексов является отсутствие в составе их разрезов вулканитов кислого состава. Базальтоиды обогащены железом, отвечают преимущественно дифференцированным вулканитам, реже – примитивным вулканитам (рис. 6.2.4). Для всех вулканитов характерны повышенные концентрации ниобия, что отличает их от вулканогенных комплексов задуговых спрединговых бассейнов, производных деплетированной мантии.

Раннеордовикские (O_1 arg) толеиты – это преимущественно дифференцированные базальтоиды; примитивные базальты фиксируют начальную стадию раскрытия задугового бассейна, заложившегося, по-видимому, на раннекембрийской океанической коре. Они могут быть производными переходной мантии, фракционирующей в спрединговом задуговом бассейне (рис. 6.2.3). С понижением уровня концентраций элементов группы желе-

за увеличивается роль LILE, особенно Rb и K, что свидетельствует о значительной роли флюидов хлора на завершающей стадии аренигского надсубдукционного магматизма.

В конце аренига в данной области задугового бассейна толеитовый вулканизм затухает, сменяясь в лланвирне накоплением субаэральных осадочных отложений. Однако в смежных областях в лланвирне 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. 6.2.3 (в)).

Лланвирнский этап вулканизма Шакшанского задугового бассейна характеризуется различными типами вулканизма. В более глубоководной области задугового бассейна (массив Майсор) изливаются примитивные толеитовые базальты, сменяющиеся постепенно дифференцированными толеитовыми базальтами с известково-щелочными характеристиками (рис. 6.2.4).

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 (<0.35 мас. %), 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 аренига (рис. 6.2.4). Это может свидетельствовать, что аренигские и лланвирские этапы надсубдукционного магматизма Шакшанского задугового бассейна были связаны с одной стационарной долгоживущей зоной субдукции.

Этому выводу не противоречат и геохимические спектры агырекских high-K базальтоидов с суперплюмовыми геохимическими характеристиками (рис. 6.2.4). Излияние high-K базальтоидов происходило в субаэральной обстановке, их рифтовые системы, поставившие магмы данного типа, располагались на значительном удалении от желоба зоны субдукции. Учитывая конфигурацию современной зоны субдукции Камчатской островодужной системы, поставившей в область Срединного Хребта вулканом Ичинским близкие по составу вулканы с внутриплитными геохимическими характеристиками, можно предположить, что магмы суперплюмовых high-K базальтоидов Агырека формировались на глубине не менее 400 км.

Характер обогащения лланвирских вулкаников Агырека элементами группы железа (рис. 6.2.4) 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. 6.2.3 (в)), а не в процессе обогащения вещества мантийного диапира комплексными флюидами, отделяющимися от поддвигаемой океанической плиты. Невысокие концентрации Sr (160-480 г/т) и низкие значения дискриминанты $D1 < 210$, это значительно ниже предельных величин плюмовых океанических ассоциаций соответственно [HOFMANN, 1997; ДМИТРИЕВ и др., 1999], дают основание пред-

полагать, что такие магмы не проходят полный цикл рециклинга вещества океанической литосферы.

Выявленная геохимическая специализация вулканитов нижнепалеозойской островодужной системы поздних каледонид северо-востока 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 океанической мантии с флюидами, отделяющимися от субдуцируемой океанической плиты. Гетерогенная природа таких магм обусловлена соотношением следующих составляющих: 1) составом мантийного источника; 2) степенью контаминации мантийного расплава веществом океанической 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 коры.

Значительно меньший объем надсубдукционных магм поставлялся глубинными очагами, зарождающимися в пределах пододвигаемой 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 диапира над зоной субдукции [KARIG, 1971; TOKSOZ & BIRD, 1978], так и частичного плавления океанической коры в глубинных зонах субдукции [OXBURGH & PARMENTIER, 1978; РИНГВУД, 1981].

6.3. Тектоническое районирование и палинспастические реконструкции развития каледонид северо-востока 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 разделение основывалось, прежде всего, на возрасте завершения геосинклинальной складчатости и времени преобразования океанической коры в континентальную кору. Уже тогда, используя геосинклинальную терминологию, были довольно четко обозначены границы выделяемых на рис. 6.3.1 тектонических плит и определена природа их фундаментов. Наиболее детально геодинамическая природа этих областей отражена на первой геодинамической карте Центрального Казахстана (АНТОНЮК и др., 1995).

Самым крупным геоблоком Центрально-Казахстанского фрагмента Палеоазиатского океана является Байконур-Кокшетау-Селетинская тектоническая плита (рис. 6.3.1). Современная восточная граница плиты маркируется системой средне-верхнеордовикских аккреционных призм. Западная граница плиты перекрыта кайнозойскими отложениями Тургайского прогиба. Отложения кембрия и ордовика Ишим-Байконурской зоны, обрамляющие с запада Кокшетауский докембрийский микроконтинент, сопоставимы с формациями рифтогенных пассивных окраин континентов [СТЕПАНЕЦ и др., 2002].

У восточной окраины Кокшетауского докембрийского микроконтинента в кембрии на переходной коре в пределах Ишкеольмеской зоны формировалась вулканоплутоническая дуга с завершающим риолит-дацитовым вулканизмом и гранитоидным плутонизмом (рис. 6.3.2).

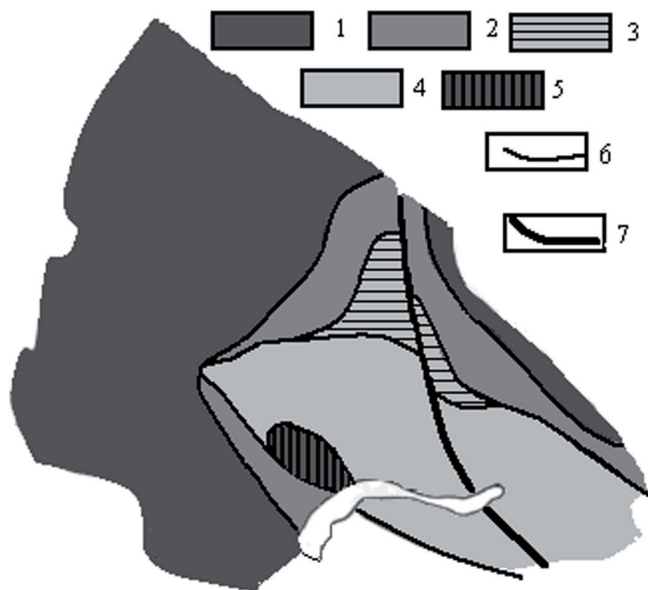


Рис. 6.3.1. Схема тектонических плит Центрального Казахстана (по: [Объяснительная записка..., 1981; Тектоническая карта, 1985; Антонюк и др., 1995], с изменениями и дополнениями автора)

Плиты: 1 – Байконур-Кокшетау-Селетинская (структуры ранних каледонид), 2 – Бозшаколь-Кендыкты-Шынгызская (структуры внутренней зоны поздних каледонид), 3-фрагмент Гондванской (структуры внешней зоны поздних каледонид), 4 – Джунгаро-Балхашская система микроплит (структуры герцинид); 5 – Атасу-Моинтинский террейн; 6 – современные границы тектонических плит; 7 – Центрально-Казахстанский разлом

Терригенные и вулканогенные комплексы нижнего палеозоя Степнякской зоны накапливались в задуговом бассейне с сиалическим фундаментом. Карбонатно-терригенные осадки верхнего кембрия и ордовика Селетинского района накапливались в преддуговом бассейне на ниже-среднекембрийском симатическом фундаменте, сложенного базальтами N-MORB, а также обнаруживается связь с внутриплитным источником магм типа OIB.

Бозшаколь-Кендыкты-Шынгызская плита резко редуцирована и в современной структуре поздних каледонид Центрального Казахстана образует систему террейнов.

На юге и юго-западе граница поздних каледонид проводится по выходам Девонского вулканоплутонического пояса [Объяснительная записка..., 1981]. К этому времени все геоблоки каледонид были собраны в раннепалеозойский Казахстанский континент, а Девонский вулканоплутонический пояс формировал его активную окраину [Тектоника

Казахстана, 1982; Степанец, 1992; Антонюк и др., 1995].

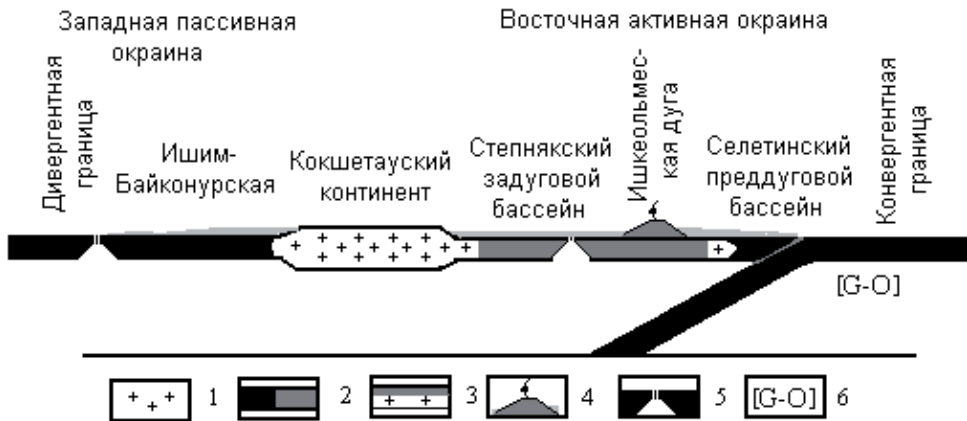


Рис. 6.3.2. Палеогеодинамическая реконструкция для кембро-ордовикского времени Байконур-Кокшетау-Селетинской тектонической плиты Центрально-Казахстанского палеобассейна (построена с использованием данных: [Объяснительная записка, 1981; Гранкин и др., 1991; Антонюк и др., 1995])

1 – докембрийский сиалический субстрат; 2 – разновозрастная океаническая кора; 3 – переходная кора; 4 – действующие вулканы; 5 – спрединговые зоны; 6 – время реконструкции

На северо-западе и северо-востоке Центрального Казахстана выделяется Бозшаколь-Ащиколь-Шынгызская кембро-ордовикская островодужная система [Тектоника Казахстана, 1982]. По-видимому, ее фундамент был сложен докембрийскими океаническими базальтами коксорской серии бозшакольской офиолитовой ассоциации [Хромых, 1986].

В раннем кембрии формируется Бозшакольская островная дуга с четко выраженной антидромной последовательностью вулканизма (рис. 6.3.3). В низах расположены риодациты, андезиты, их туфы, туффиты, с прослоями песчаников и кремнистых пород, а в верхах бониниты, андезибазальты, базальты и их туфы островодужной майсорской свиты [Хромых, 1986; Магретова, 1999]. Присутствие бонинитов [Boninites, 1989; Высоцкий и др., 1999 и др.] в составе майсорской формации больше указывает на симатический тип фундамента Бозшакольской островной дуги [Антонюк и др., 1995], чем на его сиалическую природу [Магретова, 1999]. Симатический тип фундамента Бозшакольской островной дуги вещественно охарактеризован в работах Б. Ф. и Л. С. Хромых [Хромых, 1986], где довольно четко показано, что низкоглиноземистые риодациты, андезиты и андезибазальты майсорской формации наращивают разрезы коксорской серии бозшакольской офиолитовой ассоциации.

Этому выводу не противоречит и антидромный характер строения майсорской формации, которая имеет общие петрогеохимические черты сходства со средне-верхнеордовикской акозекской антидромной риодацит-андезибазальтовой формацией, развивающейся также на симатическом фундаменте, сложенном в пределах паравтохтона Караулчеку спилит-офиолитами нижнего ордовика.

В среднем кембрии Бозшакольская островная дуга под воздействием субдукционных процессов была расщеплена, что привело к раскрытию Джангабульского задугового бас-

сейна (рис. 6.3.3), где на начальном этапе накапливались мощные тефроидно-осадочные отложения, сменившиеся впоследствии излиянием лав и образованием туфов базальт-трахиандезитобазальт-трахиандезитовой формации, сопровождающейся внедрением синхронных габбро-диорит-тоналит-гранодиоритовых интрузий.

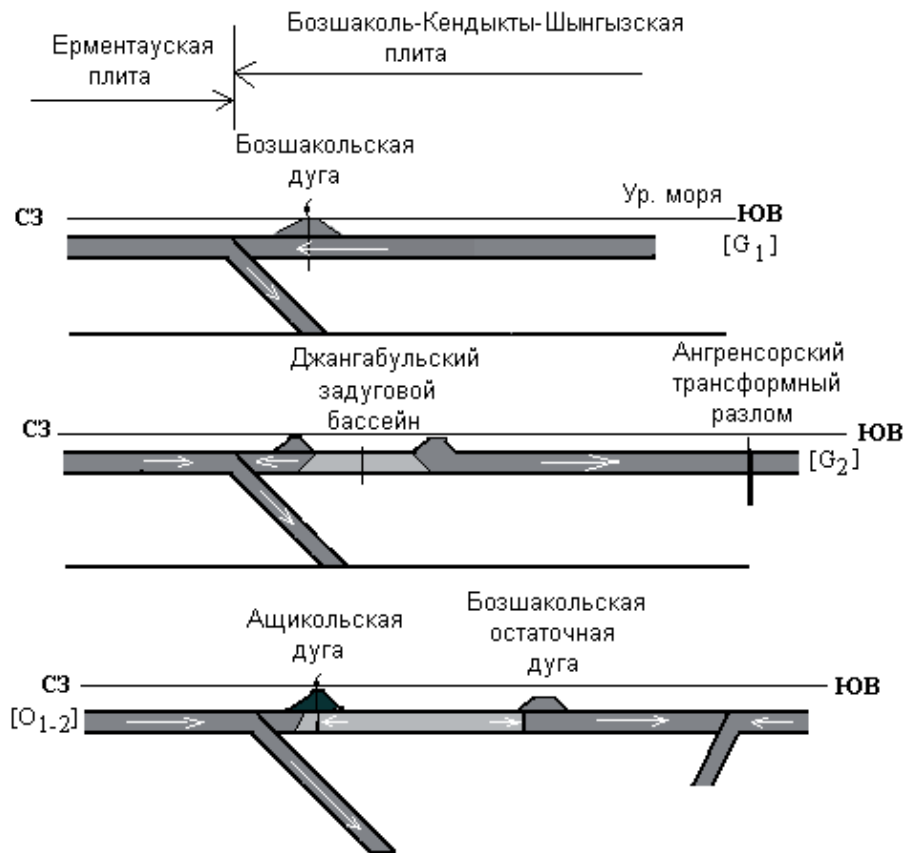


Рис. 6.3.3. Палеогеодинамические реконструкции для кембрия и ордовика Бозшаколь-Ащикольской островодужной системы (построены с использованием данных: [Хромых, 1986; Антонюк и др., 1995; МАГРЕТОВА, 1999])

Остальные условные обозначения смотри на рис. 6.3.2

На протяжении верхнего кембрия и тремадока формировался слабо компенсированный задуговой бассейн, где в основном накапливались мелководные карбонатные отложения торткудукской серии. В позднем тремадоке активизируется вулканическая деятельность, накапливаются мощные вулканогенно-осадочные толщи олентинской формации с преимущественно андезитодацитовым типом вулканизма, что, по-видимому, является отголосками заложения ордовикской Ащикольской островной дуги с преимущественно трахидацит-трахиандезитовым типом вулканизма (рис. 6.3.3).

В этот период магматический фронт смещается к северо-западу в область активной

зоны субдукции, а остаточная Бозшакольская островная дуга перемещается на юго-восток.

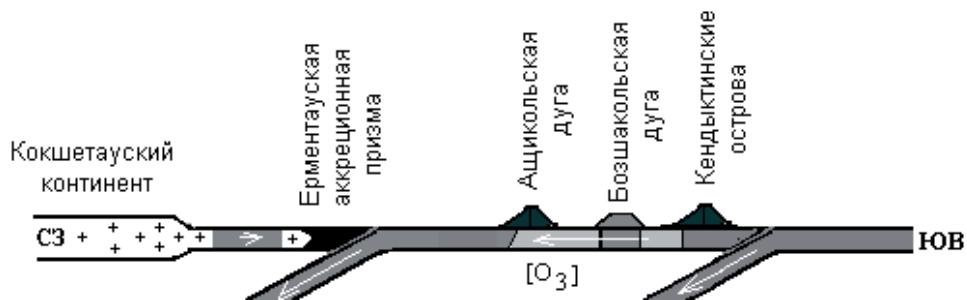


Рис. 6.3.4. На рисунке отражен верхнеордовикский этап схождения тектонических плит каледонид Центрального Казахстана

Остальные условные обозначения смотри на рис. 6.3.2

Однако не вполне ясно, является ли эта полярность дуги первичной, или она вторичная, что могло быть обусловлено последующим вращением океанической плиты. Если представить систему в целом, рассматривая современные ориентировки островодужных систем каледонид Центрального Казахстана «первичными», то приходится предполагать существование к северо-западу и западу от Ащикольской ордовикской островной дуги обширного кембро-среднеордовикского Ерментауского океанического бассейна.

Фрагменты этой океанической плиты сохранились, по-видимому, в составе средне-верхнеордовикских аккреционных призм, обрамляющих с востока Байконур-Кокшетау-Селетинскую тектоническую плиту. Аккреционные призмы, как правило, содержат редуцированные разрезы кембро-среднеордовикской офиолитовой триады. Её основной объем представлен кремнистыми глубоководными породами, значительно реже встречаются океанические базальты и серпентиниты. В Ерментауском районе кремнистые отложения представлены акдымской (кварцитовый) толщей, в Западно-Прибалхашском районе они расчленяются на бурубайталскую и майкольскую, на востоке в Шынгыз-Тарбагатайском районе подразделяются на найманжальскую, шайманскую и сатекскую толщи [Никитин, 2002 и др.]. Реже в составе аккреционных призм встречаются фрагменты докембрийского фундамента [Объяснительная записка..., 1981; Гранкин и др., 1991; Антонюк и др., 1995; Евсеенко и др., 2001] Байконур-Кокшетау-Селетинской тектонической плиты.

Формирование аккреционных призм произошло, по-видимому, в результате схождения Байконур-Кокшетау-Селетинской тектонической плиты с Бозшаколь-Ащикольской островодужной системой, обусловленного дальнейшим погружением Ерментауской океанической плиты под восточную окраину Кокшетауского микроконтинента (рис. 6.3.4).

В трамадоке вдоль Ангрensorского трансформного разлома закладывается новая зона субдукции, формирующая на протяжении нижнего и среднего ордовика структуры Шакшанско-Кендыктинской островодужной системы (рис. 6.3.5), синхронной по времени образования островодужным комплексам Ащикольской островной дуги. В пределах Шакшанского задугового бассейна в раннем арениге изливаются высокожелезистые толеитовые преимущественно дифференцированные базальты, сменяющиеся в лланвирне

туфогенно-терригенно-кремнистыми отложениями.

Вероятно, синхронно, в раннем арениге закладывается основание Кендыктинских вулканических островов. В это время изливаются преимущественно агломератовые туфы, лавобрекчии, реже лавы высокоглиноземистых трахибазальтов кендыктинской формации, отвечающие вулканитам щелочной и абсоркит-шошонит-латитовой серий (рис. 6.3.5), их разрезы практически лишены осадочного материала.

В позднем арениге и лланвирне происходит проседание, и огромные кальдеры Кендыктинских вулканов заполняются мощными туфогенно-осадочно-вулканогенными образованиями сарыбидаикской формации, её вулканогенная составляющая представлена низкоглиноземистыми вулканитами основного и среднего состава известково-щелочной, щелочной и абсоркит-шошонит-латитовой серий. В конце лланвирна вулканические извержения постепенно затухают, накапливаются более грубообломочные фации, остаточный вулканизм представлен спорадическими излияниями туфов трахиандезитов.

По-видимому, в лланвирне основная вулканическая деятельность переносится в Шакшанский задуговой бассейн, где раскрывается серия синхронных спрединговых рифтов и постепенно наращивается новая субокеаническая кора. Это можно объяснить перемещением надсубдукционной плиты, несущей островную дугу в сторону открытого океана, вследствие таких тектонических процессов островная дуга постепенно теряет связь с зоной субдукции, что и ведет к затуханию вулканизма.

В центральных спрединговых зонах задугового бассейна изливаются примитивные толеитовые базальты, сменяющиеся постепенно дифференцированными толеитовыми базальтами с известково-щелочными характеристиками майсоркитовой формации. В рифтах, удаленных от вулканического фронта глубинными зонами субдукции, поставлялись магмы суперплюмовых базальтоидов агьрекского типа.

Отсутствие в составе базальтоидных разрезов Шакшанского задугового бассейна вулканитов кислого состава и субаэральных лав, дифференцированных от базальтов до рилит-дацитов известково-щелочной серии, столь характерных для сиалических бассейнов [SAUNDERS et al., 1979], убедительно свидетельствует о его симатическом типе фундамента. Этот вывод хорошо согласуется и с присутствием в составе ашгилльской олистостромы раннекембрийских плюмовых базальтов Балкыбекских океанических островов.

В лландейло в областях развития Кендыктинских островов магматическая деятельность полностью затухает, на склонах кальдер формируются атоллы, в караоке в их мелководных лагунах накапливаются кремнисто-глинисто-песчанистые отложения, прослоенные единичными горизонтами туфов магнезиальных андезитов нарульгенской формации [СТЕПАНЕЦ, 1992; Гридина и др., 2004]. Одновременно в смежных прогибах накапливаются мощные осадочные, преимущественно граувакковые флишоидные толщи ержанской и еркебидаикской формаций.

В ашгилле резко сокращаются области задуговых бассейнов, их фрагменты надвигаются на прилежащие острова и запечатываются олистостромами (рис. 6.3.4). В результате структуры Байконур-Кокшетау-Селетинской и Бозшаколь-Кендыкты-Шынгыской тектонических плит образуют новый континентальный блок, представляющий собой коллаж континентальных осколков Балтии [СТЕПАНЕЦ & КЕММЕР, 2002], разновозрастных нижнепалеозойских энсиматических островных дуг и фрагментов океанической коры южной части Палеоазиатского океана. Столь значительная перестройка в позднем ордовике структур северо-востока Центрального Казахстана произошла, вероятно, из-за продолжа-

ющего раскрытия в это время Уральского палеоокеана [Куренков и др., 2002; Свяжина и др., 2003].

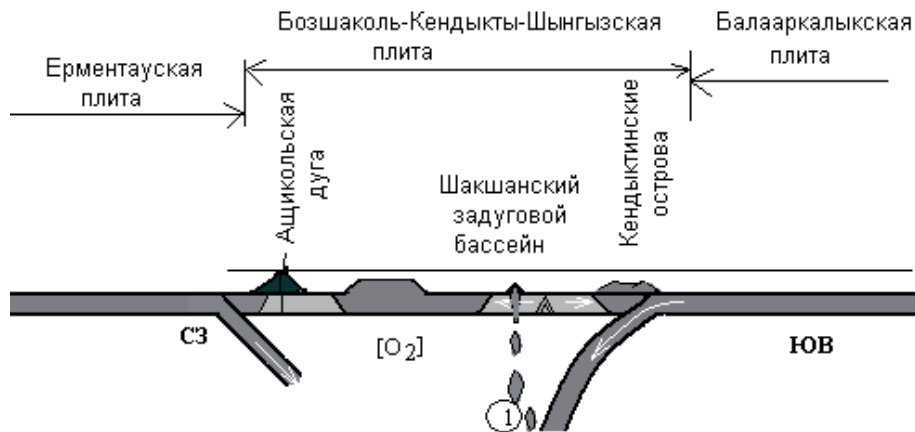


Рис. 6.3.5. Палеогеодинамическая реконструкция для среднего ордовика Бозшаколь-Кендыктынгского района

1 – область зарождения магм лланвирнских суперплюмовых базальтов Агырека; остальные условные обозначения смотри на рис. 6.3.2

Процессы скучивания завершаются внедрением позднеордовикских гранитоидов крыккудукского комплекса [Объяснительная записка..., 1981]. На островных поднятиях в прибрежных зонах тропических морей либо мелководных теплых морях растут ашгиллские коралловые рифы. В силуре ашгиллские биогермы сменяются мелководными осадочными отложениями.

В области внешней зоны поздних каледонид в позднем ордовике и силуре существовал протяженный Баянаул-Акштатауский прогиб, заполняющийся мощными граувакковыми флишоидными отложениями кошиакозекской и сатпаевской формаций. Граувакки согласно наслаивают маломощные кремнисто-туфогенно-вулканогенные отложения позднего аренига-карадока акозекской формации. Вулканогенные отложения в её составе развиты спорадически, и наиболее широко представлены в районе гор Акозек. Вулканогенные образования сложены лавами, туфами и туффитами низкоглиноземистых примитивных вулканитов риодацит-андезиобазальтового состава известково-щелочной серии с антидромной последовательностью излияния. Фундамент прогиба сложен раннеордовикской спилит-диабазовой караулчекинской формацией, вулканиты которой фракционируют от толеитовой до известково-щелочной серий [Степанец, 1988, 1992]. Характерной чертой строения караулчекинской формации является отсутствие в её основании комплекса параллельных даек диабазов, их место занимают плитчатые, расслоенные кварцевые диабазы, что косвенно может указывать на островодужную природу её происхождения. Не исключено также, что к таким комплексам приложима модель формирования траптовых формаций, это ставит под сомнение тезис, что все офиолитовые комплексы формируются в спрединговых зонах [Колман, 1979; Куренков и др., 2002 и многие др.].

Северней Баянаул-Акштатауского преддугового прогиба в ордовике раскрывался Майкаинский сиалический бассейн, характерными составляющими его фундамента яв-

лялись кембрийские толщи зеленых туфов, вулканитов основного и среднего состава, и игнимбритов, весь комплекс формационно соответствует породам преддуговых бассейнов вулканоплутонических дуг. Вероятно, этот комплекс пород пространственно был сопряжен с юго-западной активной континентальной окраиной приэкваториальной Гондваны. В нижнем ордовике она была расщеплена и в пределах задуговых трогов формировались субщелочные, щелочные породы антидромной риолит-базальтовой формации, а в смежных зонах изливались известково-щелочные и толеитовые базальты (рис. 6.3.6). 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.



Рис. 6.3.6. Палеогеодинамическая реконструкция для лланвиерна Майкаинского района
Условные обозначения смотрите на рис. 6.3.2

В современной структуре северо-востока Центрального Казахстана геологические комплексы этих плит тектонически совмещены и запечатаны туфогенно-вулканогенной нижнедевонской жарсорской формацией, отражающей состав тыловой зоны Девонской активной окраины Казахстанского континента.

Следовательно, только в конце силура Бозшаколь-Кендыкты-Шынгызская, Балааркалыкская океанические плиты и фрагменты Гондванской плиты сошлись, образовав с Байконур-Кокшетау-Селетинской плитой единый Казахстанский континент. На современных глобальных палинспастических реконструкциях кембро-ордовикского времени положение Казахстанских палеозойд представляется крайне противоречивым.

На палинспастических реконструкциях кембро-ордовикского времени, разработанных московскими геологами [Хераскова, 1999; Диденко, 1997; Куренков и др., 2002 и др.], геоблоки, формирующие каледонские структуры Казахстана, включают в состав Палеоазиатского океана [Печерский и др., 1995], располагая их между Сибирью и Восточной Гондваной от 20° ю. ш. до 40° с. ш., где меридиональные зоны субдукции постепенно откатываются на запад в сторону Сибирского континента. На реконструкциях [SCOTese, 1997, <http://www.scotese.com>] для среднего ордовика Казахстан рассматривается как широтная система островов, соединяющая Сибирь, ее северную часть, и Северный Китай, разделяя тем самым океаны Палеопацифики и Палеотетиса. Тогда как на схемах [MURPHY & NANCE, 1995] и [Свяжина и др., 2003] для начала нижнего ордовика Казахстанский микроконтинент располагается в экваториальной области, соответственно между южным окончанием

Сибири, северо-восточнее Балтии, и Австралий.

Столь противоречивые представления о положении Казахстана в системе глобальных палинспастических реконструкций, по-видимому, обусловлены неоднозначностью определения полярности палеомагнитных определений.

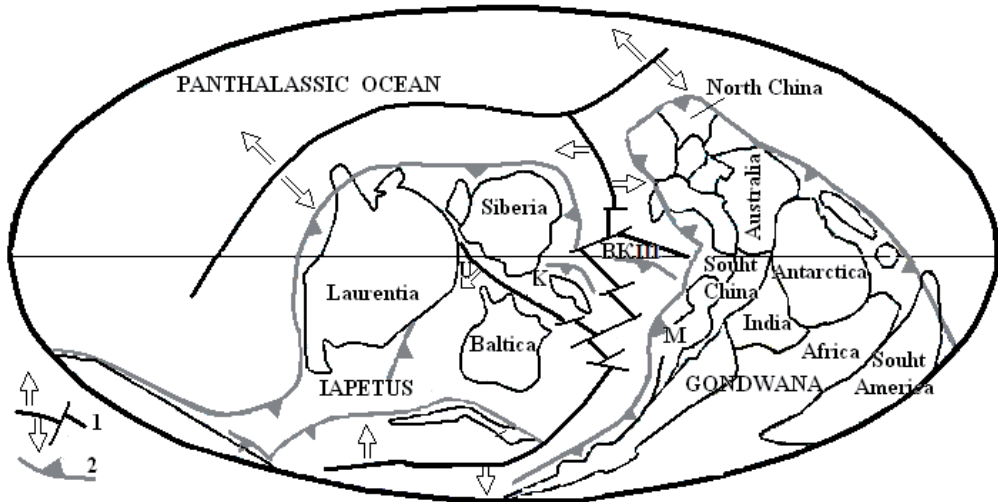


Рис. 6.3.7. Палинспастическая реконструкция океана Палеопацифики и континентальных блоков для среднего ордовика (по [SCOTSE, 1997, <http://www.scotese.com/moreinfo9.htm>], с изменениями и дополнениями автора)

U – Уральский океан; K – Кокшетауский микроконтинент; BKШ – Бозшаколь-Кендыкты-Шынгызская энсиматическая островодужная система; M – Майкаинская энсиалическая островодужная система; 1 – зоны океанического спрединга; 2 – зоны субдукции

На данной схеме автором изменено положение Казахстанских каледонид и дополнена система океанических рифтов

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; ALEXUYUTIN et al., 2005]. Эти сомнения, учитывая анализ палеогеографического распространения бентосной фауны каледонид Центрального Казахстана [РОРОВ & HOLMER, 1994; СТЕПАНЕЦ & КЕММЕР, 2002; FORTEY & COCKS, 2003], не лишены основания.

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. 6.3.7).

Для этого есть косвенные свидетельства:

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 Шынгызе в нижнем ордовике 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, Шынгыза 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].

Следовательно, можно допустить, что Казахстанский фрагмент Палеоазиатского океана был изолирован или отделен системой островов от его северной части, которая, вероятно, соединялась с Палеоокеаном, омывающей северную и северо-восточную окраину Сибирского континента.

Анализ палеогеографического распространения ранне-среднеордовикских конодонтов [Цай и др., 2001] западного (пассивного) склона Кокшетауского микроконтинента дает основание предполагать более южное его положение. Не исключено, что Кокшетауский микроконтинент в кембрии был отколот от Балтии и на протяжении кембрия и ордовика дрейфовал в северо-восточном направлении, а вдоль его северо-восточного края формировалась активная континентальная кембро-позднеордовикская окраина. 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.

По-видимому, одновременно северо-восточнее Кокшетауского микроконтинента развивалась система симатических кембро-ордовикских островных дуг Бозшаколь-Кендыкты-Шынгызской плиты, возможно еще северо-восточнее раскрывался Балааркалыкский океанический бассейн с явно выраженными чертами Палеоокеана.

В позднем ордовике вновь образованный каледонский Казахстанский континент располагался, учитывая состав кораллов и брахиопод, в экваториальных широтах и своей юго-восточной стороной смотрел в сторону Южного Китая и Австралии.

Палеогеографическое распространение бентосной фауны, критический анализ палеомагнитных данных и состав вулканоплутонических комплексов палеозойд Центрального Казахстана дают основание заключить: 1) структуры ранних каледонид и внешней зоны поздних каледонид формировались в экваториальных широтах у восточной окраины Балтии; 2) структуры внутренней зоны поздних каледонид, включая Майкантийский сиалический бассейн, и герцинид формировались в южных широтах у западной окраины приэкваториальной Гондваны; 3) Богембай-Ангренсорская офиолитовая сутура, по-видимому, является областью схождения вышеупомянутых тектонических плит, современные палеомагнитные данные указывают на амплитуду их схождения более чем в две тысячи километров.

Заключение

Автор настоящей монографии далек от мысли, что изучение офиолитов северо-востока 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 аллохтонов района гор Толпак.

Особенно важно более тщательно исследовать состав low-Fe/high-Mg долеритов офиолитового паравтохтона Караулчеку. Уникальность этих пород заключается в том, что их аналоги пока не обнаружены в составе других офиолитовых комплексов как в пределах покровно-складчатых областей континентов, так и в составе современных островодужных систем.

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.

В этом же районе следует более детально изучить петрогеохимический состав нижнекембрийских базальтов с целью установления, являются ли они производными обогащенной (U+Th/Pb) мантии, образованной впервые 1.5-2.0 млрд. лет, или они отвечают составам EM1, EM2. Эти данные позволят разрешить многолетний спор, являлись ли структуры Центрального Казахстана в раннем кембрии составной частью мирового палеозойского 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 послойные сборы конодонтов с целью обнаружения кембрийских и тремадокских уровней как в косгомбайских силицитах, так и в кремнисто-терригенных отложениях в районе Агырекских гряд.

Принимая во внимание, что внутренняя структура аллохтонов гор Толпак осталась слабо расшифрованной, необходимо провести дополнительное картирование, совмещенное с детальными петрогеохимическими исследованиями.

Сопоставительный анализ вулканогенных комплексов поздних каледонид Центрального Казахстана показал, что вулканогенные породы Шынгыза и Предшынгызья слабо изучены геохимически. В этой связи следует провести детальные петро-геохимические исследования в междуречье Самсы-Баканас-Арсалан Юго-Западного Предшынгызья, где сконцентрированы основные фрагменты нижнепалеозойских вулканогенных комплексов.

Отсутствие единой точки зрения на положение раннепалеозойских структур Цент-

рального Казахстана на схемах палинспастических реконструкций обусловлено, как предполагают палеомагнитологи Мюнхенского университета, неправильным выбором полярности изученных ранее объектов. Следует, используя их методику, провести повторные палеомагнитные исследования ключевых объектов палеозойд Центрального Казахстана. Наиболее перспективными объектами являются толщи красноцветных пород, содержащие наиболее надежные консерванты палеомагнитных данных.

Необходимо заняться работами по созданию единого геохимического банка данных, куда бы вошли результаты исследований редкоземельных элементов и изотопных отношений не только пород, но и их породообразующих и акцессорных минералов по типовым офиолитовым массивам Центрального Казахстана.

Важным моментом является определение уровня концентраций хлора, как в плутонических, так и вулканических породах офиолитовых комплексов, с целью определения роли флюидов хлора в магматических процессах, протекающих над зонами субдукции. В этой связи необходима постановка экспериментов по плавлению мантийного вещества в хлоридной среде, это позволит определить основные термодинамические параметры процессов образования дифференцированных магм, а также позволит решить проблему генетической природы рудных хромитов ультраосновных пород, пространственно ассоциирующих с ними.

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 Центрального Казахстана.

Литература

- АВДЕЕВ А. В. Геология офиолитовых зон Казахстана. Новосибирск. Автореферат дис. д-р. геол.- мин. наук, 1986, 32 с.
- 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.: Наука, 1977. С.123-133.
- АВДЕЙКО Г.П. 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.
- АНТОНЮК Р. М. Вулканогенно-кремнистые формации Центрального Казахстана // Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. 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. Структуры и эволюция земной коры Ц. Казахстана // Геотектоника, 1977. №5. С. 71-82.
- АНТОНЮК Р. М., ЕВСЕЕНКО Р. Д., СТЕПАНЕЦ В. Г., ГРАНКИ М. С., МАЛЬЧЕНКО Е. Г. Геодинамическая карта Казахстана. Серия Центрально-Казахстанская. М. 1995. 1: 1500000. 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.
- БАЗЫЛЕВ Б.А. Составы клинопироксена и шпинелида реститовых гипербазитов как индикаторы условий генерации и состава сопряженных первичных мантийных магм // Геохимия, 1995, №7. 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, Москва. 2003. <http://students.web.ru/db/msg.html?mid=1171521&s=121100000>
- БАНДАЛЕТОВ С. М. Силур Казахстана, Алма-Ата, Наука КазССР, 1969, 155 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 по геологии докембрийских и палеозойских отложений Атасуйского района (Ц. Казахстан) // Сов. геология, 1955, сб. № 48.
- БОРУКАЕВ Р. А. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Ц. Казахстана (Сары-Арка), М.: Наука, 1955. 255 с.
- ВЫСОЦКИЙ С. В., ЩЕКА С. С., ТСУДЖИМОРИ 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. 1978. Изд. «Недра». Т.2. 456 с.
- ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА КАЗАХСКОЙ ССР. Масштаба 1: 500 000. Серия Центрально-Казахстанская. Объяснительная записка. А-А. :1981. 324с.
- ГЕОЛОГИЯ ОКРАИННЫХ БАССЕЙНОВ: Пер. с англ./ Под ред. Б.П. Кокелаара, М. Ф. Хауэлса. М.: Мир, 1987. 464 с.

- Герасимова Н. А. и др. О возрасте кремнисто-терригенного комплекса Атасуйского антиклинория (Центральный Казахстан) // ДАН СССР, 1977, т. 255, № 1.
- Глинка Н. Л. Общая химия. Л.: Химия, 1974. 360 с.
- Гридина Н. М., Машкова Т. В. Конодонты в кремнисто-терригенных толщах Атасуйского антиклинория // Изд. АН СССР, сер. геол., 1977, 6. 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 сарыбидайской 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.
- Дегтярев К. Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойской окраины в Казахстане. М.: Наука, 1999. 119с.
- Диденко А. Н. Палеомагнетизм и геодинамическая эволюция Урало-Монгольского складчатого пояса: Автореф. дис. д-ра геол.-минер. наук. М.: ОИФЗ РАН, 1997. 52с.
- Двойченко Н. К., Абаимова Г. П. Конодонты и биостратиграфия вулканогенно-кремнистых толщ палеозоя Ц. Казахстана // Труды Института геологии и геофизики. Новос.: Наука, 1982. С. 160-177.
- Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. И., Кривенко А. П., Кутюлин В. А. Породообразующие пироксены, М.: Наука, 1971.
- Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию, Нов: Наука, 1980, 200с.
- Дмитриев Л. В., Соколов С. Ю., Мелсон В. Г., О'Хирн., Плюмовая и спредингвая ассоциации 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. Автореферат дис. канд. геол.- мин. наук, 1990, Москва. 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.
- Еремич Н.И., Дергачев А.Л., Сергеева Н. Е, Позднякова Н.В. Типы колчеданных месторождений вулканических ассоциаций. Вестник ОГГН 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. С.175-193. Вестник ОГГН РАН.
URL:http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/199/ermakov.htm#begin
- Ермолов П. В. , Степанец В.Г. Сейтов Н. Офиолиты Казахстана. Путеводитель экскурсии международного рабочего совещания по проекту 2 «Офиолиты». Караганда, 1990. 65 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. М., Наука, 1993. С.146-162.
- Зайцев Ю. А. Эволюция геосинклиналей (овальный концентрически зональный тип). М.:Недра, 1984. 208 с.
- Жаутиков Т. М., 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.
- Жилкайдаров А. М. Конодонты и стратиграфия вулканогенно-кремнистых отложений ордовика Юго-Западного Предчингизья: Автореф. дис. канд. геол. – минер. наук. Новосибирск, 1991. 18 с.
- Ившин Н. К. Новые стратиграфические и фаунистические данные по раннему кембрию и позднему докембрию Ц. Казахстана и Тянь-Шаня, Изд-во МГУ, 1971. С. 200-203.
- Ившин Н. К. Биостратиграфия и трилобиты нижнего кембрия Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1978. 107с.

- Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. Отв. ред. Л. Н. Овчинников // М.: Недра, 1983. 191 с.
- Кадик А.А., Луканин О.А. Дегазация верхней мантии при плавлении. М.: Наука. 1986. 96 с.
- Квятковский А. Р. Геология и полезные ископаемые Шидерты-Экибастузкого габбро-перидотитового пояса. Автор. дис. геол.- мин. наук. Л. 1973. 17с.
- Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 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. Стенотектоиды и беззамковые брахиоподы нижнего и низов среднего кембрия Ц. Казахстана. Алма-Ата.: Наука, 1979. 124с.
- Кузнецов И. Е., Якубчук А. С., Новикова М. З. Офиолиты района Толпак // БЮЛ. МОИИ. Отд. геол. 1990. Т. 65, вып. 6. С. 86-100.
- Куренков С. А. Тектоника офиолитовых комплексов Южного Тянь-Шаня (Алайский и Атбашинский хребты). М.: Наука, 1983. 95 с.
- Куренков С. А., Диденко А. Н., Симонов В. А. Геодинамика палеоспредиинга. М.: ГЕОС, 2002. 294. с.
- Курковская Л. А. Комплекс конодонтов из кремнистых и вулканогенных отложений ордовика Центрального Казахстана // Геология раннегеосинклинальных комплексов Ц. Казахстана, МГУ, 1985. С. 164-177.
- Лучицкая М. В. Тоналит-грандземитовые интрузивные комплексы Корьякско-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.
- 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.
- Международный стратиграфический справочник. М., 1978. 226 с.
- Миронов Ю. В. Соотношение титана и калия в базальтах как индикатор тектонических 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, 1972.
- Михайлова Н. Ф., Щебуняев М. П., Жуковский В. И., Москаленко Т. А. О находке среднеордовикских конодонтов на Майкаинском рудном поле (северо-восток Центрального Казахстана) // Изд. КазССР, Сер. геол., 1981, № 1. С. 34-35.
- Миясиро А., Акши К., Шенгер А. Орогенез. М.; 1985. 285 с.
- Никитин И. Ф. Ордовик Казахстана. Ч. 1. Алма-Ата: Наука, КазССР, 1972. 242с.
- 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., Герасимова Н. А., Курковская Л. А., Степанец В. Г., Якубчук А. С. Стратиграфия нижнепалеозойских вулканических толщ Майкаин-Кызылтасского офиолитового комплекса (Центральный Казахстана) // БЮЛ. МОИП, отд. геол., 1993, т. 68, вып. 6. С. 47-63.

Паталаха Е. 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, 1969. № 4. С. 5-23.

Перфильев А. С., 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.

Печерский Д. М., Диденко А. Н. Палеоазиатский океан: Петромагнитная и палеомагнитная информации о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.

Пирс Дж. А., Липпард Дж. С., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134-165.

Пуртов В. К. Высокотемпературный метасоматоз и гранитизация пород базальтового состава в хлоридном растворе. Екатеринбург, УрО РАН, 2002. 140 с.

Объяснительная записка, Геологическая карта Казахской ССР. Масштаба 1: 500 000. Серия Центрально-Казахстанская, Алма-Ата, 1981. 325 с.

Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.

Рязанцев А. В., Румянцева Г. Ю. Ордовикские олистохромы 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.

Сеитов Н. С. Тектоника плит и офиолитовые зоны Казахстана (принципы умеренного мобилизма). Алма-Ата, 1988. 112с.

Сеитов Н. С. Тектоника плит: возможные истоки и особенности проявления (по материалам офиолитовых зон Казахстана). Алма-Ата: Гылым, 1992. 200 с.

Сидоров Е. Г., 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.

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., Брэндон 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 Негоя: 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., 1997, ГЕОХИ РАН, Москва. 300 с.

Степанец В. Г., Гранкин М. С. Офиолиты Майкаин-Кызылтасской шовной зоны (Северо-Востока Центрального Казахстана) // Тез. Док. III Каз. Петрограф. Совещ. Общие вопросы магматизма и мета-

морфизма. 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: Дис. 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. 1998. №1. С. 12-23.

СТЕПАНЕЦ В. Г. Петрогеохимическая характеристика надсубдукционных офиолитов массива Караулчеку (Центральный Казахстан) // 7-ая Международная конференция по тектонике плит им. Л. П. Зоненшайна. Тез. Докл. Москва: 2001. С. 69-70.

СТЕПАНЕЦ В. Г., КЕММЕР А. Г. Петролого-геохимические аспекты надсубдукционных и рифтогенных офиолитов Центрального Казахстана (на примере офиолитовых массивов Караулчеку и Толпак). Международная научная конференция Рифты литосферы. International scientific conference Rifts in lithosphere. Материалы международной научной конференции. Екатеринбург 2002а. С. 246-249.

СТЕПАНЕЦ В. Г., КЕММЕР А. Г. Типы фундаментов нижне-среднепалеозойских окраинных бассейнов Казахстанского террейна // Современные вопросы геологии. 2-е Яншинские чтения. Москва, 2002б. М., Научный мир. С. 61-65.

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., КЕММЕР А. Г. Магматизм Шакшанского задугового спредингового вулканизма каледонид северо-востока Центрального Казахстана // Материалы II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003б. С. 321-326.

СТЕПАНЕЦ В. Г. Петрогеохимическая специализация и генезис субвулканических долеритов, андезитов, лейкогранитов преддуговых офиолитов массива Караулчеку (Центральных Казахстан) // Металлогения древних и современных океанов – 2004. Миасс: ИМин УрО РАН, 2004. С. 142-147.

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., АНТОНЮК Р.М. Магматизм и оруденение Майкаинского сиалического бассейна Южной Гондваны (Центральный Казахстан) // Металлогения древних и современных океанов – 2008. Миасс: ИМин УрО РАН, 2008а. С. 53-57.

СТЕПАНЕЦ В.Г. Происхождение флюидов хлора и спилитовых магм над зонами субдукции // Уральский геологический журнал, 2008б, № 3 (63). С.3-18.

СУЩЕВСКАЯ Н. М., ДМИТРИЕВ Л. В., СОВОЛЕВ А. В., Петрохимический критерий классификации закалочных стекол океанских толеитов, ДАН СССР, 268, (6), 1983. С. 1475-1477.

ТАЖИБАЕВА П. Т., ПОНОМАРЕВ Д. В. Коры выветривания ультраосновных пород Казахстана и полезные ископаемые. А-Ата, Наука, 1980. 204 с.

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). Автореферат дис. докт. геол.- мин. наук, 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. канд. геол.- мин. наук, 1996. С.-Петербург. 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 (Центр. Казахстан) // Геодинамика. 1991, № 4. С. 54-69.
- УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ. Магматические горные породы. Т. 5. М.: Наука, 1988. 508 с.
- Чуб А. В., Добрынин А. И., Фомин А. В., Дробот Д. В., Цурика А. А. Хлорирование феррониобия // Цветная металлургия. Известия ВУЗ, 2000, № 3. С. 23-34.
- Чурикова Т., Дорендорф Ф., Вернер Г. Природа геохимической зональности в крест простираения Камчатской островной дуги // Геодинамика и вулканология Курило-Камчатской островодужной системы, П-К., 2001. С. 173-190.
- Харленд У. Б., Кокс А. В., Ллевеллин П. Г., Пиктон К. А. Г. 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 вендераннем кембрии. // Тектоника Азии. Тезисы совещания. М.: Геос, 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.
- 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, 2001 вып. 2. С. 4-12.
- Щебуляев 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.
- Якубчук А. А., Степанец В. Г., Герман Л. Л. Рои пластинчатых даек, субпараллельных в офиолитовых массивах – свидетели спрединга // ДАН СССР.1988, Т. 298. № 5. С. 1193-1197.
- Якубчук А. А., Степанец В. Г., Новикова М. З. и др. О выявлении осевой палеоспрединговой зоны в ордовикских офиолитах Центрального Казахстана // ДАН СССР. 1989. Т. 307. №5. С. 1198-1201.
- 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.
- 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. V. 86-N-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.
- ALEXUYUTIN M. V. Paleotectonic history of Kazakhstan during the Paleozoic. The Dissertation. München. 91p.
- ANDERS, E. & GREVESSE, N. 1989. Abundance of the element. Meteoritic and Solar. Geochim. Cosmochim Acta 53. P. 197-214.
- AMSTUTZ, G. C. Spilites and Spilitic Rocks. New York –Heidelberg-Berlin: Springer 1974.
- BALLHAUS, C.G., STUMPF, 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., ROEDER, P. L. The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks //Journal of Petrology. 2001. Volume 42. Number 12. P. 2279-2302.
- 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. 366. P. 113-141.
- 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. *Ophiolites* 1983. Vol. 8, No. 3. P. 307-324.
- BONINITES // Ed.: A.J. Crawford. Unwin Hyman, London, 1989. 465 p.
- BEN OTHMAN, D., WHITE, W.M., 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.
- 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. V.16. P. 212-236.
- 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. Pet.*, 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. P. 172.
- BRENAN, J.M., SHAW, H.F., RYERSON, F.J., 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. V. 299, No 5885. P. 718-720.
- 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. (1995) Model ore-metal partitioning from melts into vapour and vapor/brine mixtures. In *Magmas, Fluids, and Ore Deposits* (ed. J. F. H. Thompson). . *Min. Ass. Canada*. Vol. 23.P. 101–127.
- CHOPIN, C. Ultrahigh-pressure metamorphism: tracing continental crust into the mantle // *EPSL* 212, 2003. P. 1-14.
- CHOU, I. M. (1987) 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. P. 1965–1975.
- CHURIKOVA, T., DORENDORF, U., WÖRNER, G. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation. *J. Petrology*. Vol. 42. No 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*, 377. 2003. P. 229– 247.
- CONEY, P. J., JONES, D. L., MONGER, J. W. H. Cordilleran suspect terranes. 1980. *Nature*. 288. P 329-333.
- 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. I 3-4. P. 297-313.
- DANZUSHEVSKY, Y L. V., SOBOLEV, A. V., FALLON, T.J. 1995. North Nongan High/Ca Boninite petrogenesis: the role of Samoan plume and subduction zone-transform fault transition // *J. Geodynamic*, Vol. 20. No. 3. P. 219-241.
- DIE ERDE. *Natur und Wissen* 2. 1984. Verlagsgruppe Bertelsmann International GmbH, München, S. 159.
- DICK, H.J.B. & BULLEN, T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1984. 86. P. 54-76.
- DICK, H. J. B. 1989 Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism. In: Sanders A. D. & Nirry M. J. (eds) *Magmatism in the Octan Basins*. Geological Society, London, Special Publication 42. P. 71-105.
- DICKIN, A.P. *Radiogenic isotope geology*. Cambridge University Press, 1997. P. 490.
- DILEK, Y., MOORES, E.M., ERSKINE, M.C. Ophiolitic thrust nappes in western Nevada: implications for the

- Cordilleran Orogen. *Journal of the Geological Society*. Volume 145. Number 6. 1988. P. 969-975.
- DORENDORF, F., WIECHERT, U., WERNER, G.. Hydrated sub-arc mantle: a source for the Kluchevskoy volcano, Kamchatka/Russia // *Earth and Planetary Science Letters*. 2000. V.175. P. 69-86.
- ERMOLOV, P. V., STEPANETS, W. G. Contribution to development of views on history of Paleosian Ocean: Kazakhstan // Report No. 4. Of The IGCP PROJECT 283: Geodynamic evolution of Paleosian 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., 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. N. 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. & DANZUSHEVSKY, L. V. 2000. 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 Compointnts on Mantel Melting. *Journal of Petrology* Vol. 11. No. 2. P. 257-283.
- FORTEY, R.A. & COCKS, L.R.M., 2003, Palaeontological evidence bearing on global Ordovician-Silurian continental reconstructions. *Earth-Science Reviews*. 61. P. 1-63.
- GALLAGHER, K., HERGET, L. M., MCDERMOTT. Trace element fractionation processes in the generation of island arc basalts // In: "Melting and melt movement in the earth" (eds. Cox et al.), 1993. S. 179-191; Cambridge. GILL, J. B., HISSCOTT, R. N. & VIDAL, PH. (1994). Turbidite geochemistry and evolution of the Izu-Bonin arc and continents. *Lithos* 33. P. 135-168.
- 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. V. 120. P. 95-114.
- HAWKESWORTH, C.J., SAUDERS, A.D., TARNEY, J. 1979. The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the Scotia Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43. P. 555-572.
- HAWKESWORTH, C.J., GALLAGHER, K., HERGT, J. M. AND MCDERMOTT, F. 1993. Mantle and slab contributions in arc magmas. *Ann. Revs. Earh.Planet. Sci.*, 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* 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*, 2001. Vol. 410. 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.
- HOFMANN, A. W., Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*, 1997, 385. P. 219-229.
- IRVINE, T. N. AND BARAGAR W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8. P. 523-548.
- ISHII, T., ROBINSON, P. T., MAEKAWA, H. & FISKE, R. Petrological studien of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc, Leg 125. In: Fryer P., Pearce J. A., Stokking L. B., et al. (eds) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 125. College Station TX: Ocean Drilling Program, 1992. P. 445-485.
- ISHIKAWA, T., NAGAISHI, K. AND UMINO, S. 2002. Boninitic volcanism in the Oman ophiolite: Implications for thermal condition during transition from spreading ridge to arc // *Geology*, 2002. V. 30. No. 10. P. 899-

902.

- IWAMORI, H. Transportation of H₂O and melting in Subduction zone // *EPSL*, 1998. P. 65-80.
- 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. 95. P. 2661-2678.
- KAMENETSKY, V.S., EVERARD, J. L. , CRAWFORD, A.J. Enriched End-member of Primitive MORB Melts: Petrology and Geochemistry of Glasses from Macquarie Island (SW Pacific) // *Journal of Petrology*. Vol. 41. N. 3. 2000. P. 411-430.
- KAMENETSKY, V.S., CRAWFORD, A.J., MEFFRE, S., 2001. Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks // *Journal of Petrology*. 42. P. 655–671.
- KARIG, D. E. Ridges and Basins of the Tonga - Kermadec Island Arc System // *J. Geophys. Res.* 1970. V. 75, N 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 Sothern 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. V. 202. No. 2. P. 361-377.
- 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. 1995. Ocean-ridge basalts with convergent-margin geochemical affinities from the Chile Ridge // *Nature*, 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.
- Lee, Il Y. Geotectonic significance of detrital chromian spinel; a review // *Geosciences Journal*. 1999. Vol. 3, No1. P. 23-29.
- LOFGREN A. Arenigian and Llanvirnian conodonts from Jamtland. northorn Sweden // *Fossils and Strata*. 1977. N 13. P. 129.
- MACCIOTTA, G., PICCARDO, G.B., ZEDA, O. 1989. Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator // *Chem. Geol.*, 7. P. 165-182.
- MACDOUGALL, J. D. & LUGMAIR, G. W. (1986). Sr and Nd isotopes in basalts from the East Pacific Rise: significance for mantle heterogeneity // *Earth and Planetary Science Letters* 77. P. 273–284.
- MACPHERSON, C.G & HALL, R. 2001. Tectonic setting of Eocene boninite magmatism in the Izu-Bonin-Mariana forearc // *Earth Planet. Sci. Lett.* 186. P. 215-230.
- MESCHED, 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.
- MONGER, J.W.H., PRICE, R.A., TEMPELMAN-KLUIT, D.J., 1982. Tectonic accretion and the origin of the two major metamorphic and plutonic belts in the Canadian Cordillera // *Geology*. Vol. 10. P. 70-75.
- MOORE, T. The Arctic Alaska Superterrane. *Geologic studies by U.S. Geological Survey*. 1991. P. 238- 243.
- 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. V. 19.

P. 218-224.

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. 1995. 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 bay of Academician A. A. Abdulin. Contributions to Eurasian Geology. Occ. Pub. ESRI, New series no. 12 b, University of South Carolina and Utah. P. 19-33.

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. 327N no. 3. 2000. P. 157-171(15).

NIU, YA. & HEKINIAN, R., Spreading-rate dependence of the extent of mantle melting beneath ocean ridges // *Nature*. 23 Jan. 1997. 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. N. 39. P. 63-83.

OXBURGH, E. R. & PARMENTIER, E. M., 1978. Thermal processes in the formation of continental lithosphere // *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.* A288. P. 415-429.

QUINBY-HUNT, M.S., TUREKIAN, K.K. Distribution of elements in sea water // *EOS* 64: 1983. P. 130-132.

PARKINSON, I. J., AND PEARCE, J. A. 1998. Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana Forearc (ODP Leg 125): Evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting // *Journal of Petrology* 39. P. 1577-1618.

PEACOCK, S.M. Fluid process in subduction zones // *Science*. 1990. Vol.: 248. № 4953. P. 329-337.

PEARCE, J. A., CANN, J. R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // *EPSL* 19. P. 290-300.

PEARCE, J., LIPPAR, D. S. J., AND 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.*, 16, 1984. P. 77-94.

PEARCE, J. A., BAKER, P. E., HARVEY, LUFF, I. W. 1995: Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the south Sandwich Island Arc. // *Journal Petrology*, 35. P. 1073-1109.

PEARCE, J.A. & PEATE, D.W. 1995: Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 23. P. 251-285.

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. 145. P. 325-394.

POBER, E. AND 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.

POPOV, L. E. & HOLMER, L. E. Cambrian-Ordovician lingulate brachiopods from Scandinavia, Kazakhstan, and South Ural Mountains // *Fossils and Strata*, 1994, 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, 1995, USA. P. 121-124.

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. 115. P. 1-17.
- REGÉLOUS, M., WENDT, J. I., NIU, Y. 1998. 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*. Volume 39. Number 3. P. 331-368.
- REGÉLOUS, M. & HOFMANN, A. W. (1999). Geochemistry of lavas from the Emperor Seamounts, and the geochemical evolution of Hawaiian magmatism since 85 Ma. *EOS Transactions, American Geophysical Union* 80, F1102.
- REGÉLOUS, M., HOFMANN, A. W., ABOUCHAMI W. AND 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, Volume 44. Number 1. P. 113-140.
- REGÉLOUS, M., NIU, Y., WENDT, J. I., GREIG, A. & COLLERSON, K. D. (1999). Variations in the geochemistry of magmatism on the East Pacific Rise at 10°30'N since 800 ka // *EPSL* 168. 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. V. 5. P. 319-355.
- SAUNDERS, A. D., M. J., TARNEY, 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., NORRBY, 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. & SAIITA, M. Fractionation trends of the gabbroic complexes from high-Ti and low-Ti ophiolites and the crust of the major oceanic basins: a comparison // *Ofoliti*, 5, 2/3, 1980. 241 p.
- SHARP, Z.D., BARNES, J.D., 2004. Water-soluble chlorides in massive seafloor serpentinites: a source of chloride in subduction zones // *EPSL*, 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., 1996. Turcic-type orogeny and its role in the making of the continental crust // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 24. P. 263-337
- SERPAGLI, E. Lower Ordovician Conodonts from Precordillera Argentina (Province of San Juan // *Bull. de la Società Paleontol. Italiana*. 1974. V. 13, N 1-2. P. 17—98.
- SERRI, G. & SAIITA, M. Fractionation trends of the gabbroic complexes from high-Ti and low-Ti ophiolites and the crust of the major oceanic basins // *Compariso. Ofoliti*, 1980, 5, № 2/3.
- SMETHURST, M.A., KHRAMOV, A.N., PISAREVSKY, S. 1998: Palaeomagnetism of the Lower Ordovician Orthoceras Limestone, St. Petersburg, and a revised drift history for Baltica in the early Palaeozoic // *Geophys. J. Int.* 133. 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.
- SINTON, J. M., FORD, L.L., 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.
- STEINMANN, G. Die ophiolithischen Zone in dem mediterranen Kettengebirge // 14 th Intern. Geol. Congr.-Madrid 2, 1927. P. 638-667.
- 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.
- STEPANEZ, 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.
- STERN, R. J., Subduction zones, *Rev. Geophys.*, 2002. 40(4), 1012.
- 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. Nol. 67. I 21. P. 4179-4203.
- 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.*; 1989. 42. 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, v. 10. P. 231-255.
- SYMONDS, R. B., ROSE, W. I., BLUTH, G. J. S. AND GERLACH, T. M. (1994) Volcanic-gas studies: Methods, results and applications. In *Volatiles in Magmas* (eds. M. R. Carroll and J. R. Holloway), P. 1–66
- TATSUMI, Y., SHINJOE, H., ISHIZUKA, H., SAGER, W. W., KLAUS, A. Geochemical evidence a mit-Cretaceous super plume // *Geology*. V. 26. N.2. 1998. P. 151-154.
- TARNEY, J., SAUNDERS, A. D., MATTEY, 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.
- 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. V. 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. 2003: The Tornquist Sea and Baltica-Avalonia docking. *Tectonophysics* 362. P. 67–82.
- TORSVIK, T.H. & TRENCH, A. 1991: Ordovician magnetostratigraphy: Llanvirn–Caradoc limestones of the Baltic platform // *Geophys. J. Int.* 107. P. 171–184.
- 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.
- 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.
- 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.
- WILLMORE, C. C. , BOUDREAU, A. E., SPIVACK, A. , KRUGER, F. J. Halogens of Bushveld Complex, South Africa: ^{37}Cl 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. S. 466.
- 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. V. 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. V. 107. N. 5. P. 505-519.

Оглавление

Введение.....	6
Глава 1.1. Методика петрогеохимического анализа.....	8
Глава 1.2. Терминология и принципы классификации офиолитов.....	9
Глава 2. Краткий обзор эволюции взглядов на генезис и геотектоническую позицию офиолитов северо-востока Центрального Казахстана.....	12
Глава 3. Офиолиты Баянаул-Акшатауской структурно-формационной зоны.....	17
Глава 4. Офиолитовые террейны ранних палеозоид северо-востока Центрального Казахстана.....	39
4.1. Агырек-Толпакский супертеррейн.....	40
4.2. Одак-Майсор-Караайгырская олистострома.....	66
4.3. Офиолиты Богембай-Ангренсорской сутуры.....	75
4.4. Обсуждение, дискуссии и предлагаемая стратиграфическая схема аллохтонов.....	88
Глава 5. Сравнительный анализ вещественного состава офиолитов северо-востока Центрального Казахстана: генетические типы офиолитов.....	103
Глава 6. Геодинамическая модель развития каледонид северо-востока Центрального Казахстана.....	124
6.1. Петрологические предпосылки геодинамических реконструкций островодужных систем.....	124
6.2. Петрогеохимические 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 северо-востока Центрального Казахстана).....	138
6.3. Тектоническое районирование и палинспастические реконструкции развития каледонид северо-востока Центрального Казахстана.....	146
Заключение.....	156
Литература.....	158
Оглавление.....	170

Научное издание

Владимир Григорьевич Степанец

Офиолиты северо-востока Центрального Казахстана

E-Mail: stepanez@mail.ru;
wladimir@stepanez.de

Электронную версию монографии вы найдете на веб-сайте
<http://www.stepanez.de>

Корректор В. Г. Арнгольд
Дизайн и компьютерная верстка В. Г. Степанца
Спонсоры: <http://www.north-design.de>
<http://www.rc-mir.com>

