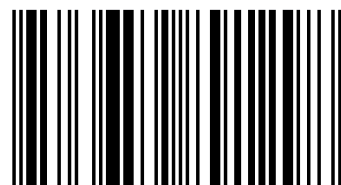


В книге рассмотрены проблемы геологии, петрографии, геодинамики и металлогении офиолитов Казахстана. Основное внимание уделено описанию разрезов и петрогеохимической специализации вулканогенных и плутонических комплексов разновозрастных офиолитовых ассоциаций. Постулируется хлоридная природа дифференцированных вулканитов и ассоциирующих с ними хромитовых дунитов офиолитов. Рассмотрена металлогения платиноидов концентрически-зональных пироксенит-дунитовых, норит-кортландитовых и дунит-гарцбургитовых комплексов Центрального Казахстана. На основании геодинамических реконструкций доказывается террейновая тектоника складчатых структур мозаично-блокового типа Казахстана. На палинспастических реконструкциях показано приэкваториальное положение казахстанид в среднем и верхнем ордовике. Монография может представлять интерес для широкого круга специалистов в области естественных наук.

Офиолиты Казахстана



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



978-3-659-89129-8

Степанец

Владимир Степанец

# Офиолиты Казахстана Геология и геодинамика Том I

(Сары-Арка)

 **LAMBERT**  
Academic Publishing

**Владимир Степанец**

**Офиолиты Казахстана Геология и геодинамика Том I**



**Владимир Степанец**

**Офиолиты Казахстана Геология и  
геодинамика Том I**

**(Сары-Арка)**

**LAP LAMBERT Academic Publishing**



## **Impressum / Выходные данные**

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

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

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

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

Coverbild / Изображение на обложке предоставлено: [www.ingimage.com](http://www.ingimage.com)

Verlag / Издатель:

LAP LAMBERT Academic Publishing

ist ein Imprint der / является торговой маркой

OmniScriptum GmbH & Co. KG

Bahnhofstraße 28, 66111 Saarbrücken, Deutschland / Германия

Email / электронная почта: [info@omniscryptum.com](mailto:info@omniscryptum.com)

Herstellung: siehe letzte Seite /

Напечатано: см. последнюю страницу

**ISBN: 978-3-659-89129-8**

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

Alle Rechte vorbehalten. / Все права защищены. Saarbrücken 2016



<b>ОГЛАВЛЕНИЕ</b>	Стр.
ПРЕДИСЛОВИЕ ОТВЕТСТВЕННОГО РЕДАКТОРА	2
ПРЕДИСЛОВИЕ	4
<b>ГЛАВА 1</b>	
МЕТОДИКА ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА	5
ТЕРМИНОЛОГИЯ И ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ ОФИОЛИТОВ	8
<b>ГЛАВА 2</b>	
ОБЗОР ЭВОЛЮЦИИ ВЗГЛЯДОВ НА ГЕНЕЗИС И ТЕКТОНИЧЕСКУЮ ПОЗИЦИЮ ОФИОЛИТОВ КАЗАХСТАНА	13
<b>ГЛАВА 3</b>	
АГЫРЕК-АРСАЛАНСКАЯ АККРЕЦИОННАЯ ПРИЗМА	20
<b>ГЛАВА 4</b>	
ПЛАТИНОНОСНЫЕ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЕРЕЙ-МЕНТАУ-НИЯЗСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА	118
<b>ГЛАВА 5</b>	
ОФИОЛИТЫ БОГЕМБАЙ-АРКАЛЫКСКОГО ПРЕДДУГОВОГО БАССЕЙНА	132
<b>ГЛАВА 6</b>	
КЕНДЫКТЫ-ШЫНГЫЗ-ТАРБАГАТАЙСКИЙ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС	168
<b>ГЛАВА 7</b>	
ОФИОЛИТЫ БАЯНАУЛ-АКШАТАУСКОГО ПРЕДДУГОВОГО ПРОГИБА	183
<b>ГЛАВА 8</b>	
ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ И ПАЛИНСПАСТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА	222
ЛИТЕРАТУРА	233

## ПРЕДИСЛОВИЕ ОТВЕТСТВЕННОГО РЕДАКТОРА

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Г.С. Бискэ

## ПРЕДИСЛОВИЕ

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

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

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

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

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

## **ГЛАВА 1**

### **МЕТОДИКА ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА**

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

Атомно-абсорбционным, рентгенофлуоресцентным и количественным спектральными методами анализа в вулканиках 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), с крупными ионными радиусами (LILE – K, Rb, Ba, Sr) и рудных элементов (Co, Ni, Cr). Выбор REE и HFSE был определен тем, что они по существу неподвижны [Toksöz & Bird, 1977 и многие другие], а Y и Yb неподвижны и при высоких давлениях флюидов [Kilian, 1997].

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



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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Ba – характеризует уровень плавления океанических осадков.

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

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

Eu<sup>2+</sup> - преимущественно накапливается в плагиоклазе.

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

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

Nb, Yb – неподвижны, а Ta-Nb минимум в островодужных вулканитах указывает, что мантийный резервуар над активной зоной субдукции не подвергается метасоматическому обогащению за счет подтоков снизу, из глубинных слоев мантии, поскольку литосферная плита служит физическим барьером на пути поднимающихся флюидов.

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

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

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

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

## **ТЕРМИНОЛОГИЯ И ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ ОФИОЛИТОВ**

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

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

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

Офиолиты [Колман, 1979], в соответствии с решением Пенроузкой конференции 1972 г., – это характерная ассоциация основных и ультраосновных пород, характеризующаяся слоистым строением и отражающая эволюцию становления океа-

нической коры геологического прошлого. Термин «офиолиты» не может быть использован как название породы или стратиграфического подразделения при картировании. В полной офиолитовой серии снизу вверх представлены следующие типы пород: Ультрабазитовый комплекс, состоящий из гарцбургитов, лерцолитов и дунитов в различных количественных соотношениях, обычно обладающих тектоническими текстурами и более или менее серпентинизированных. Габброидный комплекс с кумулятивными текстурами и структурами, обычно с перидотитовыми и пироксенитовыми кумулятами, как правило, менее деформированными по сравнению с породами ультрабазитового комплекса. Комплекс параллельных даек основного состава. Основной вулканический комплекс сложен обычно подушечными лавами. Ассоциирующиеся типы пород представлены: 1) перекрывающими осадками, обычно включающими пачку ленточных кремнистых пород с тонкими прослоями глинистых сланцев и небольшим количеством известняков; 2) линзовидными телами хромитов, обычно приуроченными к дунитам; 3) натровыми лейкократовыми интрузивными и эффузивными породами.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Границы древних тектонических плит, как правило, маркируются серпентинитовыми меланжами. В 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, серпентинитовые меланжи подразделяются на мономиктовый, олигомиктовый и поли-

миктовый. Мономиктовым называется такой меланж, в составе которого тектонически перемешаны в основном породы базит-гипербазитового состава. Олигомиктовый меланж состоит из тектонических отторженцев и пород базит-гипербазитового состава. Полимиктовый меланж характеризуется наличием тектонических блоков самого различного состава, в том числе и экзотических пород, неизвестных в автохтонном залегании.

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

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

Спредингово-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 высокомагнезильной шпинели в дунитах.

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

К надсубдукционным плутоническим офиолитам также отнесены породы норит-кортландитового комплекса, с которым генетически связаны сульфидно-никелевые руды, содержащие металлы платиновой группы, пространственно и генетически ассоциирующей с платиноносным пикрит-базальтовым комплексом. По-видимому, такие комплексы отражают тектоно-магматические процессы, протекающие в пределах сиалических задуговых бассейнов. Хромшпинель таких комплексов обогащена оксидом цинка.

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

Сокращения, принятые в тексте. Ti-Mt – титаномагнетит; Crт – хромшпинель; PM – примитивная мантия (на время 4,5 млрд. лет); PHEM (Primitive Helium Mantle) – наиболее примитивный состав мантии, сохранившийся с самой ранней стадии развития Земли; LM – нижняя мантия; UM – верхняя мантия; DM – деплетированная мантия; EM – обогащенная мантия; NMORB – базальты N-типа срединно-океанических хребтов; TMORB – переходные; EMORB – обогащенные Nb, Ta, Ce, K, P базальты; OIB – базальты океанических островов; BON – бониниты, Mg – марианиты; CAB – известково-щелочные вулканиты; SABt – шошонит-абсарокит-банакиты; Fe# – железистость; Mg# – магнезиальность; Cr# – хромистость; Fe<sup>3+</sup># – степень окисления железа; med-Ti – среднетитанистые; high-Ca – высококальциевые; low-Ca – низкокальциевые; high-N андезиты – андезиты, содержащие высокие концентрации галогенов; HFSE (High Field Strength Element) – элементы с высокозаряженными ионами; REE (Rare Earth Element) – редкоземельные элементы; LILE (Large-Ion Lithophile Elements) – крупноионные литофильные элементы.



## ГЛАВА 2

### ОБЗОР ЭВОЛЮЦИИ ВЗГЛЯДОВ НА ГЕНЕЗИС И ТЕТОНИЧЕСКУЮ ПОЗИЦИЮ ОФИОЛИТОВ КАЗАХСТАНА

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

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

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

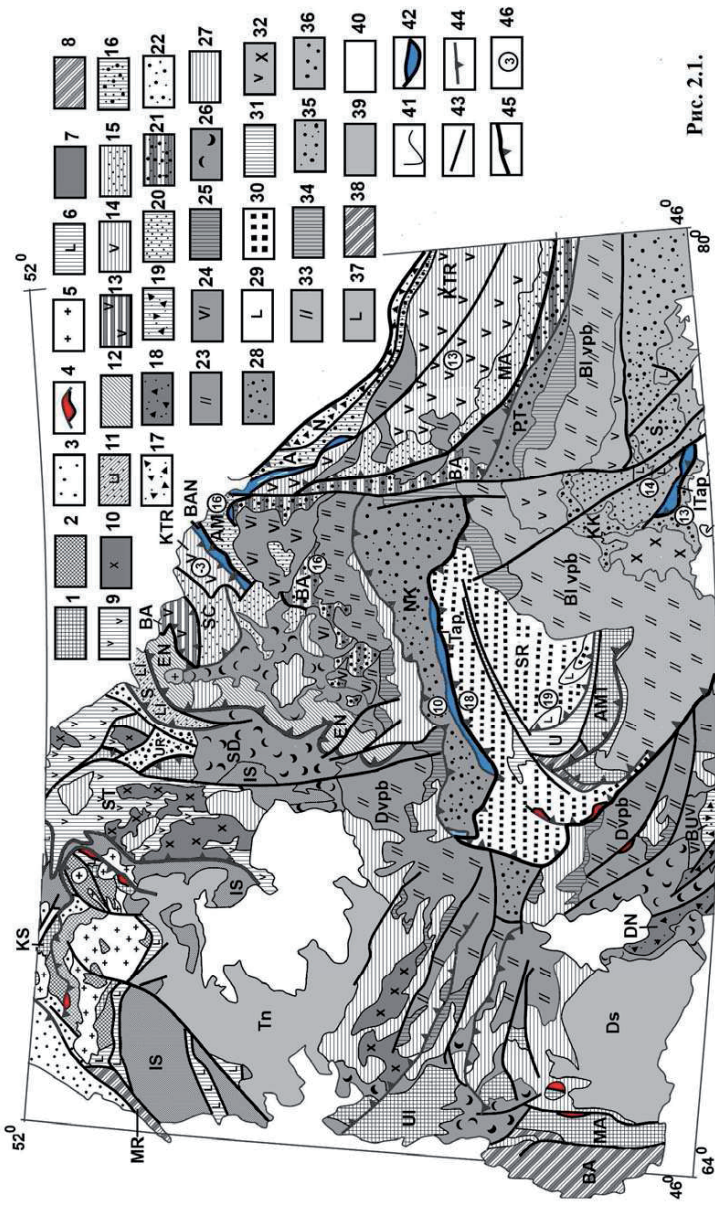


Рис. 2.1.

**Рис. 2.1.** Геодинамическая схема Центрального Казахстана (по: [Объяснительная..., 1981; Тектоническая карта, 1985; Stepanets, 1993; Антонюк и др., 1995; Никитин, 2002], с изменениями и дополнениями автора)

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

Континентальные докембрийские террейны: KS – Кокшетауский, MA – Майтубинский, UL – Улутауский, AMT – Атасу-Моинтинский; EN – Ерейментау-Ниязский срединный массив; пассивные континентальные окраины: BA – Байканурская, IS – Ишимская; активные окраины континентов: ST – Стеняжский рифт, Durb – Devonский вулканоплутонический пояс, Vurb – Балхаш-Илийский вулканоплутонический пояс; задуговые бассейны: S – Селетинский, SD – Шидертинский, AM – Ангерсор-Майкаинский, SC – Шакианский, MA – Маялжен-Арсаланский; преддуговые бассейны: UR – Урумбайский; BA – Баянаул-Акишатауский, NK – Нуринско-Карасорский, PT – Предишынгызский; окраинные бассейны: SR – Сарысуйский, KK – Кентарлау-Котанбулакский, SA – Саякский; континентальные рифты: MR – Марьенский, U – Успенский; континентальные лагуны: Tn – Тенизская, Ds – Джезказганская; аккреционные призмы: N – Най-

*манжальская, BU – Бурунтауская, VAN – Богембай-Ангренсорская, T – Тектур-масская, IT – Итмурунды-Тюлькуламская*

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

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

В связи с этим методы определения возраста 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 расланцевания серпентинитов, вплоть до образования стрессмилонитов [Рачковская, 1970], и то, что толщи, содержащие обломки дезинтегрированных серпентинитов и габбро, имеют с ними также тектонические соотношения [Беспалов, 1980].

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

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

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

Было предложено двухчленное строение офиолитовых комплексов, внизу – меланократовый фундамент, а сверху – океанический чехол [Книппер, 1971, 1978; Перфильев и др., 1973; Антонюк, 1974, 1977]. В такой модели строения 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] сопоставляет базальты майкаинской свиты венда – нижнего кембрия, силициты и ассоциирующие с ними терригенные отложения косгомбайской свиты нижнего–верхнего кембрия, широко развитых на северо-востоке Центрального Казахстана, соответственно со вторым и первым слоями современных океанов. При этом мафит-ультрамафиты на основании состава базальных конгломератов толпакской свиты венда в горах Толпак Р.М. Антонюк [Антонюк, 1974] относит к пассивному позднепротерозойскому меланократовому фундаменту вендо-кембрийского Казахстанского океана. Доказав при этом, что ультрамафиты и связанные с ними габброиды в пределах офиолитовых поясов Центрального Казахстана фрагментарно обнажаются в составе сложно перемятых аллохтонов, где они слагают отдельные массивные блоки, будины, или образуют серпентинитовый меланж, что впоследствии было подтверждено исследованиями его последователей [Степанец и др., 1984; Авдеев, 1986].

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

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].

Выявлено широкое развитие в Центральном Казахстане разновозрастных олистостромовых 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. Установлено постепенное омоложение верхних возрастных границ олистостромов к ядерным частям Джунгаро-Балхашской складчатой области [Stepanets, 1993].

В этот период был накоплен большой петрохимический материал по вулканитам офиолитов [Объяснительная записка..., 1981; Ермолов, 1990; Степанец, 1990, 1992; Кузнецов и др., 1990; Антонюк и др., 1995], что позволило разновозрастные нижнепалеозойские вулканиты Центрального Казахстана сопоставить с вулканогенными комплексами кайнозойских спрединговых окраинных морей и островных дуг Западно-Тихоокеанского региона и активных окраин континентов Восточно-Тихоокеанского региона [Ermolov et al., 1993; Stepanets, 1993, Nikitin, 1995, Segög, Natal'in, 1996; Степанец и др., 2002, 2011, 2012].

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

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

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

Гетерогенный серпентинитовый меланж Богембай-Арсаланской аккреционной призмы отражает историю развития, по-видимому, центральной части активной окраины приэкваториальной Гондваны.

Базит-гипербазитовые комплексы паравтохтонов Караулушеку Баянаул-Акшатауского и Базарбая Нуринско-Карасорского преддуговых бассейнов, Агадырского окраинного моря и серпентинитовые меланжи Тектурмасской и Итмурунды-Тюлькуламской аккреционных призм маркируют области схождения тектонических плит западной окраины приэкваториальной Гондваны.

Ниже будет дана характеристика строения офиолитов сложно дислоцированных структур нижнего палеозоя Казахстана.

В первом томе будут рассмотрены офиолиты северо-востока Центрального Казахстана.

Во втором томе будет дана характеристика офиолитам Джунгаро-Балхашской складчатой области.

В третьем томе будет дана характеристика породообразующих и аксессуарных минералов разноформационных офиолитовых комплексов и возможная история формирования казахстанид.



## **ГЛАВА 3**

### **АГЫРЕК-АРСАЛАНСКАЯ АККРЕЦИОННАЯ ПРИЗМА**

В данной главе обобщены материалы по геологическому строению нижнепалеозойских разновозрастных офиолитов Агырек-Арсаланской аккреционной призмы северо-востока Центрального Казахстана (рис. 3.1). Агырек-Арсаланская призма располагается к западу от Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайского вулканоплутонического пояса, где выделяется два сегмента: Северо-Западный сегмент простирается в северо-восточном направлении более чем на 220 км. Породы, слагающие этот сегмент, наиболее хорошо обнажены в горах Агырек, Костомбай, Кызылтумсык, в урочище Одак, а также в районе озера Майсор, урочища Сергели и гор Байахмет; Юго-Восточный сегмент простирается более чем на 600 км, где его комплексы обнажаются в горах Маялжен, Токай, Отызбес, Ушкызыл и в среднем течении реки Баканас.

#### **КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО СЕГМЕНТА**

##### **ВВЕДЕНИЕ**

В последние годы, благодаря находкам конодонтов, существенно уточнена стратиграфическая схема нижнепалеозойских кремнисто-вулканогенных отложений Казахстана [Ергалиев и др., 1998; Tolmacheva et al., 2001, 2009; Никитин, 2002; Гридина, 2003; Никитина и др., 2008]. Однако в отдельных районах Центрального Казахстана, и в первую очередь в пределах Агырек-Арсаланской аккреционной призмы (рис. 3.1), оставалась неясна последовательность формирования кремнисто-вулканогенных, кремнистых и кремнисто-терригенных отложений, повсеместно ассоциирующих с офиолитовым меланжем.

Стратиграфический объем, последовательность накопления, тектоническое положение кремнистых, кремнисто-вулканогенных толщ, как и возраст сопровождающих их олистостром, являются предметом продолжительных дискуссий [Ившин, 1978; Конева, 1979; Беспалов, 1980; Двойченко и Абаимова, 1986; Степанец, 1988, 1992; Новикова и др., 1993; Никитин, 2002; Рязанцев, 2005; Степанец и Гридина, 2011].

Впервые о наличии олистостром у западных склонов гор Агырек, где впервые были поколеблены принципы фиксизма в геологии Казахстана [Беспалов, 1980], 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..., 1981] отмечает, что эта пачка с глыбами «напоминает собой

олистострому», возраст которой, по мнению Н.К. Двойченко [Двойченко и Абаймова, 1986], соответствует середине верхнего ордовика.

На этот период матрикс олистостромы фаунистически не был датирован, и, естественно, время ее формирования определялось с учетом структурного положения и корреляции терригенных отложений с формационными аналогами смежных районов. Такой анализ дал основание М.З. Новиковой [Новикова и др., 1993] датировать возраст агырекской олистостромы в объеме  $O_{3sa} (?)$  и  $O_{3ka}$ , сопоставляя ее с разрезами Оленты-Шидертинского района [Рязанцев и Румянцева, 1987].

Тектонические покровы вулканогенных толщ описываемого района ранее выделялись Р.М. Антонюком [Антонюк, 1971; Объяснительная..., 1981] в вендско-нижнекембрийскую майкаинскую свиту, а толщи силицитов и ассоциирующие с ними терригенные отложения в ниже-верхнекембрийскую косгомбайскую свиту, отвечающие второму и первому океаническим слоям соответственно.

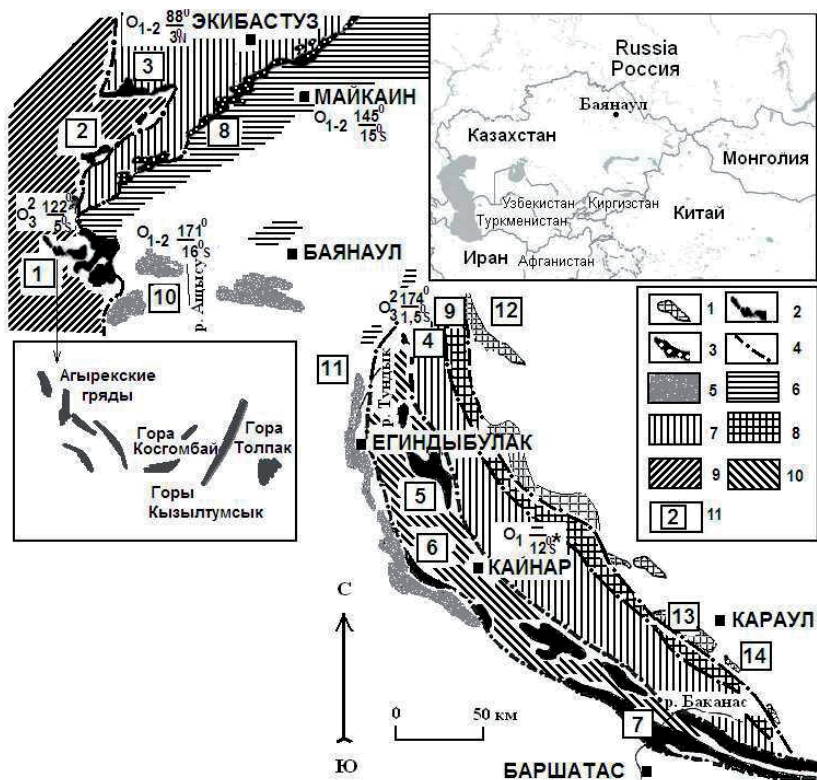
Находки конодонтов в косгомбайских силицитах позволили С.П. Конева [Конева, 1979], Н.К. Двойченко [Двойченко и Абаймова, 1986] отнести их к нижнему ордовика. Несколько позже Л.А. Курковской, М.З. Новиковой, Н.А. Герасимовой [Новикова и др., 1993] были обнаружены конодонты дапингского и нижней части дарривилского ярусов в силицитах, а в прослоях кремнистых туффитов среди пиллоу-базальтов – конодонты флоского яруса, что позволило им выделить две толщи: базальтовую (нижнюю) и кремнистую (верхнюю).

Столь явно выраженные противоречия в определении возраста, последовательности накопления кремнисто-вулканогенных, кремнистых, кремнисто-терригенных отложений были, прежде всего, обусловлены тем, что при сборах фауны не учитывалось то, что они проводились в тектонически разобренных блоках. Кроме того, послонные сборы фауны ни в одном блоке сделать не удалось, все находки конодонтов носили единичный характер, что привело к противоречивым выводам об их возрасте и последовательности накопления.

Впервые в горах Агырек послонные сборы конодонтов в кремнистых и кремнисто-вулканогенных отложениях и кораллов в карбонатных отложениях матрикса агырекской олистостромы удалось выполнить Н.М. Гридиной, В.Е. Конику и В.Г. Степанцу в период проведения детальных стратиграфических исследований в 1988-1991 гг. [Степанец, 1992; Степанец, Гридина и Коник, 1998].

Значительная часть результатов этих исследований не была опубликована и не была выполнена корреляция олистостром, карбонатно-базальтовых, кремнистых и кремнисто-вулканогенных террейнов Агырек-Арсаланской аккреционной призмы. В настоящее время аналогичные исследования на этой территории Централь-

ного Казахстана больше не проводятся, в связи с этим возникла необходимость еще раз обратиться к анализу этих материалов с целью их корреляции с современной Международной стратиграфической схемой ордовика [Bergström et al., 2008].



**Рис. 3.1.** Схема структурно-формационных зон нижнепалеозойских отложений северо-востока Центрального Казахстана, Юго-Западного Предшынгызья и сопредельных территорий. Схема составлена с использованием материалов: [Никитин и др., 1995; Антонюк и Васюков, 2003; Дегтярев и Рязицев, 2007; Степанец, 2008]

1-3 – аккреционные призмы: 1 – Найманжальская, 2 – Агырек-Арсаланская, 3 – Богембай-Ангренсорская; 4 – границы структурно-формационных зон; 5-10 – структурно-формационные зоны: 5 – Баянаул-Актауаская, 6 – Ангренсор-Майкаинская, 7 – Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайская, 8 – Аркалыкская, 9 – Шакианская, 10 – Маялжен-Арсаланская; 11 – географические пункты: 1 – г. Агырек и Косгомбай, 2 – ур. Одак, 3 – оз. Майсор, ур. Сергели и г. Байахмет, 4 – г. Маялжен, 5 – г. Токай, 6 – г. Отызбес, 7 – г. Ушкызыл, р. Арсалан, 8 – г. Адильбек

и Балааркалык, 9 – оз. Алкасор, 10 – ур. Караулиеку, 11 – левобережье р. Балатундык, 12 – з. Найманжал, 13 – з. Сарышокры, ур. Найман, 14 – Кызылтас,  $O_{1-2}$  – возраст пород исследуемых на палеомагнитные свойства, в числителе склонение в древних координатах компоненты  $J_n$ , в знаменателе палеоширота (по: [Антонюк и др., 1995; Куренков и др., 2002; Collins et al., 2003]). Полярность палеоширота ордовикских осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов, опубликованная в работах Антонюка [Антонюк и др., 1995] и Куренкова [Куренков и др., 2002], приведена в соответствие с методикой разработанной М.В. Алексютиным [Alexyutin, 2005]

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ГОР АГЫРЕК И КОСГОМБАЙ

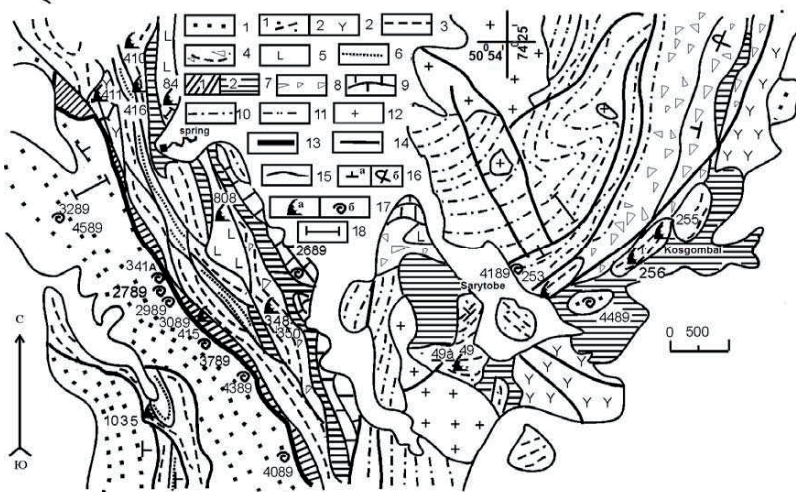
Результаты детальных исследований отложений гор Агырек и Косгомбай М.З. Новиковой [Новикова и др., 1993], С.П. Коневой [Конева, 1979], А.В. Авдеева [Авдеев, 1986], а также личные наблюдения авторов\* послужили основанием для объединения их в три структурно-формационные единицы первого порядка (см. рис. 3.1(1) и рис. 3.2).

**Паравтохтонные и неавтохтонные комплексы.** Автором к паравтохтону отнесена карбонатно-терригенная толща катского яруса верхнего ордовика (среднекембрийская граувакковая по В.Ф. Беспалову [Беспалов, 1980], средневерхнеордовикская терригенная по Р.М. Антонюку [Объяснительная..., 1981], сандбская еркебидайкская толща по М.З. Новиковой [Новиков и др., 1993]) и наращающая ее фронтальная олистострома [Степанец и др., 1998].

Карбонатно-терригенная толща обнажается только вдоль западного склона Агырекских гряд (рис. 3.2). 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 катского яруса: *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. Вверх по разрезу песчаники сменяются известковистыми песчаниками и органогенно-обломочными известняками (рис. 3.3, обн. 2789). В районе обнажения 2789, откуда ранее А.Г. Поспеловым [Конева, 1979] были определены микрофитолиты верхов позднего кембрия-ордовика, В.Е. Конином обнаружены кораллы катского яруса, скорее всего, слоев с *Holorhynchus giganteus*: *Agetolites* cf. *minor* Lin, *Agetoliteella prima* Kim, *Hemietolites* cf. *columellus* Koval., *Palaeofavosites?* sp., *Catenipora* sp., *Rhabdotetradium* sp., *Heliolites?* sp., *Propora* sp., *Plasmoporella* cf. *grata* Poltavzeva. Структурно выше обнажаются агырекские олистостромы. Они подразделены на фронтальную и тыловую. Фронтальная олистострома наиболее полно вскрывается вдоль юго-западного склона Агырекских гряд, где в виде выклинивающегося горизонта мощностью до 100 м, согласно

наращивает карбонатно-терригенную толщу катского яруса или замещает ее верхи по латерали.

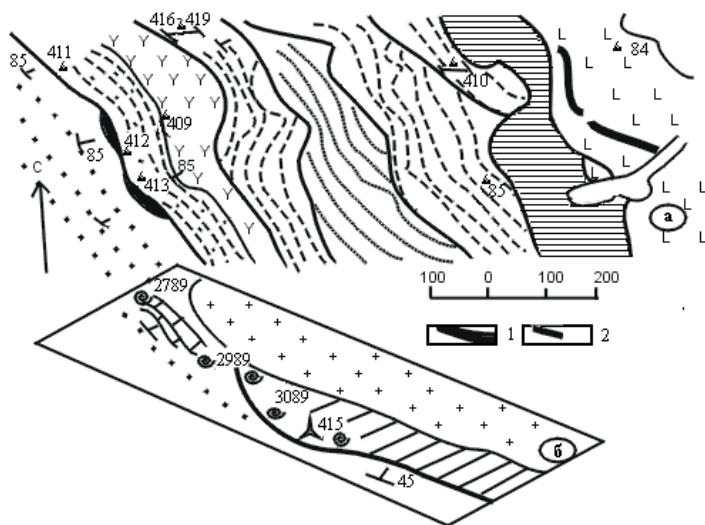
Здесь в карбонатно-глинистую бесструктурную массу и алевролитово-песчанистый матрикс, часто интенсивно расланцованный, заключены глыбы и блоки яшм, афировых базальтов, известняков, из глыб которых собраны органические остатки всех отделов кембрия [Ившин, 1978; Конева, 1979]. Редко встречаются блоки миндалекаменных базальтов с линзами перетертых известняков ботомского яруса [Ившин, 1978], неизвестные в автохтонном залегании в пределах палеозойд северо-востока Центрального Казахстана [Беспалов, 1980]. Известен блок алевролитов и известковистых песчаников, датированных конодонтами верхнего кембрия – тремадока [Двойченко и Абаймова, 1986]. В этом же блоке Н.М. Гридиной (рис. 3.2, обн. 341А) обнаружены и определены конодонты аналогичного возраста: *Gapparodus bokononi* (Landing), *Phakelodus tenuis* (Müller), *Mamillodus* sp., *Procontiodus* sp.



**Рис. 3.2.** Геологическая схема района (координаты центра участка: 50°60' с. ш., 74°20' в.д.) горы Косгомбай (50°51' с.ш., 74°27' в.д.) и Азырских (50°52' с.ш., 74°20' в.д.) гряд (по В.Г. Степанцу, Н.М. Гридиной, В.Е. Конику, схема составлена с использованием материалов: [Новикова и др., 1993])

1 – отложения паравтохтона, карбонатно-терригенная толща ( $Dec_a=98^0$ ,  $Inc_a=11^0$ ,  $\alpha_{95}=8^0$ ,  $\psi=5.5^0$  по [Куренков и др., 2002]); 2-7 – аллохтонные толщи. 2 – щелочнобазальт-туфогенно-кремнистая: 2.1 – туфогенно-кремнистые отложения, 2.2 – щелочные базальтоиды ( $Dec_a=110^0$ ,  $Inc_a=-3^0$ ,  $\alpha_{95}=15^0$ ,  $\psi=-1.5^0$  по [Куренков и др., 2002]); 3 – косгомбайские силциты; 4 – кремнеобломочные породы; 5 – толщитовые базальты ( $Dec_a=115^0$ ,  $Inc_a=-6^0$ ,  $\alpha_{95}=21^0$ ,  $\psi=3^0$  по [Антонюк и др., 1995]); 6 – граувакковые песчаники еркебидайского облика, 7 – меланжи: 7.1 – полимиктовый, 7.2 – олигомиктовый; 8-11 – отложения неав-

тохтона ( $Dec_a=122^0$ ,  $Inc_a=10^0$ ,  $\alpha_{95}=14^0$ ,  $ши=5^0$  по [Куренков и др., 2002]): 8 – тыловая олистострома, 9 – известняки, 10 – чередование известковистых песчаников, алевропесчаников и алевролитов, 11 – караайгырская свита нижнего силура; 12 – среднедевонские гранит-порфиры и фельзиты; 13 – основание доскладчатого покрова; 14 – тектонические разломы; 15 – границы геологических тел; 16 – элементы залегания: а – нормальные, б – опрокинутые; 17 – местонахождение ископаемой фауны: а – конодонтов, б – кораллов; 18 – места отбора ориентированных образцов для палеомагнитных исследований.  $Dec_a$ ,  $Inc_a$  – склонение и наклонение в древних координатах компоненты  $J_n$ ,  $\alpha_{95}$  – угол овала доверия,  $ши$  – палеоширота



**Рис. 3.3.** Детальные схемы врезки к геологической карте района Агырекских гряд а – северо-западного окончания; б – центральной части; 1 – лиственинты; 2 – среднедевонские гранит-порфиры.

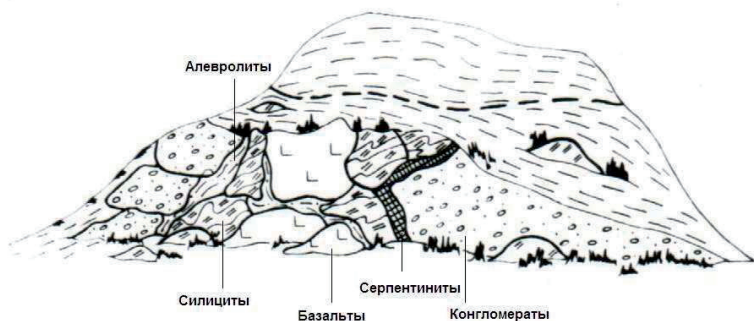
Остальные условные обозначения см. на рис. 3.2

В горах Косгомбай (рис. 3.2) агырекская фронтальная олистострома обнажается фрагментарно, вскрываясь в виде небольших эрозионных окон из-под олигомиктового серпентинитового меланжа. В ее составе (рис. 4.4) так же, как и в горах Агырек, обнаружены глыбы известняков, содержащие кораллы катского яруса, скорее всего, слоев с *Holorhynchus giganteus* (см. рис. 3.2, обн. 4489).

Структурно выше обнажаются тектонические покровы редуцированных разрезов разновозрастных осадочных, осадочно-вулканогенных толщ и серпентинитовых меланжей, запечатанные неавтохтонными карбонатно-терригенными отложения чокпарского горизонта (катский ярус), низы которых по вертикали и латерали



замещаются тыловой олистостромой. Наиболее широко тыловая олистострома распространена к северу от горы Косгомбай.



**Рис. 3.4.** Пример строения фронтальной олистостромы в районе горы Косгомбай.

Также присутствуют обрывки пластов конгломератов, гравелитов, песчаников, наполненных офиолитовой кластикой и яшмами, глыбы известняков и известняковых конглобрекций, которые охарактеризованы позднеордовикскими кораллами, скорее всего, верхней половины катского яруса (рис. 3.3(б), обн. 2989): *Agetolites* sp., *Fletcheriella* sp., *Nyctopora* sp., *Reuschia* sp., *Propora tumulosa* Hill, *Heliolites* cf. *ramosus* Kovalevskii, *Vermiporella* sp. и слоев с *Holorhynchus giganteus* (обн. 4389).

В отличие от фронтальной олистостромы, тыловая олистострома не содержит глыб кембрийских известняков и менее тектонизирована. В ее составе присутствуют олистолиты и олистоплаки серпентинитов, габброидов, пироксенитов, диабазов, базальтов и силицитов. Материал, окружающий олистолиты и олистоплаки, состоит, как правило, из продуктов разрушения самих тектонических покровов. Он представлен остроугольными глыбовыми брекчиями и конгломератами, сцементированными более тонким материалом того же состава. Последние при удалении от тектонических покровов 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., *Plastoporella* sp. 1, 2, видимо, позднего катского яруса, чокпарского горизонта Казахстана.



По латерали олистодрома к западу выклинивается и у восточного склона Агырекских гряд фациально замещается биогермными известняками позднего ката, запечатывающими серпентинитовый меланж. В центральной части биогерма обнаружены кораллы (обн. 2689) чокпарского горизонта, слоев с *Holorhynchus giganteus*. Вверх по разрезу агырекская олистодрома наращивается карбонатно-терригенной толщей, документированной брахиоподами [Никитин, 1972] и граптолитами [Объяснительная..., 1981] верхов катского яруса. На севере Шакшанской зоны она соответствует верхам разреза тынкудукской серии [Рязанцев и Румянцева, 1987]. Карбонатно-терригенная толща постепенно сменяется зеленоцветными нижнесилурийскими алевролитами караайгырской свиты [Объяснительная..., 1981].

**Аллохтонные комплексы.** Агырек-Косгомбайского района подразделяются нами на серию толщ, резко отличающихся литологическим составом, но близких по возрасту: косгомбайских силицитов (?O<sub>1</sub>fl<sup>1</sup>-O<sub>2</sub>da), граувакковую (O<sub>3</sub>?), щелочнобазальт-туфогенно-кремнистую (O<sub>1</sub>tr? -O<sub>2</sub>da) и толеитовых базальтов (O<sub>1</sub>fl), терригенно-кремнистую (O<sub>1</sub>fl) и серпентинитовые меланжи.

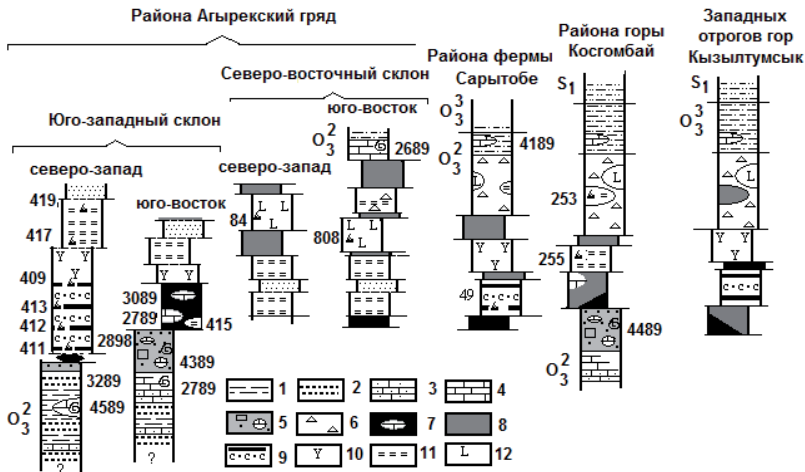
Распространение аллохтонов отображено на рисунке 3.2, а их положение в разрезе показано на рисунке 3.5. На схеме отчетливо видно, что аллохтонные комплексы четко структурированы в разрезе агырекской олистодромы.

Нижний пакет покровов сложен полимиктовым серпентинитовым меланжем и фрагментами разрезов щелочнобазальт-туфогенно-кремнистой толщи. 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. 3.2).

В интенсивно меланжированные гарцбургитовые хризотил-лизардитовые серпентиниты, милониты и листвениты по ним «закатаны» глыбы тектонизированных нижнекембрийских миндалекаменных базальтов и диабазов. Также встречаются голубовато-серые, серые сланцы и мелкие редкие глыбы брекчий глаукофановых сланцев [Объяснительная..., 1981; Авдеев, 1986]. Наиболее широко в составе полимиктового меланжа распространены глыбы железистых кварцитов, пестроокрашенных силицитов и кремнеобломочных пород с конодонтами флоского яруса (рис. 3.3(б), 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 (рис. 3.2, обн. 3089): *Vologdino-cyathus borovikovi* (Konjuschkov), *Ko-rovinella vistulata* (Konjuschkov), характерными, по заключению А. Ю. Журавлева, для ран-

него кембрия [Debrenne & Zhuravlev, 1992.]. Встречаются глыбы (рис. 3.2, обн. 3789) перекристаллизованных известняков с кораллами слоев с *Holorhynchus giganteus*.



**Рис. 3.5.** 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, алевротуффитов, реже песчаников с прослоями красных глинистых яшм, вишневых аргиллитов и туффитов, 10 – суперплюмовые базальтоиды (тефриты, фонотефриты и трахибазальты); 11 – косгомбайские силциты; 12 – толетовые базальты.

Остальные условные обозначения см. на рис. 3.2

И.Е. Кузнецовым [Новикова и др., 1993] детально описаны своеобразные офиолитовые кластиты, состоящие из обломков серпентина, биотита, хлорита, хромшпиннели и амфибола, сцементированные хлорит-серпентиновым материалом, которые еще ранее упоминаются в работе В.Ф. Беспалова [Беспалов, 1980].

Маломощные покровы щелочнобазальт-туфогенно-кремнистой толщи обнажаются вдоль западного склона Агырекских гряд. Мощные выходы щелочных базальтоидов широко развиты в окрестности фермы Сарытобе (см. рис. 3.2). Здесь с ними пространственно сопряжены тектонические покровы терригенно-кремнистой толщи, силициты которой наряду с конодонтами флоского яруса (обн. 49): *Paracordylodus gracilis* Lindström, *Oepikodus communis* (Ethington & Clark), *Balto-*

*niodus* sp., ? *Acodus deltatus* Mc Tavish, Л. А. Курковской был обнаружен (обн. 49а) обломок платформенного конодонта среднеордовикского облика и *Protopanderosus* cf. *rectus* (Lindström).

Наиболее полно фаунистически охарактеризованный разрез щелочнобазальт-туфогенно-кремнистой толщи сохранился у северо-западного подножья Агырекских гряд (рис. 3.3(а)). Здесь через листовитовую зону мощностью не более 8 м, налегая на терригенно-карбонатные отложения паравтохтона, обнажается пестрая толща (до 72 м) светло-серых, темно зеленых кремней, алевролитов, алевро-туффитов, реже – песчаников с прослоями красных глинистых яшм, вишневых аргиллитов и туффитов. В массивных темно-зеленых кремнях обнаружены конодонты флоского яруса, условно зоны *P. elegans* и *O. evae*: *Paracordylodus gracilis* Lindström, М элемент *Tropodus sweeti* (Serpagli), и *Prioniodus* sp. Выше по разрезу в полосчатых светло-серых, темно зеленых силицитах встречаются среднеордовикские конодонты: *Periodon* sp., а выше залегают кремни с конодонтами, вероятно, раннего дарривила, содержащие *Periodon aculeatus* Hadding. В верхах разреза в красных массивных, грубослоистых глинистых яшмах обнаружены конодонты дарривилского яруса: *Periodon aculeatus* Hadding, *Periodon flabellum* (Lindström), *Histiodela* cf. *holodentata* (Ethington & Clark), *Paroistodus* sp. Выше обнажается толща (до 72 м) лилово-серых, темно-серых миндалекаменных фонотефритов, тefритов и трахибазальтов с пластами красных массивных яшм [Степанец, 2008].

Структурно выше залегают тектонические покровы дислоцированных косгомбайских силицитов и граувакковых пород.

На севере западного склона Агырекских гряд (рис. 3.2, 3(а)) в одном из фрагментов слабо нарушенной моноклинали силицитов, азимут простирания  $80^{\circ}$ , угол падения  $60^{\circ}$ , Н. М. Гридиной описан [Степанец, Гридина и Коник, 1998], по видимому, несколько редуцированный разрез косгомбайских силицитов мощностью 18.7 м, где на четырех стратиграфических уровнях обнаружены конодонты (обн. 417): 1) флоского яруса нижнего ордовика, включая *P. elegans*: *Prioniodus elegans* Pander, *Paracordylodus gracilis* Lindström, М элемент *Tropodus sweeti* (Serpagli), *Ansella?* sp., *Paroistodus proteus*; 2) низов дапингского яруса среднего ордовика, вероятно, зоны *B. navis*, включая *Baltoniodus* cf. *navis* Lindström, *Oepikodus intermedius* (Serpagli), *Periodon flabellum* (Lindström), *Paroistodus* sp.; 3) верхов дапингского яруса, зона без названия – с редкими конодонтами *Periodon flabellum* (Lindström); 4) низов дарривилского яруса, включая *Paroistodus horridus* (Barnes & Poplawski), *Periodon flabellum* (Lindström).

В центральной части межгрядовых понижений Агырекских гряд вскрывается толща фаунистически недатированных граувакковых отложений. Толща сложена зелеными скорлуповатыми граувакковыми высокомагнитными песчаниками, гра-

велитами, реже конгломератами. Мощность пластины условно оценивается в 300 м. По литологическому составу и структурно-текстурным особенностям граувакки условно сопоставляются с породами стратотипического разреза еркебидайкской свиты [Никитин, 1972].

На граувакковую толщу надвинут покров интенсивно дислоцированных силицитов, мощностью более 300 м, содержащих только конодонты дапингского яруса (обн. 410): *Paracordylodus gracilis* Lindström, *Periodon* sp., *Tropodus sweeti* (Serpagli).

Структурно выше обнажается верхний пакет покровов, где олигомиктовый серпентинитовый меланж прослаивает аллохтоны толеитовых базальтов и фрагменты толщ кремнеобломочных пород, кремнистых алевролитов и силицитов.

Олигомиктовый серпентинитовый меланж слагает тектонические линзы и клинья протяженностью от 1 км до 7 км, их ширина в районе горы Косгомбай и фермы Сарытобе достигает 1000 м (см. рис. 3.2).

Матрикс меланжа сложен тектонизированными до сланцев лизардитовыми, хризотиловыми, хризотил-асбестовыми гарцбургитовыми серпентинитами, в которые заключены будины дунитов, хромитов, гранатсодержащих перидотитов, габброидов, габбро-амфиболитов, амфиболитов, диабазов, бонинитов, реже диоритов, кварцевых диоритов и плагногранитов, глыбы базальтов, аналогичных по составу толеитовым базальтам флоского яруса, и силицитов.

Крупная пластина зеленых, зеленовато-серых базальтов флоского яруса, мощностью не более 120 м, обнажается у восточного склона Агырекских гряд (рис. 3.2), небольшие глыбы аналогичных базальтов встречаются в серпентинитовом меланже и в составе тыловой олистостромы. Массивные лавы прослоены туфопесчаниками, кремнистыми алевротуффитами, миндалекаменные базальты содержат линзы известняков, в пиллоу-базальтах встречаются редкие будины сургучнокрасных яшм (рис. 3.2, обн. 84) с конодонтами: *Oepikodus evae* Lindström, *Drepanodus arcuatus* Pander, *Periodon* sp. [Новиково и др., 1993], а в обн. 808 *Paracordylodus gracilis* Lindström, *Oepikodus communis* (Ethington & Clark), *Acodus* (?) *longibasis* (Mc Tavish) [Степанец, 1992], по данным Л.А. Курковской отвечают нижней и средней части дапингского яруса.

В горах Агырек у восточного склона структурно выше тектонических покровов толеитовых базальтов обнажается мощная толща кремнеобломочных пород, силицитов, реже кремнистых алевролитов. В трех точках наблюдения (рис. 3.2, обн. 348-350) обнаружены только конодонты флоского яруса нижнего ордовика: *Paracordylodus gracilis* Lindström, *Tropodus sweeti* (Serpagli), *Periodon* sp.

Бликие по составу пиллоу-базальты, судя по петрохимическим данным, обнажаются также в составе сложнодислоцированных покровов у северных отрогов горы Толпак (рис. 3.1(3)), здесь они ранее включались в толпакскую свиту венда [Антонюк, 1971].

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ГОР ТОЛПАК

У северных отрогов гор Толпак в полосчатых серых, темно зеленых кремнях, мощностью не более 1 м, тяготеющих к низам тектонических покровов, Л. А. Курковской [Степанец, 1990; Новикова и др., 1993] были обнаружены раннедарвилские (рис.3.6, 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-красновишневые 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.

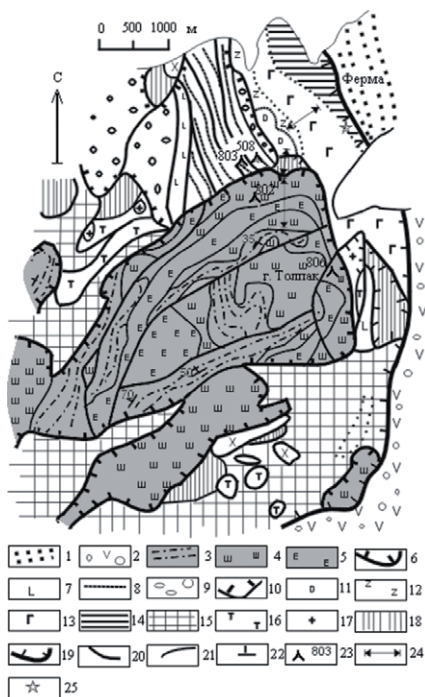
Офиолиты района горы Толпак представляют собой эрозионный останец сложно построенного пакета покровов, надвинутого на континентальный девонский складчатый комплекс. Офиолиты гор Толпак интересны тем (рис. 4.6), что все компоненты триады, присутствующие здесь, создают иллюзию единого хорошо сохранившегося 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 ее составные части были совмещены в единый пакет покровов в процессе тектонического скупивания близких по возрасту комплексов из различных палеогеографических зон северо-востока Центрального Казахстана [Степанец, 1990].

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.



**Рис. 3.6.** Геологическая схема района гор Толпак (координаты вершины горы Толпак:  $50^{\circ}47'$  с. ш.,  $74^{\circ}37'34''$  в.д.) (составлена с использованием материалов: [Новикова и др., 1993])

1-2 – континентальные отложения: 1 – терригенные ( $D_{2-3}$ ), 2 – вулканогенные ( $D_1$ ); 3-6 – толщи толпакского покрова ( $O_{1-2}$ ): 3 – туфогенно-кремнистая, 4 – базальт-шошонит-латитовая ( $Dec_a=160^{\circ}$ ,  $Inc_a=19^{\circ}$ ,  $\alpha_{95}=8^{\circ}$ ,  $\psi=20^{\circ}$ , по: [Турманидзе и др., 1991]), 5 – силлы субщелочных габбро и сиенитов, 6 – граница толпакского покрова; 7-10 – толщи покровов северных отрогов гор Толпак: 7 – толеитовых базальтов ( $O_{1f}$ ), 8 – терригенно-туфогенно-кремнистая ( $O_{2da}$ ), 9 – толпакские конглобрекчи, 10 – границы покровов; 11-14 – офиолиты Толпакского типа: 11 – низкохромистые микродиориты, 12 – изотропные габбро и диориты, 13 – расслоенные габбронориты ( $Dec_a=122^{\circ}$ ,  $Inc_a=20^{\circ}$ ,  $\alpha_{95}=20^{\circ}$ ,  $\psi=10.3^{\circ}$  по [Тур-

манидзе и др., 1991]), 14 – *расслоенные мафит-ультра-мафиты*; 15-19 – *высокотитанистые офиолиты*: 15 – *серпентинитовый меланж*, 16 – *высокотитанистые габбро*, 17 – *диориты*, 18 – *граниты, плагиограниты*, 19 – *диабазы комплекса параллельных даек* ( $Dec_a=146^0$ ,  $Inc_a=28^0$ ,  $\alpha_{95}20^0$ ,  $\mu=15^0$  по [Турманидзе и др., 1991]); 20 – *границы серпентинитовых покровов*; 21 – *разломы*; 22 – *геологические границы*; 23 – *элементы залегания*; 24 – *места находок микрофауны*; 25 – *место отбора пробы на абсолютный возраст*.

*Остальные условные обозначения см. на рис. 3.2*

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 только к основанию тектонических покровов северных отрогов гор Толпак. Здесь они слагают невыдержанные по простиранию горизонты и линзы мощностью от 5-20 до 300-500 м, что хорошо видно юго-западнее зимовки Толпак (рис. 3.6), 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 гор Толпак [Степанец, 1990].

В горах Толпак, образуя собственно Толпакский покров (рис.3.6), обнажается толща (200 м) пиллоу-лав миндалекаменных порфириновых трахибазальтов, трахиандезитов, реже массивных афировых трахитов, прорванных лакколлитом щелочных габбро-диабазов, габбро и сиенитов. Выходы последних строго контролируются полями развития пород толщи вулканитов. В эндоконтакте породы имеют тонкозернистое, реже – порфириновое 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 ее 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 нее пепловых частиц.

Выше описанные толщи слагают самостоятельный тектонический покров, который надвинут на серпентинитовый меланж и тектонические покровы северных отрогов гор Толпак (рис. 3.6). Нередко в подошве покрова вскрываются блоки брекчированных титанистых диабазов дайкового комплекса, не комплементарных по составу выше обнажающимся вулканитам толпакской серии [Степанец, 1990].

М.З. Новикова в структуре гор Толпак выделяла толпакскую серию, состоящую из двух толщ: базальтовой (нижне-верхнеаренигской) и кремнисто-туфогенно-терригенной (верхнелланвиринской), включая в нее и разрезы северных отрогов гор Толпак, указывая при этом, что в горах Толпак в тектонизированном виде сохранился почти полный разрез офиолитов. Как доказательство этого она приводит описание послойного 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 & Mehl), *Drepanodus arcuatus* Pander (рис. 3.6, обн. 806), характерные, по заключению Л.А. Курковской, вероятно, для нижней части дапингского яруса.

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 раннедарвилские конодонты (обн. 802): *Paroistodus cf. originalis* (Sergeeva), *Periodon aculeatus* Hadding, *Periodon flabellum* (Lindström). Это свидетельствует, что характер взаимоотношения описанных выше комплексов гор Толпак остается спорным и требует дополнительного картирования.

У подножья северных отрогов гор Толпак (рис.3.6) в зоне контакта с офиолитовыми брекчиями вскрывается покров слабо нарушенных спилит-офиолитов [Степанец и Ермолов, 2008в].

В основании покрова обнажаются интенсивно меланжированные бастит-хризотил-лизардитовые, 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 запрокинутыми чередующимися пойкилитовыми гарцбургитами (80 %), дунитами (5-15 %) и вебстеритами (5 %), последние тяготеют к верхам разреза ультрамафитовой зоны. Элементы магматической расслоенности лучше всего видны в шпильчатых дунитах.

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 керсуитовые 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 послонным 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 ча-

стым чередованием слоев пироксена и плагиоклаза, мощность каждого отдельно взятого слоя измеряется от первых сантиметров до первых десятков сантиметров. В верхах мафитовой зоны кварцевые диориты, трондjemиты и микродиориты соприкасаются с 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 обнажается дайковый комплекс титанистых диабазов и габбро-диабазов. 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; впоследствии автором из керсутитовых габбро был выделен циркон и изучен уран-свинцовым изотопным методом в ГЕОХИ АН СССР. 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].

### **ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА ОЗЕРА МАЙСОР**

Одак-Майсор-Караайгырская олистодрома образует подковообразную структуру, выпуклая сторона которой обращена на северо-восток, общей протяженностью более 100 км. В ее северном крыле вскрываются офиолиты Майсора (рис. 3.7). Офиолиты Майсора слагают серию тектонических покровов, запечатанных катской олистодромой, обнажающихся в 50 км юго-западнее Экибастузского угольного бассейна, где они слагают широкую полосу переменной мощности, простирающуюся от гор Байхамет на запад, более чем на 30 км, и выклинивающуюся в районе слияния рек Куржаман и Кишкене-Куржаман. Хвосты олистодром вскрываются в горах Караайгыр в левобережье канала Иртыш-Караганда.

С севера серпентинитовый меланж тектонически налегает на разновозрастные отложения палеозоя, в западной части, в зоне его выклинивания – с той же верхнеордовикской олистодромой, что и на юге. Далее на восток меланж тектонически сопряжен с еркебиданскими граувакками и живет-фаменскими терригенными

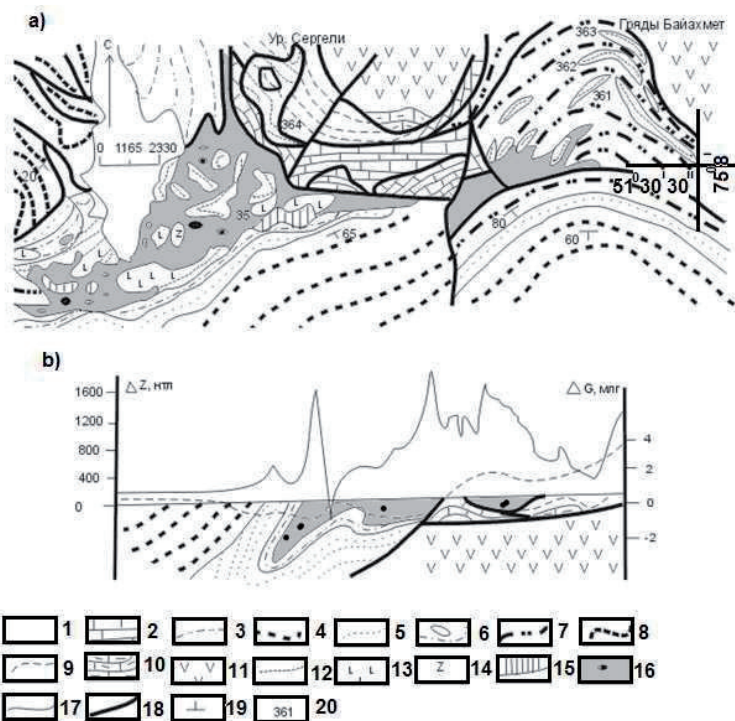
ми отложениями, тогда как в центральной части налегает на фамен-каменноугольные отложения.

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 олистоплак. К особенностям внутреннего строения майсорского серпентинитового меланжа следует отнести присутствие в его составе целиксовых 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. Встречаются будины метасоматически измененных габброидов и родингитов по ним. Родингиты впервые были обнаружены и изучены В.И. Жуковским (1984). Реже в составе меланжа встречаются будины дунитов, которые пронизаны параллельными маломощными прожилками хризотил-асбеста. Хризотил-асбестовая минерализация промышленного значения не имеет.

Для изучения внутреннего строения и определения мощности меланжа в районе выходов хромитсодержащих дунитов в 1984 г. в процессе геологического доизучения, проводимого В.И. Жуковским, 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 1.....	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



**Рис. 3.7.** (а) Геологическая схема района урочища Сергели и гряд Байахмет (координаты урочища Сергели:  $51^{\circ}32'25''$  с. ш.,  $75^{\circ}54'06''$  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 Шакианского 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 сегмента Кендыкты-Шынгыз-Тарбага-тайского пояса: 9 – песчаники нарульгенской свиты, 10 – сарыбидайкские известняки, 11 – базальты, андезибазальты и их туфы низов сарыбидайкской свиты; 12–16 – майсорская офиолитовая триада: 12 – яшмы, кремнистые алевролиты, 13 – пиллоу-лавы дарривила, 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.

(б) Геологический разрез через центральную часть массива

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.....	4

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.

Милониты при вскрытии имели вид глиноподобной массы, голубовато-серого, зеленовато-голубоватого цвета. Результаты количественного термического и рентгеноструктурного анализов показали [Степанец, 1992], что милониты представлены исключительно минералами группы серпентина. Рентгеноструктурный анализ, выполненный 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.

Результаты бурения подвели итог многолетним острым дискуссиям [Борукаев, 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. 3.7(b)).

Выходы 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 порфиновые базальты, их пиллоу-лавы и лавобрекчии

редко прослоены будинированными линзами туффитов, кремнистых алевротуффитов и яшм, последние содержат раннедарривилские конодонты (обн. 35): *Periodon aculeatus* Hadding, *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. В западном блоке на контактной печати хорошо дешифрируются структуры, где базальты чередуются с яшмами.

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

Пачка порфировых, миндалекаменных преимущественно шаровых долерито-базальтов, реже массивных, по-видимому, разрез сдвоен – 100-200.2 м. Пачка зеленых массивных спилитов – 50. 3 м. Пачка афировых шаровых лейкобазальтов – 200-300м.

Силициты имеют несколько большее 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 взаимосвязь с толщиной 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 (рис. 3.7(a)), по заключению Н. М. Гридиной, содержат среднеордовикские дарривилские конодонты, вероятно зоны *Pygodus serra*: *Periodon aculeatus* Hadding, *P. flabellum*, *Paroistodus* sp.

В горах Байахмет тектонические покровы сильно дислоцированных кремней, аналогичных по цветовой гамме силицитам восточного склона Агырекских гряд, «запечатаны» позднеордовикской олистостромой. В южной олистоплаке (обн. 361)

кремней, протяженностью 6 км, Н.М. Гридиной обнаружены раннедарривилские конодонты: *Periodon aculeatus* Hadding, *P. flabellum*, *Paracordylodus sp.*, *Paroistodus horridus* Barnes & Poplavski. 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) дарривила. В яшмах и радиоларитах северной олистоплаки (обн. 363), протяженностью 300 м, обнаружены флоские 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 озера Кулболды. Здесь на площади до 300 кв. м вскрывается толща плохо обнаженных преимущественно гиалокластитов пузыристых пикритобазальтов, реже мелкообломочных пироксенитов вскрытых скважиной.

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 & Jones), *Eoconodontus notchpeakensis* (Muller). Полоса олистостромы, наполненная офюлитовой кластикой, судя по геофизическим данным, прослеживается на юг, под верхнепалеозойским чехлом, до северных отрогов гор Кызылтумсык Агырек-Толпаковского супертеррейна.

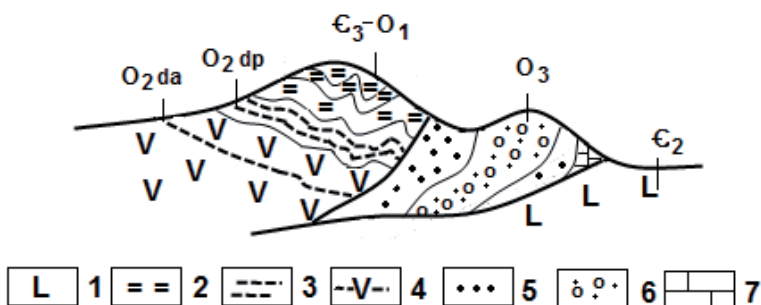
## КОМПЛЕКСЫ ЮГО-ВОСТОЧНОГО СЕГМЕНТА

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ГРЯДЫ МАЯЛЖЕН

Гряда Маялжен (высота 733 м) находится на северном окончании Маялжен-Арсаланской зоны (рис. 3.1) в 40 км к северу от поселка Егиндыбулак. Гряда имеет серповидную форму и простирается в северо-восточном направлении до 4 км при ширине не более 1 км, где ее выпуклая сторона обращена на юго-запад. Породы, слагающие гряду, образуют запрокинутую моноклираль, надвинутую на верхнеордовикские отложения (рис. 3.8).

На вершине гряды обнажаются интенсивно дислоцированные слабослоистые серые кремни и фтанинты. По устному сообщению Л.А. Курковской, последние содержат редкие конодонты позднего кембрия. Н.М. Гридиной и автору не удалось повторить эти сборы. Однако следует отметить, что К.Е. Дегтяревым [Дегтярев, 1999] в аналогичных отложениях, обнажающихся в окрестности гряды Маялжен,

собраны конодонты позднего кембрия. Мощность силицитовой пачки не превышает 50 м. Выше наслаивается пачка мощностью до 20 м пестроокрашенных кремней, кремнистых алевролитов, алевропесчаников и тонкозернистых песчаников с конодонтами: *Periodon flabellum* (Lindström), *Oepikodus intermedius* (Serpagli), *Periodon flabellum* (Lindström), дапингского яруса среднего ордовика.



**Рис. 3.8.** Схематический геологический разрез района гряды Маялжен ( $50^{\circ}6' \text{ с. ш.}, 76^{\circ}35' \text{ в. д.}$ )

1 – среднекембрийские миндалекаменные базальты с прослоями кремней и линзами известняков; 2 – позднекембрийские - раннеордовиковские силициты гряды Маялжен; 3 – дапингские кремнистые породы юго-западного склона; 4 – кремнисто-вулканогенная толща дарривила ( $Dec_a=184^{\circ}, Inc_a=1^{\circ}, \alpha_{95}=13^{\circ}, \psi=0.5^{\circ}$ , по: [Куренков и др., 2002]); 5-7 – позднеордовиковская олистострома ( $Dec_a=174^{\circ}, Inc_a=3^{\circ}, \alpha_{95}=10^{\circ}, \psi=1.5^{\circ}$ , по: [Куренков и др., 2002]); 5 – пестроцветные алевролиты и песчаники, 6 – глыбовые конгломераты. 7 – известняки.  $Dec_a$  и  $Inc_a$  – склонение и наклонение в древних координатах компоненты  $J_n$ ,  $\alpha_{95}$  – угол овала доверия,  $\psi$  – палеоширота

У юго-западного подножья гряды вскрывается разрез кремнисто-вулканогенной пачки мощностью более 30 м, где последовательно наслаиваются тефриты, миндалекаменные базальты, андезитбазальты, прослоенные кремнистыми алевролитами, яшмами с конодонтами раннего дарривила: *Periodon aculeatus* Hadding, *Paracordylodus* sp., *Paroistodus horridus* Barnes & Poplavski.

Выше описанный террейн надвинут на олистострому позднего ордовика, возраст которой, по данным В.Г. Коники, документирован кораллами катского яруса верхнего ордовика, скорее всего, слоев с *Holorhynchus giganteus*. По составу олистостромы района гряды Маялжен очень близки хаотическому комплексу, описанному И.Ф. Никитиным [Никитин и др., 1992] как «сизая олистострома» на правом берегу р. Арсалан.

Олистострома тектонически налегает на толщу миндалекаменных базальтов, туфов и лавобрекчий основного состава с прослоями серых кремней, фтанитов и



линзами известняков с трилобитами амгинского и майского ярусов среднего кембрия [Дегтярев, 1999].

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ГОР ТОКАЙ И КАРААДЫР

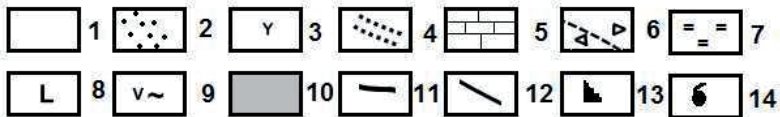
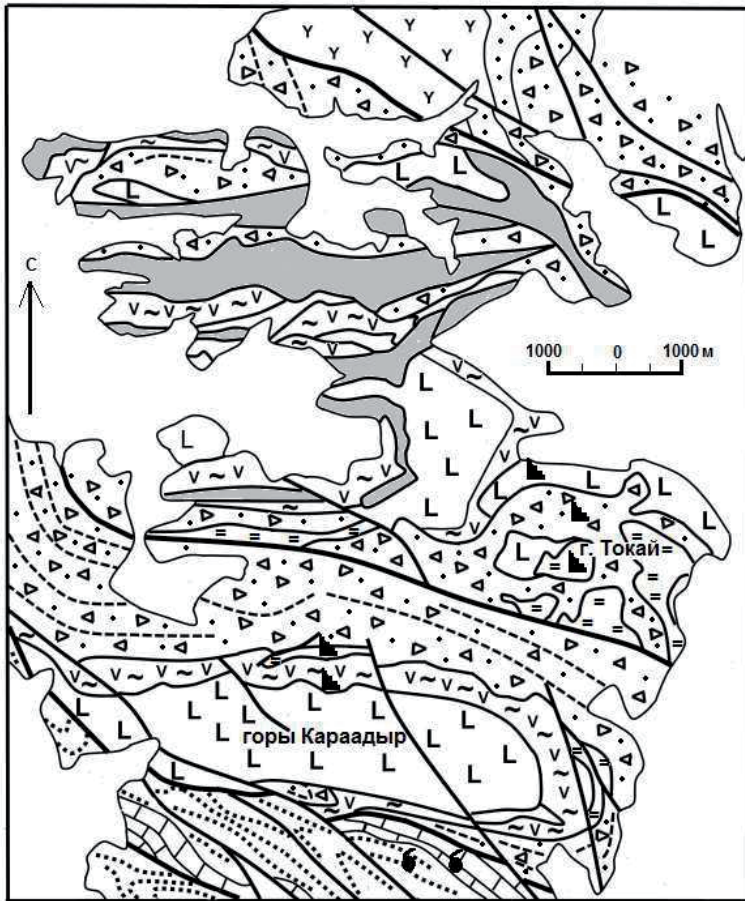
Горы Токай и Караадыр находятся юго-восточнее пос. Егиндыбулак (рис. 3.1(5)). Это один из наиболее детально изученных регионов в пределах Юго-Восточного сегмента Агырек-Арсаланской аккреционной призмы [Объяснительная..., 1981; Дегтярев, 1999].

В горах Караадыр наиболее древние карбонатно-кремнисто-вулканогенные отложения традиционно выделяются в карабулакскую свиту [Объяснительная..., 1981]. Здесь они слагают тектонический покров, запечатанный олистостромой. Покров по крутопадающему на север взбросу надвинут на карбонатно-терригенные отложения акдобакской свиты верхнего ордовика и терригенные отложения альпеиской свиты нижнего силура (рис. 3.9).

В видимом основании разреза карабулакской свиты обнажаются массивные, реже миндалекаменные базальты и долериты, прорванные телами и дайками гранодиорит-порфириров. Общая мощность свиты достигает 700 м.

Структурно выше обнажаются лавы и литокластические туфы среднего состава, серые кремни с линзами известняков, потоки базальтов и завершается разрез чередованием черных и серых кремней, прослаивающие потоки афировых базальтов мощностью до 550 м. В верхах разреза слоистые кремни содержат конодонты позднего кембрия [Дегтярёв, 1999].

Нижняя граница карабулакской свиты достоверно не установлена. В линзах известняков карабулакской свиты содержатся микрофитолиты. Абсолютный возраст базальтов, вмещающих эти известняки, определенный калий-аргоновым методом по пироксенам, равен  $1030 \pm 100$  млн. лет, а диабазов субвулканической фации –  $665 \pm 60$  млн. лет. Верхний возрастной предел карабулакской свиты датируется  $587 \pm 50$  млн. лет по времени изменения амфиболов, выделенных из гранодиорит-порфириров, дайки и тела которых обнажаются на южных склонах гряд Токай [Объяснительная..., 1981]. В горах Караадыр из таких же тел К.Е. Дегтяревым [Дегтярев, 2012] был выделен циркон и исследован U-Pb методом. Полученное конкордантное значение возраста  $494 \pm 2$  млн. лет циркона может быть принято возрастом тоналитов в горах Караадыр, что соответствует верхам верхнего кембрия [Ogg et al., 2008].



**Рис. 3.9.** Геологическая схема гор Токай (координаты тригопункта:  $40^{\circ}40'43''$  с.ш.,  $76^{\circ}57'40''$  в.д.) и Караадыр (составлена с использованием материалов Р.М. Антоноюка, К.Е. Десярева)

1 – кайнозойские отложения; 2-3 – жарсорская свита нижнего девона: 2 – конгломераты, 3 – лавы и туфы среднего и основного состава; 4 – песчаники и алевролиты, песчаники, линзы известняков и органические известняки верхнего ордовика; 5 – алевролиты, песчаники, линзы известняков и органические известняки верхнего ордовика; 6 – верхнеордовикская олистострома с глыбами и оторженцами кембрийских кремней, базальтов и олистолитами крас-

*ноцветных алевролитов, глинистых яшм и песчаников нижнего ордовика и органиогенных известняков; 7 – нерасчлененные толщи силицитов, серых кремней и фтанитов среднего кембрия и нижнего ордовика (токайская и ушкызыльская свиты); 8-9 – карабулакская свита: 8 – базальты и диабазы с телами и дайками диоритов и тоналитов, 9 – чередование базальтов и фтанитов с линзами известняков; 10 – серпентинитовый меланж; 11 – надвиги; 12 – разломы; 13 – конодонты; 14 – макрофауна*

По-видимому, аналогичные толщи обнажаются к северу от гор Токай. Здесь Т.Ю. Толмачевой [Дегтярев, 2012] в составе карбонатно-кремнисто-базальтовой толщи в слоистых яшмах и фтанитах собраны и определены конодонты позднего кембрия.

Кремнисто-терригенные отложения верхнего кембрия – нижнего ордовика в горах Токай выделяются в одноименную свиту. В основании стратифицированного разреза обнажаются чередующиеся серые и белые кремни с прослоями красных яшм, фтанитов и кремнистых алевролитов. В кремнях известны брахиоподы и конодонты позднего кембрия [Дегтярев, 1999]. Выше согласно наплаиваются зеленые кремнистые алевролиты, туффиты с конодонтами тремадокского яруса, а в верхах появляются красные кремнистые алевролиты и глинистые яшмы. Еще выше залегает толща красных кремнистых алевролитов, глинистых яшм, алевролитов и песчаников, в линзах туффитов конодонты также тремадокского возраста. Общая мощность разреза достигает 600 м [Дегтярев, 2012], что, по-видимому, значительно превышает истинную мощность.

Особого внимания заслуживает упоминание о нижеордовикской грубообломочной толще, обнажающейся в горах Токай и Карабулак [Дегтярев, 2012]. Мощность толщи достигает на отдельных участках 500 м. Она состоит из осадочных брекчий, конглобрекчий и грубозернистых песчаников, содержащих обломки габброидов, кремнистых пород, вулканитов среднего состава, реже присутствует галька серых известняков, что отличает ее от конглобрекчий северных отрогов гор Толпак и Отызбес.

Верхняя возрастная граница олистостромы района гор Токай и Карадыр проводится по подошве известняков акдобакской свиты верхнего ордовика. Основание акдобакской свиты [Объяснительная..., 1981], сложено горизонтом (до 100 м) органиогенных известняков, которые согласно залегают на разнородных песчаниках и алевролитах верхов разреза олистостромы, что хорошо картируется вдоль южных и юго-западных отрогов гор Карадыр (рис. 3.9). Выше залегает пачка (мощностью не более 150 м) алевролитов, песчаников с линзами известняков сменяющихся фаунистически датированными песчаниками и алевролитами альпеиской свиты нижнего силура [Бандалетов, 1969]. Нижняя возрастная граница олистостромы достоверно не установлена. К.Е. Дегтяревым [Дегтярев, 1999] в горах

Токай закартирован фрагмент разреза красноцветных песчаников и алевролитов с глыбами кремней и базальтов. В прослоях красных алевролитов определены конодонты позднего тремадока-раннего флоского ярусов. Особенностью фрагментов таких толщ является отсутствие грубообломочных фаций, являющихся неотъемлемым атрибутом олистостром, сопровождающих конседиментационные тектонические покровы кембро-ордовикских толщ.

По-видимому, описанные К.Е. Дегтяревым дарривилские олистостромы представляют собой тектонические блоки фрагментов разрезов глубоководных турбидитных фаций широкого возрастного интервала.

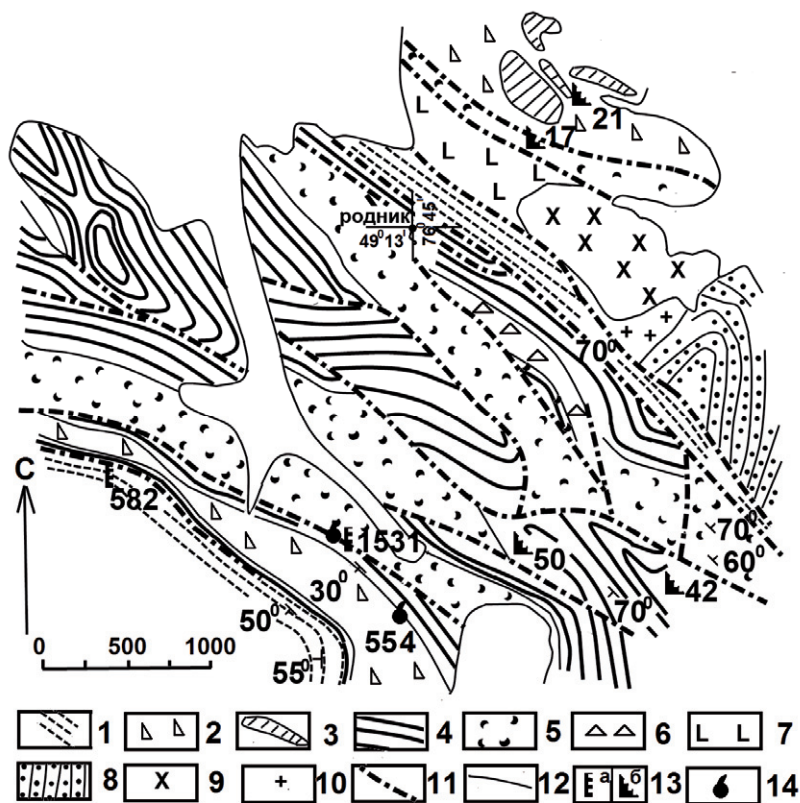
### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ГОР ОТЫЗБЕС

Горы Отызбес (рис. 3.10) располагаются в центральной части Юго-Восточного сектора Агырек-Арсаланской аккреционной призмы [Степанец, 2008], где детально изучены ранее И.Ф. Никитиным и А.М. Жилкайдаровым [Никитин и др., 1995].

Комплексы, слагающие горы Отызбес, представлены серией тектонических покровов, которые разделяются узкими клиньями силурийских песчаников и алевролитов с граптолитами. На северо-востоке обнажается тектонический покров грязно-зеленых, иногда сизоватых афировых пиллоу-базальтов, лейкобазальтов, миндалекаменных базальтов и спилитов, лито- и кристаллокластических туфов базальтового состава. Базальты по цветовой гамме и текстурным особенностям напоминают таковые юго-западного подножья гряды Маялжен, где последние содержат конодонты дарривилского яруса.

На северо-востоке пластина базальтов граничит с олистостромой, возраст которой не установлен, состоящей из грязно-зеленых песчаников, реже алевролитового матрикса, в который погружены разновеликие обломки и глыбы яшм, кремнистых пород, базальтов, реже серых известняков. В одной из олистоплак яшм (обн. 21) обнаружены дапингские конодонты – *Histiodellella* sp., *Periodon* sp. [Никитин и др., 1995].

Вдоль юго-западных предгорий Отызбесских гряд обнажается верхнеордовикская олистострома, возраст которой документирован брахиоподами чокпарского горизонта позднего ордовика [Никитин и др., 1995], сменяющейся вверх песчаниками, алевролитами, в низах с раннелландоверийскими граптолитами [Бандалетов, 1969].



**Рис. 3.10.** Геологическая схема северо-восточной части горы Отузбес (по: [Никитин и др., 1995] с изменениями и упрощениями автора)

1 – нижнесилурийские песчаники; 2 – верхнеордовикская олистострома, 3 – крупные отторженцы яшм; 4-6 – ушкызыльская свита: 4 – преимущественно красные яшмы, 5 – тонкослоистые кремнистые алевролиты и туфопесчаники, 6 – линзы седиментационных брекчий; 7 – базальты, спилиты, туфы; 8 – верхний кембрий? – нижний ордовик, песчаники и алевролиты; 9 – гранодиориты; 10 – дайки различного состава; 11 – тектонические разрывы; 12 – геологические границы; 13-14 – местонахождения органических остатков: 13а – граптолиты, 13б – конодонты; 14 – кораллы, брахиоподы, трилобиты

Олистострома представляет собой хаотический комплекс, где обломки состоят преимущественно из кремнистых пород, туфосилицитов, радиоляритов, яшм и кремнистых алевролитов. Реже встречаются глыбы афировых базальтов, спилитов, андезитов, диоритов, габбро, серпентинитов, песчаников и известняков. По

составу обломков она очень хорошо сопоставляется с тыловой олистостромой Агырекских гряд.

Юго-восточнее родника обнажается довольно мощный покров позднекембрийских – раннеордовикских известковистых песчаников, песчаников и алевролитов.

В юго-западном блоке вскрывается толща тонкослоистых туфосилицитов, радиолариевых силицитов, реже туфопесчаников с горизонтом своеобразных брекчий, аналогичных по составу брекчиям, вскрывающимся у северных отрогов гор Толпак [Степанец и Гридина, 2011]. Брекчии состоят из угловатых обломков, от мелких зерен и щебня до глыб в диаметре около метра, различных силицитов, базальтов и диабазов. И.Ф. Никитин [Никитин и др., 1995] отмечал, что линзы брекчий, вероятно, представляют собой каналы, выполненные подводнооползневыми отложениями.

### **ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ МЕЖДУРЕЧЬЯ САМСЫ-БАКАНАС-АРСАЛАН**

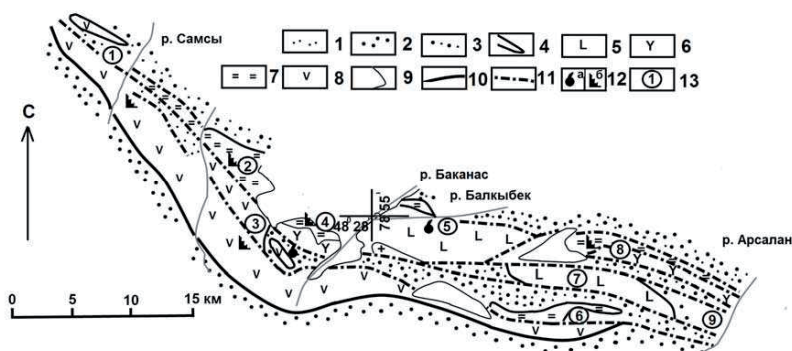
История геологических исследований данного района насчитывает не одно десятилетие прошлого столетия. Здесь в разные годы работали такие выдающиеся геологи Казахстана как Н.Г. Маркова [Маркова, 1948], Т.М. Жаутиков, Н.К. Ившин [Жаутиков, Ившин, 1971], Р.А. Копяткевич, С.П. Конева, Б.Б. Назаров [Копяткевич и др., 1974], В.С. Звонцов, Н.Ф. Фрид [Звонцов и Фрид, 1981], а также М.К. Аполлонов [Аполлонов, 1983], И.Ф. Никитин, А.М. Жилкайдаров Н.Ф. Фрид [Никитин и др., 1992], А.М. Жилкайдаров [Zhylkaidarov, 1998] и К.Е. Дегтярев [Дегтярев, 1999].

Наиболее древними образованиями сложно построенного пакета тектонических покровов междуречья Самсы-Баканас-Арсалан являются карбонатно-базальтовые отложения, впервые выделенные Т.М. Жаутиковым и соавторами [Жаутиков и др., 1976] в бассейне реки Балкыбек, в 5 км от впадения в р. Баканас, в раннекембрийскую балкыбекскую свиту (рис. 3.11).

Ее стратотипический разрез представлен зеленовато-серыми, с буроватым оттенком, спилитизированными афировыми, реже порфиоровыми, преимущественно миндалекаменными, иногда с шаровой отдельностью, субшелочными базальтами с маломощными горизонтами андезибазальтов, а также базальтовыми лавобрекчиями, гравийными литокристаллокластическими и известковистыми гравийными литокластическими туфами основного состава. К верхней части разреза приурочены пласты и линзы серых и розовых известняков с археоциатами атдабанского яруса нижнего кембрия. Мощность толщи может достигать 1000 м и более [Жаутиков и др., 1976, Стецюра, 2007].

С юга и севера в бассейне реки Балкыбек покровы балкыбекских вулканитов тектонически контактируют с породами верхнеордовикской олистостромы.

Ранее описанные Р.А. Копяткевичем [Копяткевич и др., 1974] базальные слои ушкызылских кремней, трансгрессивно налегающие на балкыбекскую свиту к югу от горы Ушкызыл, представлены светло-серыми плохо сортированными кварц-полевошпатовыми известковистыми песчаниками с линзами известняков, в которых встречаются брахиоподы – *Finkelburgia* sp., *Hesperonomiella* sp. и трилобитами – *Huysricurus* sp., оказались тектоническим блоком [Никитин и др., 1992]. Здесь же в базальтах, ранее относимых к нижнекембрийской балкыбекской свите, К.Е. Дегтяревым [Дегтярев, 1999] обнаружены верхнекембрийские конодонты.



**Рис. 3.11.** Геологическая схема междуречья Самсы-Баканас-Арсалан (по: [Никитин и др., 1992] с изменениями и упрощениями автора)

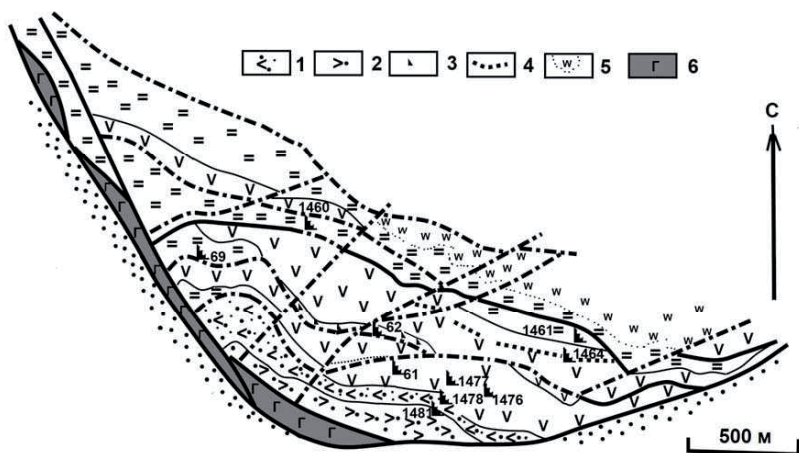
1 – девонские отложения; 2 – нерасчлененные силурийские и позднеордовикские отложения; 3 – позднеордовикская олистострома; 4 – олистоплаки; 5 – балкыбекская свита; 6 – верхнекембрийские базальты; 7 – ушкызылская свита; 8 – балгашиокинская свита; 9 – геологические границы; 10 – Баканаский надвиг; 11 – разрывные нарушения, 12 – местонахождения органических остатков: а – кораллы, брахиоподы, трилобиты, б – конодонтов; 13 – участки: 1 – Каранай, р. Самсы, 2 – ур. Буратиген, 3 – ур. Кызылкайын, 4 – г. Ушкызыл, 5 – р. Балкыбек, 6 – г. Акирек, 7 – мог. Томан, 8 – г. Кызылжал, 9 – р. Арсалан

Структурно выше по периферии балкыбекских покровов обнажается преимущественно яшмовая ушкызылская свита, выделенная впервые Т.М Жаутиковым и Н.К Ившиным [Жаутиков и Ившин, 1971]. В низах обособляются пачки зеленых и серых, иногда почти черных полосчатых кремней, кремнистых туффилов, а в верхах преобладают красные яшмы. В отдельных разрезах присутствуют вулканомиктовые, туфогенные и кремнеобломочные песчаники.

Впервые нижнеордовикская микрофауна в кремнях была обнаружена Р.А. Копяткевичем [Копяткевич и др., 1974], позднее их возраст был охарактеризован ордо-



викскими радиоляриями [Назаров, 1980]. Впервые послойные сборы конодонтов на нескольких стратиграфических уровнях в ушкызыльских кремнях были выполнены Д.Т. Цаем, впоследствии конодонты собирал и изучал А.М. Жилкайдаров [Никитин и др., 1992]. Наиболее полно фаунистически охарактеризованные разрезы ушкызыльской свиты гор Ушкызыл и Кызылжал и правобережья р. Арсалан приведены в статье И.Ф. Никитина [Никитин и др., 1992]. Непрерывный разрез силицитов горы Кызылжал охарактеризован конодонтами флоского и дапингского ярусов. Кремни горы Акирек, которые условно можно отнести к ушкызыльской свите, содержат конодонты раннего дарривила. Общая мощность разреза кремней ушкызыльской свиты не превышает 300 м [Никитин и др., 1992], вероятно, что мощность значительно завышена, поскольку проигнорирована изоклиальная складчатость.



**Рис. 3.12.** Геологическая схема правобережья реки Арсалан (по: [Никитин и др., 1992] с изменениями и упрощениями автора)

1 – сизая олистострома; 2 – голубая олистострома; 3 – сизая олистострома и ушкызыльские яшмы в зонах разлома; 4 – пласты полосчатых яшм с конодонтами; 5 – вторичные кварциты по кремням ушкызыльской свиты; 6 – габброиды.

Остальные условные обозначения см. на рис.3.11

С ушкызыльскими кремнями пространственно сопряжены выходы кремнисто-базальтовой балгашокинской свиты, впервые упомянутой в работах авторов [Звонцов и Фрид, 1981, 1982]. Состоит из темно-зеленых, зеленовато-серых афировых вариолитовых пиллоу-базальтов, очень редко их туфов, а также диабазов,



слагающих как потоки, так и субвулканические тела и силлы [Никитин и др., 1992]. Вулканиды прослоены пластами и линзами полосчатых яшм, реже яшмовидными алевролитами с конодонтами дарривилского и сандбского ярусов [Tolmacheva et al., 2009]. Мощность балгашокинской свиты достоверно не установлена и, вероятно, не превышает 100 м.

В бассейне реки Арсалан (рис. 3.12) породы балгашокинской свиты слагают совместно с ушкызылскими кремнями серию сложно построенных опрокинутых пакет покровов прослоенных хаотическим комплексом, состоящим из олистоплак и олистолитов яшм, запечатанных в тефроидный, песчаный или алевролитовый матрикс. Выделяется два типа олистостром [Никитин и др., 1992, стр.65]:

«1.«Сизая олистострома» – хаотическое накопление разнообразных несортированных, по размеру, от галек до глыб, обрывков пластов красных яшм, реже зеленых кремнистых алевролитов. Обломки угловатые, со сглаженными краями, часто караваевидные, заключены в матрикс сизых, мусорных, тефроидных песчаников и алевролитов. В отдельных пластах обломки яшм плотно прижаты друг к другу, так что создается впечатление недезинтегрированной породы...».

2. «Голубая олистострома» постепенно сменяет нижележащую толщу и отличается от нее более тонкозернистым голубовато-зеленым преимущественно алевролитовым и аргиллитовым матриксом. Содержит олистолиты и олистоплаки, возможно, линзы и линзовидные пласты красных кремнистых алевролитов и яшм, часто с прослоями зеленоватых их разновидностей...».

С юго-запада и юга пакет покровов надвинут на терригенные отложения верхнего ордовика и силура. С северо-востока покровы граничат с толщей вулкаников и субвулканических тел, предположительно относящихся к кембрию [Никитин и др., 1992].

## **ОБСУЖДЕНИЕ И КОРРЕЛЯЦИЯ АЛЛОХТОНОВ**

В классической схеме строения верхних членов офиолитовых ассоциаций, отвечающих разрезам абиссальных океанических впадин, базальты располагаются стратиграфически ниже кремнистых, карбонатно-кремнистых фаций или частично переслаиваются с ними в верхах [Пейве, 1969]. Этой классической схемы строения верхов разреза офиолитовых ассоциаций придерживались и наши предшественники [Антонюк, 1971; Двойченко и Абаимова, 1986; Новикова и др., 1993], распространяя ее на всю территорию выходов офиолитов Центрального Казахстана и принимая априори все базальты как океанические [Антонюк, 1971]. Примером тому является предлагаемая Р.М. Антонюком [Антонюк, 1971] последовательность – внизу базальты майкаинской свиты, вверху силициты косгомбайской свиты, М.З. Новикова и ее коллеги [Новикова и др., 1993] объединяли их в косгомбайскую серию.



**Рис. 3.13.** Схема сопоставления аллохтонных комплексов Агырек-Арсаланской аккреционной призмы

1-6 – литологическая характеристика силицитов: 1 – фарфоровидные кремни, 2 – преимущественно красные кремни, 3 – массивные, красноватые радиолариты, 4 – чередование зеленых и красных радиоларитов, 5 – зеленые кремни, 6 – светло-серые полосчатые мусорные яшмы; 7 – туфопесчаники, туфоалевролиты и туффиты; 8 – переслаивание песчаников и алевролитов с прослоями силицитов; 9 – известняки; 10 – известковистые песчаники и алевролиты; 11 – базальты балкыбекской свиты; 12 – вулканы карабулакской свиты; 13-16 – островодужные комплексы: 13 – щелочные базальты, 14 – толеитовые базальты, 15 – известково-щелочные и 16 – шохонит-латитовые вулканы; 17 – конодонты. МСШ – Международная стратиграфическая шкала 2008 г., МСШ\* – по (Харленд и др., 1984). Сравнительные разрезы, построенные по данным \* [Tolmacheva et al. 2009] и \*\* [Дегтярев, 1999]. Черными линиями показаны границы слоев с фауной

Следует отметить, что за стратотип майкаинской свиты ранее Р.М. Антоном [Антонюк, 1971] был принят разрез кремнисто-вулканогенных отложений, обнажающийся восточнее месторождения Майкаин, находящийся за пределами Агырек-Арсаланской аккреционной призмы (рис.3.1). Современные петрогеохимические данные вулкаников майкаинской серии [Степанец и Антонюк, 2009] дают основание сопоставить их с вулканиками дивергентных зон океан-континент, фиксирующих раскрытие окраинного или задугового бассейна с сиалическим типом коры.

Как свидетельствует литологический и палеонтологический анализ кремнистых и кремнисто-вулканогенных толщ изученного района, выполненный Н.М. Гридиной и В.Г. Степанцом [Степанец и др., 1998], эта последовательность не находит подтверждения в структурах аллохтонов гор Агырек.

Первым и бесспорным примером этому является разрез щелочнобазальт-туфоогенно-кремнистой толщи, обнажающийся в горах Агырек. Яшмы туфоогенно-кремнистой пачки, залегающей структурно ниже щелочных базальтоидов, содержат раннеордовикские (флоский ярус) конодонты *P. elegans* – *O. evae* и среднеордовикские (раннедарривилский ярус) конодонты зоны *M. ozarkodella*. Присутствие конодонтов *Paracordylodus gracilis* Lindström, характерных для верхов тремадока и низов флоского яруса, в аналогичных отложениях района фермы Сарытобе (рис. 3.2) не исключает, что нижняя граница щелочнобазальт-туфоогенно-кремнистой толщи может опуститься до тремадока включительно (рис. 3.13).

Такая же последовательность осадочных и вулканогенных пород описана и в пределах гряды Маялжен (рис. 3.1(4)). Здесь верхнекембрийские-среднеордовикские кремнисто-туфоогенные отложения согласно наслаиваются базальтами, прослоенными кремнями, содержащими конодонты дарривилского яруса (рис. 3.13).

Не вызывает сомнения аналогичная последовательность и в междуречье Самсы-Баканас-Арсалан, где кремнисто-терригенные отложения ушкызылской свиты сменяются кремнисто-вулканогенными отложениями балгашокинской свиты [Никитин и др., 1992; Tolmacheva et al., 2009].

Классическая последовательность: базальты, силициты, не находит подтверждения при корреляции возраста косгомбайских силицитов и толщи толеитовых базальтов восточного склона Агырекских гряд. Присутствие в непрерывном конденсированном разрезе косгомбайских силицитов конодонтов зон *P. elegans* – *M. ozarkodella* свидетельствует, что толеитовые базальты, содержащие кремнисто-туфогенные прослои с конодонтами *O. evae* и более древние [Степанец и др., 1998], синхронны по времени образования низам косгомбайских силицитов, а не подстилают их, как было принято ранее [Новикова и др., 1993].

Схема – внизу базальты, а сверху кремнисто-терригенные отложения – вполне приемлема, по-видимому, для разрезов северных отрогов гор Толпак. Здесь толеитовые базальты, отвечающие составу вулканитов задуговых спрединговых бассейнов [Степанец, 1992], аналоги толеитовых базальтов восточного склона Агырекских гряд, надстраиваются кремнисто-терригенными отложениями дарривилльского яруса среднего ордовика с горизонтами внутриформационных конглобрекчий [Степанец, 1990], аналогичные брекчии описаны в районе гор Отызбес [Никитин и др., 1995] и Токай [Дегтярев, 1999]. По-видимому, такие комплексы сопровождаются турбидитными фациями.

Возраст косгомбайских силицитов, несмотря на многочисленные находки конодонтов, остается дискуссионным. Косгомбайские силициты в непрерывном разрезе содержат четыре фаунистических уровня от зоны *P. elegans* верхов нижнего ордовика (флоский ярус) до зоны *M. ozarkodella* дарривилльского яруса среднего ордовика (рис. 3.13). В урочище Одак в глыбе кремней известны позднекембрийские конодонты: *Phakelodus tenuis* (Müller), *Prooneotodus gallatini* (Müller), *P. rotundatus* (Druce & Jonas), *Eoconodontus (E.) notchpeakensis* (Müller), определения Л. А. Курковской [Рязанцев, 2005]. В районе урочища Сергели (рис. 3.1(3)) в пестроокрашенных силицитах определены позднедарривилльские конодонты зоны *P. serra* [Степанец, 1992]. В юго-западной гряде гор Агырек М.З. Новикова [Новикова и др., 1993] предполагает несогласное налегание песчаников еркебидайкского облика с конгломератами в основании на силициты, содержащие конодонты среднего и позднего дапингского яруса (рис. 3.2, обн. 1035), однако фаунистически эта граница осталась неизученной. Нижняя граница еркебидайкской свиты в пределах Шакшанской зоны проводится по основанию дапингского яруса [Tolmacheva et al., 2009], и поднимать верхнюю границу возраста косгомбайских силицитов до сандбского яруса в данном регионе, как предлагали ранее авторы [Якубчук и др., 1989], нет достаточных оснований. К тому же не исключено, что терригенно-

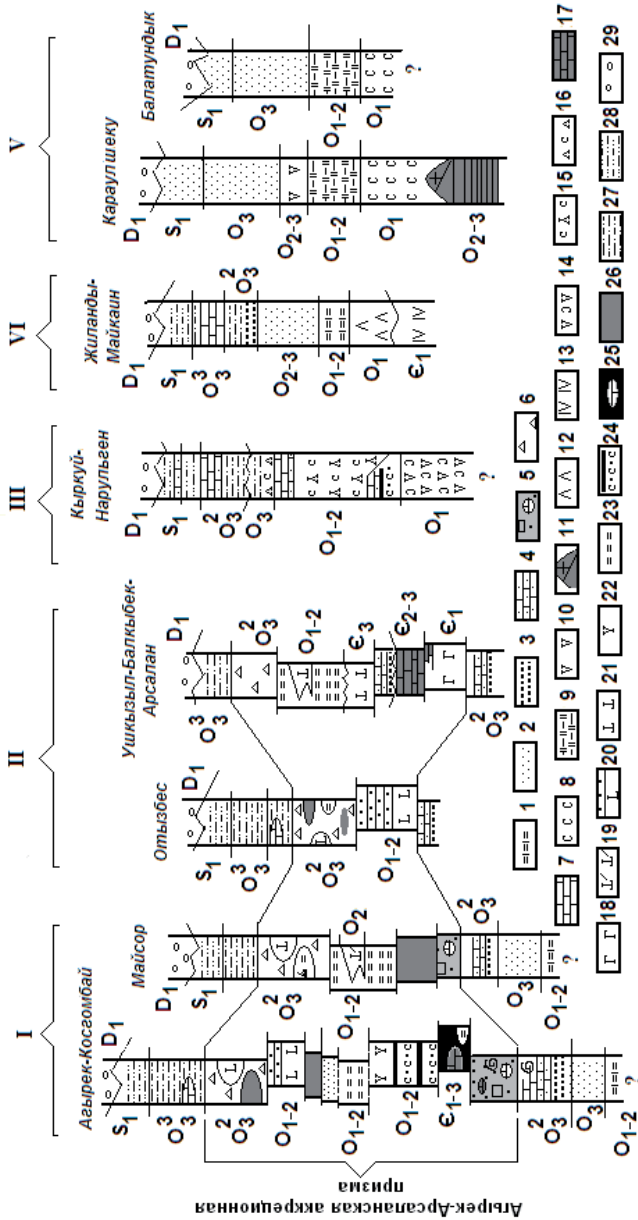
кремнистые отложения, обнажающиеся в юго-западной части Агырекских гряд (рис. 3.2), могут быть фрагментом разреза ержанской свиты, широко развитой у озера Сасыксор Восточного Ерментау [Объяснительная..., 1981]. Однако эти предположения требуют дополнительного картирования и детальных послонных сборов конодонтов, в кремнистых породах, обнажающихся в юго-западных грядах гор Агырек.

Однозначно определить полный стратиграфический объем косгомбайских силицитов не представляется возможным, и в первую очередь, потому что мы не имеем нижней и верхней стратиграфических границ. Возраст косгомбайских силицитов, учитывая палеонтологические данные и их стерильно кремнистый, радиоляриевый состав, с определенной долей условности можно принять как верхний кембрий-средний ордовик дарривилский ярус.

Позднекембрийский возраст основания разреза косгомбайских силицитов остается довольно сомнительным, поскольку нам не удалось обнаружить тремадокские конодонты в разрезе косгомбайских силицитов. Подобные комплексы конодонтов обнаружены в непрерывном разрезе силицитов бурубайтальской свиты Западного Прибалхашья [Роров, Holmer, 1994], а также и в силицитах найманжальской свиты [Гридина, 2003] Найманжальской аккреционной призмы Центрального Казахстана. Мощность косгомбайских силицитов значительно меньше, чем указывают авторы [Объяснительная..., 1981; Новикова и др., 1993], и, вероятно, не превышает 15 м в стратиграфическом отрезке от подошвы слоев с *Paracordylodus gracilis* до кровли слоев *Periodon flabellum*. Соизмеримые мощности силицитов известны для найманжальской свиты горы Токсамбай (рис. 3.1(12)) Найманжальской аккреционной призмы [Гридина, 2003], для бурубайтальской свиты Западного Прибалхашья [Роров & Holmer, 1994] и для силицитов горы Адильбек (рис. 3.1(8)) Богембай-Ангренсорской аккреционной призмы [Степанец, 1992].

Отсутствие пеплового материала в разрезах резко конденсированных косгомбайских радиоляриевых силицитов указывает на их седиментацию в пределах океанических поднятий или впадин, удаленных от областей активной вулканической деятельности.

Ранее радиоляриевые силициты, относились к кремнистой глубоководной формации палеозойд Центрального Казахстана [Борукаев, 1956]. Сегодня толщи силицитов датированы конодонтами позднего кембрия-среднего ордовика, им синхронны туфогенно-осадочные и вулканогенно-осадочные толщи островодужного происхождения, также ассоциирующие с офиолитовыми меланжами надсубдукционного типа [Степанец, 1992].



**Рис. 3.14.** Схематизированные разрезы нижнепалеозойских образований северо-востока Центрального Казахстана и Юго-Западного Предшынгызья

*I-V – структурно-формационные зоны: I – Шакианская, II – Отызбес-Арсаланская, III – Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайская, VI – Ангренсор-Майкаинская, V – Баянаул-Акишатауская.*

*1-16 – паравтохтонные комплексы: 1 – терригенно-кремнистые, 2 – терригенная зеленоцветная флиш, 3 – алевролиты, песчаники, 4 – известковистые песчаники, 5 – фронтальная олистострома, 6 – тыловая олистострома, 7 – известняки, 8 – спилит-диабазовые комплексы, 9 – туфогенно-кремнисто-терригенные с кислыми пепловыми туфами, 10 – известково-щелочные низкоглиноземистые вулканисты, 11 – надсубдукционные плутонические офиолиты, 12 – щелочные риолиты и базальты, 13 – зеленые туфы, 14 – низкотитанистые, высокоглиноземистые порфириновые андезиты и андезибазальты и их агломератовые туфы, 15 – низкотитанистые, умеренноглиноземистые базальты, андезибазальты, андезиты, андезидациты и их туфы, реже бониниты, переслаивающиеся с песчаниками, кремнистыми алевролитами и яшмами, 16 – высокоглиноземистые андезиты и их туфы; 17-26 – аллохтонные комплексы: 17 – кембрийские известняки, 18 – щелочные оливиновые базальты, 19 – дифференцированные вулканисты, 20 – толеитовые базальты и туфогенно-кремнистые отложения, 21 – примитивные базальты, 22 – щелочные базальты, 23 – силициты, преимущественно яшмы, 24 – туфогенно-кремнистые отложения; 25-26 – серпентинитовые меланжи: 25 – полимиктовый, 26 – олигомиктовый; 27-29 – неавтохтонные комплексы: 27 – терригенные и терригенно-карбонатные отложения, 28 – пестроцветные алевролиты и песчаники, 29 – континентальные конгломераты*

Несмотря на четко выраженное структурирование аллохтонных комплексов агырекской олистостромы (см. рис. 3.14), остается неясным, какие типы базальтов и серпентинитовых меланжей ранее составляли единые офиолитовые комплексы.

Например, полимиктовый серпентинитовый меланж гор Агырек не содержит будины щелочных базальтоидов, аллохтоны которых он подстилает. Нет таких и в составе олигомиктового серпентинитового меланжа, это дает основание предположить, что тектонические покровы туфогенно-кремнистой толщи, ассоциирующей со щелочными базальтоидами, полностью утратили пространственную связь с материнским ложем, на котором они были сформированы. Однако не исключено, что они могли надстраивать карбонатные и карбонатно-терригенные отложения верхнего кембрия и тремадока (см. рис. 3.13).

Резко отличным составом включений от полимиктового серпентинитового меланжа характеризуется олигомиктовый серпентинитовый меланж агырекской тыловой олистостромы, в нем присутствуют продукты дезинтеграции энсиматической островной дуги, толеитовых и известково-щелочных габброидов, диабазов и бонинитов [Степанец, 1992]. Однако меланж не содержит будин диабазов аналогичных толеитовым базальтам, аллохтоны и олистолиты которых встречаются в составе агырекской тыловой олистостромы, т.е. корни этих аллохтонов также не-

известны в пределах покровно-складчатых структур северо-востока Центрального Казахстана.

Нет однозначного ответа и на один из фундаментальных вопросов стратиграфии верхних членов офиолитовых ассоциаций северо-востока Центрального Казахстана, а именно, какие толщи вулканитов подстилали косгомбайские силициты и имеют ли эти вулканиты океаническое происхождение. Нижняя граница силицитов повсеместно сорвана и нигде не удается установить тип фундамента этих отложений.

Исходя из современных представлений о тектономагматической эволюции островодужных систем, можно предположить, что основной объем протерозойской и вендско-кембрийской океанической коры Центрально-Казахстанского сегмента Палеоазиатского океана был поглощен зонами субдукции. Вероятнее всего, только незначительная часть океанических осадков могла быть соскоблена с погружающихся океанических плит и вовлечена в аккреционные призмы.

Интересным представляется то, что в подошвах туфогенно-кремнистых аллохтонов, вскрывающихся в составе верхнекатской олистостромы Агырек-Арсаланской аккреционной призм, как правило, обнажаются блоки нижнекембрийской карбонатно-базальтовой балкыбекской свиты (рис. 3.13).

Например, на западном склоне Агырекских гряд (рис.3.1(1), рис. 3.3), на северном склоне Байахметских гряд (рис. 3.1(3), рис. 3.13). Такую же позицию занимают блоки нижнекембрийских базальтов в горах Маялжен (рис. 3.1(4), рис. 3.13) и Ушкызыл (рис. 3.1(7), рис. 3.13) Юго-Западного Предшынгызья. Следовательно, мы имеем полное сходство разрезов нижнекембрийских карбонатно-базальтовых аллохтонов балкыбекской свиты и туфогенно-кремнистых толщ Агырек-Арсаланской аккреционной призм. Однако возраст и состав аллохтонов ордовикских комплексов постоянно меняется.

Формационную аналогию с фрагментами разрезов тектонических покровов агырекской олистостромы имеют аллохтоны ранне-среднеордовикских вулканогенных и кремнисто-туфогенно-терригенных отложений гор Отызбес (рис. 3.1(6)). Здесь, как и в горах Агырек, тектонические покровы запечатаны верхнекатской олистостромой, возраст которой надежно документирован брахиоподами чокпарского горизонта позднего ката [Никитин и др., 1995], сменяющейся вверх песчаниками, алевrolитами, в низах с раннелландоверийскими граптолитами [Бандалетов, 1969]. По характеру строения, составу матрикса и обломочного материала она идентична агырекской тыловой олистостроме.



Тектонические покровы дифференцированных афировых пиллоу-базальтов, лейкократовые и миндалекаменные базальты, спилиты и их туфы по вещественному составу идентичны таковым из разреза толщи толеитовых базальтов восточного склона Агырекских гряд.

Ранее эти отложения сопоставлялись с разрезами кувской свиты [Никитин и др., 1995] левобережья р. Балатундык (рис. 3.1(11)). Последние являются составной частью Баянаул-Акшатауской зоны [Антонюк и др., 1995], где флишоидные отложения накапливались на протяжении верхнего ордовика и нижнего силура (рис. 4.14), а их разрезы не содержат олистостром, сопровождающих доскладчатые тектонические покровы, формирующиеся, как правило, после накопления терригенного флиша. Учитывая позднеордовикское время формирования олистостром гор Отызбес, данную систему конседиментационных тектонических покровов целесообразно относить к структурам Агырек-Арсаланской аккреционной призмы. Этому выводу не противоречит и присутствие в горах Отызбес террейна позднекембрийских-раннеордовикских алевролитов и песчаников [Никитин и др., 1995], аналогичные отложения встречаются у подножья юго-западного склона Агырекских гряд.

В пределах Баянаул-Акшатауской зоны на нижнеордовикском стратиграфическом уровне располагается диабаз-спилитовый караулшекинский комплекс, залегающий, в основании средне-верхне-ордовикской вулканогенно-туфогенно-кремнистой аозекской свиты, чьи разрезы являются возрастными и формационными аналогами кувской свиты левобережья Балатундык. Их отложения сопоставляются с фациями преддуговых бассейнов [Степанец, 1992], что хорошо согласуется с присутствием в фундаменте паравтохтона урочища Караулшеку расчлененных мафит-ультрамафитов, чьи верлиты и лерцолиты содержат высокотитанистые и высокожелезистые хромшпинелиды [Степанец, 1992], характерные для перидотитов преддуговых бассейнов [Azer & Stern, 2007].

Аналогами агырекской олистостромы являются и тектонические покровы, обнажающиеся в междуречье Самсы-Баканас-Арсалан [Никитин и др., 1995; Никитин, 2002] Юго-Восточного сегмента Агырек-Арсаланской аккреционной призмы (рис. 3.1(7)). Здесь широко распространены блоки средне- и верхнекембрийских известняков, покровы нижнекембрийских балкыбекских базальтов, фрагменты которых известны в составе полимиктового меланжа и фронтальной агырекской олистостромы.

В междуречье Самсы-Баканас-Арсалан наиболее широко распространены олистоплаки пестроцветных ушкызыльских кремней и туфоалевролитов раннего и среднего ордовика и высокожелезистых балгашокинских базальтов среднего и позднего ордовика [Tolmacheva et al., 2009].

Если петрологическая корреляция раннекембрийских базальтов карбонатно-базальтовой балкыбекской свиты этих двух районов не вызывает сомнения, то аналоги балгашокинских базальтов в пределах Северо-Западного сегмента неизвестны, вероятней всего это обусловлено слабой петрогеохимической изученностью этих регионов.

Таблица.1. Палеомагнитные направления ордовикских отложений Агырек-Арсаланской аккреционной призмы

Горы Агырек (50.8 <sup>0</sup> с.ш., 74.8 <sup>0</sup> в.д.)															
Объ .	Воз р.	Az, <sup>0</sup>		Угол <sup>0</sup>		Т-чистка, 500 <sup>0</sup> С					Круги				пш, <sup>0</sup>
		ПД		n	Dec, <sub>0</sub>	Inс, <sub>c</sub>	K	α <sub>95</sub> , <sup>0</sup>	n	Dec, <sub>0</sub>	Inс, <sub>c</sub>	α <sub>95</sub> , <sup>0</sup>			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14		
АК	O <sub>2</sub>	65	80	33	138	43	25	16	-	=	-	-	-		
(тест обжига +круги)									29	110	-3	15	-1.5		
АЕ	O <sub>3</sub>	70	57	30	137	59	-	-	30	98	11	8	5.5		
Доскладчатый J <sub>ит.</sub> , метод раздельных компонент										122	22	-	12		
АН	O <sub>3</sub>	268	120	17	203	-53	-	14	-	122	10	14	5		
Среднее (АЕ+АН)				2	172	4	1	-	-	110	10	20	5		
Среднее (АК+АЕ+АН)				5	148	35	3	-	-	109	2	12	1		
Гряды Маялжен (50.06 <sup>0</sup> с.ш., 76.35 <sup>0</sup> в.д.)															
ИМ	O <sub>2</sub>	-	-	9	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
					184	1	13	13	-	-	-	-	0.5		
ИО	O <sub>3</sub>	-	-	8	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
					174	3	23	10	-	-	-	-	1.5		
Среднее (ИМ+ИО)				179	2	5	-	-	-	-	-	1			
Гал	O <sub>3</sub>	260	80	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
Галька осадочных пород				22	243	-40	40	5							
Галька кислых вулканитов				11	250	14	8	18							
					235	-63	8	18							

Примечание. Палеомагнитные исследования были выполнены ИФЗ (Москва) в рамках проекта «геодинамическая карта Центрального Казахстана», результаты этих исследований опубликованы [Турманидзе и др., 1991; Степанец, 1992; Куренков и др., 2002; Печерский, Диденко, 2008]. АК – аллохтон щелочных базальтов дарривила и АЕ – паравтохтонные терригенные отложения катского яруса западного склона Агырекских гряд; АН – неавтохтонные карбонатно-терригенные отложения севернее горы Косгомбай; ИМ – аллохтон базальтов дарривила юго-западного подножья гряды Маялжен и ИО – неавтохтонные отложения ката северо-восточного склона гряды Маялжен.

Верхнекатские паравтохтонные и неавтохтонные отложения, в которые заключены аллохтонные комплексы Агырек-Арсаланской аккреционной призмы, в двух пунктах охарактеризованы палеомагнитными данными (рис. 3.1).

В горах Агырек и Косгомбай паравтохтонные и неавтохтонные верхнекатские отложения имеют значение пш=5.5<sup>0</sup>ю.ш., а для верхнекатских отложений гряды

Маялжен известно значение  $p\theta=1^0$  ю.ш. (табл. 1), эти данные дают основание обосновать приэкваториальную, субмеридиональную ориентировку Агырек-Арсаланской аккреционной призмы, простирающуюся более чем на 1000 км. Этому не противоречат и палеомагнитные данные [Антонюк и др., 1995; Collins et al., 2003] среднеордовикских осадочно-вулканогенных отложений Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайского вулканоплутонического пояса тектонически сопряженного с Агырек-Арсаланской аккреционной призмой (рис. 3.1).

Палеомагнитные направления остаточной намагниченности для среднеордовикских аллохтонов и верхнеордовикских автохтонов и неавтохтонов гор Агырек и гряды Маялжен значимо не отличаются, следовательно, во время надвигания базальтовых покровов заметных относительных вращений между ними и подстилающими и перекрывающими отложениями не происходило [Печерский и Диденко, 1995]. Все это свидетельствует, что разновозрастные ордовикские комплексы принадлежали одному палеобассейну, в нашем случае, задуговому. В нижнем палеозое этот палеобассейн, по-видимому, находился в тропиках.

О нахождении палеобассейна в нижнем палеозое в южных широтах свидетельствуют и палеогеографические ареалы расселения фауны Центрального Казахстана:

- 1) позднекембрийские, ранне- и среднеордовикские комплексы конодонтов кремнисто-вулканогенных толщ Центрального Казахстана надежно сопоставляются с зональной конодонтовой шкалой Балтоскандии [Tolmacheva et al., 2001, 2009; Гридина, 2003],
- 2) в междуречье Оленты-Шидерты и на востоке Шынгызского хребта встречаются ордовикские брахиоподы, которые близки по составу Южно-Уральским [Роров & Tolmacheva, 1995; Fortey & Cocks, 2003], а позднекембрийские и тремадокские трилобиты близки Балтийским комплексам [Fortey & Cocks, 2003],
- 3) позднеордовикские кораллы, трилобиты и брахиоподы северо-востока Центрального Казахстана, Шынгыза и Предшынгызя 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].

Присутствие кораллов слоев с *Holorhynchus giganteus* в отложениях, подстилающих и перекрывающих тектонические пластины, а также в составе олистостромовых фаций и серпентинитовых меланжей свидетельствует о кратковременности процесса пакетирования и «запечатывания» тектонических покровов в пределах Агырек-Арсаланской аккреционной призмы. Такие тектонические процессы, вероятнее всего, могли протекать при закрытии задугового бассейна.

Составы тектонических покровов отражают разрезы различных структурно-формационных зон нижнепалеозойского бассейна, магматические процессы, в пределах которых притекали в приэкваториальной области Палеоазиатского океана.

Меланжированные перидотиты и тектонически совмещенные с ними нижнекембрийские карбонатно-базальтовые, нижнеордовикские базальтовые, нижне-среднеордовикские щелочнобазальт-туфогенно-кремнистые и кремнистые толщи, «запечатанные» катской олистостромой, не принадлежали ранее единой нижнепалеозойской офиолитовой ассоциации. Присутствие в составе серпентинитового меланжа будин габброидов, амфиболитов, диабазов, бонинитов, базальтов, реже диоритов, кварцевых диоритов, плагиогранитов указывает, что в процессе транспортировки была разрушена раннеордовикская энсиматическая островная дуга.

## **ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ**

Ниже на примере вулканогенных террейнов Агырек-Арсаланской аккреционной призмы будет более подробно рассмотрен петрогеохимический состав надсубдукционных офиолитов, обладающих петрологическими признаками офиолитов срединговых задуговых бассейнов и островных дуг.

### **Балкыбекский раннекембрийский карбонатно-базальтовый комплекс**

#### *Вещественный состав и тектоническое положение*

Все известные в настоящее время географические пункты нахождения террейнов карбонатно-базальтового балкыбекского комплекса отображены на рисунке 3.13.

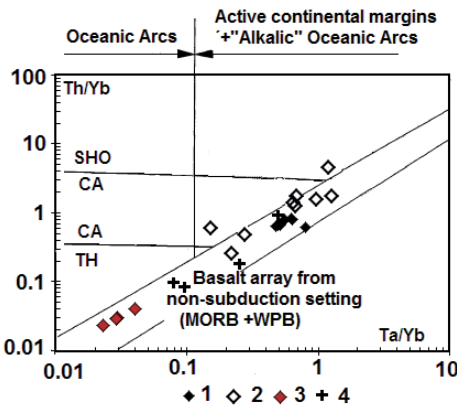
Наиболее полный разрез комплекса сохранился в районе р. Балкыбек [Стецюра, 2006], где основание представлено афировыми и порфиоровыми миндалекаменными плагиоклазовыми и пироксеновыми базальтами, а верхняя часть разреза представлена известняками с остатками фауны археоциат, хиолитов и водорослей атдабан-ботомского ярусов нижнего кембрия [Жаутиков и др., 1976]. Аналогичные образования известны юго-восточнее пос. Кайнар, в горах Мизек и в верховье реки Карасу [Никитин и др., 1992].

В горах Агырек встречаются редкие глыбы миндалекаменных базальтов с линзами известняков ботомского яруса [Ившин, 1978]. Последние совместно с блоками диабазов являются составной частью полимиктового серпентинитового меланжа. Реже известны мелкие глыбы глаукофановых сланцев по ним [Объяснительная..., 1981].

### Петрогеохимия

При петрогеохимическом сопоставлении вулканитов балкыбекской свиты были использованы данные табл. 3.1(1-5). Также были проанализированы ранее опубликованные данные М.М. Стецоры [Стецора, 2006], К.Е. Дегтярева [Дегтярев, 2012] и материалы И.В. Глухана (табл. 3.1(60-63)), которые включались в расчет средних содержаний элементов в горных породах Центрального Казахстана [Глухан и Серых, 2003].

Вулканиты карбонатно-базальтовой балкыбекской свиты представлены low-Al/high-Ti корунд-нормативными базальтами. По отношениям некогерентных элементов Th/Yb, Ta/Yb (рис. 3.15), а также отношениям Th/Yb, Nb/Yb они находят аналогию с внутриплитными базальтами. Однако базальты балкыбекской свиты, обеднены Sr, MgO, Cr и Ni, что отличает их от OIB Полинезийского [Dupuy et al., 1989], Канарского [Carracedo et al., 2001] и Исландского плюмов [Fitton, 2007]. Их спектры распределения REE не находят аналогии и с вулканитами островов Гавайско-Императорского хребта (рис. 3.16). На бинарных мультиплицированных диаграммах С.П. Верма (рис.3.17) их фигуративные точки вообще ложатся в поля континентальных базальтов, что хорошо согласуется и с высокими концентрациями Pb, Li и U, свидетельствующими о контаминации коровым материалом магмы базальтов балкыбекской свиты.

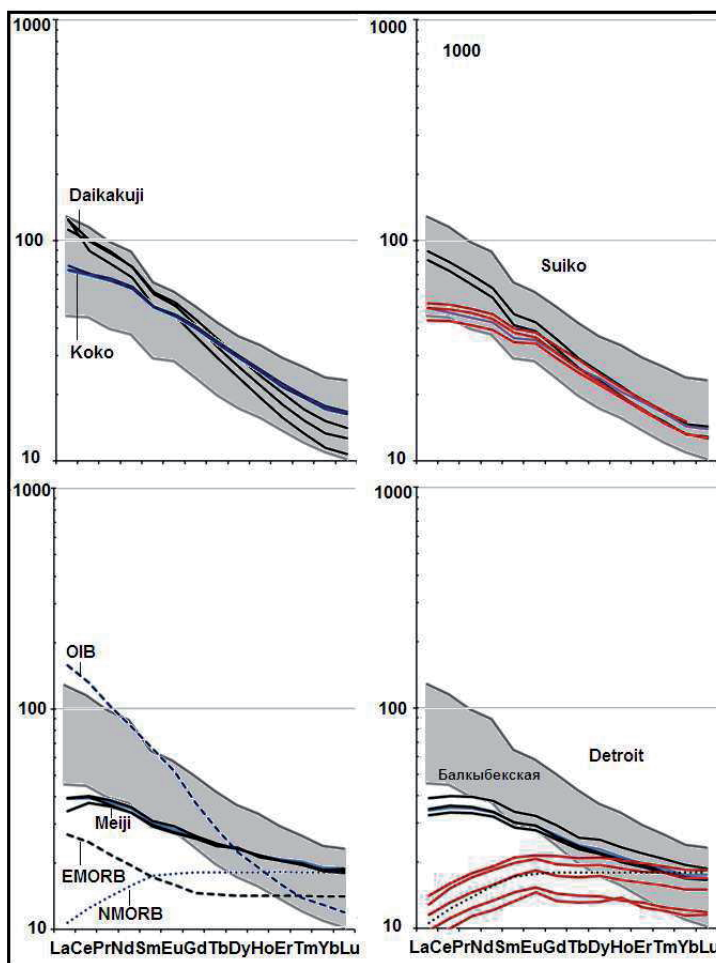


**Рис.3.15.** Диаграмма Th/Yb-Ta/Yb [Pearce, 1983] для вулканитов Агырек-Арсаланской аккреционной призмы (по: [Дегтярев, 2012])

Базальты: 1 – балкыбекские (C<sub>1</sub>), 2 – базальты (C<sub>3</sub>), 3 – балгашокинские (O<sub>2-3</sub>), 4 – карабулакские (C<sub>1-3</sub>)

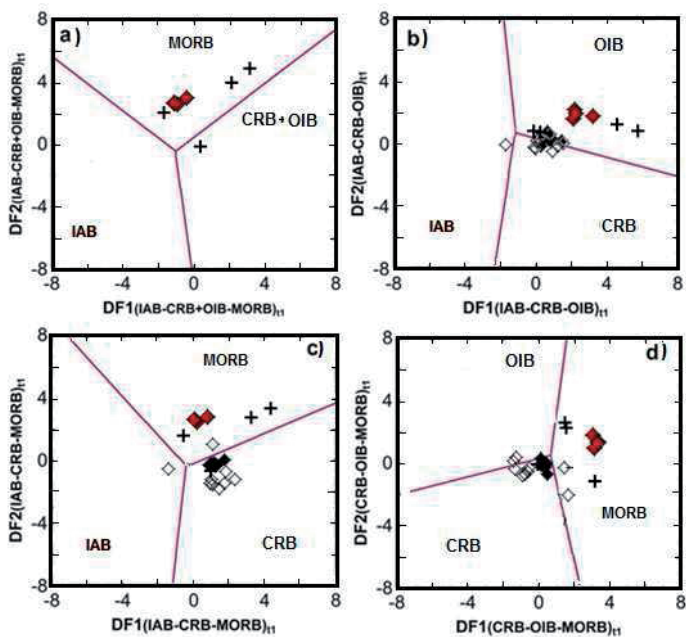
Низкие концентрации Sr и высокие Y, как и их отношения в базальтах балкыбекской свиты, близки базальтам магматических комплексов Южных Анд [Kilian, 1997].

Надежным типоморфным признаком магм надсубдукционного происхождения являются отношения Ba/Yb, Nb/Yb (рис. 3.18), Rb/Cs, Ce/Pb, Th/La, Nb/U (рис. 3.19), что вполне согласуется с крайне непостоянными содержаниями MgO, Ni, Cr и высокими концентрациями Na<sub>2</sub>O в базальтах балкыбекской свиты.



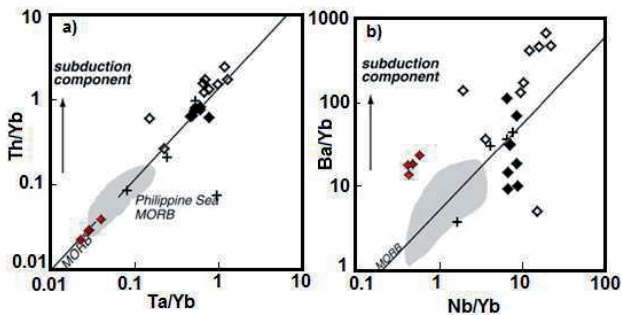
**Рис.3.16.** Спайдерграммы REE вулканитов балкыбекской свиты и вулканитов островов Гавайско-Императорского хребта [Regelous et al., 2003]  
Редкоземельные элементы OIB, EMORB, NMORB (по: [Sun, McDonough, 1989])

Характер распределения и отношений Th, Nb, Hf в базальтах балкыбекской свиты довольно резко отличается от базальтов Западно-Филиппинского бассейна (рис. 3.20), которые изменяются от NMORB – EMORB до OIB, отражая тем самым неоднородность в конвектирующей верхней мантии.



**Рис. 3.17.** Бинарные диаграммы [Verma, 2010], построенные по мультиплицированным элементам – примесям (La, Sm, Yb, Nb, Th)

Условные обозначения см. на рис. 3.15

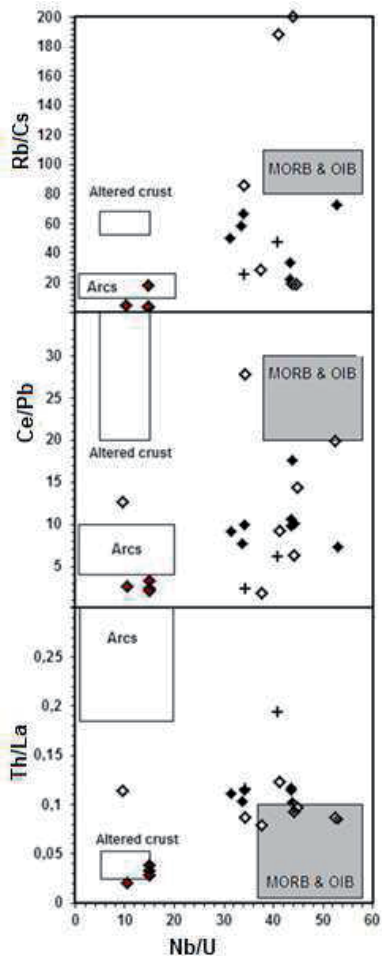


**Рис. 3.18.** Бинарные диаграммы а) Th/Yb-Ta/Yb, б) Ba/Yb-Nb/Yb [Pearce et al., 2005]  
Условные обозначения см. на рис. 3.15

Тогда как балкыбекские базальты характеризуются однородностью состава плюма, что характерно для базальтов континентальных рифтов.

Межэлементные отношения  $Va/Nb < 5$ ,  $Zr/Nb > 7$ ,  $La/Nb < 1.0$  (рис. 3.21) базальтов балкыбекской свиты коррелируются с данными внутриплитных базальтов в рамках конечного мантийного компонента ЕМII–обогащенная мантия 2 [Hofmann, 1997].

ЕМII имеет более низкие  $Nb/U$  и  $Ce/Pb$  отношения, чем в других ОИВ, что обусловлено влиянием континентальной коры.  $U$  и  $Pb$  переносятся надсубдукционным флюидом, отделяющимся от океанической плиты, в отличие от  $Nb$  и  $Ce$ , содержания которых определены степенью рециклинга океанической коры и переносятся только обогащенным расплавом. Компонент ЕМII рассматривается как индикатор континентальной коры, включая и океанические осадки.



### Карабулакский кембрийский карбонатно-кремнисто-вулканогенный комплекс

#### Вещественный состав и тектоническое положение

В горах Токай, Карадыр и Карабулак вскрываются карбонатно-кремнисто-вулканогенные террейны, выделяемые ранее в карабулакскую свиту [Объяснительная ..., 1981]. В их разрезах, по сравнению с вулканитами балкыбекских террейнов, увеличивается роль кремнистого материала, а наряду с толеитовыми базальтами появляются трахибазальты и щелочные базальты, андезиты и дациты, которые ассоциируют с серпентинитовым меланжем, содержащим высокотитанистые перидотиты и габброиды со щелочным уклоном.

Рис. 3.19. Бинарные диаграммы  $Rb/Cs$ ,  $Ce/Pb$ ,  $Th/La-Nb/U$  [Klein & Karsten, 1995]

#### Петрогеохимия

При анализе были использованы данные таблицы 3(40-53) и опубликованные ранее материалы К.Е. Дегтярева [Дегтярев, 2012].

Вулканиты карабулакского террейна принадлежат различным петрохимическим сериям, что отличает их от базальтов балкыбекской свиты. High-Ti недосыщенные кремнеземом нефелин- и оливин-



нормативные щелочные базальты, с явно выраженной глиноземистой специализацией, и high-Ti/low-Al оливин-нормативные толеитовые базальты имеют близкие геохимические характеристики с базальтами срединно-океанических хребтов и внутриплитными базальтами (рис.3.15, 17, 18). Базальты с внутриплитными характеристиками наряду с высокими концентрациями Nb (41 г/т) также обогащены Li (13 г/т), Pb (5,2 г/т), U (3 г/т), что свидетельствует о контаминации их магмы коровым материалом.

Отношения Rb/Cs, Ce/Pb, Th/La к Nb/U (рис. 3.19) не увязываются с их океанической природой. Это очевидно для глиноземистых базальтов, которые по характеру накопления Sr, Ce, Sm отвечают базальтам островных дуг и обогащенным базальтам задуговых бассейнов, и только high-Ti/low-Al базальты находят аналогию с EMORB (рис. 3.22).

Резкое уменьшение концентраций MgO, Cr, Ni и одновременное увеличение Na<sub>2</sub>O в вулканитах карабулакской свиты указывают на вовлечение их магматического резервуара в область влияния зоны субдукции.

Это очевидно и при рассмотрении спайдерграмм базальтов (рис. 4.23), нормированных к NMORB [Sun & McDonough, 1989], где отчетливо видны флюктуации Ba, Sc, Nb, Ta при крайне стабильно высоких содержаниях Pb как в глиноземистых базальтах (рис. 3.23(a)), так и в high-Ti/low-Al базальтах с полюмовыми характеристиками (рис. 3.23 (b)).

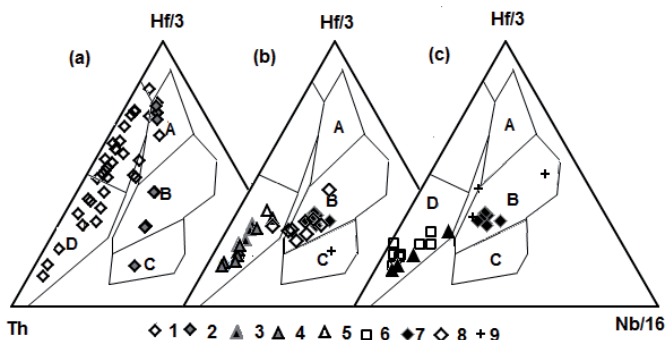
Последние, по-видимому, являются петрогеохимическими аналогами базальтов балкыбекской свиты и по отношениям La/Nb, Ba/Nb Zr/Nb (рис. 3.21) могут быть производными EMII.

Тогда как межэлементные отношения глиноземистых вулканитов, отвечающих базальтам задуговых бассейнов, чьи спектры распределения REE аналогичны базальтам Филиппинского задугового бассейна (рис. 3.24), не коррелируются с данными внутриплитных базальтов в рамках конечных мантийных компонентов EMI, EMII и NIMU (рис. 3.21).

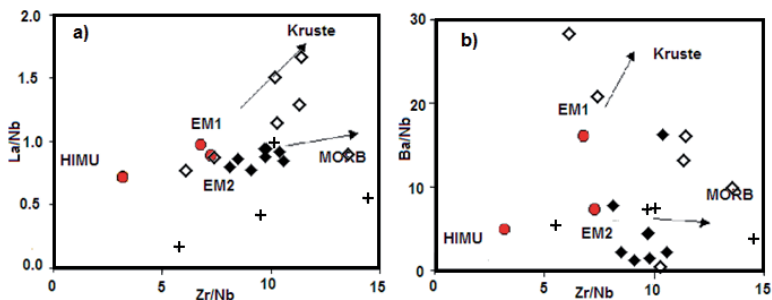
Резкое уменьшение концентраций MgO, Cr, Ni и одновременное увеличение Na<sub>2</sub>O в вулканитах карабулакской свиты указывают на вовлечение их магматического резервуара в область влияния зоны субдукции.

Это очевидно и при рассмотрении спайдерграмм базальтов (рис. 3.23), нормированных к NMORB [Sun & McDonough, 1989], где отчетливо видны флюктуации Ba, Sc, Nb, Ta при крайне стабильно высоких содержаниях Pb как в глиноземистых базальтах (рис. 3.23(a)), так и в high-Ti/low-Al базальтах с полюмовыми характеристиками (рис. 3.23 (b)).

Последние, по-видимому, являются петрогеохимическими аналогами базальтов балкыбекской свиты и по отношениям La/Nb, Ba/Nb, Zr/Nb (рис. 3.21) могут быть производными EMII.



**Рис. 3.20.** Диаграмма Th-Nb/16-Hf/3 [Wood, 1980] для вулканитов а) 1 – Идзу-Бонин-Марианской энсиматической дуги и 2 – Западно-Филиппинского бассейна (по: [Pearce et al., 1999]); б) Центрально-Шынгызской зоны: 3 – канчингизского комплекса (C<sub>2</sub>), 4 – карагутуйской свиты (C<sub>3</sub>), 5 – сарышокинской свиты (O<sub>1</sub>), 6 – абаевской свиты (O<sub>2,3</sub>); в) Азгырек-Арсаланской призмы: 7 – балкыбекская (C<sub>1</sub>), 8 – C<sub>3</sub>, 9 – карабулакская (C) (по: [Дегтярев, 2012]). Поля: А – NMORB, В – EMORB, С – WPB, D – CAB и активных континентальных окраин



**Рис.3.21.** Бинарные диаграммы La/Nb-Zr/Nb, Ba/Nb-Zr/Nb [Hofmann, 1997] Условные обозначения смотри на рис. 3.15

Тогда как межэлементные отношения глиноземистых вулканитов, отвечающих базальтам задуговых бассейнов, чьи спектры распределения REE аналогичны базальтам Филиппинского задугового бассейна (рис. 3.24), не коррелируются с дан-

ными внутриплитных базальтов в рамках конечных мантийных компонентов EMI, EMI и HIMU (рис.1.21).

### Кызылжалский верхнекембрийский кремнисто-вулканогенный комплекс

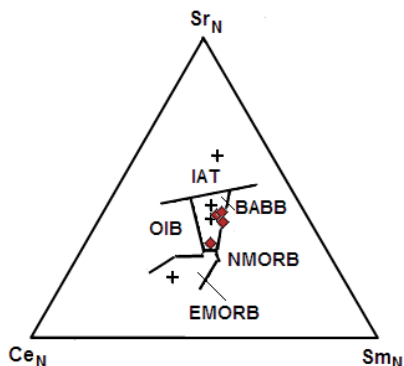
#### *Вещественный состав и тектоническое положение*

Верхнекембрийские вулканиты детально изучены в окрестностях хребта Кызылжал и ручья Арсалан [Дегтярев, 2012]. Здесь они слагают как олистолиты, так и крупные глыбы в составе олистостромы. По составу они отвечают трахибазальтам, трахиандезитбазальтам, реже встречаются базальты и фонотефриты.

#### *Петрогеохимия*

При выявлении петрогеохимических особенностей вулканитов кызылжалской свиты были использованы ранее опубликованные материалы К.Е. Дегтярева [Дегтярев, 2012]. High-Ti/low-Al дифференцированные вулканиты крайне обеднены элементами группы железа ( $Cr < 71$  г/т,  $Ni < 76$  г/т,  $Co < 46$  г/т) и магния, но резко обогащены  $Na_2O$  ( $> 2.66$  мас. %).

Многоэлементные спайдерграммы вулканитов кызылжалской свиты отчетливо фиксируют их фракционирование от EMORB до OIB, однако по отношению к таковым они резко обогащены Ba, Pb (рис. 3.25(a)).



**Рис. 3.22.** Дискриминационная диаграмма  $CeN-SrN-SmN$  [Kede, 1990]

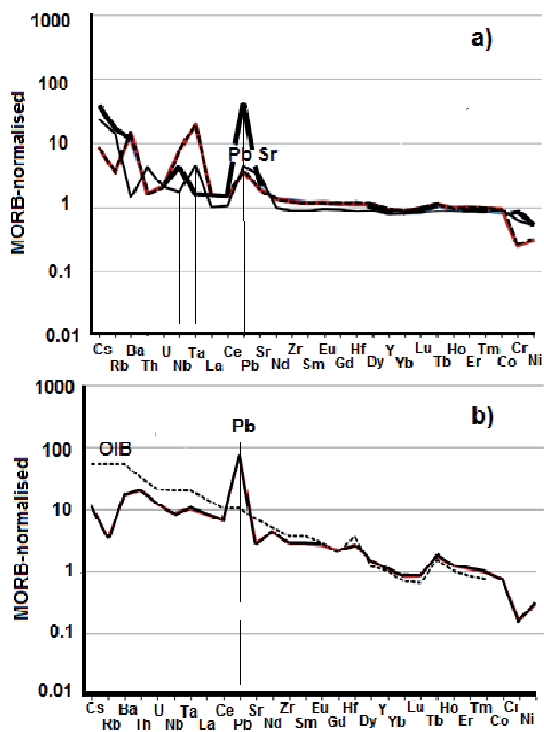
Условные обозначения смотри на рис. 3.15

На бинарных диаграммах отношений  $Th/Yb$ ,  $Ta/Yb$  (рис. 3.15) и  $Th/Yb$ ,  $Nb/Yb$  (рис. 3.25(b)) ряд их фигуративных точек ложатся в область надсубдукционных комплексов и сопоставляются с вулканитами активных континентальных окраин, на это указывают и отношения  $La/Yb$ ,  $Th/Yb$  [Condie, 1989].

Влияние надсубдукционной компоненты отчетливо демонстрируют и более поздние бинарные диаграммы. Дж.А. Пирса [Pearce et al., 2005] отношений  $Th/Yb$ ,  $Ta/Yb$  и  $Ba/Yb$ ,  $Nb/Yb$  (рис. 3.18).

Отношения Nb/Zr, Ba/Zr (рис. 3.26) вулканитов кызылжалской свиты также не подтверждают их океаническую природу. Это очевидно и при рассмотрении их положения на мультиплицированных бинарных диаграммах (рис. 3.17), где они, как и балкыбекские базальты, располагаются в области континентальных базальтов. Интересным представляется и рассмотрение поведения Hf и Sm в вулканитах кызылжалской свиты. По содержанию Hf они условно подразделяются на low-Hf (<3.9 г/т), med-Hf (>5.3 г/т) и high-Hf (>7.5 г/т).

Low-Hf трахибазальты по спектрам распределения REE отчетливо отличаются от EMORB и OIB (рис. 3.27(a)). High-Hf фонотефрит и трахиандезитобазальт при сходстве накопления REE с OIB имеют четко выраженную тенденцию к обогащению тяжелыми REE (рис. 3.27(b)).



**Рис. 3.23.** Спайдерграммы вулканитов карабулакской свиты (по: [Дегтярев, 2012])  
 а) глиноземистые базальты; б) high-Ti/low-Al базальты

Med-Hf трахиандезитов по спектрам распределения REE приближаются к OIB, однако при этом они отличаются от них Hf-Sm минимумом (серые линии на рис. 3.27(b)).

По-видимому, в состав кызылжалской свиты включены вулканиды, отражающие состав как минимум трех различных мантийных резервуаров.

### Осадочно-вулканогенный комплекс флоского яруса нижнего ордовика

#### Вещественный состав и тектоническое положение

Террейны данного комплекса встречаются в горах Агырек, у северных отрогов гор Толпак (рис. 3.1(1)) и в горах Отызбес (рис.3.1(6)) и сложены они преимуще-

ственно базальтами. Массивные лавы прослоены туфопесчаниками, кремнистыми алевротуфитами. Миндалекаменные базальты содержат линзы известняков, а в пиллоу-базальтах встречаются редкие будины сургучно-красных яшм с конодонтами флоского яруса [Новикова и др., 1993].

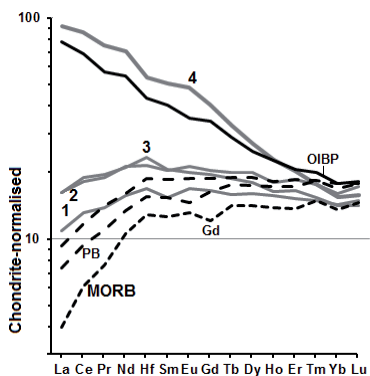


Рис. 3.24. Спайдерграммы REE вулканидов карабулакской свиты (по: [Дегтярев, 2012]) и Филиппинского бассейна 1-4 – карабулакская свита: 1-3 – глиноземистые базальты, 4 – плюмовые базальты, PB – базальты и OIBP – плюмовые базальты Филиппинского задугового бассейна (по: [Pearce et al., 1999])

Рис. 3.24. Спайдерграммы REE вулканидов карабулакской свиты (по: [Дегтярев, 2012]) и Филиппинского бассейна

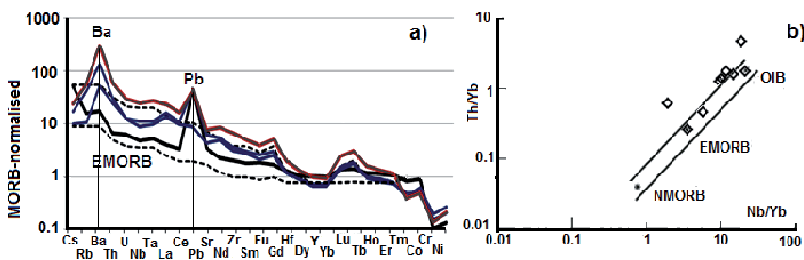
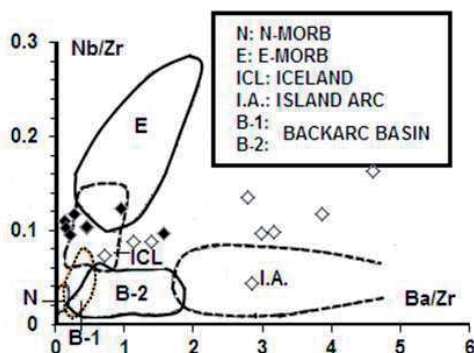


Рис. 3.25. Спайдерграммы (a) и бинарная (b) диаграмма Th/Yb-Nb/Yb [Metcalf & Shervais, 2008] для вулканидов кызылжалской свиты (по: [Дегтярев, 2012])



**Рис. 3.26.** Бинарная диаграмма Ba/Zr-Nb/Zr [Ishizuka et al., 1990]  
Условные обозначения см. на рис. 3.15

### Осадочно-вулканогенный комплекс флоского яруса нижнего ордовика

#### *Вещественный состав и тектоническое положение*

Террейны данного комплекса встречаются в горах Агырек, у северных отрогов гор Толпак (рис. 3.1(1)) и в горах Отызбес (рис.3.1(6)) и сложены они преимущественно базальтами. Массивные лавы прослоены туфопесчаниками, кремнистыми алевротуффитами. Миндалекаменные базальты содержат линзы известняков, а в пиллоу-базальтах встречаются редкие будины сургучно-красных яшм с конодонтами флоского яруса [Новикова и др., 1993].

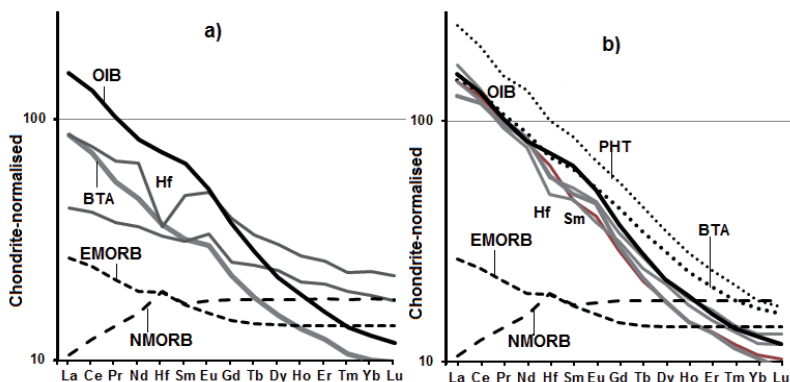
Несколько обособленную группу составляют немногочисленные будины диабазов и бонинитов из серпентинитового меланжа района Агырекских гряд и горы Косгомбай, прослаивающего выше упомянутые террейны.

#### *Петрогеохимия*

Флоские базальты (табл. 3.1(8-17)) отвечают оливин-нормативным med-Ti/low-K толеитам с повышенной щелочностью натрового типа и характеризуются высокими содержаниями суммарного железа с крайне непостоянными концентрациями Cr, Ni, умеренно повышенными концентрациями Nb и высокими содержаниями Pb.

На диаграмме Ti/Cr-Ni (рис. 3.28(a)) фигуративные точки флоских базальтов хорошо аппроксимируются единым трендом. Такое направление тренда характерно для базальтов задуговых бассейнов (ВАВВ) юго-западной части Тихого океана [Сондерс и Тарни, 1987].

На задуговую природу флоских базальтов указывают отношения Cr-Y (рис. 3.28(b)). Это очевидно и при анализе спайдерграмм, где отчетливо видны их отклонения по Mg, Ni, Cr, K, Sr и Rb от NMORB [Степанец, 1992].



**Рис. 3.27.** Спайдерграммы REE вулканитов кызылжалской свиты (по: [Дегтярев, 2012])

*PHT – фонотэфрит; BTA – трахиандезибазальт*

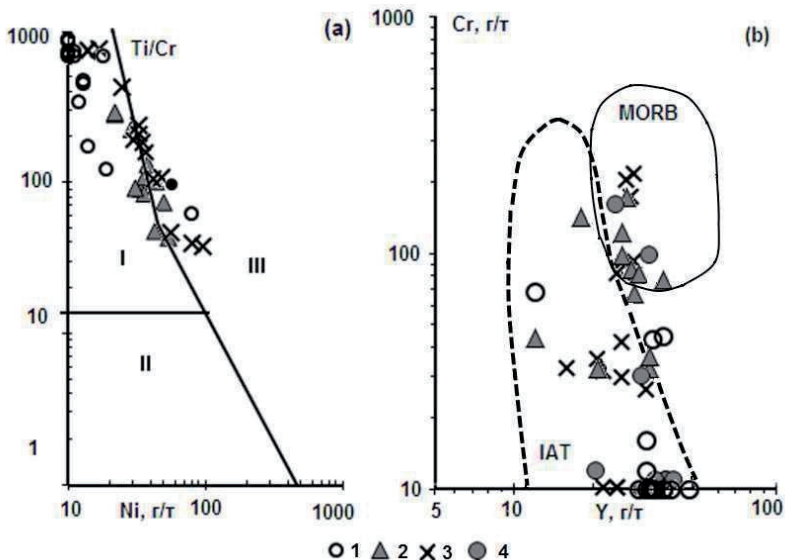
Будины из серпентинитового меланжа (табл. 3.2(28-30)) представлены high-Fe и low-Fe диабазы. High-Fe диабазы med-K/Mg отвечают как САВ, так и обогащенным базальтам задуговых бассейнов (АВАВВ). Low-Fe диабазы образуют своеобразную группу пород, характеризующуюся повышенными концентрациями SiO<sub>2</sub>, высокими MgO, CaO, низкими содержаниями TiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, что сближает их с high-Ca бонинитами офиолитов преддуговых бассейнов [Cameron et al., 1979].

### **Офиолиты террейна Центральный Толпак флоского яруса нижнего ордовика**

#### **Вещественный состав и тектоническое положение**

Террейн Центральный Толпак вскрывается у северо-западных отрогов гор Толпак (рис. 3.1(1)). В его основании обнажается разрез (более 750 м) чередующихся серпентинизированных гарцбургитов, дунитов и вебстеритов, которые постепенно сменяются верлитами, клинопироксенитами, дунитами, с тонкими параллельными прослоями кумулатов алюмохромита и хромпикотита, гарцбургитами, габброноритами, цирконсодержащими (477-480 млн. лет) габброноритами [Степанец, 1992]. Выше наслаиваются габбронориты, роговообманковые, диопсидовые и оливиновые габбро, которые на отдельных участках прослоены горизонтами анортзитов, клинопироксенитов и вебстеритов, общей мощностью до 600 м.

В верхах мафитовой зоны кварцевые диориты, трондjemиты и микродиориты сменяют гипабиссальные габброиды. Микродиориты и кварцевые диабазы слагают кровлю plutонических офиолитов и образуют своеобразный расчлененный комплекс.



**Рис. 3.28.** Диаграммы (a)  $Ti/Cr-Ni$  [Beccaluva et al., 1983], (b)  $Cr-Y$  [Pearce et al., 1984] вулканитов северо-западного сектора Агырек-Арсаланской аккреционной призмы

Поля составов пород: I – умереннотитанистые островодужные серии, II – низкотитанистые островодужные серии III – высокотитанистые серии срединно-океанических хребтов, океанических островов, задуговых бассейнов; MORB – базальты срединно-океанических хребтов, IAT – островодужные толеиты (поле последних включает также известково-щелочные и щелочные базальты океанических островов); OIB – базальты океанических островов.

1 – кварцевые диабазы террейна Центральный Толпак; 2 – флоские базальты восточного склона Агырекских гряд; 3 – дарривилские базальтоиды оз. Майсор; 4 – дарривилские базальты западного склона Агырекских гряд

### Петрогеохимия

Микродиориты и кварцевые диабазы по петрогеохимическому составу отвечают low-K/Mg, med-Ti породам с повышенной щелочностью натрового типа, крайне



низкими концентрациями  $P_2O_5$  и умеренно повышенными концентрациями Nb и высокими – Y (табл. 3.1(43-51))

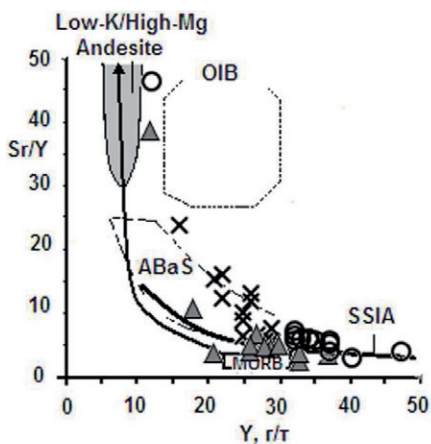
На их принадлежность к островодужным толеитам указывают низкие концентрации Ti, Cr, Ni (рис. 3.28(a)) и отношения Cr к Y (рис. 3.28(b)). На диаграмме Sr/Y-Y (рис. 3.29) фигуративные точки кварцевых диабазов образуют хорошо аппроксимированную линию, локализованную вдоль тренда фракционирования вулканитов Южно-Сандвичевых островов (SSIA). От деплетированных вулканитов SSIA [Pearce et al., 1995] кварцевые диабазы отличаются более высокими отношениями Nb/Zr  $n=0.04-0.07$  и уровнем содержания Nb.

Кварцевые диабазы, габброиды и перидотиты террейна Центральный Толпак имеют одинаковый уровень содержания Nb, а габброиды и перидотиты содержат низкоглиноземистый клинопироксен, хромшпинели перидотитов обладают высокой хромистостью [Степанец, 1992, 2010], что в совокупности указывает на их надсубдукционную природу.

### Толпакский туфогенно-кремнисто-вулканогенный комплекс дапингского-дарривилского ярусов среднего ордовика

#### *Вещественный состав и тектоническое положение*

Туфогенно-кремнисто-вулканогенный комплекс является составной частью Толпакского террейна [Степанец, 1990]. Его ядерная часть обнажается на вершине горы Толпак (рис. 3.1(3)), которая сложена фаунистически недатированными пестроцветными пепловыми витрокластическими туфами дацитового состава и туффитами с примесью пеплового материала кислого состава, мощностью до 300 м.



**Рис. 3.29.** Диаграмма Sr/Y-Y [Kilian, 1997]

ABaS – поле составов вулканитов Лая-Тонга-Кермадек островодужной системы (по: [Hergt & Farley, 1994]); SSIA – тренд фракционирования вулканитов Южно-Сандвичевых островов (по: [Pearce et al., 1995]).

Остальные условные обозначения см. на рис. 3.28

Крылья антиформы сложены миндалекаменными порфиоровыми пиллоулавами трахибазальтов и базальтовых трахиандезитов, реже встречаются массивные афировые трахиандезиты. Вулканиты прослоены яшмами, содержащими конодонты дапингского и дарривилского ярусов [Новикова и др.,

1993]. Общая мощность толщи не более 200 м. Вулканиты прорваны лакколлитом субщелочных габбро-диабазов, габбро и сиенитов.

Толпакский террейн тектонически налегает на различные гипсометрические уровни серпентинитового меланжа, содержащего блоки диабазов комплекса параллельных даек, а у северных отрогов гор Толпак на тектонические покровы флоских базальтов, аналогичные базальты описаны в горах Агырек, и терригенно-туфогенно-кремнистую толщу дарривилского яруса среднего ордовика.

### *Петрогеохимия*

Вулканиты толпакского комплекса характеризуются повышенным суммарным содержанием щелочей при постоянном преобладании  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$  и высокими концентрациями  $\text{P}_2\text{O}_5$  (табл. 3.2(9-27)) и отвечают дифференцированным породам известково-щелочной, высококалиевой и шошонитовой серий. В целом вулканиды толпакского комплекса характеризуются умеренными концентрациями  $\text{TiO}_2 < 0.92$  мас. % и низкой магнезиальностью ( $\text{Mg\#} = 22.5-51.5$ ).

Результаты спектрального анализа, выполненные М.З. Новиковой [Новикова и др., 1993], свидетельствуют, что вулканиды толпакского комплекса обогащены HFSE, что не характерно для вулканидов островодужных комплексов, производных деплетированной мантии. Высокие отношения  $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2 = 1.0-5.6$ , концентрации Nb (4.8 г/т) и высокие концентрации Pb (7.3 г/т) свидетельствуют о контаминации исходных магм вулканидов сиалическим коровым материалом.

Диабазы, обнажающиеся в подошве Толпакского террейна, относятся к примитивным med-K/Ti породам, содержащим низкие концентрации  $\text{P}_2\text{O}_5$  (табл. 3.2(34-38)). По характеру распределения основных петрогенных окислов они отвечают составу островодужных толеитов, т.е. не являются подводящими каналами для вулканидов вышезалегающего Толпакского террейна.

### **Майсорский кремнисто-базальтовый комплекс дарривилского яруса среднего ордовика**

#### *Вещественный состав и тектоническое положение*

Кремнисто-базальтовый комплекс является составной частью Майсорского серпентинитового меланжа (рис. 3.1(3)), который совместно с силицитами флоского и дарривилского ярусов запечатан верхнекатской олистостромой. В тектонических блоках обнажаются афировые, реже олигофировые и порфиоровые базальты. Их пиллоу-базальты и лавобрекчии редко прослоены туффитами и яшмами, последние содержат конодонты дарривилского яруса. Продукты кислого вулканизма в составе меланжа не обнаружены [Степанец, 1992].

Пиллоу-базальты по текстурно-структурным особенностям и минеральному составу подразделяются на долерито-базальты и лейкобазальты, последние резко преобладают. Лейкобазальты афировые апоинтерсертальной и вариолитовые. Долерито-базальты преимущественно порфировые плагиоклаз-пироксеновые миндалекаменные разности, реже известны массивные спилитовые, интерсертальные, апоинтерсертальные, вариолитовые; центральные части шаров раскристаллизованные до долеритов. Мелкие миндалины выполнены хлоритом, эпидотом, реже кальцитом и кварцем. Аксессуары – магнетит, ильменит и лейкоксен.

### Петрогеохимия

По петрогеохимическому составу долерито-базальты подразделяются на low-K, med-K и high-K лейкобазальты (таб. 3.1(29-42)). Они образуют последовательный ряд от толеитов ( $Al_2O_3 < 17.0$  мас. %) до толеитов с известково-щелочными характеристиками.

Low-K долерито-базальты по содержанию хрома подразделяются на high-Cr (Cr  $< 210$  г/т) и low-Cr (Cr  $< 50$  г/т). Общим для них являются высокие концентрации Y, умеренные концентрации Nb и высокие отношения Nb/Y  $n < 0.22$ , что в два раза выше, чем в NMORB [Sun & McDonough, 1989].

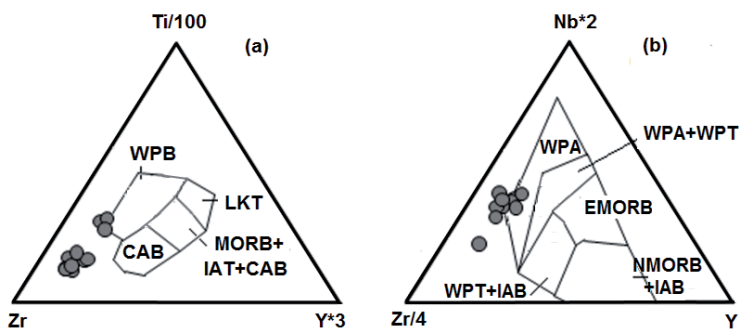
Low-K/high-Cr долерито-базальты по характеру распределения Zr, Ti, Sr находят аналогию с MORB (рис. 3.28), а по спектру элементов-примесей приближаются к толеитам островодужных комплексов. Low-K/Cr долерито-базальты, чьи фигуративные точки ложатся в поле IAB (рис. 3.28(b)), отличаются от low-K/high-Cr незначительным повышением Rb, P и резко пониженными концентрациями Mg, Ni, Cr, что характерно для BABB (рис. 3.28(a), 3.29) юго-западной части Тихоокеанского региона [Hergt & Farley, 1994]. Однако они отличаются от последних более высоким уровнем накопления Nb (таб.3.1(29-42)), что указывает на обогащенную природу родоначальной магмы, по сравнению с BABB внутриокеанических островодужных систем производных DMM [Nicholson et al., 2000].

High-K лейкобазальты обогащены  $SiO_2$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $P_2O_5$ , CaO,  $FeO_{общ}$ , резко обогащены Rb, но обеднены Y и Zr, Ni и Cr (табл. 3.1(35, 36, 38)). Низкие значения компонента  $D1=105-130$  [Дмитриев и др., 1999] и высокие отношения  $K_2O/TiO_2 = 3.4-4.1$  типичны для вулканитов поздних островодужных ассоциаций с внутриплитными геохимическими характеристиками Курильско-Камчатской энсиалической островодужной системы [Churikova et al., 2001].

## Кремнисто-щелочнобазальтовый комплекс дарривилского яруса среднего ордовика

### *Вещественный состав и тектоническое положение*

Щелочные базальтоиды, прослоенные силицитами и яшмами, в горах Агырек, Кызылгумсык, образуют террейны (рис. 3.1(1)). Они повсеместно тектонически сопряжены с туфогенно-кремнисто-терригенными отложениями, содержащими конодонты тремадокского и начала дарривилского ярусов нижнего и среднего ордовика соответственно, а у северо-западного подножья Агырекских гряд согласно залегают на них [Степанец, 1992, 2008г].



**Рис. 3.30.** Диаграммы (а)  $Zr-Y^*3-Ti/100$  [Pearce & Cann, 1973], б)  $Zr/4-Nb^*2-Y$  [Meschede, 1986] для дарривилский вулканитов западного склона Агырекских гряд Поля: WPA – внутриплитные щелочные базальты, WPT – внутриплитные толеитовые базальты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов, WPB – внутриплитные базальты, LKT – низкокальциевые толеиты, CAB – известково-щелочные базальты, IAB – базальты островных дуг, IAT – островодужные толеиты

Щелочные базальтоиды по минеральному составу подразделяются на лейкократовые (плаггиоклазовые) и меланократовые (авгито-плаггиоклазовые) породы. Преобладают афировые, массивные лейкократовые апоинтерсертальные и интерсертальные, реже отмечаются порфировые, миндалекаменные меланократовые интерсертальные вулканиты. Для пород обеих групп характерно большое количество титанистого магнетита и титаномагнетита.

### **Петрогеохимия**

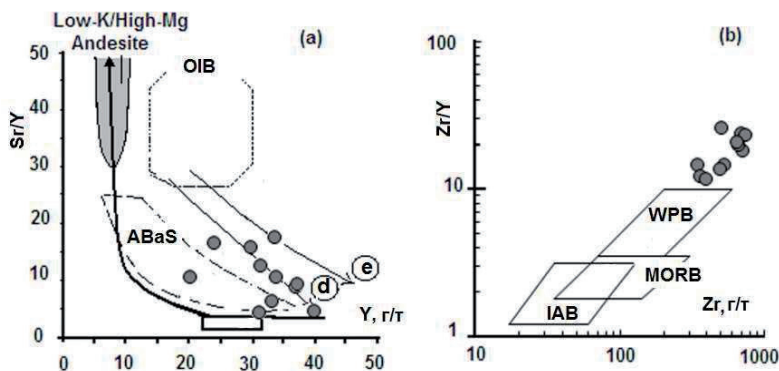
По петрохимическому составу (табл. 3.1(18-28)) щелочные базальты подразделяются на две группы: high-Ti меланократовые с  $Mg\#=29.2-49.0$  и med-Ti лейкократовые с  $Mg\#=23.0-32.6$ . Лейкократовые по содержанию основных петрогенных компонентов отвечают корунд-нормативным ультракалийным фонотефритам (по-

левошпатовым). Меланократовые отвечают корунд-нормативным тефритам (базальтоидным) и кварц-нормативным трахибазальтам.

Характер накопления элементов с HFSE дарвилльских high-Zr щелочных базальтов в общих чертах соответствует составам вулканитов с внутриплитными геохимическими характеристиками, однако их фигуративные точки образуют самостоятельные поля (рис. 3.30(a,b), 3.31(b)). Крайне высокие концентрации Nb, Zr, Ti, P, Y дают основание сопоставить их с вулканитами суперплюмов. При этом следует отметить, что они не находят полной аналогии с вулканитами суперплюмов известных в пределах современных океанов [Dupuy et al., 198; Tatsumi, 1998] и континентальных рифтов [Jung, 2003].

На диаграмме Sr/Y-Y (рис. 3.31(a)) фигуративные точки суперплюмовых high-Zr щелочных базальтов гор Агырек резко сдвинуты относительно OIB в область надсубдукционных комплексов. Следует отметить, что аналогичные характеристики по Sr и Y, а также по K, Na, P, Nb, Sr, Y, Zr и Rb Mg, Ni, Cr имеют базальты суперплюма Анива острова Сахалин [Tatsumi, 1998].

Крайне низкие концентрации Ni, Cr, Sr, Mg и высокие Ba [Якубчук, 1991], K, Rb суперплюмовых high-Zr щелочных базальтов можно объяснить перемещением мантийного плюма в зону субдукции. Этот вывод согласуется с величиной дискриминанты  $D1 < 210$  [Дмитриев и др., 1999], что значительно ниже предельной величины плюмовых океанических ассоциаций.



**Рис. 3.31.** Диаграммы отношений (a) Sr/Y-Y [Kilian, 1997], (d) Zr/Y-Zr [Pearce & Norry, 1979]

Тренды фракционирования четвертичных вулканитов южных Анд (по: [Kilian, 1997]): d – low-K базальтов, e – high-K базальтов.

Остальные условные обозначения см. на рис. 3.28

Широкие диапазоны межэлементных отношений:  $Nb/Y = 1.2-2.7$ ,  $Zr/Y = 12-26$ ,  $Rb/Nb = 0.63-2.5$ ,  $Rb/Sr = 0.097-0.343$ ,  $Sr/Zr = 0.26-1.30$ ,  $Sr/Nb = 2.9-13.7$ ,  $K/Nb = 385-960$  и  $Zr/Nb = 8.3-13.6$  щелочных базальтов не коррелируются с данными внутриплитных базальтов в рамках конечных мантийных компонентов. Широкие пределы межэлементных отношений обусловлены смещением компонентов ТМ (переходная мантия)+ЕМІ и присутствием незначительной доли компонента ЕМІІ, что, вероятнее всего, характерно для магматических процессов, протекающих в над-субдукционной обстановке. Также это не исключает, что в магматические процессы, протекающие над зоной субдукции, был вовлечен материал нижней части мантии континентальной литосферы.

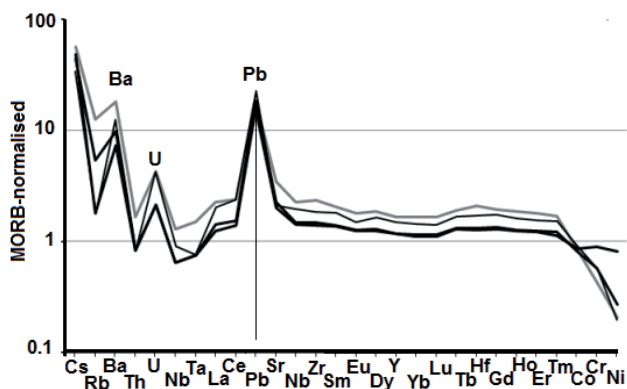


Рис. 3.32. Спайдерграммы для вулканитов балгашокинской свиты (по: [Дегтярев, 2012])

### Маялженский кремнисто-вулканогенный комплекс дарривилского яруса среднего ордовика

#### *Вещественный состав и тектоническое положение*

В составе Маялженского террейна (рис. 3.1(4)) выделяются две толщи; существенно силищитовая содержит конодонты верхнего кембрия и флоского яруса нижнего ордовика, а в силищитах кремнисто-вулканогенной толщи известны конодонты дарривилского яруса среднего ордовика. Кремнисто-вулканогенная толща обнажается у подошвы северо-западного склона гряды Маялжен, где снизу вверх наслаиваются: щелочные базальты, базальты, трахиандезиты, реже базальтовые андезиты, прослоенные кремнистыми алевролитами и силищитами. Яшмы, прослаивающиеся щелочные базальты, содержат конодонты дарривилского яруса. Мощность маялженской кремнисто-вулканогенной толщи не превышает 100 м.

Маялженский террейн запечатан сизой верхнекатской олистостромой, аналогичной той, что была описана в бассейне реки Арсалан И.Ф. Никитиным [Никитин и др., 1992].

### *Петрогеохимия*

По петрохимическому составу (табл. 3.2(1-8)) базальты подразделяются на high-K/Ti оливин-нормативные щелочные базальты, low-K/P/med-Ti и low-K/P/Ti кварц-нормативные толеиты, а трахиандезиты отвечают кварцево-нормативным толеитам с известково-щелочным уклоном по [Irvine & Baragar, 1971]. При этом high-K/Ti щелочные базальты сопоставляются с внутриплитными базальтами. Особо следует отметить, что они по петрохимическому составу близки дарривилским high-Zr щелочным базальтам района гор Агырек. Все остальные вулканиты аналогичны островодужным толеитам также района гор Агырек.

### **Балгашокинский яшмово-базальтовый комплекс дарривилского - сандбского ярусов среднего и верхнего ордовика**

#### *Вещественный состав и тектоническое положение*

Балгашокинский яшмово-базальтовый комплекс слагает систему террейнов на правом берегу реки Арсалан, реже породы комплекса встречаются на левом берегу реки Самсы. Толща мощностью не более 300 м состоит преимущественно из зеленых афировых миндалекаменных пиллоу-базальтов, очень редко из туфов, еще реже отмечаются тефроида и туффиты кислого состава, а также из диабазов, образующих, как потоки, так и субвулканические тела и силлы. В яшмах балгашокинских террейнов встречаются конодонты дарривилского и сандбского ярусов [Tolmacheva et al., 2009]. Тектонические покровы запечатаны «сизой» и «голубой» олистостромами верхнего ордовика [Никитин и др., 1992].

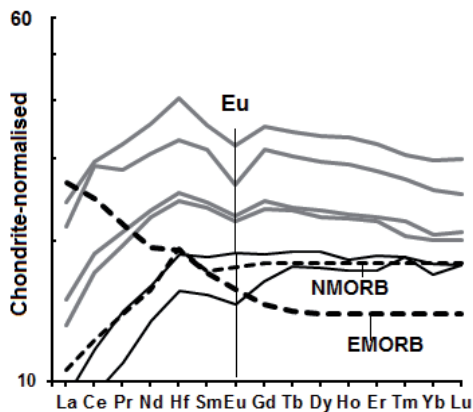
### *Петрогеохимия*

Геохимический состав вулканитов балгашокинской свиты наиболее детально изучен К.Е. Дегтяревым [Дегтярев, 2012].

Пиллоу-базальты балгашокинской свиты относятся к high-Fe/low-Al толеитам натрового типа с пониженными концентрациями MgO и повышенными K<sub>2</sub>O, что отличает их от NMORB [Никитин и др., 1992]. При этом отношения HFSE Th/Yb, Ta/Yb (рис. 3.15, 3.18(a)) и мультиплицированные элементы – примеси (La, Sm, Yb, Nb, Th) указывают на их океаническую природу (рис. 3.17).

Однако обогащение вулканитов балгашокинской свиты некогерентными элементами Cs, Ba, U, La, Ce, также Pb на фоне Nb-Ta и Cr-Ni минимумов указывают на их надсубдукционную природу (рис. 3.32). Это согласуется с резким обогащением их REE и четко выраженным Eu минимумом, что также не свойственно для

NMORB (рис. 3.33). Характерно, что спектр их обогащения редкоземельными элементами значительно выше, чем спектр базальтов Филиппинского задугового бассейна.



**Рис. 3.33.** Спайдерграммы REE вулканитов балгашиокинской свиты правобережья ручья Арсалан (по: [Дегтярев, 2012]) Серыми линиями показаны спектры вулканитов балгашиокинской свиты, а черными тонкими линиями показаны спектры базальтов Филиппинского задугового бассейна (по: [Pearce et al., 1999])

На бинарной диаграмме отношений  $Ce/Nb-Nb/Nb$  (рис. 3.34) их фигуративные точки локализируются в поле бассейна Лау, образование которого генетически связано с рифтогенными процессами, протекающими в окраинном бассейне. Природа фундамента бассейна Лау интерпретируется неоднозначно [Геология..., 1987]. Наряду с представлениями об океаническом типе фундаменте также существует мнение [Katz, 1997], что структура бассейна образовалась в процессе обрушения квазиконтинентальной коры.

## ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ПЛУТОНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

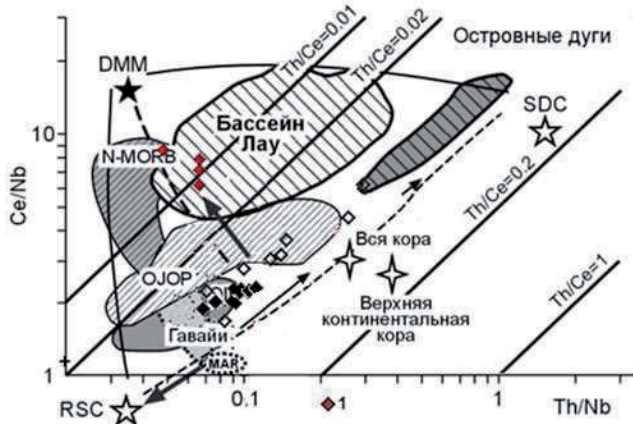
### Полимиктовый и олигомиктовый серпентинитовые меланжи района гор Агырек и Кызылтумсык

#### *Вещественный состав*

Серпентиниты, слагающие основной объем меланжей, темно-серые, брекчированные, часто рассланцованные, с зеркалами скольжения, нередко до сланцев, хлоритизированы, оталькованы и карбонатизированы. Основная масса сложена лизардитом, хризотилом и хризотил-асбестом. По составу отвечают преимущественно гарцбургитам, содержащим ортопироксен (20 %), клинопироксен (3 %) и шпинель (2 %), реже дунитам. Первичные минералы практически не сохранились, редкие реликты оливина характеризуются низкой железистостью ( $Fa=10$ ), энстатит замещается баститом. В массивных будинах они характеризуются пойкилитовыми структурами, причем крупные (3 мм) зерна бастита содержат идиоморфные кристаллы (0.2 мм) серпентинизированного оливина. Серпентинитовые меланжи района гор Агырек и Кызылтумсык нередко содержат гранат (5-15 %). Шпинели-



ды из серпентинитов гор Агырек титанистые и более железистые, чем таковые гор Кызылтумсык и, как правило, образуют ксеноморфные зерна (0.4-0.6 мм).



**Рис. 3.34.** Бинарная диаграмма Ce/Nb-Th/Nb [Saunders et al., 1988]

Сплошными линиями показано простое смешение деплетированной мантии (DMM), остаточных компонентов слэба (RSC) и компонентов, полученных при плавлении субдущущего слэба (SDC). Штриховой линией и тонкими стрелками показано простое отделение расплава и образование DMM, RSC и SDC (по: [Saunders et al., 1988]). Жирные стрелки — пути смешения компонентов RSC, DMM и PM (примитивная мантия). Данные по океаническому плато, Науру, Онтонг-Джава (OJOP) и бассейну Лау взяты (по: [Floyd, 1989], [Hemmond et al., 1993] и [Ewart et al., 1994] соответственно).

Данные для Срединно-Атлантического хребта (MAR) и островных дуг (по: [Saunders et al., 1988, 1991] соответственно). Данные для PM, NMORB, EMORB и OIB взяты из работ (по: [Sun & McDonough, 1989]), для всей коры и верхней континентальной коры (по: [Taylor & McLennan, 1985]). Поля для Гаваййских островов и атоллов Онтонг-Джава построены, по базе данных GEOROC. 1 – вулканиты балгашиюкинской свиты.

Остальные условные обозначения см. на рис. 3.15

Габбро-амфиболиты офитовые, неравномернокристаллические мелкозернистые, массивные, рассланцованные. Минеральный состав: плагиоклаз (55 %), пироксен (40 %), магнетит (3 %). Неизменный пироксен сохраняется редко, он замещен бесцветным, светло-зеленым уралитом ( $c_{Ng}=10-120$ ,  $Ng-Np=0.016+0.002$ ), травяно-зеленой роговой обманкой с ясно выраженным плеохроизмом ( $c_{Ng}=18-200$ ;  $Ng-Np=0.024$ ,  $2V=780$  (-)). Игольчатый, шестоватый бледно-зеленый актинолит ( $c_{Ng}=10-150$ ,  $Ng-Np=0.020$ ) замещает роговую обманку, по ней нередко развит бледно-зеленый хлорит. Плагиоклаз – деанортитизированный олигоклаз (An 22-30). Он пелитизирован, сосюртитизирован, альбитизирован, калишпатизирован, карбонатизирован. Амфиболиты blastomylonitovyе содержат клинопироксен (30 %), амфибол (60 %), плагиоклаз (10 %) и изредка встречается глаукофан. Послед-

ний распространен в мелкозернистой милонитизированной массе амфибола и замещает по краям обломки зерен роговой обманки, иногда проникая внутрь зерен по трещинам

Габброиды темно-серые, массивные, полосчатые, часто брекчированы, катаклазированы, но с хорошо сохранившимися габбровой, офитовой, субофитовой, панидиоморфнозернистыми структурами с небольшим идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к клинопироксену. В них интенсивно развит актинолит, эпидот, прожилки пренита, кварца, вплоть до пород, нацело сложенных этими минералами в сочетании с гранатом и сфеном. В таких случаях развиты гранобластовые структуры, гнейсовидные и сланцеватые текстуры. Акцессорные минералы представлены хромшпинелью, титаномагнетитом, сфеном и апатитом. Редко встречаются феррогаббро-диабазы с содержанием магнетита и лейкоксена до 10 %.

### *Петрогеохимия*

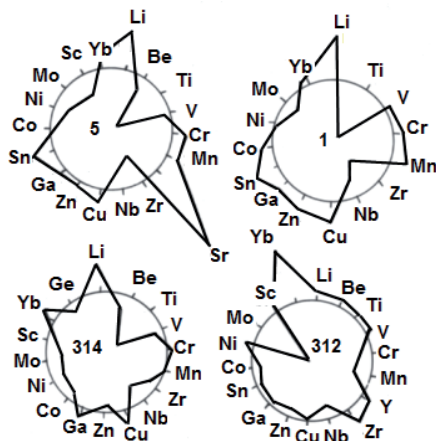
Серпентиниты по химическому составу четко разделяются на две группы, что обусловлено модалным содержанием граната, но в целом они отвечают метаморфическим перидотитам. Безгранатовые серпентиниты обеднены легкоплавкими компонентами (Ca, Al, Ti и щелочами), их содержания не превышают 3 %. Величина отношения  $MgO / (MgO + FeO_{общ})$  относительно постоянная (0.83-0.85), железистость ( $100 * Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg)$ ) изменяется 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. %),  $FeO_{общ}$  (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 характерны повышенные концентрации  $P_2O_5 < 0.15$  мас. %, что определяет их петрохимическую специализацию.

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 они обогащены Li, Sr, 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. 3.35). Содержание Pt значительно ниже кларка (0.088-0.096 г/т) ультраосновных пород. В карбонатизированных серпентинитах повышены концентрации Sr, K, что связано, по-видимому, с глубинным метасоматозом перидотитов [Балашов, 1985].

Геохимическая роза гранатосодержащих серпентинитов отличается низкими содержаниями литофильных элементов, халькофильная группа нестабильна, пони-

жены концентрации Zn, а Sn отсутствует, поведение элементов сидерофильной группы аналогично таковым в безгранатовых серпентинитах (рис. 3.35). Гарцбургиты содержат низкожелезистый оливин (Fa9.7-10.4). Ст-шпинелиды хромитовых дунитов отвечают high-Cr# (0.75-0.58 %) и умерннотитанистым ( $TiO_2 < 0.29$  мас. %) феррихромпикотитам.



**Рис.3.35.** Круговые диаграммы содержаний элементов-примесей, нормированных относительно кларковых содержаний перидотитов (по: [Инструкция..., 1983]) 5 – карбонатизированные серпентиниты; 1 – серпентиниты; 314 – гранатосодержащие гарцбургиты; 312 – high-Ti габбро

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 характерны 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 магниезильны  $< 8.47$  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  $P_2O_5$  (0.07 мас. %). Габброиды первой группы (low-K) отвечают умеренно низкотитанистым толеитам островодужных серий, а второй группы (med-K) – низкотитанистым островодужным сериям с известково-щелочным уклоном. Будины габброидов, габбро-диабазов и диабазов из серпентинитовых меланжей не комплементарны по петрогеохимическому составу.

## Спилит-офиолиты северных отрогов гор Толпак

### *Вещественный состав*

*Породы ультрамафитовой зоны.* Гарцбургитовые серпентиниты имеют порфирированный облик, обусловленный крупными (1-2 мм) зернами ортопироксена (15-20 %), клинопироксена (5 %), погруженными в мелкозернистую серпентиновую массу.

Первичные минералы не сохранились, оливин замещен серпентином, ортопироксен – энстатит; образует зерна двух генераций. Преобладают крупные, вытянутые вдоль спайности кристаллы, реже изометричной формы с вростками клинопироксена.

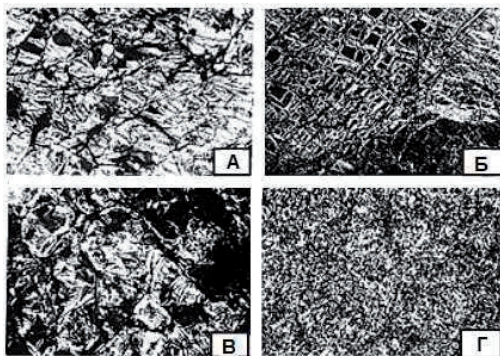
Реже отмечается энстатит второй генерации, образующий мелкие ксеноморфные зерна, вытянутые перпендикулярно к трещинам спайности. Состав ортопироксенов обеих генераций близок между собой. Клинопироксен слагает ксеноморфные зерна, нередко карбонатизированные. Серпентин основной массы отвечает лизардиту, серпофит-, клинохризотил-лизардиту, хризотилу, хризотил-асбесту, баститу.

Дунитовые серпентиниты по составу подразделяются на лизардитовые и клинохризотил-лизардитовые и характеризуются ленточной и петельчатой структурами (рис. 3.36(Б)). Акцессорные минералы в гарцбургитах и дунитах представлены ксеноморфными зернами шпинели до 5 % и вторичным магнетитом.

Вебстериты крупно-, среднезернистые полнокристаллические, состоят преимущественно (70-80 %) из крупных (до 1 мм) кристаллов бронзита с примесью диопсида и бесцветного актинолит-тремолита и шпинели. Диопсид нередко образует вростки в бронзите.

*Породы переходной зоны.* Верлиты и оливиновые клинопироксениты коричневатого-серые, темно-зеленые массивные, но чаще полосчатые. Минеральный состав верлитов постоянный, хотя количественные соотношения между минералами варьируют. Они состоят из оливина (10-60 %), клинопироксена (30-80 %), ортопироксена (5 %) и акцессориев (1-3 %). Оливин на 80-90 % серпентинизирован, серпентин сложен петельчатым лизардитом, нередко сохраняются округлые очертания зерен оливина, но в основном он заполняет пространство между зернами клинопироксена. Последний образует зерна таблитчатой формы, размером 0.2-0.3 мм, но чаще всего крупные (2-10 мм), трещиноватые; трещины выполнены серпентином. По составу отвечают диопсиду, реже эндиопсиду. Ортопироксен образует ксеноморфные слегка буроватые зерна ( $cNg=0-90$ ), замещенные баститу. Акцессории представлены шпинелью, образующей идиоморфные октаэдрические зерна (до 0.8 мм).

Дунитовые серпентиниты красновато-коричневые массивные, содержат до 3 % клинопироксена. По составу преобладают антигоритовые с перекрестно-пластинчатой структурой, реже лизардитовые разности (рис. 3.36(Г)). В наименее серпентинизированных дунитах отмечается реликтовая полигонально-крупнопетельчатая структура (рис. 3.36(В)), указывающая на их кумулятивную природу. Аксессуары хромшпинели образуют идиоморфные зерна.



**Рис. 3.36.** Микроструктуры перидотитов спилит-офиолитов северных отрогов гор Толпак

*А* – аподунитовый лизардитовый серпентинит ленточной структуры, ил. 290-2, ник.+, увел. 36; *Б* – апогарцбургитовый серпофит-лизардитовый серпентинит четырехугольно-петельчатой структуры, ил. 30б, ник.+, увел. 27; *В* – аподунитовый серпентин реликтовой полигонально-зернистой крупнопетельчатой структуры, ил. 131-5, ник.+, увел. 36; *Г* – аподунитовый антигоритовый серпентин перекрестно-пластинчатой структуры, ил. 290-6, ник.+, увел. 36

Диопсиды светлые, светло-зеленые, средне-, крупнозернистые, гипидиоморфнозернистые. Они имеют диааллаговую отдельность, по оптическим характеристикам обладают низкой железистостью ( $Fs=6$ ), замещены бурой роговой обманкой, нередко по ним развиты бесцветные листоватые агрегаты тремолита.

Габбро-нориты, керсутитовые габбро-пегматоидные, крупно- и гигантозернистые, состоят из плагиоклаза (50-60 %), клинопироксена (30-40 %), ортопироксена (10-40 %), роговой обманки (5 %), оливина (5 %), аксессуары не превышают 3 %. Лабрадор (An 53-62) интенсивно серицитизирован, преницитизирован, встречается в виде крупных зерен, выполняющих интерстиции между кристаллами пироксена. Клинопироксен – салит, а в оливинсодержащих разностях отвечает диопсиду, образует призматические кристаллы с тонкой диааллаговой отдельностью. Он чаще всего замещен уралитом, реже актинолитом. Бронзит также образует кристаллы призматического и таблитчатого габитуса, замещенные баститом. Оливин (Fa 26) сохраняется только в ядрах зерен размером до 0.2 мм в центральных частях пе-

тель серпентина. Акцессории, в основном, представлены магнетитом и шпинелью. Из искусственного шлиха выделен циркон. Циркон практически прозрачен, светло-оранжевый и бесцветный, имеет правильные кристаллографические формы; габитус изометричный, гиацинтовый, копьевидный, призматический.

*Породы мафитовой зоны.* Габброиды серые, темно-серые, мелко-, средне- и крупнозернистые, полосчатые, массивные, состоят из плагиоклаза (40-50 %), орто- и клинопироксена (0-45 %), роговой обманки (5-10 %) и акцессориев (3 %). Плагиоклаз слабо зональный битовнит-лабрадор, битовнит с изменяющимся содержанием An 71-87 вверх по разрезу. Клинопироксен призматический, в краях ксеноморфен к плагиоклазу, зональный, с диаллаговой отдельностью, по составу салит и авгит. Ортопироксен – кумулат, реже интеркумулат, по составу отвечает бронзиту, замещен серпентином и хлоритом. Роговая обманка представлена коричневой разновидностью, цементирующей плагиоклаз-пироксеновый кумулат, частично замещающей клинопироксен. Микроструктуры: гранобластовые, мозаичные, пятнистые, трахитоидные. Габброиды нередко родингитизированы. В них плагиоклаз замещен тонкозернистым агрегатом гроссуляра, хлорита, эпидота. Внутренние части плагиоклаза замещены гроссуляром, а внешние оторочки выполнены хлоритом.

Вебстериты – зеленовато-серые, иногда с коричневатым оттенком среднезернистые, равномернозернистые породы. Основную массу слагает бронзит (75 %), 20 % приходится на энстатит-диопсид, который нередко образует вростки в ортопироксене. Оливин (5 %) всегда ксеноморфен, замещен серпентином.

Клинопироксениты имеют светло-зе-леную окраску, средне-, мелкозернистые; сложены диопсидом, близким по составу диопсиду габброноритов. Постоянно отмечается ортопироксен (10 %), замещенный серпентином. Плагиоклаз (15-29 %) по составу отвечает лабрадору (An 54). В небольших количествах отмечается бурая роговая обманка.

Диориты светло-серые, пятнистые, средне-, мелкозернистые, гипидиоморфнозернистые, местами порфиридные. Они сложены альбитизированным плагиоклазом (70 %), зеленовато-серой роговой обманкой (25 %), часто замещенной актинолитом, хлоритом, эпидотом, а также кварцем (3-5 %) и магнетитом (2 %). Кварцевые диориты и трондjemиты отличаются друг от друга содержанием кварца (от 10 до 25 % соответственно) и цветным числом. Структура пород гипидиоморфнозернистая, в разновидностях с высоким содержанием кварца, как правило, гранофировая. Плагиоклаз – зональный андезин-олигоклаз (An 15-45), обычно либо альбитизирован, либо сосюритизирован. В ассоциации с альбитизированным плагиоклазом широко развит эпидот. Роговая обманка образует длиннопризматические, зеленовато-серые кристаллы. Они сохраняются редко и обычно за-

мешены грязно-зеленым игольчатым актинолитом либо хлоритом. Реже отмечаются кристаллы хлоритизированного биотита. Кварц слагает ксеноморфные зерна, распределены они неравномерно. В разновидностях, содержащих более 25 % кварца, развиты симплектитовые сростки с альбитом. Ак-цессории представлены титаномагнетитом, ассоциирующим с роговой обманкой, сфеном и апатитом.

*Кварцевые диабазы* – массивные, пятнистые, такситовые с диабазовой и лепидобластовой структурой. Альбит (An 9) образует узкие вытянутые лейсты, реже – таблитчатый. С появлением в интерстициях более 5 % кварца диабазы переходят в микродиориты. Плаггиоклаз в них полностью представлен альбитом, клинопироксен замещен волокнистым амфиболом. В отдельных шлифах отмечаются длиннопризматические зерна роговой обманки, замещенные агрегатом хлорита, и вторичного магнетита.

### ***Петрогеохимия***

*Серпентиниты ультрамафитовой зоны* 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 стабильно меньше единицы (0.83-0.95), что также не характерно для метаморфических перидотитов.

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), серпентиниты отвечают низкофосфористым надсубдукционным гарцбургитам с  $Fe\#=10.8-13.4$ . В пойкилитовых гарцбургитах и кумулятивных дунитах отношение  $MgO/(MgO+FeO_{общ})$  составляет соответственно 0.71, 0.71-0.73 при их  $Al_2O_3=0.75-2.28$  мас. %.

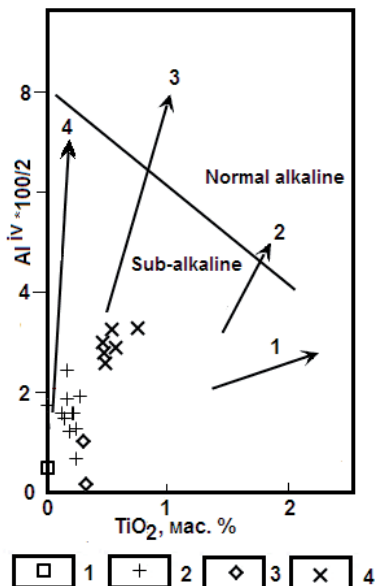
*Перидотиты переходной зоны* характеризуются, по отношению к породам ультрамафитовой зоны, более высокой железистостью (13.5-18.8) и низкими отношениями  $MgO/SiO_2=0.57-0.88$ .

Габбро и габбронориты, ассоциирующие с перидотитами, по содержанию основных петрогенных компонентов отвечают low-Ti/Fe ( $TiO_2<0.23$  мас. %,  $FeO_{общ}<7.37$  мас. %) толеитам, а high-Al ( $Al_2O_3>20.1$  мас. %) пегматоидные керсутитовые габбро с суммарным содержанием щелочей (<2.52 мас. %) приближаются к составу пород известково-щелочной серии.

Перидотиты недонасыщены 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<sub>2</sub>O<0.29 мас. %, FeO<sub>общ</sub> <8.25 мас. %), high-Ca (CaO<15.34 мас. %) магнезиальные (MgO<10.63 мас. %), умеренноглиноземистые (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub><17.92 мас. %), низкофосфористые (P<sub>2</sub>O<sub>5</sub><0.01 мас. %) толеиты по [Irvine & Baragar, 1971].



**Рис. 3.37.** Ковариационная диаграмма  $Alz=(Al^{iv*100/2})-TiO_2$  клинопироксенов тер-рейна Центральный Толпак. 1- вебс-териты ультрамафитовой зоны, 2-верлиты и 3-габброиды переходной зоны, 4-габброиды мафитовой зоны

Тренды: 1 –перидотитов океанических хребтов, 2 – палеозойских офиолитовых комплексов, 3–островодужных и преддуговых кумулятивных комплексов (по: [Loucks., 1990]), 4 – перидотитов (с горизонтами хромитов) задуговых спрединговых бассейнов (по: [Степанец, 2012]). Линия раздела на субщелочные и нормальной щелочности породы (по: [LeBas, 1962])

Кварцевые диориты характеризуются повышенными концентрациями <0.90 мас. % K<sub>2</sub>O и =1.45 мас. % TiO<sub>2</sub>, рас-

пределение микроэлементов аналогично кварцевым диабазам.

### ***Петрохимия породообразующих пироксенов, акцессорных и рудных хромшпинелидов***

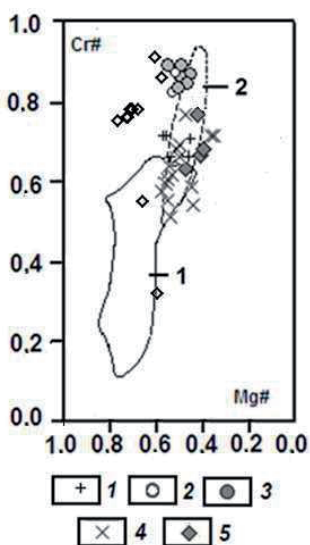
Клинопироксен (Wo<sub>45</sub>En<sub>44,2</sub>Fs<sub>10,8</sub>) цирконсодержащих пегматоидных габброноритов относительно клинопироксена (Wo<sub>46,2</sub>En<sub>45,8</sub>Fs<sub>8</sub>) габброидов переходной зоны слабо обогащен Na<sub>2</sub>O (0.45-0.88%), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.23%) и более железистый (Fe#=18.33-19.56), однако это несколько ниже, чем в клинопироксене и ортопироксене вебстеритов ультрамафитовой зоны, крайне обедненных TiO<sub>2</sub>.

Уровень железистости клинопироксена (Wo<sub>46,6-47,6</sub> En<sub>45,8-47,5</sub> Fs<sub>5,1-7,6</sub>) верлитов основания переходной зоны значительно ниже и изменяется от 9.8 до 14.4. Наиболее высокая Fe#= 19.2-21.9 отмечена в клинопироксенах (Wo<sub>48-46,2</sub> En<sub>41-42,4</sub> Fs<sub>10-11,4</sub>)



габброидов мафитовой зоны, в которых уровень концентраций  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  ниже предела чувствительности анализа при высоком содержании  $\text{TiO}_2$  (0.75%).

Клинопироксены габброидов и перидотитов содержат мало  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$  (табл. 3.7-4.9), что указывает на их надсубдукционную природу (рис. 3.37), этому не противоречит и последовательность кристаллизации минеральных фаз. В офиолитах надсубдукционных комплексов клинопироксен кристаллизуется раньше плагиоклаза, тогда как в офиолитах срединно-океанических хребтов имеют место обратные соотношения [Пирс и др., 1987].



**Рис. 3.38.** Диаграмма отношений  $\text{Cr}\#$ - $\text{Mg}\#$  шпинелидов

1 — абиссальные перидотиты (по: [Rampono et al., 1993]); 2 — перидотиты Идзу-Бонин-Марианской островной дуги (по: [Ishii et al., 1992]); 3 — хромитовые дуниты террейна Центральный Толлак; 4 — хромитовые дуниты террейна Майсор; 5 — перидотиты серпентинитового меланжа Агырских гряд

High-Cr# (0.76-0.81) кумулаты шпинелидов (табл. 3.10) хромитовых дунитов основания переходной зоны обеднены  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (8.80-11.98%), в то время как ксеноморфные зерна шпинелидов гарцбургитов и дунитов ультрамафитовой зоны характеризуются пониженной Cr# (0.56-0.66) и высоким содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (16.30-22.03%).

Фигуративные точки Cr-шпинелидов на геодинамической диаграмме Cr#-Mg# (рис. 3.38) ложатся в область надсубдукционных комплексов, перекрывая значительную часть диапазона шпинелидов Идзу-Бонин-Марианской островной дуги. Рудные шпинелиды характеризуются высокой Cr# (табл. 3.10).

### Серпентинитовый меланж района озера Майсор

#### Вещественный состав

**Серпентинитовый меланж.** Серпентиниты темно-серые брекчированные, рассланцованные, в подошве покровов до милонитов. Петельчатый лизардитовый серпентин, слагающий основной объем серпентинитов, нередко замещен листовая-

тым, пластинчатым антигоритом, бледно-зеленым хлоритом, реже – пикролитом волокнисто-призматического сложения. Антигоритовые, антигорит-лизардитовые, лизардит-хлоритовые серпентиниты оталькованы и карбонатизированы. По составу серпентиниты отвечают гарцбургитам, содержащим ортопироксен (20-35 %), хромшпинель (1-2 %), и дунитам, обогащенным хромшпинелью (5-10 %). Реликты ортопироксена округлые, вытянутые, иногда в массе серпентинизированного оливина агрегаты зерен ортопироксена сильно растянуты и достигают 0.8 см по удлинению. Шпинель представлена двумя типами зерен: первые – крупные до 3 мм, ксеноморфные, обычно катаклазированные, растащенные и замещены магнетитом; вторые – мелкие дендритовидные, лапчатые. В дунитовых серпентинитах кумулаты хромшпинели подчеркивают расслоенность, форма зерен округлая, реже квадратная. По составу отвечают феррихромпикротиту.

Верлиты–коричневато-серые, темно-зеленые породы, средне-крупно-зернистые, массивные, но чаще полосчатые. Верлиты сложены клинопироксеном (55 %), ортопироксеном (2-5 %), оливином (45 %), замещенным антигоритом, реже-петельчатым лизардитом. Разности, содержащие петельчатый лизардит, сохраняют округлые очертания зерен оливина. Хромистый диопсид таблитчатый, зерна его крупные (до 2-4 мм), с тонкой диаллаговой отдельностью. Трещины выполнены серпентином и пропитаны магнетитовой пылью. Ортопироксен образует ксеноморфные, слабо буроватые зерна, замещенные баститом. Некоторые антигоритовые разновидности не содержат магнетит и составляют группу немагнитных пород. Аксессуары представлены шпинелью, образующей идиоморфные октаэдрические зерна (0.3-0.7 мм).

Клинопироксениты гипидиоморфнозернистые, средне-, крупнозернистые, светло-зеленые, светлые, сложены хромистым диопсидом.

Габброиды темно-серые, серые, средне-, крупнозернистые, полосчатые, брекчированные, содержат клинопироксен (30-45 %), плагиоклаз (40-50 %), ортопироксен (10 %), аксессуары (2 %). Диопсид образует призматические кристаллы с тонкой диаллаговой отдельностью, замещен уралитом, реже актинолитом. Лабрадор (An 60-62), серицитизирован, пренитизирован, слагает крупные кристаллы, выполняющие интерстиции между диопсидом. Бронзит таблитчатого, призматического габитуса, замещен баститом. Аксессуары представлены магнетитом и шпинелью.

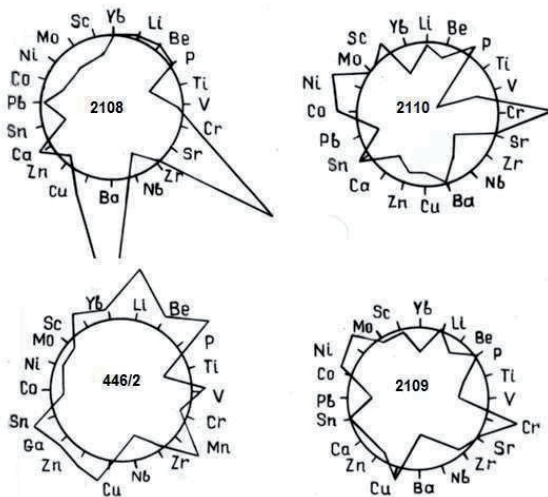
Габбро интенсивно родингитизированы, участками до родингитов; последние массивные, скрытокристаллические, аморфные. По составу выделяются: плагиоклазскополитовые, гроссуляровые, гроссуляр-везувияновые, переходы между этими разновидностями постепенные. Плагиоклазовые и плагиоклаз-

скаполитовые разновидности белые, светло-серое, гроссуляровые бледно-зеленые, зеленые, везувиановые сиреневые и фиолетовые.

### Петрогеохимия

Офиолиты Майсора характеризуются феннеровским типом дифференциации основных петрогенных компонентов. 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 метаморфических 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.

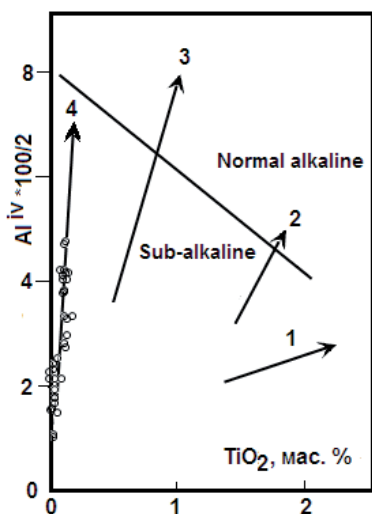


**Рис. 3.39.** Содержания элементов-примесей ультрамафитов, нормированных относительно кларковых содержаний перидотитов (по: [Инструкция..., 1983]) 2108 – серпентиниты; 2110 – пироксениты; 446/2 – верлиты; 2109 – габбро

Концентрации  $TiO_2$  ультрамафитов Майсора значительно выше, чем в петрологических аналогах островодужных офиолитов. Высокая хромистость ( $Cr\# = 0.77-0.82$ ) хромшпинели перидотитов указывает на их образование в рифтах спредингового задугового бассейна. 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 Май-

сора 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 (рис. 3.39). Серпентиниты недонасыщены 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 недонасыщены  $Al_2O_3$  (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. Те и другие обладают высокой железистостью.



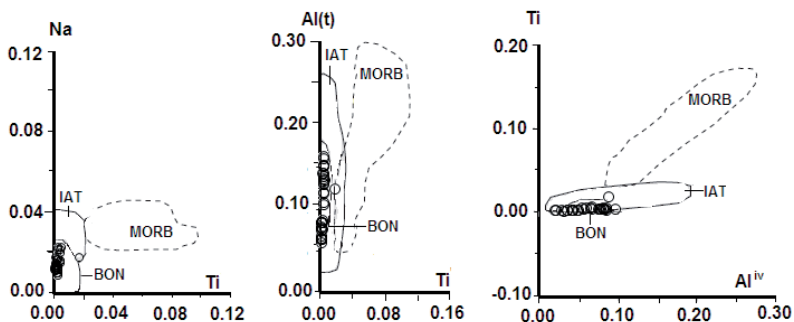
**Рис. 3.40.** Ковариационная диаграмма  $Alz=(Al^{IV} \cdot 100/2) - TiO_2$  клинопироксенов верлитов и пироксенов серпентинитового меланжа района озера Майсор (по: [Степанец, 1992])

Тренды: 1 – перидотитов океанических хребтов, 2 – палеозойских офиолитовых комплексов, 3 – островодужных и преддуговых кумулятивных комплексов (по: [Loucks., 1990]), 4 – перидотитов (с горизонтами хромитов) задуговых срединговых бассейнов (по: [Степанец, 2012]). Линия раздела на субщелочные и нормальной щелочности породы (по: [LeBas, 1962])

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 чувствительности 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 (рис. 3.39). Тогда как в пироксенитах их концентрации повышены, остальные элементы ниже кларка или приближаются к нему. Важно отметить, что все перидотиты, независимо от их положения в разрезе, лишены иттрия, что определяет геохимическую специализацию кумулятивных перидотитов, фракционирующих по феннеровскому типу [Степанец, 1992].

Клинопироксениты верлитов, пироксенов и габбро расслоенной части массива Майсор ложатся на тренд клинопироксенов хромитсодержащих перидотитов задуговых бассейнов (рис. 3.40).

Расслоенные габброиды отвечают low-Ti/Fe породам бонинит-марианитовой серии с крайне низкими концентрациями  $<0.016$  мас. %  $P_2O_5$  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), что не исключают и составы клинопироксенов, пересчитанные на атомные отношения (рис. 3.41).



**Рис. 3.41.** Ковариационные диаграммы клинопироксенов расслоенной части массива Майсop (по: [Степанец, 1992])

Поля: IAT – островодужные толеиты, BON – бониниты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов (по: [Veccaluva et al., 1989]); а- Na - Ti (атомные отношения); б- Al(t)-Ti (атомные отношения); в – Ti-Al<sup>iv</sup> (атомные отношения)

## ОБСУЖДЕНИЕ И ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Результаты петрогеохимических исследований показали, что раннекембрийские вулканисты Агырек-Арсаланской аккреционной призмы, ранее сопоставляемые с базальтами второго океанического слоя [Антонюк, 1974 и многие др.], океанических островов [Хераскова, 1986; Дегтярев и др., 2008] и континентальных рифтов [Степанец, 1992], имеют петрологическое сходство с внутриплитными вулканистами, характеризующимися общими геохимическими признаками базальтов производных компонента ЕМII. Большинство исследователей [Zindler & Hart, 1986] рассматривают компонент ЕМII как индикатор континентальной коры, включая и океанические осадки [Hofmann, 1997].

Высокие концентрации HFSE, REE и, прежде всего, Th, U, Pb [Hofmann et al., 1986] базальтов балкыбекской свиты и верхнего кембрия не исключают их образование в пределах континентального сегмента задугового бассейна или значительного влияния континентальных блоков предыдущего цикла континентального рифтогенеза. На образование базальтов нижнего и верхнего кембрия над зоной субдукции указывают высокие значения отношений Pb, Th, Nb, Zr, флюктуации когерентных элементов (Cr, Ni, Co) и магния.

Высокая доля силикатного компонента в составе дарривилских high-Zr щелочных базальтов указывает на значительный объем отслоившейся нижней части мантии континентальной литосферы, вовлеченной в конвективный поток [McKenzie & O'Nion, 1983]. Предполагается, что такие отслоения могут происходить в результате воздействия флюидов, отделяющихся от пододвигаемой океанической плиты в зону субдукции [Tatsumoto et al., 1992].

Наиболее вероятной геодинамической моделью образования нижнекембрийских базальтов балкыбекской свиты и верхнего кембрия, дарривилских high-Zr щелочных базальтов, по-видимому, является магматическая деятельность, протекавшая под влиянием Палеоазиатского холодного суперплюма [Miyamoto, 1994], происхождение которого увязывается с продолжительными процессами субдукции океанической плиты под суперконтинент Гондвана. Эти процессы способствовали образованию интенсивно насыщенной водой верхней мантии.

Важную роль в таких магматических системах играет морская вода, поставляемая в зону субдукции океанической плитой. Высокий уровень концентраций галогенов в морской воде может вызвать вторичную дифференциацию мантийного вещества [Степанец, 2008а], которая способствует резкому снижению когерентных элементов, магния и повышению натрия в базальтах задуговых бассейнов, что четко прослеживается в изученных кембрийско-ордовикских вулканитах Агырек-Арсаланской аккреционной призмы. Такие вулканиты также имеют геохимические черты сходства как с внутриплитными, так и с островодужными базальтами, что выражается Sr и Ta-Nb минимумами на фоне высоких концентраций LILE, HFSE и REE.

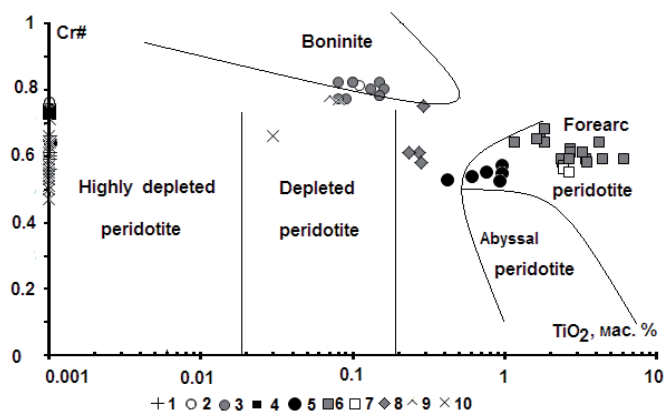


Рис. 3.42. Диаграмма отношения Cr# к TiO<sub>2</sub> для Cr-шпинели перидотитов (по: [Степанец, 1992])

*Поля выделены (по: [Dick, Bullen, 1984; Jan, Windley, 1990; Arai, 1992]); 1 – перидотиты и 2 – хромитовые дуниты террейна Центральный Толпак; 3 – хромитовые дуниты террейна Майсор; 4 – гарцбургиты, 5 – дуниты, 6 – лерцолиты и 7 – верлиты паравтохтона Караулишеку; 8 – перидотиты серпентинитового меланжа Агырекских гряд; 9 – хромистые дуниты и 10 – перидотиты террейна Кызылтумсык*

Результаты петрогеохимических исследований ордовикских базальтов кремнисто-вулканогенных комплексов, чьи террейны широко развиты в пределах Агырек-Арсаланской аккреционной призмы, показали, что они также не являются аналогами MORB, а повышенные концентрации HFSE, LILE, Nb минимум и резко выраженные колебания Ni, Cr, Co и Mg сближают их с BABB и IAB.

Относительно повышенный уровень содержания Nb, а также невысокий уровень концентраций Y, Zr, Sr и петрохимическая специализация ордовикских вулканитов указывают на их сходство с вулканитами котловины Сикоку и Марианского хребтов Филиппинского моря, [Soto et al., 2002; Pearce et al., 2005].

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

Широкий спектр магматических серий, относительно разновозрастных осадочно-вулканогенных террейнов Агырек-Арсаланской аккреционной призмы, свидетельствует об их перемещении из различных магматических центров задугового сиалического спредингового бассейна. Высокий уровень содержания Pb во флоских базальтах гор Агырек и в субщелочных вулканитах гор Толпак указывает на сиалическую природу задугового бассейна, а повышенные концентрации Nb свидетельствуют о переходном типе (между деплетированной и обогащенной) мантии, вовлеченной в магматические процессы.

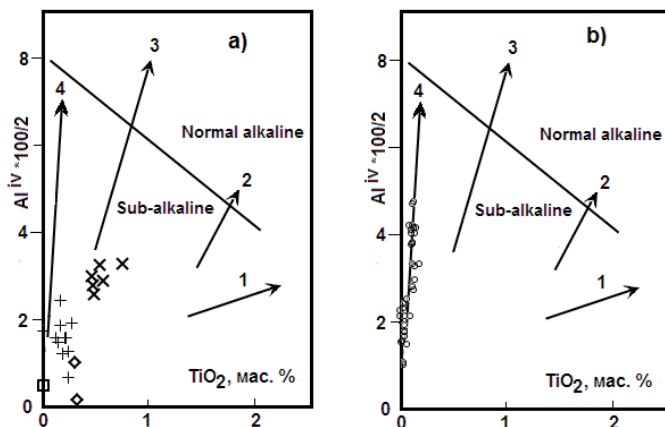
Серпентинитовые меланжи, повсеместно ассоциирующие с ордовикскими вулканогенными комплексами в пределах Северо-Западного сектора Агырек-Арсаланской аккреционной призмы, содержат перидотиты, габброиды и пироксениты с low-Al клинопироксеном, рудные хромиты и шпинелевые перидотиты с широкими вариациями хромистости ( $Cr\# = 0.52-0.82$ ), что также указывает на их надсубдукционную природу.

Cr-шпинелиды перидотитов серпентинитовых меланжей данной зоны характеризуются широкими вариациями содержания  $Cr_2O_3$ ,  $Al_2O_3$ . Основной тип изомор-

физма данной группы Cr-шпинелидов является  $Al^{3+}/Cr^{3+}$  при низких и близких к постоянным концентрациям  $Ti^{4+}$  и  $Fe^{3+}$ .

Гарцбургиты, верлиты и дуниты, содержащие Cr-шпинелиды с крайне низкими концентрациями  $TiO_2$ , отвечают высокодеплетированным мантийным перидотитам. Ассоциирующие с ними хромистые дуниты основания кумулятивного разреза соответствуют деплетированным мантийным перидотитам, что резко отличает их от таковых срединно-океанических хребтов. Хромистые дуниты серпентинитового меланжа района гор Агырек относятся к умереннодеплетированным мантийным перидотитам (рис.3. 42).

Надсубдукционная природа перидотитов и габброидов Северо-Западного сегмента подтверждается составом низкоглинозёмистых и низкотитанистых клинопироксенов (рис. 3.43).



**Рис. 3.43.** Ковариационная диаграмма  $Alz = (Al^{iv*100/2}) - TiO_2$  клинопироксенов перидотитов и габброидов массивов: а) Центральный Толпак, б) Майсор  
Тренды: 1 – перидотитов океанических хребтов, 2 – палеозойских оффиолитовых комплексов, 3 – островодужных и преддуговых кумулятивных комплексов (по: [Loucks., 1990]), 4 – перидотитов (с горизонтами хромитов) задуговых срединных бассейнов (по: [Степанец, 2012]); линия раздела на субщелочные и нормальной щелочности породы (по: [LeBas, 1962]).  
Остальные условные обозначения см. на рис. 3.37, 3.40

Перидотиты и габброиды Центрального Толпака, учитывая петрохимические составы клинопироксенов (рис. 3.43(а)), формировались в островодужной обстановке в результате высокоскоростной субдукции [Степанец и др., 2013]. Габброиды, перидотиты с горизонтами рудных хромитов массива Майсор образовывались в



пределах задугового бассейна, что отчетливо демонстрируют ковариантные диаграммы клинопироксенов (рис.3. 43(b)).

Присутствие в составе серпентинитового меланжа гор Агырек офиолитовых брекчий, состоящих из обломков серпентина, биотита, хлорита, хромшпинели и амфибола, указывает, что в процессе дезинтеграции были разрушены породы субшелочного мафит-ультрамафитового комплекса, последние, как известно (см. глава 4), встречаются в пределах Ерейментау-Ниязского кристаллического массива.

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, имеющие признаки комплекса параллельных даек [Антонюк и др., 1977; Проблемы тектоники, 1981], обычно слагают блоки или глыбы в составе серпентинитового меланжа [Степанец, 1988]. Ненарушенные разрезы офиолитов, в которых дайки имели бы активные контакты с вмещающими их породами, известны в пределах паравтохтонов Караулшеку и Базарбай, однако они не представляют собой классический тип комплекса параллельных даек. В этих разрезах простираение тел low-Fe долеритов 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 строения офиолитов перидотиты ультрабазитовых комплексов трактуются как меланократовый фундамент, на котором накапливаются вулканогенные и терригенные толщи [Coleman, 1977], т.е. в такой схеме строения офиолитовой триады перидотиты являются более ранними образованиями, чем «инициальные» базальты [Ультраосновные породы..., 1988].

В Казахстане меланократовый фундамент впервые был описан Р.М. Антонюком [Антонюк, 1974] в горах Толпак, впоследствии это понятие широко использовалось многими геологами [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; Сондерс и др., 1987; Пирс и др., 1987; Высоцкий и др., 1988, 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 осадочных 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 Центрального Толпака, где ранее Р.М. Антонюком [Антонюк, 1974] был описан протерозойский «меланократовый фундамент».

Эти цифры не согласуются с выводами [Антонюк, 1974; Хераскова, 1997; Дегтярев, Рязанцев, 2005; Антонюк и др., 2009 и др.] о том, что серпентинитовые меланжи Агырек-Арсаланской аккреционной призмы представляли собой ранее океанический меланократовый фундамент, на котором накапливались вендско-раннекембрийские океанические базальты.

Возраст плагиигранитов, который берется за основу доказательства возраста меланократового фундамента [Антонюк, 1975; Дегтярев, 2012], по сути своей отражает время образования лейкократовых пород надсубдукционных офиолитов [Степанец, 2008].

Возраст других мафит-ультрамафитовых комплексов, составляющих основу серпентинитовых меланжей Агырек-Арсаланской призмы, 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 Центрального Казахстана, которое фиксируется временем формирования олистостромовых комплексов [Степанец, 1992].

Закрытие Шакшан-Маялжен-Арсаланского задугового бассейна и образование Агырек-Арсаланской аккреционной призмы, судя по времени образования олистостром, происходило в течение второй половины катского яруса верхнего ордовика на протяжении 2.5 млн. лет.

На основе анализа конодонтов в выше описанных кремнистых непрерывных разрезах нижнего и среднего ордовика (флоский – дарривилский ярусы) Н.М. Гридиной выделены три комплекса, последовательно сменяющих друг друга, слоев с фауной. Ниже приведено описание слоев с фауной и сопоставление их с конодонтовой шкалой Балтоскандии [Дубинина, 1990; Lofgren, 1977] и Международной стратиграфической шкалой [Berg-ström et al., 2008].

1. Слои с *Paracordylodus gracilis* сопоставляются с верхами латорпского горизонта Балтоскандии, последовательно включая зоны *Prioniodus elegans* и *Oerikodus evae*, и соответствуют верхам рахметовского горизонта Казахстана, верхам флоского яруса нижнего ордовика Международной стратиграфической шкалы (МСШ, рис. 3.13).

2. Слои с *Periodon flabellum* сопоставляются с волховским и низами кундаского горизонтов Балтоскандии и соответствуют когашикскому горизонту Казахстана, дапингскому ярусу среднего ордовика (МСШ, рис. 3.6).

3. Слои с *Paroistodus horridus* сопоставляются с верхами кундаского и азериским горизонтами Балтоскандии (соответственно зонами-подзонами *Microzarkodina ozarkodella* и *Eoplacognathus suecicus*), соответствуют копалинскому и низам анрахайского горизонтов, низам дарривилского яруса среднего ордовика (МСШ, рис. 3.6).

В последние годы появились данные [Percival, 2012], что за пределами Казахстана близкие ассоциации конодонтов известны в нижне-среднеордовикских радиоларитах Австралии.

Вопросы детальной биоистратиграфии и корреляции кремнистых толщ Казахстана по конодонтам освещены в статьях Н.М. Гридиной [Гридина, 2003; Stepanets & Gridina, 2011], А. Жилкайдарова [Zhylkaidarov, 1998] и Т.Ю. Толмачевой [Толмачева, 1996; Tolmacheva et al., 2001, 2009].

Учитывая присутствие в составе серпентинитового меланжа гор Агырек брекчий субшелочных мафит-ультрамафитов, то ниже будут рассмотрены базит-гипербазитовые комплексы Ерейментау-Ниязского кристаллического массива, которые, вероятно, ранее были пространственно и геодинамически связаны с магматическими комплексами Агырек-Арсаланской аккреционной призмы.

## Приложение

**Таблица 3.1.** Химический состав (мас. %) и содержание микроэлементов (г/т) в нижнекембрийских базальтах (1-5), флоских базальтах (6-17) и дарривилских щелочных базальтоидах (18-28) Агырекских гряд и дарривилских базальтоидах (29-42) района озера Майсор, флоских спилитах (43-51) террейна Центральный Толпак, (52-56) дифференцированные и нижнекембрийских базальтах (57-60) гор Мизек

№ пр.	2106	2107	2107a	1015	32	22	25	27	27a	28	316
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	44.22	37.00	36.83	42.06	42.06	50.96	52.27	49.46	49.08	51.24	52.23
TiO <sub>2</sub>	2.5	1.90	1.85	2.00	2.00	1.45	0.65	1.50	1.55	1.22	1.35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.20	13.20	13.20	13.84	13.84	14.91	16.09	14.34	14.65	14.60	14.84
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.5	2.64	2.90	6.89	10.13	5.25	5.26	4.41	4.78	4.62	3.59
FeO	5.23	4.17	3.94	2.92		5.73	5.58	7.53	7.61	6.53	6.80
MnO	0.15	0.11	0.11	0.13	0.13	0.16	0.15	0.18	0.16	0.15	0.18
MgO	4.54	1.86	1.86	4.64	4.64	4.74	4.06	5.33	5.29	5.89	4.32
CaO	7.68	17.43	17.53	10.83	10.93	8.35	8.14	8.50	8.30	6.84	6.84
Na <sub>2</sub> O	3.20	3.70	4.05	2.76	2.76	4.74	4.74	5.54	4.70	4.78	5.40
K <sub>2</sub> O	0.10	0.80	0.90	0.78	0.78	0.31	0.18	0.11	0.10	0.38	0.38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.46	0.47	0.47	0.49	0.49	0.13	0.08	0.13	0.14	0.12	0.14
П.п.п	10.38	16.39	16.27	12.57	12.57	2.42	1.81	2.57	2.65	3.23	2.43
Сум.	99.16	99.69	100.07	100.1	100.33	99.15	99.01	98.60	99.01	98.65	98.50
CO <sub>2</sub>	4.05	13.73	13.72	8.14	0.20	0.33	0.20	0.20	0.25	0.99	0.25
Собщ	-	-	-	-	-	0.005	0.005	0.03	0.033	0.008	0.013
Li(r/r)						<10	<10	<10	<10	<10	<10
Rb	11	24	23			<10	<10	<10	<10	<10	<10
Y	23	22	22	15		29	12	21	33	27	33
Zr	120	160	156	120		66	50	72		72	66
Nb	18	18	17	20		5.4	5	6		6.4	5
Cr	35	240	243	200		66	43	32		170	36
Ni	34	120	124	150		38	34	22		54	29
Sr	98	260	257	300		130	460	78		180	120
Q	9.41	12.13	8.11	14.63	-	-	-	-	-	-	-
Ab	45.38	28.31	32.88	25.99	54.96	67.29	70.58	57.28	65.95	65.92	68.78
Ort	0.77	5.54	6.18	5.68	6.24	2.18	1.29	0.76	0.69	2.65	2.70
Nph	-	-	-	-	2.56	-	-	7.39	1.14	-	-
Cor	3.58	5.63	4.90	7.01	-	-	-	-	-	-	-
Di	-	-	-	-	22.65	15.06	12.32	19.78	15.33	7.21	12.24
Hу	24.02	9.83	9.82	20.40	-	3.20	8.44	-	-	11.72	3.88
Ol	-	-	-	-	8.06	8.35	4.90	10.98	12.80	7.19	7.82
lml	3.29	2.27	2.19	2.53	2.76	1.77	0.79	1.85	1.92	1.48	1.65
Mt	1.22	0.60	0.60	0.90	0.97	0.99	0.97	1.10	1.14	1.00	0.95
Ap	1.10	1.03	1.00	1.13	1.22	0.28	0.17	0.28	0.32	0.26	0.32
Zr	0.02	0.02	0.02	0.02	-	0.01	0.01	0.01	-	0.01	0.01
Cht	0.01	0.03	0.03	0.03	-	-	0.01	-	-	0.02	0.01
Pyg	-	-	-	-	-	0.01	0.01	0.04	0.04	0.01	0.01
Cal	11.19	33.06	33.3	21.21	0.58	0.84	0.52	0.53	0.65	2.52	0.64
Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>	-	1.54	1.24	0.47	-	-	-	-	-	-	-
D.i.	55.6	46.0	47.2	46.3	63.8	69.5	71.9	65.4	67.8	68.6	72.5
El.L.	1251	1430	1436	1318	1244	1164	1142	1195	1196	1162	1134
H <sub>2</sub> O	0.39	0.15	0.14	0.29	0.09	0.61	0.72	0.46	0.46	0.66	0.77

Примечание. Нормативные минералы, индекс дифференциации (D.i.), температура ликвидуса (E.l. t.) и содержание H<sub>2</sub>O рассчитаны по [http://www.neiu.edu/~kbartels/norm3.xls.](http://www.neiu.edu/~kbartels/norm3.xls;); знак дефиса (-) означает содержание ниже предела чувствительности метода, пустая клетка – нет данных.

**Таблица 3.1** (продолжение 1)

№ пр.	31в	31г	31д	31е	20	21	4	6	6а	7	-1	-2
П.№	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23
SiO <sub>2</sub>	50.21	51.38	48.72	50.36	51.63	52.13	48.63	50.22	49.90	43.70	49.60	48.60
TiO <sub>2</sub>	1.35	1.37	1.47	1.41	1.11	1.22	2.05	2.12	2.15	3.20	2.04	1.98
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.44	14.16	14.65	14.66	14.72	15.05	15.32	15.68	15.62	13.52	16.20	15.50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.5	4.26	5.42	4.7	4.33	4.03	4.14	4.94	5.25	6.17	4.78	6.00
FeO	6.33	6.76	6.72	6.85	5.79	6.20	4.29	3.70	3.91	4.06	3.71	2.61
MnO	0.19	0.18	0.17	0.20	0.16	0.17	0.13	0.10	0.09	0.14	0.12	0.13
MgO	5.03	5.56	5.49	5.74	5.07	4.70	2.01	2.20	2.31	5.18	2.06	1.34
CaO	9.64	7.67	8.49	8.35	7.83	7.36	6.84	5.29	5.18	9.12	5.39	6.70
Na <sub>2</sub> O	4.36	4.78	3.82	4.14	5.24	5.40	2.56	3.12	3.30	2.86	1.06	3.58
K <sub>2</sub> O	0.18	0.13	0.13	0.22	0.42	0.34	6.24	6.08	5.60	2.58	8.52	5.42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.12	0.14	0.13	0.12	0.13	1.08	1.12	1.10	0.94	1.05	1.04
П.п.п	2.73	2.43	3.09	2.27	2.66	2.55	5.65	4.28	4.39	7.35	4.66	6.05
Сум.	99.09	98.80	98.31	99.03	99.08	99.28	98.94	98.85	98.80	98.82	99.19	98.95
CO <sub>2</sub>	0.29	0.20	0.20	0.20	0.73	0.51	3.37	2.05	1.93	4.39	2.33	4.05
Собщ	0.005	0.005	0.011	0.005	0.005	0.055	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005
Li(r/r)	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	35	15	<10
Rb	<10	<10	<10	<10	<10	<10	72	75	65	30	75	47
Y	26	37	26	28	18	30	20	37	37	24	30	40
Zr	66	74	72	59	62	66	520	540	510	350	710	730
Nb	6.4	5.4	6.6	5	5	5	54	56	55	35	30	65
Cr	96	76	120	84	140	80	12	11	11	160	10	11
Ni	36	36	50	44	43	31	36	32	30	140	29	23
Sr	103	130	130	130	190	150	210	350	340	400	160	190
Q	-	-	-	-	-	-	0.09	-	-	1.86	1.29	0.29
Ab	65.11	66.38	64.88	64.58	67.96	69.83	30.36	36.10	38.44	38.82	15.58	34.93
Ort	1.31	0.96	0.97	1.59	2.90	2.36	42.43	41.26	38.31	18.52	58.78	36.79
Nph	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cor.	-	-	-	-	-	-	8.33	5.05	4.79	11.48	5.76	9.99
Di	19.70	14.61	14.62	14.09	13.44	12.33	-	-	-	-	-	-
Hу	1.32	6.87	8.48	8.97	0.54	1.92	11.58	7.41	7.79	20.44	11.67	10.10
Ol	8.85	7.68	7.68	7.13	10.78	9.56	-	3.23	3.56	-	-	-
Ilm	1.67	1.69	1.86	1.74	1.34	1.47	2.42	2.49	2.54	3.99	2.39	3.32
Mt	1.00	1.01	1.14	1.06	0.91	0.92	0.73	0.74	0.79	0.92	0.73	0.73
Ap	0.28	0.26	0.33	0.28	0.25	0.29	2.30	2.38	2.37	2.12	2.24	2.22
Zr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.06	0.06	0.06	0.06	0.09	0.09
Cht	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Pyр	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	-	-	-	-	-	-
Cal	0.75	0.52	0.52	0.53	1.84	1.30	8.33	5.05	4.79	11.48	5.76	9.99
D.i.	66.4	67.3	65.9	66.2	70.9	72.2	72.9	77.4	76.8	59.1	74.7	72.0
E.l.t.	1175	1152	1189	1175	1153	1145	1206	1174	1177	1288	1189	1207
H <sub>2</sub> O	0.56	0.67	0.48	0.55	0.69	0.73	0.56	0.65	0.63	0.28	0.59	0.59

**Таблица 3.1** (продолжение 2)

№ пр.	-3	-4	-5	-6	-7	34-1	34-2	34-3	34-5	34-6	34-9
П.№	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
SiO <sub>2</sub>	50.80	50.30	46.00	49.50	48.40	49.40	51.40	48.00	50.70	53.70	52.60
TiO <sub>2</sub>	2.10	2.16	3.70	3.02	3.3	1.40	1.62	1.32	1.86	1.32	1.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.20	16.90	15.30	14.05	15.20	13.65	15.70	17.00	14.75	15.20	16.20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.30	7.28	5.10	5.8	7.83	4.70	5.77	6.94	8.27	6.86	12.19
FeO	4.32	2.81	3.42	1.58	3.31	6.67	2.73	3.57	4.35	4.18	1.99
MnO	0.13	0.10	0.13	0.13	0.14	0.18	0.14	0.14	0.15	0.16	0.13
MgO	2.46	2.16	3.4	2.39	2.57	5.57	2.79	4.54	3.04	4.13	1.88
CaO	4.23	5.44	8.82	9.02	6.50	7.21	7.76	9.87	6.14	5.59	5.49
Na <sub>2</sub> O	2.04	3.58	3.16	3.78	3.28	4.54	5.60	4.10	6.32	5.92	4.72
K <sub>2</sub> O	6.80	3.30	3.40	2.99	2.70	0.86	1.18	0.28	0.46	0.36	0.33
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	1.08	1.12	0.69	0.49	0.77	0.13	0.14	0.12	0.16	0.12	0.37
П.п.п	4.10	4.00	6.93	6.69	5.01	5.12	4.52	3.55	3.76	2.55	2.17
Сум.	99.56	99.15	100.05	99.44	99.01	99.43	99.35	99.43	99.96	100.09	99.15
CO <sub>2</sub>	1.23	0.97	4.14	4.49	2.20	2.28	2.15	0.20	2.11	0.22	1.99
Собщ	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005
Li(г/т)	15	20	25	20	20	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Rb	70	35	30	40	35	12	15	<10	<10	10	15
Y	33	34	30	32	34	25	29	27	32	28	26
Zr	760	680	370	660	400	68	100	76	110	70	54
Nb	65	50	35	64	48	5	5	5	5	5	5
Cr	10	11	30	98	10	80	90	200	26	170	41
Ni	25	30	60	54	50	42	48	80	25	56	37
Sr	200	610	480	390	360	160	220	180	170	160	310
Q	1.67	2.84	0.85	4.61	5.00	-	-	-	-	-	8.31
Ab	26.32	50.06	44.71	48.92	47.27	60.67	68.60	67.59	70.36	72.30	59.53
Ort	46.75	23.09	23.37	20.15	19.12	6.04	8.02	1.98	4.09	2.49	2.32
Nph	-	-	-	-	-	-	-	-	0.62	-	-
Cor	2.41	1.83	1.17	-	1.52	-	-	-	-	-	2.73
Di	-	-	-	0.53	-	4.62	7.06	14.97	4.36	8.64	-
Hу	13.99	13.67	12.87	9.47	14.66	12.91	2.19	-	-	5.78	18.70
Ol	-	-	-	-	-	6.85	5.81	10.00	11.65	7.39	-
lml	2.50	2.61	4.61	3.56	4.04	1.70	1.91	1.36	2.21	1.58	1.30
Mt	0.84	0.88	0.74	0.61	0.98	1.03	0.72	0.94	1.08	0.96	1.21
Ap	2.33	2.45	1.48	1.04	1.72	0.30	0.31	0.28	0.34	0.25	0.81
П.№	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
Zr	0.09	0.08	0.05	0.08	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Сht	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	-	-	0.01
Pyр	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01
Cal	3.08	2.47	10.34	11.0	5.65	5.85	5.33	0.52	5.26	0.56	5.04
D.i.	74.7	76.0	68.9	73.7	71.4	66.7	76.6	71.6	75.1	74.8	70.2
El.t.	1164	1166	1260	1194	1202	1190	1154	1209	1179	1118	1145
H <sub>2</sub> O	0.67	0.64	0.36	0.69	0.52	0.58	0.77	0.41	0.62	0.87	0.81

**Таблица 3.1** (продолжение 3)

№пр.	213-1	213-2	134-1	213-3	213-4	213-5	213-1	213-2	2113
П.№	35	36	37	38	39	40	41	42	43
SiO <sub>2</sub>	53.90	53.60	54.60	53.39	51.30	51.90	53.80	53.70	60.20
TiO <sub>2</sub>	1.02	1.16	1.24	1.08	1.32	1.08	1.28	1.24	1.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.50	16.80	16.00	16.84	15.50	16.50	13.85	14.50	11.25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.23	6.58	7.69	7.40	3.96	12.4	6.01	6.10	3.55

FeO	4.03	3.94	3.48	3.29	5.31	2.00	7.11	6.67	7.80
MnO	0.21	0.21	0.14	0.17	0.15	0.16	0.16	0.13	0.19
MgO	3.11	3.22	2.97	2.72	6.33	2.14	4.24	3.91	2.61
CaO	3.33	2.57	4.13	2.92	7.11	5.09	4.98	4.59	4.87
Na <sub>2</sub> O	4.20	3.98	5.60	4.30	4.20	4.46	5.10	5.40	5.40
K <sub>2</sub> O	4.06	4.54	0.95	4.55	0.33	0.36	0.28	0.36	0.05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.34	0.39	0.48	0.39	0.13	0.35	0.12	0.12	0.096
П.п.п.	2.01	1.99	1.96	2.14	2.93	2.58	1.73	1.94	2.09
Сумма	98.94	98.98	99.24	99.19	98.57	99.02	98.66	98.66	99.56
CO <sub>2</sub>	0.44	0.26	3.48	0.20	0.48	0.26	0.35	0.35	0.20
Собщ.	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005
Li(r/r)	<10	<10	<10	<10	15	12	<10	<10	<10
Rb	45	50	15	45	<10	35	<10	<10	<10
Y	16	26	22	21	29	22	25	25	35
Zr	52	50	58	60	94	50	70	70	82
Nb	5	5	5	5	5	5	5	5	5
Cr	32	29	10	35	210	31	10	10	10
Ni	30	33	14	35	96	33	17	14	10
Sr	380	340	350	320	260	270	250	220	200
Q	-	-	14.89	-	-	4.04	1.05	-	13.22
Ab	52.33	47.39	43.30	52.46	66.60	68.47	66.11	69.00	59.16
Ort	27.60	31.06	6.45	29.64	2.31	2.69	1.99	2.52	0.34
Nph	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cor	0.70	1.63	5.52	0.84	-	0.75	-	-	-
Di	-	-	-	-	6.67	-	5.79	4.17	11.83
Hу	11.05	12.17	17.55	6.02	18.38	20.08	21.14	-	11.90
Ol	4.41	3.97	-	7.49	2.01	-	-	20.26	-
lml	1.20	1.38	1.46	1.28	1.62	1.34	1.57	1.51	1.80
Mt	0.88	0.90	0.94	0.91	0.84	1.26	1.19	1.15	1.02
Ap	0.72	0.83	1.02	0.82	0.30	0.79	0.26	0.26	0.21
Zr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Cht	-	-	-	0.01	0.03	-	-	-	-
Pyr	0.01	0.01	0.01	0.01	-	-	-	-	-
Cal	1.08	0.65	6.78	0.50	1.23	0.67	0.90	0.89	0.52
П.№	35	36	37	38	39	40	41	42	43
D.i.	79.9	78.5	64.6	82.1	68.9	75.1	69.2	71.5	72.7
П.№	35	36	37	38	39	40	41	42	43
ELI	1110	1114	1130	1115	1149	1135	1112	1111	998
H <sub>2</sub> O	0.93	0.89	1.0	0.88	0.70	0.76	0.91	0.92	1.79

Таблица 3.1 (продолжение 4)

№пр.	2114	2116	2117	2118	2119	2120	2121	2122	2128
П.№	44	45	46	47	48	49	50	51	52
SiO <sub>2</sub>	56.70	58.60	57.70	58.60	58.70	60.00	60.40	62.40	43.10
TiO <sub>2</sub>	1.25	0.69	0.75	0.71	1.23	1.15	1.14	1.23	2.64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.90	14.95	15.20	15.20	15.60	14.90	15.10	14.50	13.85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.11	2.94	2.69	2.75	5.79	6.40	6.90	4.60	8.15
FeO	5.79	7.76	8.31	7.85	5.16	3.95	2.85	3.95	7.25
MnO	0.16	0.20	0.23	0.22	0.16	0.14	0.16	0.12	0.15
MgO	2.55	3.25	3.74	3.56	1.69	1.53	2.33	2.04	3.51
CaO	7.82	4.57	3.75	5.02	4.86	4.96	2.86	4.04	7.29
Na <sub>2</sub> O	5.80	4.85	4.67	4.53	6.10	5.35	5.50	5.95	2.53
K <sub>2</sub> O	0.05	0.05	0.27	0.05	0.05	0.05	0.20	0.05	0.75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.09	0.069	0.074	0.066	0.15	0.12	0.11	0.09	0.94
П.п.п.	1.22	2.37	2.84	1.90	1.12	1.69	1.86	0.55	10.30
Сумма	100.44	100.25	100.22	100.46	100.61	100.25	99.41	99.52	100.46
CO <sub>2</sub>	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
Собщ.	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005
Li(r/r)	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	25
Rb	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	15
Y	34	32	33	12	47	37	37	40	19

Zr	84	80	100	77	130	120	120	170	76
Nb	6	5.4	6	8.6	5.4	6	6	6	12
Cr	43	12	10	68	<10	<10	10	10	10
Ni	14	12	13	80	11	11	18	10	30
Sr	200	180	190	550	180	210	140	120	96
Q	3.38	10.82	10.61	11.36	6.49	12.98	14.64	14.03	0.05
Ab	69.70	66.54	63.32	65.45	72.98	67.92	65.33	68.38	58.23
Ort	0.34	0.33	1.88	0.33	0.33	0.33	1.39	0.33	5.96
Cor	-	-	0.80	-	-	-	1.01	-	-
Di	12.36	1.56	-	1.58	4.95	4.43	-	3.90	4.94
Hу	9.51	18.34	20.80	18.85	12.08	11.37	14.71	10.57	23.30
lml	0.86	0.81	0.90	0.84	1.43	1.34	1.34	1.41	3.63
Mt	0.51	0.95	0.99	0.94	0.93	0.88	0.83	0.72	1.55
Ap	1.89	0.15	0.17	0.15	0.31	0.25	0.23	0.18	2.34
Zr	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01
Cht	0.01	-	-	0.01	-	-	-	-	-
Cal	0.49	0.49	0.51	0.49	0.48	0.48	0.50	0.48	-
D.i.	73.4	77.7	75.8	77.1	79.8	81.2	81.4	82.7	64.2
El.t.	1090	1033	1045	1041	1046	1010	991	972	1247
H <sub>2</sub> O	1.05	1.48	1.39	1.42	1.38	1.68	1.86	2.03	0.28

Таблица 3.1 (продолжение 5)

№гпр.	2128-2	2128-3	2128-4	2128-5	3530	3531	3552	3551
П.№	53	54	55	56	57	58	59	60
SiO <sub>2</sub>	42.00	42.90	44.90	38.80	48.58	49.83	49.64	50.20
TiO <sub>2</sub>	3.58	2.95	2.64	2.33	2.53	2.20	2.47	2.42
П.№	53	54	55	56	57	58	59	60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.87	8.87	7.90	8.67	3.33	1.84	3.79	7.74
FeO	5.63	5.63	6.90	5.03	8.31	7.67	7.35	5.51
MnO	0.15	0.14	0.14	0.14	0.09	0.13	0.15	0.15
MgO	3.20	3.46	3.78	4.14	5.96	5.86	5.95	4.76
CaO	5.02	6.99	6.84	11.80	8.58	7.77	7.34	3.73
Na <sub>2</sub> O	3.90	2.75	2.40	1.80	2.87	2.16	3.35	3.99
K <sub>2</sub> O	1.23	1.00	0.65	0.95	0.53	0.44	0.34	0.1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.82	0.86	0.50	0.55	0.30	0.24	0.38	0.23
П.п.п.	8.06	9.75	9.52	13.45	4.73	7.74	4.67	6.04
Сумма	100.56	100.40	100.47	100.16	99.01	98.98	99.38	99.77
Li(r/r)	24	24	25	24	8	14	9	15
Rb	17	17	15	7	16	8	5	5
Y	27	19	21	22				
Zr	120	94	76	100	170	110	170	180
Nb	23	17	14	15	25	18	22	21
Cr	10	10	10	18	100	86	74	150
Ni	26	18	15	22	72	57	48	57
Sr	120	130	96	190				
U					1	1	1	3
Th					3	3	3	2
Pb					4.7	5	4.7	6.4
Q	-		3.60	-	1.61	10.43	2.34	6.04
Ab	64.10	61.69	57.58	44.21	55.19	52.35	59.88	61.70
Ort	9.39	7.78	5.06	7.90	3.93	3.32	2.50	0.77
Nph	0,63	-	-	4.04	-	-	-	-
Cor	1.00	-	-	-	-	-	-	1.62
Di	-	2.61	4.34	28.28	15.08	9.84	9.33	-



Hy	-	16.48	22.70	-	19.06	19.64	20.84	24.92
Ol	16.55	3.92	-	9.31	-	-	-	-
lml	4.75	3.98	4.00	3.37	-	2.88	3.15	3.13
Mt	1.58	1.42	1.47	1.44	3.27	0.95	1.07	1.25
Ap	1.98	2.11	1.22	1.44	1.14	0.56	0.87	0.55
Zr	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02
П. №	53	54	55	56	57	58	59	60
D.i.	74.1	69.5	66.3	56.2	60.7	66.1	64.7	68.05
El.t.	1289	1255	1219	1303	1184	1128	1167	1142
H <sub>2</sub> O	0.18	0.25	0.36	0.16	0.50	0.79	0.58	0.71

**Таблица.3.2.** Химический состав (мас. %) дарривилских базальтов (1-8) северо-западного склона гряды Маялжен, дапингско-дарривилских шошонит-лагитовых вулканитов (9-26) гор Толпак и диабазов, долеритов и бонинитов района гор Косгомбай (27-29), северных отрогов гор Кызылтумсык (30-32) и подножья гор Толпак (33-37), западного склона Агы-рекских гряд (38-39), кембрийских вулканитов карабулакской свиты гор Токай (40-53)

№пр.	P1/2	P1/5-1	P1/5-2	P1/6	P1/7	P1/8	P1/9	P1/10	109	1076
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	53.05	56.2	55.7	49.81	44.76	47.87	45.82	43.51	47.71	49.23
TiO <sub>2</sub>	1.2	1.06	1.02	0.92	0.85	0.86	1.62	2.55	0.92	0.70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.81	16.51	16.81	16.09	14.82	15.86	15.25	15.71	15.90	14.76
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.65	6.80	6.73	11.13	9.69	9.37	11.93	18.42	6.71	4.11
FeO	5.90	1.24	1.14	3.54	1.50	2.31	6.06	8.25	6.55	7.11
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
MnO	0.15	0.20	0.19	0.16	0.19	0.26	0.16	0.24	0.19	0.16
MgO	5.39	2.61	2.43	4.60	3.44	6.70	5.17	7.06	5.21	6.04
CaO	6.25	4.06	4.13	12.14	11.99	8.87	6.85	3.12	7.57	6.22
Na <sub>2</sub> O	2.70	5.00	4.70	0.64	4.44	3.00	4.70	1.30	3.30	3.40
K <sub>2</sub> O	0.33	2.96	2.98	0.05	0.11	0.20	0.28	3.26	1.50	2.40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.091	0.099	0.09	0.074	0.079	0.26	0.28	0.47	0.55
П.п.п.	5.43	4.48	4.52	4.17	8.60	6.71	6.84	4.42	3.07	3.86
Сумма	105.01	101.21	100.45	103.34	100.46	102.09	104.94	108.11	99.10	98.54
CO <sub>2</sub>	1.80	2.46	2.20	0.10	5.98	2.15	3.47	0.10	0.20	0.88
Собщ.	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005	0.02	0.005
Mg#	38.3	38.7	37.6	37.7	37.5	52.7	35.4	33.7	42.4	49.9
Q	11.15	6.05	6.86	9.87	-	-	-	-	-	-
Ab	47.03	50.52	50.28	52.62	61.92	62.39	57.45	28.4	60.32	53.72
Ort	2.32	19.61	20.0	0.35	0.74	1.44	1.97	23.99	10.78	17.04
Cor	1.65	2.62	2.68	-	0.97	-	2.62	4.22	-	-
Di	-	-	-	13.96	-	0.53	-	-	6.98	2.88
Hy	30.02	13.19	12.76	20.29	17.58	27.10	12.11	15.93	4.35	10.36
Ol	-	-	-	-	1.40	0.74	12.88	20.78	13.63	10.63
lml	1.45	1.22	1.19	1.15	1.03	1.06	1.97	3.24	1.14	0.85
Mt	1.45	0.66	0.65	1.31	0.96	1.02	1.58	2.45	1.21	1.03
Ap	0.33	0.18	0.21	0.20	0.17	0.17	0.58	0.64	1.06	1.23
Cal	4.58	5.94	5.37	0.26	15.23	5.55	8.84	0.27	0.52	2.26
D.i.	60.5	76.2	77.1	62.8	62.7	63.8	59.4	52.4	71.1	70.8
El.t.	1162	1085	1083	1201	1276	1223	1295	1350	1216	1183
H <sub>2</sub> O	0.70	1.26	1.26	0.43	0.36	0.43	0.23	0.12	0.36	0.55

**Таблица 3.2 (продолжение 1)**

№пр.	106	10а	6	14а	14б	1	3-1	09-4	09-1	1075	109-
П.№	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO <sub>2</sub>	49.84	50.42	50.69	51.20	51.63	52.06	52.42	53.62	53.49	53.75	54.54
TiO <sub>2</sub>	0.80	0.77	0.75	0.85	0.85	0.72	0.82	0.80	0.80	0.88	0.90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.27	15.11	14.16	16.36	16.17	17.70	14.48	13.53	15.27	14.81	15.21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.28	6.22	5.27	6.66	5.68	4.22	2.74	5.15	4.95	5.45	4.26
FeO	5.94	5.57	5.00	6.38	5.60	6.00	9.01	4.83	6.29	5.83	6.55
MnO	0.17	0.16	0.17	0.19	0.19	0.16	0.22	0.18	0.19	0.15	0.16

MgO	4.54	4.62	2.38	2.14	2.53	3.78	6.84	2.98	3.80	3.40	3.72
CaO	6.11	6.84	9.33	3.32	7.77	5.93	4.37	7.98	6.43	5.36	6.01
П.№	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
Na <sub>2</sub> O	4.05	3.80	3.35	4.40	5.10	4.18	3.28	3.40	4.60	4.78	2.95
K <sub>2</sub> O	2.0	2.95	1.15	4.75	1.35	1.84	1.36	2.40	0.80	2.10	2.70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.62	0.57	0.57	0.41	0.41	0.36	0.54	0.46	0.36	0.46	0.41
П.п.п.	3.19	2.57	7.29	2.83	2.95	2.68	2.91	4.44	2.64	2.40	2.19
Сумма	98.81	99.60	100.11	99.49	100.23	99.63	98.99	99.77	99.62	99.37	99.60
CO <sub>2</sub>	0.53	0.25	4.93	0.20	0.53	0.20	0.24	2.55	0.25	0.79	0.20
Сообщ.	0.005	0005	0.005	0.005	0.005	0.006	0.005	0.028	0.005	0.005	0.02
Mg#	46.0	42.4	30.4	23.5	29.6	40.7	51.5	36.0	38.7	36.0	39.0
Q	-	-	13.41	-	-	-	3.58	7.10	0.84	-	5.33
Ab	58.98	51.10	44.57	45.40	65.06	66.24	51.63	48.02	65.42	59.69	50.46
Ort	14.01	20.56	7.85	32.45	9.32	12.65	9.73	16.34	5.62	14.44	18.60
Neph	-	-	-	4.78	1.50	-	-	-	-	-	-
Cor	-	-	2.44	-	-	-	1.19	-	-	-	-
Di	3.97	9.81	-	1.16	11.32	1.24	-	4.31	6.96	4.32	4.11
Hу	4.23	-	16.34	-	-	11.70	29.90	15.12	17.76	14.22	18.07
Ol	14.04	13.11	-	12.66	8.62	5.14	-	-	-	2.34	-
lml	0.97	0.93	0.89	1.01	1.01	0.85	1.02	0.94	0.97	1.04	1.07
Mt	1.09	1.04	0.90	1.14	0.99	0.90	1.11	0.87	1.01	0.99	0.97
Ap	1.36	1.25	1.24	0.89	0.88	0.77	1.21	0.98	0.79	0.99	0.88
Cal	1.35	0.64	12.36	0.50	1.32	0.51	0.63	6.33	0.64	1.97	0.51
D.i.	73.0	73.2	65.8	82.6	75.9	78.9	64.9	71.5	71.9	74.1	74.4
El.t.	1185	1175	1175	1156	1158	1145	1131	1122	1118	1118	1102
H <sub>2</sub> O	0.52	0.55	0.81	0.65	0.65	0.71	0.79	1.00	0.87	0.90	0.96

Таблица 3.2 (продолжение 2)

№пр.	1075	109	1082	1075	1076	590	518	34	661	668	661
П.№	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
SiO <sub>2</sub>	54.65	54.74	54.65	57.00	58.15	52.19	52.43	49.62	55.27	58.94	50.31
TiO <sub>2</sub>	0.80	0.87	0.90	0.63	0.64	0.69	0.29	1.43	1.45	1.25	0.87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.65	14.64	15.74	14.81	15.77	15.45	10.83	14.66	15.28	15.23	16.55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.88	6.05	6.22	3.99	2.70	9.46	9.25	12.49	12.94	11.14	11.14
FeO	5.80	5.72	4.86	5.20	5.35	-	-	-	-	-	-
MnO	0.12	0.15	0.13	0.16	0.11	0.19	0.15	0.18	0.17	0.15	0.15
MgO	3.48	3.35	2.90	3.29	2.91	7.41	11.27	6.87	3.60	2.63	5.97
CaO	5.88	6.01	3.83	4.37	3.74	6.66	11.19	7.69	3.50	2.46	8.68
Na <sub>2</sub> O	3.10	3.75	3.25	3.54	3.64	4.26	2.1	3.30	6.40	5.80	3.94
K <sub>2</sub> O	3.54	1.70	2.85	3.10	4.24	1.10	0.90	1.45	0.16	0.12	0.50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.43	0.48	0.47	0.34	0.36	0.10	0.02	0.12	0.20	0.21	0.09
П.п.п.	2.37	1.98	3.71	2.72	1.77	2.18	1.72	1.74	1.20	1.95	2.12
Сумма	99.70	99.44	99.51	99.15	99.38	99.69	100.15	99.55	100.17	99.88	100.32
CO <sub>2</sub>	0.20	0.20	0.20	0.97	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
Сообщ.	0.006	0.008	0.005	0.005	0.010	-	-	-	-	-	-
Mg#	37.8	34.9	33.1	40.0	40.0	60.8	70.7	52.1	35.5	31.9	51.5
Q	2.67	5.25	8.41	8.82	5.46	-	-	-	-	11.71	-
Ab	46.73	56.19	48.03	47.79	48.72	63.12	40.88	56.14	75.09	66.0	67.10
Ort	24.35	11.81	19.97	21.00	28.12	7.68	6.48	10.33	1.08	0.80	3.47
Cor	-	-	1.48	0.55	-	-	-	-	-	1.56	-
Di	6.96	5.43	-	-	0.53	8.86	27.93	11.52	0.98	-	11.32
Hу	15.96	17.67	18.49	17.18	14.50	7.73	19.94	7.39	17.07	16.54	5.12
Ol	-	-	-	-	-	10.63	3.05	11.0	2.07	-	10.30
lml	0.95	1.05	1.09	0.74	0.74	0.83	0.37	1.77	1.73	1.49	1.05
Mt	0.95	1.04	0.99	0.80	0.70	0.80	0.81	1.07	1.07	0.93	0.94
Ap	0.92	1.04	1.03	0.72	0.75	0.21	0.04	0.26	0.42	0.46	0.19
Cal	0.51	0.52	0.51	2.39	0.47	0.24	0.51	0.53	0.49	0.51	0.52
D.i.	73.8	73.3	76.4	77.6	82.3	70.8	47.4	66.5	76.2	78.5	70.6
El.t.	1099	1098	1081	1054	1038	1141	1147	1191	1094	1018	1183
H <sub>2</sub> O	0.99	1.00	1.11	1.38	1.44	0.72	0.69	0.48	1.02	1.61	0.51

Таблица 3.2 (продолжение 3)

№пр.	566	577-8	577	577-9	580-5	312	313	2564	2450	1-16	ПС370
П.№	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43
SiO <sub>2</sub>	52.15	49.51	49.32	49.17	49.46	51.80	44.19	46.48	49.61	43.70	41.60
TiO <sub>2</sub>	1.33	1.15	1.00	1.18	1.40	2.26	1.32	1.06	1.14	3.05	3.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.37	14.48	15.61	14.89	14.97	13.18	13.8	12.72	13.69	15.65	16.70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.86	11.38	10.43	11.79	12.44	4.19	1.95	4.52	4.01	3.98	2.38
FeO						9.92	9.04	4.66	4.72	8.81	9.84
MnO	0.24	0.17	0.17	0.13	0.27	0.21	0.29	0.19	0.17	0.19	0.20
П.№	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43
MgO	5.82	6.89	8.11	7.51	7.48	5.29	8.41	7.81	5.94	5.93	6.28
П.№	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43
Na <sub>2</sub> O	3.40	3.30	2.20	1.90	3.20	3.80	0.83	1.44	2.86	2.47	2.96
K <sub>2</sub> O	1.30	0.60	1.05	0.70	1.11	0.62	0.10	2.05	1.98	1.19	1.77
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.10	0.08	0.10	0.12	0.16	0.12	0.50	0.30	0.73	0.62
П.п.п.	2.07	1.98	2.19	1.12	2.54	2.63	3.76	2.90	2.63	5.41	7.08
Сумма	99.90	98.89	100.1	99.47	99.96	99.78	99.78	100.0	99.93	98.73	99.24
CO <sub>2</sub>						0.20	0.20				
Mg#	49.3	54.5	60.6	55.8	54.4	40.8	58.2	61.5	56.0	55.9	48.3
Q	0.65	-	-	-	-	2.27	-	-	-	-	-
Ab	58.96	59.25	55.16	53.19	58.27	57.53	48.21	27.24	39.72	57.44	56.82
Ort	9.17	4.36	7.47	5.05	7.95	4.47	0.72	14.95	14.06	8.69	13.26
Neph	-	-	-	-	-	-	-	7.11	5.28	-	3.40
Cor	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Di	5.37	17.44	14.52	18.24	8.08	6.89	34.61	40.40	32.66	3.81	0.97
Hу	22.91	7.81	14.59	19.34	13.35	23.82	2.61	-	-	3.95	-
Ol		8.48	5.95	1.46	9.28	-	10.64	6.96	5.42	19.35	18.61
lml	1.62	1.44	1.23	1.47	1.74	2.82	1.71	1.34	1.41	3.86	4.28
Mt	1.02	0.99	0.90	1.03	1.08	1.32	1.09	0.85	0.79	1.22	1.21
Ap	0.30	0.22	0.17	0.22	0.26	0.35	0.27	1.15	0.67	1.67	1.45
Cal	-	-	-	-	-	0.53	0.55	-	-	-	-
D.l.	68.8	63.6	62.6	58.2	66.2	64.3	48.9	49.3	59.1	66.1	73.5
El.t.	1142	1184	1198	1204	1188	1152	1287	1250	1192	1295	1302
H <sub>2</sub> O	0.71	0.50	0.44	0.42	0.48	0.67	0.19	0.27	0.46	0.17	0.16

Таблица 3.2 (продолжение 4)

№пр.	ПС398	4-146	3	2452	4-115	2640	2620-1	2757	4-18д	СП-2
П.№	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53
SiO <sub>2</sub>	43.70	49.14	50.83	50.20	50.71	49.63	45.82	51.57	50.43	51.27
TiO <sub>2</sub>	2.56	2.58	2.03	3.20	1.65	1.00	1.93	1.74	1.95	1.32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.30	13.29	14.07	13.95	12.45	14.11	16.12	17.77	17.33	15.60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.66	9.92	2.88	10.42	10.51	2.74	9.21	3.98	6.42	3.42
FeO	10.58	7.40	9.00	2.92	2.86	6.75	2.72	4.20	3.46	5.57
MnO	0.14	0.20	0.18	0.19	0.19	0.17	0.23	0.12	0.15	0.13
MgO	5.76	5.77	6.34	3.20	8.10	8.32	6.65	5.72	3.15	7.13
CaO	3.64	4.87	10.42	6.95	7.10	8.39	6.48	8.26	9.66	6.79
Na <sub>2</sub> O	2.86	3.80	2.23	3.43	3.60	3.60	2.68	3.48	4.67	4.56
K <sub>2</sub> O	3.31	0.10	0.82	1.37	0.19	0.16	2.63	1.37	0.91	0.44
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.57	0.24	0.23	0.90	0.17	0.67	0.54	0.20	0.34	0.11
П.п.п.	6.53	2.78	0.91	2.29	2.08	3.24	4.14	1.58	2.54	2.81
Сумма	98.61	100.06	99.94	99.02	99.61	98.78	99.15	99.99	101.01	99.15
CO <sub>2</sub>					0.26					0.52
Nb (r/r)		4.7			2	5.7				
Zr		81			81	69.3				
Y		24.7			21.8	16.0				
Yb		2.58			1.5	1.7				
La		17.8			15.7	7				
Mg#	46.0	38.6	49.4	31.7	54.0	61.7	51.8	56.7	37.8	59.5
Q	-	-	2.25	4.17	-	-	-	-	-	-
Ab	46.90	61.19	51.16	55.64	56.47	61.29	54.58	64.35	64.29	67.91
Ort	24.86	0.71	5.83	9.87	1.41	1.17	19.02	9.41	6.27	3.11

Neph	-	-	-	-	-	-	-	-	3.49	-
П.№	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53
П.№	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53
Cor	3.07	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Di	-	2.91	18.36	7.68	13.06	11.8	3.41	7.93	16.21	9.15
Hу	1.77	27.89	18.29	15.42	21.08	15.00	0.22	11.61	-	6.96
Ol	17.51	1.82	-	-	4.29	7.07	18.06	3.51	5.82	10.21
lml	3.33	3.30	2.50	3.99	2.09	1.26	2.42	2.06	2.33	1.61
Mt	1.22	1.62	1.10	1.19	2.09	0.89	1.07	0.71	0.86	0.82
Ap	1.34	0.56	0.51	2.04	1.21	1.52	1.22	0.42	0.74	0.23
Cal	-	-	-	-	0.40	-	-	-	-	-
D.i.	71.8	61.9	59.2	69.7	57.9	62.5	73.6	73.8	74.1	71.0
ELt.	1260	1197	1188	1170	1168	1176	1238	1166	1186	1152
H <sub>2</sub> O	0.24	0.45	0.49	0.57	0.57	0.54	0.30	0.58	0.49	0.66

**Таблица 3.3.** Химический состав серпентинитов района гор Агырек (1-5), Косгомбай (6-8) и Кызылтумсык (9-20)

№ пр.	578	578-1	5	590	591	519	528	563	574-1	115
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	38.95	39.31	37.04	36.51	35.02	39.86	35.32	40.17	40.13	39.06
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.04	0.05	0.21	1.45	0.04	0.43	0.08	0.04	0.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.44	0.96	2.25	6.27	6.11	0.88	7.80	1.06	0.94	1.78
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.24	7.72	6.56	10.43	13.18	9.17	11.78	7.98	8.38	7.41
FeO			1.04							0.27
MnO	0.08	0.07	0.19	0.16	0.69	0.02	0.40	0.04	0.02	0.19
MgO	35.90	38.30	33.36	33.06	30.29	36.09	31.20	35.81	36.31	35.91
CaO	0.50	0.50	2.66	0.50	0.57	0.50	0.50	0.50	0.50	0.17
Na <sub>2</sub> O	0.18	0.10	0.10	0.18	0.18	0.10	0.10	0.10	0.10	0.06
K <sub>2</sub> O	0.18	0.10	0.14	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.05	0.07	Н.о.	0.07	0.13	0.01	0.01	0.02	0.01	0.14
П.п.п	12.19	12.80	15.11	12.16	11.90	12.52	11.74	13.41	12.94	13.87
Сумма	98.75	99.97	98.7	99.65	99.62	99.29	99.38	99.27	99.47	99.06
CO <sub>2</sub>	0.20	0.20	4.16	0.44	0.35	0.26	0.20	0.20	0.20	Н.о.
Fe#	11.5	9.2	10.5	14.9	18.0	11.4	16.0	10.1	10.4	9.8

**Таблица 3.3** (продолжение 1)

№ пр.	167	582	584а	586	587	228	281	302	314	1
П.№	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO <sub>2</sub>	37.70	42.09	39.94	39.88	35.94	44.93	40.12	40.12	37.77	40.26
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.04	0.04	0.04	0.14	0.06	0.02	0.02	0.05	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.59	0.96	0.64	1.28	8.05	0.86	1.00	1.80	5.60	0.9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.02	5.96	8.72	8.27	7.75	6.05	7.88	5.85	5.96	7.70
FeO	0.12					0.34	0.51	1.80	3.55	1.00
MnO	0.12	0.06	0.06	0.08	0.11	0.19	0.08	0.10	0.16	0.07
MgO	39.30	36.73	37.25	36.50	33.96	31.87	36.40	37.36	33.54	36.70
CaO	0.70	0.50	0.50	0.50	0.50	0.70	0.50	0.50	0.50	0.50
Na <sub>2</sub> O	0.05	0.10	0.10	0.10	0.10	0.08	0.10	0.10	0.10	0.10
K <sub>2</sub> O	0.08	0.10	0.10	0.10	0.10	0.12	0.10	0.10	0.10	0.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.05	0.07	0.07	0.07	0.10	Н.о.	Н.о.	Н.о.	Н.о.
П.п.п	12.06	12.20	12.31	12.49	12.37	13.30	12.55	12.37	12.06	12.43
Сумма	99.94	98.79	99.73	99.31	99.09	98.6	99.26	100.12	99.39	99.78
CO <sub>2</sub>	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2
Fe#	9.3	7.6	10.6	10.3	10.3	9.2	10.5	9.6	13.0	10.8

**Таблица 3.4.** Химический состав габброидов и плагиогранитов серпентинитового меланжа гор Агырек.

№ пр.	518-	662-2	663-1	665-7	664	665-1	659-2	659-
SiO <sub>2</sub>	49.78	43.75	50.37	48.35	47.18	46.29	76.43	61.96
TiO <sub>2</sub>	0.45	0.92	0.31	0.23	0.19	0.19	0.17	0.57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.85	21.13	20.04	18.64	18.80	18.02	11.22	14.22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.19	10.90	7.92	8.71	7.37	8.00	3.53	9.41
MnO	0.16	0.11	0.13	0.14	0.12	0.13	0.04	0.14
MgO	8.18	5.59	4.95	8.47	9.61	10.65	0.64	2.89
CaO	8.42	11.56	8.42	11.35	9.05	9.67	1.62	3.71
Na <sub>2</sub> O	2.28	2.14	4.06	1.22	1.96	1.74	5.52	3.80
K <sub>2</sub> O	1.66	0.20	0.18	0.10	1.86	1.36	0.28	0.82
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.07	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.04	0.09
П.п.п	2.90	4.03	3.06	3.11	3.79	3.82	0.90	0.85
Сумма	99.94	100.34	99.47	100.35	99.94	99.88	100.39	98.46
CO <sub>2</sub>	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.26	0.20
Fe#	38.6	49.6	44.7	34.2	28.0	27.5	73.6	62.2

**Таблица 3.5.** Химический состав серпентинитов ультрамафитовой зоны мафит-ультрамафитов спилит-офиолитов Центрального Толпака

№ пр	649	649-1	649-3	649-4	1	291	575-2	575-3	575-4
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	39.30	40.35	40.70	40.75	40.26	40.70	39.50	39.37	38.71
TiO <sub>2</sub>	0.016	0.24	0.016	0.016	0.02	0.02	0.04	0.04	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.54	0.83	0.63	0.85	0.90	1.15	1.04	0.70	0.93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.25	7.90	8.87	8.32	7.69	7.10	9.49	9.64	10.83
FeO	1.40	1.26	0.57	0.57	1.00	0.99			
MnO	0.14	0.19	0.11	0.16	0.07	0.07	0.02	0.02	0.06
MgO	37.25	36.42	35.69	35.75	36.70	37.24	36.18	36.54	35.68
CaO	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50
Na <sub>2</sub> O	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
K <sub>2</sub> O	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.009	0.009	0.010	0.009	-	-	0.01	0.01	0.01
П.п.п	12.31	12.09	12.24	12.27	12.43	12.55	12.41	12.37	12.18
Сум.	99.92	99.98	99.53	99.39	99.77	100.52	99.39	99.39	99.14
CO <sub>2</sub>	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.26	0.20	0.20
Fe-#	11.7	11.4	11.9	11.2	10.8	10.0	11.7	11.8	13.3

Пробы с номерами 7-9 из коллекции М. З. Новиковой, железо в форме FeO<sub>общ.</sub>.

**Таблица 3.6.** Химический состав дунитов, верлитов, пироксенитов, габбро переходной зоны (1-12), габбро и вебстеритов (296-1) мафитовой зоны (13-19) мафит-ультрамафитов спилит-офиолитов массива Центрального Толпака

№пр	290	290-1	290-2	290-3	290-4	290-5	290-	2	7
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	44.51	28.11	38.21	44.22	46.15	47.29	41.58	53.15	43.05
TiO <sub>2</sub>	0.10	0.102	0.024	0.12	0.20	0.23	0.022	0.12	0.064
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.45	3.85	1.35	17.70	10.22	20.50	0.75	2.80	1.40
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.69	11.42	11.45	0.70	1.57	0.40	2.81	1.46	8.26
FeO	3.48	0.88	1.80	4.41	6.44	3.87	7.02	7.96	3.19
MnO	0.15	0.12	0.11	0.11	0.16	0.085	0.13	0.23	0.14
MgO	25.16	29.00	33.72	8.53	15.63	6.45	34.32	23.45	28.26
CaO	9.76	0.50	0.50	18.68	15.61	15.61	0.50	7.97	7.43
Na <sub>2</sub> O	0.10	0.12	0.10	0.22	0.35	1.55	0.10	0.12	0.10
K <sub>2</sub> O	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.40	0.10	0.14	0.10

P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	-
П.п.п	5.84	8.18	11.64	3.98	3.03	3.05	11.84	1.51	7.71
Сум.	98.34	82.37	99.00	98.77	99.46	99.43	99.17	98.91	99.70
CO <sub>2</sub>	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.22	0.72	0.20	0.20
Fe-#	18.8	17.8	16.8	24.9	22.0	26.9	13.5	18.2	17.4

Таблица 3.6 (продолжение 1)

№пр	8	9	130-11	296	296-1	577-1	577-2	577-3	577-4	577-5
П.№	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO <sub>2</sub>	48.02	42.31	49.00	47.58	53.00	48.01	48.45	47.74	47.53	48.12
TiO <sub>2</sub>	0.21	0.14	0.20	0.15	0.11	0.27	0.22	0.29	0.22	0.25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.10	2.28	15.25	16.65	3.10	17.92	16.89	15.37	16.41	17.36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.48	5.43	1.31	1.30	1.26	6.72	6.48	7.91	7.59	6.80
FeO	4.67	5.78	6.03	4.23	7.77					
MnO	0.10	0.16	0.13	0.11	0.19	0.10	0.10	0.11	0.13	0.11
MgO	6.98	30.29	9.82	10.63	24.47	9.01	9.95	10.21	9.24	8.94
CaO	13.62	0.54	15.15	14.94	5.98	15.34	14.33	14.47	14.38	14.99
Na <sub>2</sub> O	1.86	0.78	1.26	1.62	0.20	1.70	1.60	1.70	1.25	1.50
K <sub>2</sub> O	0.66	0.10	0.1	0.52	0.10	0.10	0.16	0.10	0.40	0.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	0.009	H.o.	H.o.	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
П.п.п	2.91	9.81	0.62	2.58	2.01	1.35	0.20	1.81	2.50	1.31
Сум.	99.61	97.62	98.88	100.31	98.19	100.53	98.39	99.72	99.66	99.49
CO <sub>2</sub>	0.35	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
Fe-#	28.8	16.5	19.2	22.2	17.0	27.4	24.8	28.1	29.3	27.8

Таблица 3.7. Химический состав клинопироксенов верлитов Центрального Толпака

№пр.	290			575-14					
SiO <sub>2</sub>	53.52	54.40	53.83	53.48	53.69	53.85	53.89	55.96	53.88
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9
TiO <sub>2</sub>	0.23	0.25	0.25	0.28	0.15	0.20	0.22	0.29	0.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.57	1.30	2.02	1.49	1.19	1.33	1.72	1.37	1.68
FeO	4.64	3.24	3.69	3.66	4.01	3.99	3.69	2.34	4.38
MgO	15.76	16.77	16.55	16.44	16.19	16.11	16.12	18.25	17.24
CaO	22.28	23.46	22.58	24.68	24.56	24.14	24.24	21.54	22.38
Сумма	99.00	99.42	98.92	100.03	99.79	99.62	99.88	99.75	99.79
Fe#	14.2	9.8	11.1	11.3	12.2	12.2	11.4	6.7	12.4
Wo	46.6	47.6	46.6	49.4	48.9	48.6	48.9	44.2	45.0
En	45.8	47.3	47.5	44.9	44.9	45.1	45.3	52.1	48.2
Fs	7.6	5.1	5.9	5.7	6.2	6.3	5.8	3.7	6.8
Формульные коэффициенты в пересчете на 6 (кислорода)									
Si	1.97	1.99	1.97	1.96	1.97	1.98	1.97	2.01	1.97
Aliv	0.03	0.01	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	-0.01	0.03
Alvi	0.08	0.04	0.06	0.02	0.02	0.03	0.04	0.07	0.04
Ti	0.006	0.007	0.007	0.008	0.004	0.006	0.006	0.008	0.006
Al	0.11	0.06	0.09	0.06	0.05	0.06	0.07	0.06	0.07
Fe2+	0.63	0.43	0.50	0.49	0.54	0.54	0.49	0.30	0.59
Mg	0.86	0.91	0.90	0.90	0.89	0.88	0.88	0.98	0.94
Ca	0.88	0.91	0.89	0.97	0.97	0.95	0.95	0.83	0.87

Таблица 3.8. Химический состав пироксенов верлитов (1), габроноритов (2,3), керсутитовых габбро (4) Центрального Толпака

№пр.	575-15			290-3		294-4		290-5	
П №	1			2		3		4	
SiO <sub>2</sub>	52.79	52.42	53.12	56.61	55.43	54.03	55.35	54.06	54.83
TiO <sub>2</sub>	0.17	0.17	0.13	-	-	-	0.22	0.30	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.20	1.20	1.71	1.40	1.65	2.21	1.48	1.99	0.46
FeO	4.62	4.39	4.40	11.58	12.31	4.98	13.75	4.92	6.60
MnO	-	-	-	-	-	-	0.29	-	-
MgO	15.39	15.74	15.09	28.70	27.98	15.70	27.69	15.88	15.20

CaO	24.86	24.86	24.93	1.37	1.54	21.92	0.79	22.29	21.54	21.77
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	0.74	-	-	-	0.88	0.66
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	0.28	-	-	0.23	-
Сумма	99.03	98.78	99.38	99.66	99.65	99.86	99.57	99.44	99.33	99.52
Fe#	14.4	13.6	14.2	18.48	19.83	15.12	21.79	14.83	19.56	18.56
Wo	49.7	49.5	50.6	2.7	3.1	46.0	1.6	46.2	45.0	45.5
En	43.0	43.6	42.4	79.3	77.7	45.8	77.0	45.8	44.2	44.4
Fs	7.3	6.9	7.0	18.0	19.2	8.2	21.4	8.0	10.8	10.1
Формульные коэффициенты в пересчете на 6 (кислорода)										
Si	1.96	1.95	1.96	2.00	1.98	1.98	1.98	1.98	2.01	2.01
Aliv	0.04	0.05	0.04	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	-0.01	-0.01
Alvi	0.02	0.05	0.04	0.06	0.05	0.07	0.05	0.07	0.04	0.05
Ti	0.005	0.005	0.004	-	-	-	0.006	0.008	-	-
Al	0.05	0.05	0.07	0.06	0.07	0.10	0.06	0.09	0.02	0.03
Fe2+	0.64	0.61	0.60	1.46	1.57	0.67	1.77	0.66	0.91	0.85
Mg	0.85	0.87	0.83	1.51	1.49	0.86	1.48	0.87	0.84	0.84
Ca	0.99	0.99	0.99	0.05	0.06	0.86	0.03	0.87	0.85	0.86
Na	-	-	-	-	0.05	0.05	-	-	0.06	0.04
Cr	-	-	-	-	-	0.009	-	-	0.007	-

**Таблица 3.9.** Химический состав пироксенов габбро мафитовой зоны Центрального Толпака

№пр.	577-1				575-14			
	1	2	3	4	5	6	7	8
П №								
SiO <sub>2</sub>	53.14	52.22	52.29	52.22	52.32	54.87	54.69	54.40
TiO <sub>2</sub>	0.35	0.53	0.56	0.47	0.48	0.30	0.24	0.38
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.04	2.30	1.90	2.49	1.71	0.99	1.21	1.11
FeO	6.35	7.16	7.15	7.18	6.80	15.95	15.95	15.36
MgO	15.03	14.95	14.85	14.11	15.23	25.40	26.21	25.97
MnO	-	-	-	-	-	0.12	0.31	0.29
CaO	23.96	22.66	22.99	22.92	22.72	2.37	1.22	1.34
Сумма	99.87	99.82	99.74	99.39	99.26	100.0	99.83	99.85
Fe#	19.2	21.2	21.3	21.9	20.0	26.1	52.8	26.1
Wo	48.0	46.2	46.7	47.2	46.2	4.7	2.4	2.7
En	42.0	42.4	42.0	41.3	43.0	70.5	72.4	71.9
Fs	10.0	11.4	11.3	11.5	10.8	24.8	25.2	25.4
Формульные коэффициенты в пересчете на 6 (кислорода)								
Si	1.97	1.94	1.94	1.94	1.95	1.99	1.98	1.98
Aliv	0.03	0.06	0.06	0.06	0.05	0.01	0.02	0.02
Alvi	0.01	0.04	0.03	0.05	0.02	0.03	0.03	0.03
Ti	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.008	0.007	0.01
Al	0.05	0.1	0.08	0.11	0.08	0.04	0.05	0.05
Fe2+	0.87	0.99	0.99	1.00	0.95	2.10	2.10	2.05
MnO	-	-	-	-	-	0.02	0.04	0.04
Mg	0.83	0.83	0.82	0.78	0.84	1.37	1.41	1.41
Ca	0.95	0.90	0.91	0.91	0.91	0.09	0.05	0.05

**Таблица 3.10.** Химический состав шпинелидов дунитов, гарцбургитов и хромитовых дунитов Центрального Толпака

№пр.	575-2		575-6		609		1		290-1	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
П №	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	0.08	0.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.59	23.03	17.70	18.01	16.30	19.47	20.61	21.93	11.98	11.61
FeO	18.81	18.10	17.19	17.49	22.62	22.93	19.28	19.63	17.57	17.14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>									0.80	1.5
MgO	12.49	13.58	12.95	12.53	10.53	10.95	12.84	12.60	12.64	12.78
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	47.75	44.51	51.62	51.64	49.56	46.34	45.83	44.85	56.18	55.99
Сумма	99.64	99.22	99.46	99.67	99.01	99.69	98.56	99.01	99.10	99.13
Cr#	0.61	0.56	0.66	0.66	0.67	0.61	0.60	0.58	0.76	0.76
Mg#	54.2	52.2	57.3	56.1	45.4	46.0	54.3	53.4	56.19	57.07

Fe#	45.8	42.8	42.7	43.9	54.6	54.0	45.7	46.6	43.81	45.13
Fe <sup>3+</sup> #									0.010	0.019
Ti									0.016	0.02
Al	6.12	6.77	5.52	5.40	5.06	5.91	6.19	6.53	3.71	3.60
Fe <sup>2+</sup>	3.94	3.75	3.64	3.70	4.95	4.91	4.09	4.12	3.84	3.75
Fe <sup>3+</sup>									0.16	0.30
Mg	4.67	5.02	4.89	4.72	4.10	4.18	4.85	4.72	4.93	4.98
Cr	9.47	8.72	10.33	10.32	10.24	9.37	9.18	8.91	11.60	11.58

Таблица 3.10 (продолжение 1)

П.№	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.98	11.61	23.39	25.56	14.56	18.66	23.66	22.91	18.22	21.08
FeO	11.37	17.64	21.93	21.64	19.36	19.63	17.71	18.81	19.06	18.90
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.0	1.0	2.77	3.06	1.12	1.28	0.88	0.69	0.99	1.10
MgO	12.64	12.78	10.60	10.93	11.86	11.93	13.55	12.75	12.20	12.59
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	56.11	55.99	41.23	38.79	53.07	48.47	44.17	44.79	49.08	46.32
Сумма	99.10	99.02	99.92	99.98	99.97	99.97	99.97	99.95	99.55	99.99
Cr#	0.76	0.76	0.54	0.50	0.71	0.63	0.55	0.57	0.64	0.59
Mg#	56.47	56.36	46.0	47.0	52.0	58.0	55.0	55.0	53.0	54.0
Fe <sup>3+</sup> #	0.013	0.013	0.033	0.036	0.014	0.016	0.010	0.008	0.012	0.01
Al	3.72	3.61	6.95	7.50	4.46	5.61	6.88	6.72	5.49	6.24
Fe <sup>2+</sup>	3.80	3.87	4.59	4.48	4.18	4.16	3.63	4.00	4.05	3.94
Fe <sup>3+</sup>	0.20	0.20	0.52	0.57	0.22	0.24	0.16	0.13	0.19	0.20
Mg	4.93	5.00	3.96	4.03	4.56	4.50	4.95	4.70	4.62	4.68
Cr	11.60	11.61	8.13	7.60	10.83	9.71	8.56	8.76	9.87	9.14

Таблица 3.11. Химический состав серпентинитов района озера Майсор (скважина № 03).

№пр.	-6	-17	-30	-39	-53	-61	-64	-83	-93
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	41.20	39.70	37.30	44.30	36.60	45.20	48.31	34.60	36.00
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.40	0.55	7.80	1.90	2.00	5.30	5.02	0.75	1.20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.92	8.37	5.24	5.18	9.26	4.60	0.87	5.58	6.84
FeO	0.25	0.25	2.44	1.97	2.38	2.52	5.43	2.00	1.81
MnO	0.08	0.11	0.19	0.14	0.25	0.14	0.20	0.10	0.11
MgO	35.24	36.08	23.25	26.94	34.01	21.02	20.09	40.90	36.26
CaO	0.50	0.50	13.10	10.62	0.50	15.23	17.86	0.50	0.63
Na <sub>2</sub> O	0.10	0.10	0.15	0.38	0.21	0.15	0.10	0.10	0.20
K <sub>2</sub> O	0.10	0.10	0.10	0.32	0.10	0.10	0.15	0.10	0.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.009	0.009	0.009	0.009	0.021	0.009	0.017	0.009	0.009
П.п.п.	13.19	13.33	10.65	8.28	12.78	5.66	1.95	14.73	12.22
Сумма	99.01	99.13	100.37	100.14	98.21	100.03	100.14	99.39	95.44
CO <sub>2</sub>	0.62	0.70	3.39	0.62	0.48	0.22	0.31	0.48	0.44
Собщ.	0.013	0.014	0.009	0.02	0.052	0.021	0.021	0.006	0.010
Fe#	10.5	10.8	14.72	12.14	15.02	15.09	14.79	8.79	10.98

Таблица 3.11 (продолжение 1)

№пр.	-98	-99	-108	-119	-136	-154	-160	-171	-179
П.№	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO <sub>2</sub>	35.40	37.60	35.50	35.00	37.60	38.20	37.30	36.60	38.00
TiO <sub>2</sub>	0.024	0.078	0.028	0.74	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.10	4.60	0.85	1.00	0.70	0.85	0.60	0.85	1.20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.49	4.52	6.62	6.99	6.69	6.06	6.72	7.71	6.25
FeO	1.22	3.90	1.33	1.22	1.49	2.15	1.78	2.29	1.89
MnO	0.13	0.23	0.14	0.13	0.11	0.11	0.11	0.12	0.12
MgO	38.21	30.99	39.15	38.92	38.69	37.22	38.92	38.18	37.62
CaO	0.55	0.55	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.63



Na <sub>2</sub> O	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.15	0.10	0.10	0.10
K <sub>2</sub> O	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.009	0.045	0.009	0.009	0.009	0.009	0.009	0.009	0.009
П.п.п.	14.66	12.53	15.00	15.09	13.67	13.84	13.82	13.22	13.53
Сумма	98.99	95.24	99.33	99.80	99.68	99.21	99.98	99.70	99.47
CO <sub>2</sub>	0.70	1.32	0.75	0.42	0.20	0.35	0.87	0.35	0.20
Собщ.	0.11	0.057	0.085	0.071	0.069	0.10	0.10	0.10	0.09
Fe#	10.46	12.61	9.40	9.77	9.82	10.29	10.14	11.94	10.04

**Таблица 3.12.** Химический состав кумулятивных дунитов (1-2), верлитов (3, 8-9), габброидов (4, 6) и пироксенитов (5, 7) серпентинитового меланжа Майсора

№пр.	466-3а	466-3	466-2	466-1	466г	2109	2110	2384	2312
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	40.32	38.21	44.05	48.20	50.06	42.76	47.19	46.60	40.42
TiO <sub>2</sub>	0.04	0.03	0.09	0.11	0.088	0.19	0.17	0.15	0.08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.21	2.75	1.60	12.75	1.21	8.59	2.43	3.07	1.46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.52	8.50	7.74	0.84	6.84	4.21	5.00	3.83	8.90
FeO	0.40	2.06	2.02	9.06	1.75	2.69	2.77	2.57	2.43
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9
MnO	0.07	0.14	0.18	0.19	0.17	0.18	0.17	0.13	0.19
MgO	36.96	34.87	27.36	14.32	19.62	19.46	21.68	23.41	30.54
CaO	0.21	0.50	9.29	8.97	19.00	16.20	15.42	12.26	4.36
K <sub>2</sub> O	0.10	0.10	0.10	1.50	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.14	0.009	0.009	-	-	0.016	0.026	0.023	0.014
П.п.п.	13.06	12.52	7.83	2.05	2.80	5.27	4.43	6.28	10.41
Сумма	100.13	99.79	100.39	98.18	101.82	99.82	99.57	98.52	99.05
CO <sub>2</sub>	0.20	0.52	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.26
Собщ.	0.006	0.005	-	0.005	0.007	0.006	0.011	0.005	0.009
Fe#	9.82	13.57	15.56	27.78	18.44	15.74	15.84	12.61	16.10

**Таблица 3.13.** Химический состав клинопироксенов верлитов Майсора

№пр.	03-64					03-40	
SiO <sub>2</sub>	52.39	52.38	51.88	51.72	52.49	53.51	53.61
TiO <sub>2</sub>	0.12	0.10	0.08	0.12	0.11	0.04	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.51	3.20	3.27	3.73	3.45	1.76	1.70
FeO	3.55	3.57	3.44	3.48	3.51	2.53	2.56
MgO	15.62	15.86	15.70	15.50	15.45	16.63	16.51
MnO	0.09	0.08	0.11	0.07	0.08	0.05	0.07
CaO	23.64	23.42	23.81	23.90	23.77	23.51	23.31
Na <sub>2</sub> O	0.27	0.14	0.20	0.20	0.19	0.23	0.28
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.79	0.68	0.74	0.78	0.65	0.74	0.79
Сум.	99.98	99.43	99.23	99.50	99.70	99.00	98.87
Fe-n	11.34	11.25	10.94	11.17	11.25	7.89	8.04
Wo	49.10	48.53	49.27	49.58	49.52	48.35	48.29
En	45.13	45.68	45.18	44.79	44.80	47.57	47.55
Fs	5.77	5.79	5.55	5.63	5.68	4.08	4.16
Формульные коэффициенты в пересчете на 6 (кислорода)							
Si	1,1916	1,924	1,914	1,903	1,923	1,964	1,97
Aliv	0,084	0,076	0,086	0,097	0,077	0,036	0,03
Σ	2	2	2	2	2	2	2
Alvi	0,068	0,064	0,057	0,066	0,073	0,041	0,044
Ti	0,003	0,003	0,002	0,003	0,003	0,001	0,001
Al	0,152	0,139	0,143	0,163	0,150	0,077	0,074
Fe2+	0,477	0,484	0,480	0,474	0,474	0,343	0,347
Mn	0,012	0,011	0,015	0,010	0,011	0,007	0,009
Mg	0,852	0,869	0,863	0,850	0,844	0,910	0,904
Ca	0,926	0,922	0,941	0,942	0,933	0,925	0,918
Na	0,017	0,009	0,013	0,013	0,012	0,015	0,018

Cr	0,025	0,022	0,024	0,025	0,21	0,24	0,025
----	-------	-------	-------	-------	------	------	-------

Таблица 3.13 (продолжение 1)

№пр.	03-43.4							03-64	03-64
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	
SiO <sub>2</sub>	53.95	52.92	52.88	53.43	53.79	54.24	51.45	51.80	
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.06	-	0.03	0.007	0.03	0.11	0.10	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.75	1.90	1.89	1.92	1.93	1.80	3.64	3.02	
FeO	2.65	2.65	2.62	2.60	2.60	2.53	3.48	3.57	
MgO	16.83	16.58	16.14	17.51	16.31	16.31	15.57	15.69	
MnO	0.07	0.09	0.09	0.09	0.09	0.04	0.09	0.09	
CaO	23.09	23.57	23.63	22.70	23.34	23.23	23.56	23.81	
Na <sub>2</sub> O	0.26	0.21	0.22	0.17	0.20	0.21	0.21	0.18	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.74	0.98	0.94	0.98	0.96	0.98	0.74	0.70	
Сум.	99.40	98.96	98.41	99.43	99.23	99.37	98.85	98.96	
Fe-n	8.23	8.27	8.33	7.66	8.15	7.99	11.16	11.36	
Wo	47.53	48.39	49.08	46.25	48.57	48.50	49.13	49.17	
En	48.21	47.35	46.67	49.64	47.24	47.38	45.19	45.06	
Fs	4.26	4.26	4.24	4.11	4.19	4.14	5.68	5.77	
Формульные коэффициенты в пересчете на 6 (кислорода)									
Si	1,970	1,949	1,957	1,951	1,969	1,979	1,905	1,917	
Aliv	0,030	0,051	0,043	0,049	0,031	0,021	0,095	0,083	
Σ	2	2	2	2	2	2	2	2	
Alvi	0,046	0,32	0,040	0,034	0,053	0,057	0,065	0,500	
Ti	0,002	0,002	0,003	0,001	0,001	0,001	0,003	0,003	
Al	0,076	0,083	0,083	0,083	0,084	0,078	0,160	0,133	
Fe2+	0,355	0,361	0,361	0,348	0,350	0,338	0,417	0,492	
Mn	0,010	0,012	0,013	0,012	0,012	0,005	0,013	0,013	
Mg	0,916	0,910	0,891	0,953	0,890	0,887	0,860	0,866	
Ca	0,903	0,930	0,937	0,88	0,915	0,908	0,935	0,944	
Na	0,017	0,014	0,014	0,011	0,013	0,014	0,014	0,012	
Cr	0,023	0,032	0,031	0,031	0,031	0,031	0,024	0,023	

Таблица 3.14. Химический состав клинопироксенов пироксенитов Майсора

№пр.	3-69.8			3-69.3					
SiO <sub>2</sub>	52.08	52.58	53.62	53.08	53.36	53.80	52.91	53.36	53.79
TiO <sub>2</sub>	0.15	0.11	0.11	0.18	0.14	0.02	0.03	0.04	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.12	3.03	2.99	3.12	2.79	1.50	1.44	1.47	1.48
FeO	3.02	3.15	3.12	3.11	3.07	2.58	2.42	2.44	2.48
MgO	16.15	16.26	15.99	15.80	16.01	16.79	17.08	16.99	16.87
MnO	0.09	0.09	0.07	0.08	0.09	0.07	0.06	0.07	0.07
CaO	23.51	23.57	23.31	23.47	23.75	23.51	23.77	23.85	23.85
Na <sub>2</sub> O	0.33	0.34	0.35	0.34	0.31	0.18	0.19	0.18	0.18
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.87	0.84	0.86	0.89	0.77	0.93	0.80	0.83	0.88
Сумма.	99.31	99.97	100.42	100.08	100.29	99.38	99.70	99.23	99.64
Fe-n	9.50	9.78	9.91	9.97	9.68	7.94	7.38	7.40	7.65
Wo	48.61	48.45	48.55	49.06	49.05	48.10	48.08	48.30	48.42
En	46.51	46.51	46.35	45.86	46.02	47.78	48.08	47.84	47.64
Fs	4.88	5.04	5.10	5.08	4.93	4.12	3.84	3.86	3.94
Формульные коэффициенты в пересчете на 6 (кислорода)									
Si	1,915	1,921	1,943	1,933	1,940	1,968	1,953	1,958	1,964
Aliv	0,085	0,079	0,057	0,067	0,060	0,032	0,047	0,042	0,036
Σ	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Alvi	0,051	0,052	0,072	0,068	0,060	0,033	0,016	0,022	0,028
Ti	0,004	0,003	0,003	0,005	0,004	0,001	0,001	0,001	0,001
Al	0,136	0,131	0,129	0,135	0,120	0,065	0,063	0,64	0,064
Fe2+	0,410	0,422	0,412	0,415	0,408	0,347	0,331	0,350	0,332
Mn	0,013	0,012	0,009	0,011	0,012	0,009	0,008	0,010	0,009
Mg	0,885	0,885	0,864	0,858	0,868	0,916	0,940	0,929	0,918
Ca	0,926	0,923	0,905	0,916	0,925	0,922	0,940	0,938	0,933
Na	0,022	0,022	0,023	0,023	0,020	0,012	0,012	0,012	0,012

Cr	0,028	0,027	0,07	0,028	0,024	0,030	0,026	0,027	0,028
----	-------	-------	------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

**Таблица 3.15.** Химический состав клинопироксенов габбро Майсора

№пр.	3-61	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	52.01	52.23	52.43	51.94	52.11	53.22	52.39
TiO <sub>2</sub>	0.11	0.11	0.14	0.14	0.61	0.09	0.13
П.№	1	2	3	4	5	6	7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.48	2.46	3.29	2.70	2.85	1.97	2.39
FeO	4.08	3.21	4.08	4.04	3.95	3.76	3.91
MgO	15.35	16.12	15.90	15.63	16.15	16.28	16.01
MnO	0.12	0.12	0.10	0.08	0.09	0.09	0.09
CaO	23.30	24.01	23.33	23.08	23.39	23.34	22.75
Na <sub>2</sub> O	0.28	0.15	0.24	0.24	0.28	0.16	0.23
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.51	0.39	0.50	0.47	0.48	0.36	0.49
Сумма.	99.24	98.80	100.01	98.32	99.91	99.27	98.39
Fe-n	13.0	10.01	12.59	12.68	12.05	11.50	12.10
Wo	48.68	49.05	47.96	48.09	47.79	47.67	47.31
En	44.66	45.85	45.49	45.33	45.92	46.32	46.31
Fs	6.66	5.10	6.55	6.58	6.29	6.01	6.38
Формульные коэффициенты в пересчете на 6 (кислорода)							
Si	1,919	1,933	1,919	1,934	1,911	1,957	1,945
Aliv	0,081	0,067	0,081	0,66	0,089	0,043	0,055
Σ	2	2	2	2	2	2	2
Alvi	0,071	0,041	0,062	0,053	0,036	0,043	0,050
Ti	0,003	0,003	0,004	0,004	0,017	0,002	0,004
Al	0,152	0,108	0,143	0,0119	0,124	0,086	0,105
Fe2+	0,558	0,442	0,549	0,563	0,534	0,511	0,542
Mn	0,017	0,017	0,014	0,011	0,012	0,012	0,013
Mg	0,844	0,889	0,867	0,867	0,881	0,892	0,886
Ca	0,921	0,952	0,915	0,921	0,919	0,920	0,905
Na	0,018	0,010	0,016	0,016	0,018	0,010	0,015
Cr	0,017	0,013	0,016	0,015	0,015	0,012	0,016

**Таблица 3.16.** Химический состав шпинелидов дунитов Майсора

№пр.	4-05		4-18		4-82		9-63		9-09	
TiO <sub>2</sub>	0.09	0.08	0.15	0.10	0.08	0.10	0.16	0.13	0.15	0.13
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.57	11.27	8.92	9.13	8.77	8.74	9.87	9.91	10.52	10.54
FeO	19.14	20.38	17.70	17.35	19.51	20.00	19.40	20.00	19.08	19.44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.2	1.1	0.9	1.0	1.20	1.09	1.30	0.92	1.10	1.0
MgO	11.29	10.91	12.59	12.38	11.20	11.13	10.64	9.72	11.83	11.41
MnO	0.35	0.32	0.34	0.32	0.33	0.30	0.31	0.33	0.39	0.36
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	56.88	56.47	59.86	60.00	58.20	59.42	58.50	58.60	56.51	57.10
Сумма.	100.52	100.53	100.47	100.27	99.29	100.78	100.18	99.67	99.58	99.98
Cr#	0.77	0.77	0.82	0.82	0.82	0.82	0.80	0.80	0.78	0.78
Fe#2+	48.7	51.17	44.09	44.00	49.40	50.20	50.60	53.60	47.50	48.90
Fe#3+	0.015	0.014	0.012	0.017	0.016	0.014	0.017	0.012	0.014	0.013
Mg#	51.3	48.83	55.91	56.00	50.60	49.80	49.40	46.40	52.50	51.10
Ti	0.017	0.016	0.030	0.020	0.016	0.020	0.032	0.026	0.030	0.026
Al	3,58	3,51	2,78	2,84	2,79	2,74	3,10	3,14	3,30	3,30
Fe2+	4,18	4,47	3,88	3,81	4,37	4,42	4,29	4,46	4,22	4,29
Fe3+	0,24	0,22	0,18	0,20	0,24	0,22	0,26	0,18	0,22	0,20
Mn	0,08	0,07	0,08	0,07	0,07	0,07	0,07	0,09	0,09	0,08
Mg	4,39	4,27	4,92	4,84	4,48	4,40	4,19	3,87	4,66	4,48
Cr	11.73	11.71	12.42	12.45	12.30	12.43	12.23	12.36	11.80	11.90

## **ГЛАВА 4**

### **ПЛАТИНОНОСНЫЕ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЕРЕЙМЕНТАУ-НИЯЗСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА**

Первое упоминание о присутствии элементов платиновой группы (ЭПГ) в базит-гипербазитах и связанных с ними пикритах Ерейментау-Ниязского района принадлежит А.Л. Котляру, В.И. Борисёнку, В.В.Сухину [Котляр и др., 1983]. Ими впервые была обоснована генетическая и пространственная связь ЭПГ с медно-никелевой и хромитовой минерализацией вулканоплутонического комплекса, пространственно приуроченного к выходам акдымской вулканогенно-терригенно-кремнистой серии. Если наличие платиноносных ультраосновных массивов известно давно на Урале [Ультраосновные..., 1988], то присутствие платины в пикритах данного района было отмечено впервые.

Аккреционно-коллизионные комплексы Ерейментау-Ниязского кристаллического массива представлены докембрийскими гнейсами, мраморами, амфиболовыми сланцами и кварцито-сланцевыми толщами [Объяснительная..., 1981], террейны которых перемежаются с кремнистыми отложениями верхнего кембрия и среднего ордовика.

Кремнистые фации акдымской серии представлены ритмично переслаивающимися кремнями, фтанитами, яшмами, реже известняками. На юге Ерейментау-Ниязского района силициты пространственно ассоциируют с породами вулканоплутонического комплекса, содержащими платиноносное оруденение [Котляр и др., 1983], а на севере с лавами субщелочных оливиновых базальтов, в которых элементы платиновой группы не отмечены [Магретова, 1999].

Все комплексы пород запечатаны флишево-олистоостромовыми отложениями верхнего ордовика [Рязанцев и Румянцева, 1987]. Породы аккреционно-коллизионных комплексов (террейнов) обнажаются в виде тектонических окон, покровов или клиньев среди средне-верхнепалеозойских отложений.

### **ОШАГАНДИНСКИЙ СУПЕРТЕРРЕЙН**

#### **ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ**

Ошагандинский супертеррейн обнажается на юге Ерейментау-Ниязского кристаллического массива в междуречье Улькен-Кундызды, Ошаганды и Шокай (рис. 4.1).

Наиболее древними породами в данном районе считаются террейны протерозойских порфиробластовых плагиоклазовых гнейсов, обычно сильно слюдистых, и сланцев того же состава, мелкозернистых и лишенных порфиробластов, включающих редкие линзы мраморов, выделяемых Р.М. Антонюком и Л.И. Филатовой в осакарговскую свиту. Ее выходы наиболее хорошо обнажены южнее поселка Новый Кронштадт, что находится на реке Ошаганды [Объяснительная..., 1981].

Также в этом районе встречаются террейны амфиболовых сланцев и амфиболитизированных порфиroidов по туфам, реже лавам, с единичными горизонтами мраморов, выделяемых Р.М. Антонюком и Л.И. Филатовой в ошагандинскую свиту. Породы ошагандинского террейна частично сохраняют черты сходства с основными вулканитами, эллипсоидальную отдельность, слоистость в метаморфизованных туфах, что, по мнению В.Б. Беспалова, может представлять продукт метаморфизма базальтов офиолитовых комплексов [Объяснительная..., 1981]. Судя по химическому составу амфиболитов, приведенному в табл. 1 [Объяснительная..., 1981], они могут отражать состав раннеостроводужных вулканитов.

В русле реки Ошаганды и в горах Нияз вскрываются протяженные террейны рифейских филлитовых и углеродистых сланцев в ассоциации с железистыми колчеданами. Узкие протяженные блоки ниязских сланцев пространственно сопряжены с полями развития акдымской серии. Ниязские сланцы постепенно сменяются святогорской толщей, которая состоит, главным образом, из бластоосаммитовых кварцитов и метаморфизованных кварцевых, реже серицито-хлоритокварцевых сланцев [Объяснительная..., 1981].

В ассоциации с ниязской и святогорской толщами ранее описывались линзы внутрiformационных конгломератов с галькой и валунами кварцитов [Объяснительная..., 1981]. В последние годы эти отложения сопоставляются с олистостромовыми комплексами [Рязанцев, 2005]. На севере гор Нияз полимиктовые песчаники с линзами разногальчных конгломератов содержат обособления с карбонатным цементом, в которых найдены брахиоподы и трилобиты верхнетремадокского и флоского ярусов нижнего ордовика [Борисёнок и др., 1985].

Структурно выше залегают тектонические покровы акдымской серии ( $E_3-O_2$ ). В основании покровов находятся алевролиты с рассеянной галькой известняков, кремней, базальтов, амфиболитов и зеленых сланцев, напоминающих тиллитоподобные конгломераты [Объяснительная..., 1981], которые позднее были проинтерпретированы как олистостромовые фации [Рязанцев и Румянцева, 1987].

В целом, как отмечают составители геологической карты [Объяснительная..., 1981], акдымская серия характеризуется ритмично переслаивающимися кремнями, яшмами, кремнистыми алевролитами, фтанитами. Среди фтанитов нижней

части разреза находятся прослои ванадиеносных сланцев или железомарганцевых руд. В ассоциации с красными яшмами и фтанитами встречаются покровы базальтов, их туфов и сопровождающие их дайки и sillы диабазов и габбро-диабазов. По-видимому, в этой части разреза в междуречье Улькен-Кундызды, Ошаганды и Шокай А.Л. Котляр и его соавторы [Котляр и др., 1983] среди полимиктовых песчаников и гравелитов отмечают присутствие афировых базальтов, пикритов и их туфов, а также кремнистых алевролитов и туффинов.



**Рис. 4.1.** Геодинамическая схема северо-востока Центрального Казахстана (по: [Антонюк и др., 1995] с изменениями и дополнениями автора)  
 1 – Кокшетауский кристаллический массив; 2 – Ишимская пассивная окраина континента; 3 – Ереymentау-Ниязский кристаллический массив; 4 – Селтин-

ский задуговой сиалический бассейн ( $C_1-O_3$ ); 5 – Степнякский рифт ( $O_{1-3}$ ); 6 – Ащикольская активная окраина ( $C_1-O_3$ ); 7 – Девонский вулканоплутонический пояс ( $D_{1-2}$ ); 8 – гранитоиды; 9-10 – комплексы задуговых бассейнов: 9 – Шакианского ( $C_1-O_3$ ), 10 – Шидертинского ( $S_1-D_2$ ); 11-12 – комплексы преддуговых бассейнов: 11 – Баянаул-Акишатауской ( $O_1-S_1$ ), 12 – Нурынско-Карасорский ( $S_2-D_2$ ); 13 – аккреционно-коллизийные комплексы ( $O_{1-3}$ ); 14 – рифтогенные комплексы ( $D_{2-3}$ ); 15 – континентально морские отложения ( $D_2-C_2$ ); 16 – граниты ( $P_2$ ); 17 – надвиги; 18 – разломы; 19 – геологические границы; 20 – Ошагандинский супертеррейн; 21 – террейны: 1 – Кустас, 2 – Астаховский, 3 – Вольский, 4 – Коржункольский, 5 – Олентинский; светлые поля – континентальные отложения ( $J-Q$ )

Эта часть разреза рассматривается как рудоносная [Котляр и др., 1983], где пикриты, афировые базальты с микрофитовой, спилитовой, реже вариолитовой структурами, образуют лавовые покровы мощностью от 7 до 20 м. В последние годы Л.И. Магретова [Магретова, 1999] эту часть разреза акдымской серии выделяет в самостоятельную тиесскую свиту нижнего кембрия. К.Е. Дегтярев [Дегтярев, 2012] включает базальты тиесской свиты в состав ерейментауской серии нижнего кембрия.

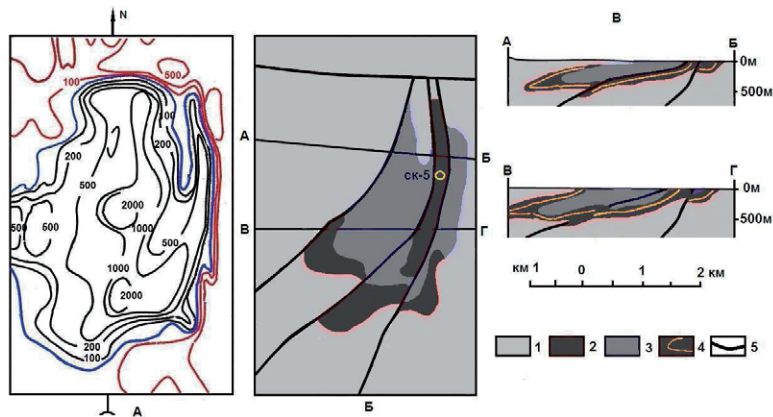
Тиесская свита сложена пикрито-базальтами, оливиновыми субщелочными базальтами, гиаобазальтами, лавобрекчиями и их туфами, в верхах разреза встречаются горизонты зелено-серых кремнистых пород.

Основная масса базальтов состоит из тонких лейст основного плагиоклаза, нередко альбитизированного, и мелких зерен моноклиного пироксена, погруженных в разложенное хлоритизированное стекло. Очень редко отмечаются изометричные фенокристаллы оливина. Рудные минералы представлены титаномагнетитом и ильменитом.

Пикрито-базальты напротив содержат крупные вкрапленники оливина и реже моноклиного пироксена. Рудные минералы представлены феррихромитом, хроммагнетитом, ильменитом. Крупные зерна хромита содержат включения шпинели и пирротина.

Предполагается, что излияние базальтов и пикритов сопровождалось внедрением малых тел, даек пироксенитов, гарцбургитов, кортландитов, габбро и диабазов, а также небольших массивов плагиогранитов. Пироксениты и кортландиты содержат хромитовую, хроммагнетитовую и хромшпинелидовую минерализацию. Рудоносные перидотиты вскрыты картировочными скважинами северо-восточной горы Кустас в долине истоков реки Сабыркожа. Рудная минерализация обусловлена наличием кобальта, никеля, хрома, а также платины, палладия, иридия и осмия [Котляр и др., 1983]. Присутствие гарцбургитов, роговообманковых перидотитов (кортландитов) указывает на принадлежность мафит-ультрамафитов *тер-*

рейна Кустас к кортландит-норит-плагиогранитовой формации, с которой генетически связаны сульфидно-никелевые руды, содержащие элементы платиновой группы [Zhou et al., 2002].



**Рис. 4.2.** Строение Астаховского террейна (по: [Дегтярев и др., 1996] с упрощениями автора)

*А* – карта аномального магнитного поля; *Б* – схема геологического строения Астаховского террейна со снятым чехлом кайнозойских отложений; *В* – геологические разрезы по линиям профилей *АБ* и *ВГ*.

*1* – олистострома; *2* – чередование флогопит содержащих дунитов, клинопироксенитов, апатитовых клинопироксенитов; *3* – преимущественно слюдистые пироксениты; *4* – горизонт титаномагнетитовых руд; *5* – разрывные нарушения

Особого внимания заслуживает описание субщелочных перидотитов и клинопироксенитов Астаховского террейна, наиболее известного как Астаховская аномалия. Впервые она была обнаружена Н.П. Хомченко в 1960 г. в процессе проведения региональных геолого-геофизических исследований в северном обрамлении Карагандинского угольного бассейна. В конце 80-х годов прошлого столетия аномалия была детально исследована геологами Центрально-Казахстанской экспедиции МГУ в процессе проведения средномасштабного геологического доизучения с использованием глубинного картировочного бурения [Дегтярев и др., 1996]. Астаховская аномалия перекрыта мощным (20-80 м) чехлом кайнозойских отложений.

По результатам бурения выявлены перидотиты в восточной части аномалии, а на ее западном фланге вскрыты олистостромовые образования верхнего ордовика, включающие глыбы и отторженцы вулканогенно-кремнистых пород, линзы листовенитов, серпентинизированных перидотитов. Предполагается, что массив пред-



ставляет собой меридионально ориентированное тело эллипсоидальной формы протяженностью 5 км при ширине до 3 км (рис. 4.2).

В строении собственно Астаховского террейна принимают участие чередующиеся клинопироксениты различной зернистости и дуниты, последние слагают редкие тела мощностью не более 10 м. Судя по слоистости перидотитов и пироксенитов, террейн залегает субгоризонтально к дневной поверхности.

Состав массива был детально исследован К.Е. Дегтяревым и его соавторами [Дегтярев и др., 1996], которые отмечают присутствие флогопитсодержащих дунитов, слюдястых, титаномагнетитовых, биотит-роговообманковых и апатитсодержащих клинопироксенитов. В качестве акцессорных минералов в флогопитсодержащих дунитах присутствуют хром-шпинелиды, реже наблюдаются кристаллы хромсодержащего эндиопсида. Рудные минералы в клинопироксенитах представлены титаномагнетитом, халькопиритом и пиритом. Рудные клинопироксениты имеют полосчатую текстуру.

По петрологическим и минералогическим признакам оруденение Астаховского террейна автор сопоставляет с малосульфидным золото-платино-палладиевым оруденением баронского типа, известного в мафит-ультрамафитах на Среднем Урале [Волченко и др., 1995].

В пределах Вольского оврага обнажаются редкие выходы щелочных слюдястых пироксенитов и перидотитов. Основная часть террейна перекрыта четвертичными отложениями. В период проведения геологической съемки А.Д. Гидасповым (1989) большая часть террейна была вскрыта профилем картировочных скважин. Его общая площадь не превышает трех квадратных километров. По минералогическому составу и текстурному сложению щелочные слюдястые пироксениты и серпентинизированные дуниты сопоставляются с интрузивными аналогами лампроитовой группы.

### **ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА**

В главе будет дана петрогеохимическая характеристика пород Ошагандинского супертеррейна по ранее опубликованным материалам предыдущих исследований [Котляр и др., 1983; Дегтярев и др., 1996], а также по архивным материалам составителей геодинамической карты Центрального Казахстана [Антонюк и др., 1995] и по данным Э.М. Спиридонова [Магретова, 1999].

*Платиноносная пикрито-базальтовая формация* представлена преимущественно high-Fe ( $FeO_{\text{общ}} < 15.92$  мас.%) примитивными и дифференцированными

базальтами, реже пикритами. Они, как правило, отвечают диопсид-гиперстен-нормативным с оливином толеитам, значительно реже присутствуют кварц- и нефелин-нормативные толеитовые и щелочные вулканиты (табл.4.1, рис. 4.3).

High-Fe примитивные и дифференцированные базальты обогащены  $\text{Na}_2\text{O}$  (<4.06 мас. %), уровень концентрации  $\text{Al}_2\text{O}_3$  не превышает 15.68 мас. %, а  $\text{TiO}_2$  изменяется от 0.95 до 2.00 мас. %, что в целом характерно для континентальных базальтов или базальтов задуговых спрединговых сиалических бассейнов (рис. 4.3).

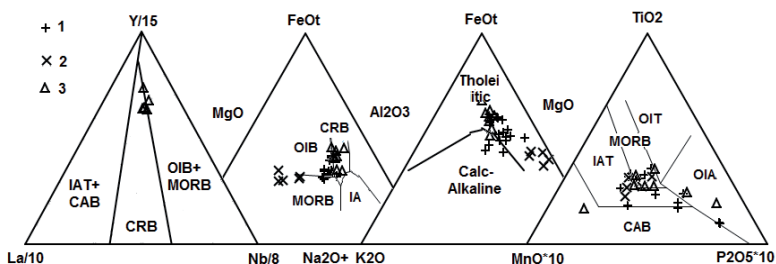
Дифференцированные базальты обеднены Cr (<92.8 г/т), Ni (49.9 г/т) Co (43.29 г/т), однако обогащены Y (<62 г/т), Rb (<12 г/т), Pb (<1.38 г/т), Nb (<7.4 г/т). Примитивные базальты напротив обогащены Cr (<125.2 г/т), Ni (66.5 г/т), Pb (<1.87 г/т), но несколько обеднены Y (<29 г/т), Rb (<3 г/т), Nb (<4.6 г/т), что исключает их океаническое происхождение. Высокие отношения [Pearce et al., 2005] Ba/Yb (15-22), а также Nb-Ta, Zr минимумы и Pb максимум на спайдерграммах свидетельствуют о значительном влиянии надсубдукционной компоненты. На диаграммах  $\text{Ce}_N/\text{Sr}_N/\text{Sm}_N$  [Ikede, 1990] и La/10-Y/15-Nb/8 [Cabanis & Lecolle, 1989] их фигуративные точки перекрывают поля базальтов задуговых спрединговых бассейнов, что хорошо согласуется с их петрохимическим составом.

Крайне редко встречаются высокофосфористые ( $\text{P}_2\text{O}_5 > 0.77$  мас. %) базальты обогащенные Nb (<59.4 г/т), Ta (4.2 г/т), Zr (338 г/т), La (47.64 г/т), Ce (102.42 г/т), Nd (49.38 г/т), Hf (7.8 г/т), Pb (3.52 г/т), Th (6.0 г/т), U (1.2 г/т), что отражает их плюмовую природу. Высокое отношение [Pearce et al., 2005] Ba/Yb (204) не исключает их надсубдукционное происхождение. Относительно OIB [Sun & McDonough, 1989] они обеднены редкоземельными элементами, а на спайдерграммах отчетливо прослеживаются Nb-Ta, Sr и Ni-Cr минимумы, подтверждая тем самым их надсубдукционную природу. На диаграмме La/10-Y/15-Nb/8 [Cabanis & Lecolle, 1989] они однозначно перекрывают поле континентальных базальтов, на мультиплицированных многокомпонентных диаграммах [Vertma, 2010] они также соответствуют составу базальтов континентальных рифтов.

Все это позволяет рассматривать базальты акдымской серии как производные обогащенной мантии фракционирующей в пределах сиалического задугового бассейна.

Двупироксеновые ультраосновные пикрито-базальты ( $\text{SiO}_2 < 45.06$  мас. %) образуют своеобразную группу пород (табл. 4.1), для которых характерны умеренно низкие (<9.9 мас. %) и умеренные (<12.12 мас. %) концентрации  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , а так же  $\text{P}_2\text{O}_5$  (<0.11 мас. %) и  $\text{TiO}_2$  (<1.3 мас. %). Пикрито-базальты по отношению к ассоциирующим с ними базальтам характеризуются относительно низкими концентрациями  $\text{Na}_2\text{O}$  (0.36-1.92 мас. %), что исключает вторичную природу натрия в

примитивных и дифференцированных базальтах, ассоциирующих с пик-ритами. Пикрито-базальты обогащены элементами сидерофильной группы, а также Yb, La, их уровень содержания в несколько раз выше, чем кларковые концентрации базальтов по А.В. Виноградову [Котляр и др., 1983].



**Рис. 4.3.** Бинарные диаграммы La/10-Y/15-Nb/8 [Cabanis & Lecolle, 1989],  $10^*MnO - 10^*P_2O_5 - TiO_2$  [Mullen, 1983],  $MgO - Al_2O_3 - FeO_{общ}$  [Pearce et al., 1977],  $Na_2O + K_2O - FeO_{общ} - MgO$  [Irvine & Baragar, 1971] для базальтов акдымской серии  
1 – примитивные базальты; 2 – пикриты; 3 – деплетированные базальты

Крайне редко встречаются субщелочные базальты с петрохимическими характеристиками ( $MgO=14.29$  мас. %;  $CaO/Al_2O_3=1.6$ ) анкармитов.

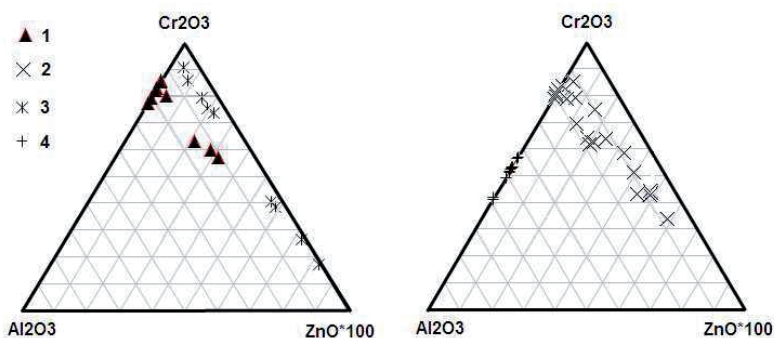
Высокий коэффициент магнезиальности вулканитов акдымской серии свидетельствует о высокой температуре ( $<1280^\circ$ ) расплавов, а геохимический состав о глубоком источнике пикрито-базальтовых магм, образование которой могло быть связано с процессом рециклинга океанической литосферы в зоне субдукции. Фракционирование расплавов пикрито-базальтовой формации выражается в росте магнезиальности пород вверх по разрезу и достигает своего максимума в пикритах [Котляр и др., 1983].

**Кустасский кортландит-норит-плагιοгранитный комплекс.** Гарцбургитовые серпентиниты, встречающиеся в ассоциации с вулканитами пикрито-базальтовой формации, ничем не отличаются от истощенных перидотитов ( $TiO_2:0.01$  мас. % и  $P_2O_5<0.05$  мас. %) надсубдукционных офиолитов.

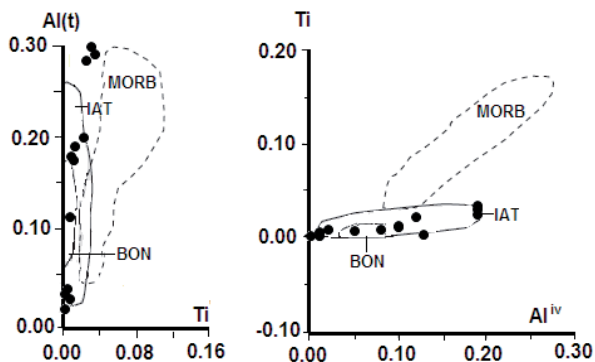
Кортландиты ( $SiO_2:46.86$  мас. %) напротив обогащены  $TiO_2$  (1.18 мас. %),  $P_2O_5$  (0.16 мас. %), что значительно превышает таковые петрогенные окислы кумулятивных лерцолитов надсубдукционных комплексов энзиматических островодужных систем. Их аксессуарные хромшпинелиды характеризуются повышенными концентрациями  $ZnO$  ( $<0.33$  мас. %, рис. 4.4), что также не свойственно шпинели-

дам перидотитов надсубдукционных офиолитов энсиматических островодужных систем.

Высококальциевые, оливинсодержащие пироксениты обогащены  $TiO_2$  (1.56 мас.%),  $Al_2O_3$  (5.65 мас. %),  $P_2O_5$  (0.16 мас. %). В их нормативный состав входят плагиоклаз (20.13 %), ортоклаз (4.02 %), диопсид (44.14 %), гиперстен (10.05 %), оливин (4.43 %), а также ильменит, магнетит и апатит, тем самым они находят некую аналогию с высокофосфористыми базальтами акдымской серии. Высокий уровень концентраций  $Al_2O_3$  и  $TiO_2$  сближает их с рудными клинопироксенитами платиноносных комплексов Камчатского региона [Паленов, 2004; Сидоров, 2009].



**Рис. 4.4.** Бинарная диаграмма  $Al_2O_3$ - $Cr_2O_3$ - $ZnO*100$  шпинелидов перидотитов террейнов: 1 – Кустанского, 2 – Астаховского, 3 – Вольского, 4 – Олентинского (по: [Магретова, 1999; Дегтярев и др., 1996])

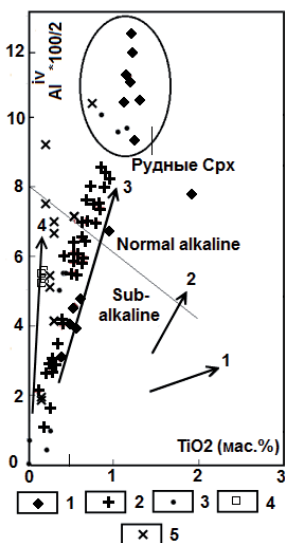


**Рис. 4.5** Ковариационные диаграммы  $Al(t) - Ti$ ;  $Ti - Al^{iv}$  (атомные отношения) клинопироксенов Астаховского террейна (по: [Дегтярев и др., 1996])  
Поля: IAT – островодужные толеиты, BON – бониниты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов (по: [Vescaiva et al., 1989])

Субщелочные габбро-диориты наряду с высокими содержаниями щелочей (7.10 мас. % при резком преобладании  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$ ) обеднены  $\text{TiO}_2$  (0.70 мас.%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (15.80 мас. %) и  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0.29 мас. %).

*Астаховский субщелочной дунит-верлит-клинопироксеновый комплекс.* Наиболее детально петрохимически были исследованы слюдястые, титаномагнетитовые, биотит-роговообманковые, оливинные и апатитсодержащие клинопироксениты [Дегтярев и др., 1996].

Титаномагнетитовые клинопироксениты обогащены  $\text{TiO}_2$  (1.13 мас. %) и  $\text{FeO}_{\text{общ}}$  (20.54 мас. %), концентрации  $\text{P}_2\text{O}_5$  не превышают 0.50 мас. %, тогда как оливинные клинопироксениты обеднены  $\text{TiO}_2$  (0.10 мас. %) и  $\text{FeO}_{\text{общ}}$  (>3.33 мас. %) и характеризуются крайне низкими концентрациями суммарных щелочей (0.39 мас. %),  $\text{P}_2\text{O}_5$  (0.04 мас. %). В апатитсодержащих клинопироксенитах уровень концентрации  $\text{P}_2\text{O}_5$  превышает 1.02 мас. %, также закономерно возрастает роль оксида титана (0.72 мас. %) и суммарного железа (17.43 мас. %).



**Рис.4.6.** Диаграмма отношений  $\text{Al}^{\text{IV}} \cdot 100/2 - \text{TiO}_2$  клинопироксенов

Тренды: 3 –перидотитов океанических хребтов, 2 – палеозойских офиолитовых комплексов, 1 – островодужных и преддуговых кумулятивных комплексов (по: [Loucks, 1990]). Линия раздела на субщелочные и нормальной щелочности породы (по: [LeBas, 1962]).

1 – клинопироксениты Баронского рудопроявления.

Остальные условные обозначения см. на рис. 4.4

Породообразующие высококальциевые пироксены отвечают диопсиду [Дегтярев и др., 1996]. Довольно четко выделяются три группы клинопироксенов, не содержащих  $\text{St}_2\text{O}_3$ , что отличает их от клинопироксенов Олентинского массива. Первая группа представлена low-Al (0.41-0.84 мас. %)/Ti (<0.25 мас. %), вторая группа отвечает med-Al (2.67-4.55 мас. %)/Ti (0.22-0.44 мас. %) клинопироксенам. Особую группу составляют high-Al (<6.69 мас. %)/Ti (<1.16 мас. %) рудные клинопироксениты.

На ковариантных диаграммах (рис. 4.5) фигуративные точки клинопироксенитов первой и второй групп перекрывают поля пироксенов бонинитовых и островодужных комплексов, а рудные клинопироксениты частично выходят за границы пироксенов надсубдукционных комплексов. Ассоциирующие с ними титаномагне-

титы наряду с высокими концентрациями  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (63.89 мас. %),  $\text{TiO}_2$  (3.01 мас. %), обогащены  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (2.97 мас. %) и  $\text{MgO}$  (1.27 мас. %). Все это в целом сближает рудные клинопироксениты Астаховского террейна (рис. 13.6) с таковыми малосульфидного золото-платино-палладиевого оруденения баронского типа, впервые изученного в мафит-ультрамафитах на Среднем Урале [Волченко и др., 1995].

На потенциальную рудоносность дунит-верлит-пироксенитового комплекса Астаховского террейна указывает и состав хромшпинели дунитов (рис. 4.4). Как известно [Spry & Scott, 1986],  $\text{ZnO}$  богатые шпинели являются показателями сульфидной минерализации субщелочных габбро-перидотитовых комплексах, которые наряду с сульфидами  $\text{Cu-Zn-Ni-Co}$  несут и  $\text{Au-Pt-Pd}$  минерализацию.

### **ОСНОВНЫЕ ТИПЫ ПЛАТИНОНОСНЫХ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ЕРЕЙМЕНТАУ-НИЯЗСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА**

В пределах Ерейментау-Ниязского кристаллического массива выделяются следующие платиноносные базит-гипербазитовые комплексы: субщелочной дунит-верлит-клинопироксеновый (концентрически-зональные массивы баронского типа), кортландит-норит-плагιοгранитовый (расслоенные интрузии и лакколиты кустасского типа) и пикрито-базальтовый (лавы и силлы), образующие единую вулканоплутоническую ассоциацию, дунит-гарцбургитовый (серпентинитовые меланжи коржункольского типа).

Астаховский субщелочной дунит-верлит-клинопироксеновой комплекс сложен разномзернистыми дунитами, верлитами, биотитовыми, флогопитовыми, титаномагнетитовыми, биотит-роговообманковыми, оливиновыми и апатитсодержащими клинопироксенитами. Важно отметить, что ортопироксеновые разности пород отсутствуют.

Шпинелиды дунитов обогащены  $\text{ZnO}$  и согласно классификации И.В. Павлова [Павлов, 1949] в большинстве своем относятся к хромитам, алюмохромитам и субферриалюмохромитам и соответствуют хромшпинелидам из массивов дунит-гарцбургитовой формации полуострова Валижген, Корякское нагорье [Осипенко и др., 2002]. Т.е. они не аналогичны по составу хромшпинелидам из зональных комплексов урало-аляскинского типа [Irvine, 1967; Dick & Bullen, 1984]. Высококальциевые пироксены и рудные клинопироксены по петрохимическому составу аналогичны таковым малосульфидного золото-платино-палладиевого оруденения баронского типа мафит-ультрамафитов Среднего Урала [Волченко и др., 1995].

Обогащение пород флогопитом указывает на значительную степень флюидонасыщенности исходного расплава [Сидоров, 2009], отделяющегося от субдуцируе-

мой тектонической плиты, как правило, такие флюиды обогащены хлором [Толмачева и др., 1999].

Тиесская пикрито-базальтовая вулканоплутоническая ассоциация представлена лавами пикритов, анкарамитов, оливиновых, оливин-пироксеновых и пироксеновых базальтов, дифференцированными силлами и дайками пикритов и долеритов, а также телами пироксенитов, гарцбургитов, роговообманковых перидотитов (кортландитов), габброидов и плагиогранитов массива Кустас.

Характерными особенностями вулканогенных пород пикрито-базальтовой ассоциации являются высокая железистость, повышенная натровая щелочность, обогащение LILE, отрицательные Nb-Ta, Zr, Sr аномалии на спайдерграммах, подтверждающие надсубдукционный тип обогащенного мантийного источника.

Шпинелиды перидотитов кустанского куртландит-норит-плагиогранитного комплекса относятся к хромитам, субферрихромитам, алюмохромитам и субферриалюмохромитам, тем самым находят аналогию с платиноносными комплексами Корякско-Камчатского вулканоплутонического пояса [Сидоров, 2009]. Хромшпинелиды обогащены ZnO, что является показателем сульфидной минерализации перидотит-пироксенит-норитовых комплексов, которые наряду с сульфидами Cu-Zn-Ni-Co несут и Au-Pt-Pd минерализацию [Spry & Scott, 1986].

К платиноносной дунит-гарцбургитовой формации, по-видимому, относятся породы Коржункульского массива, что обнажается в районе оз. Телесколь (восточнее поселка Ерейментау). Наличие благороднометалльных россыпей, связанных с выходами пород коржункульского комплекса, известно давно. И.Ф. Трусова [Геология СССР, 1972б] связывала платиноносность Коржункульского месторождения россыпного золота с габброидами, содержащими небольшие шпиры или тела пироксенитов и дунитов. В составе массива встречаются габброиды, верлиты, пироксениты, вебстериты, дайки долеритов и плагиогранитов, которые погружены в дунит-гарцбургитовый серпентинитовый меланж и, совместно с нижеордовикскими вулканитами телескольской и ордобайской свит, шарьированы на кремнистые породы акдымской серии [Рязанцев, 2005].

В геодинамическом плане пикрито-базальтовая вулканоплутоническая ассоциация, субщелочной дунит-верлит-клинопироксеновый и дунит-гарцбургитовый комплексы, судя по петрологическому составу пород и петрохимической специализации клинопироксенов и хромшпинелидов, являются производными магм, генерирующими над зонами субдукции. Такие комплексы, по-видимому, отражают тектономагматические процессы, протекающие в пределах активных континентальных окраин.

## Приложение

**Таблица 4.1.** Состав базальтов акдымской серии

№	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	43.94	45.62	47.39	50.09	47.92	49.54	49.5	49.02	48.16
TiO <sub>2</sub>	1.00	1.50	2.10	1.70	1.50	1.10	0.95	2.00	0.95
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.77	14.11	13.78	13.1	14.28	14.24	15.68	14.27	14.88
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.53	4.19	7.56	7.06	8.25	3.43	5.58	7.02	5.19
FeO	7.92	8.12	6.96	6.47	7.34	7.72	5.54	7.66	6.64
MnO	0.15	0.18	0.22	0.22	0.18	0.2	0.25	0.17	0.14
MgO	9.4	8.53	6.31	6.4	6.48	7.49	6.76	6.01	6.98
CaO	11.18	9.46	7.64	8.9	5.7	10.91	7.14	7.66	11.02
Na <sub>2</sub> O	1.36	2.54	2.6	2.14	2.8	2.56	4.06	3.78	2.62
K <sub>2</sub> O	0.1	0.3	0.4	0.34	0.4	0.42	1.2	0.5	0.42
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.77	0.15	0.21	0.14	0.12	0.11	0.17	0.19	0.17
Q				4.85					
Pl	54.71	57.34	56.54	51.22	59.31	55.30	54.06	61.05	58.02
Ort	0.78	2.26	2.99	2.48	3.04	3.02	8.89	3.58	3.08
Neph							6.85		
Di	13.31	15.67	9.45	14.19	1.82	20.88	10.48	12.49	20.06
Hyp	17.47	6.53	25.70	23.50	30.77	12.66		7.43	7.68
Ol	9.45	14.71	0.71		1.94	5.49	17.07	11.20	8.48
Il	1.32	1.94	2.73	2.17	1.37	1.37	1.22	2.49	1.20
Mag	1.13	1.19	1.39	1.27	1.50	1.04	1.05	1.35	1.10
Ap	1.83	0.35	0.49	0.33	0.29	0.24	0.39	0.42	0.39
Mg#	60.2	56.1	45.0	47.1	43.9	55.3	53.3	43.4	51.2
D.I.	55.5	59.6	59.5	58.6	62.4	58.3	69.8	64.6	61.1
E.L.T	1272	1244	1211	1174	1194	1199	1227	1211	1215

**Таблица 4.1** (продолжение 1)

№	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO <sub>2</sub>	47.37	47.39	48.33	45.26	50.01	45.07	44.77	43.97	44.6
TiO <sub>2</sub>	1.10	1.50	1.26	1.30	1.30	1.30	1.50	1.50	1.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.42	13.51	14.5	15.28	14.45	9.12	12.12	12.48	9.9
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.78	6.04	5.16	5.49	3.90	3.26	3.74	4.13	3.12
FeO	7.77	6.38	6.95	7.31	6.87	8.38	8.38	8.75	8.72
MnO	0.14	0.16	0.18	0.22	0.18	0.27	0.21	0.25	0.17
MgO	6.98	7.03	7.95	8.12	8.86	17.42	13.82	13.89	16.62
CaO	11.02	11.79	7.41	7.41	5.93	7.75	8.16	7.96	8.05
№	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Na <sub>2</sub> O	2.62	2.32	3.64	2.54	2.94	1.22	1.92	1.66	0.36
K <sub>2</sub> O	0.42	0.1	0.64	4.56	1.56	0.34	0.64	0.34	0.1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.17	0.82	0.14	0.42	0.35	0.17	0.19	0.16	0.11
Pl	57.22	54.10	61.07	18.75	53.83	35.74	46.81	48.16	36.40
Ort	3.08	0.71	4.64	32.20	11.16	2.63	4.79	2.59	0.81
Neph				13.86					
Di	21.21	21.11	11.15	13.91	4.19	15.58	13.26	10.35	12.69
Hyp	5.20	15.60	3.84		19.68	21.18	6.89	12.11	34.01
Ol	10.39	3.52	16.26	1862	7.75	21.52	24.66	23.16	12.80
Il	1.40	1.91	1.58	1.58	1.61	1.75	1.96	1.97	1.78
№	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Mag	1.10	1.17	1.13	1.16	1.00	1.18	1.18	1.27	1.23
Ap	0.40	1.89	0.33	0.93	0.78	0.41	0.45	0.38	0.28
Mg#	52.7	51.5	55.0	54.2	60.3	73.3	67.7	66.5	72.0
D.I.	60.3	54.8	65.7	64.8	65.0	38.4	51.6	50.8	37.2
E.L.T	1221	1230	1205	1279	1176	1252	1268	1280	1252



**Таблица 4.1** (продолжение 2)

№	19	20	21	22	23	24	25	26	27
SiO <sub>2</sub>	43.37	43.10	46.03	47.74	45.73	47.81	47.45	48.67	47.85
TiO <sub>2</sub>	1.31	2.64	2.80	1.85	1.30	1.90	2.70	1.80	1.90
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.2	13.85	16.42	12.80	13.67	13.92	13.1	13.44	13.48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.47	8.15	3.83	6.02	5.86	8.7	8.38	10.86	7.84
FeO	5.71	7.25	8.49	7.19	5.30	5.75	8.38	5.06	6.60
MnO	0.13	0.15	0.24	0.22	0.52	0.22	0.22	0.24	0.28
MgO	14.29	3.51	5.81	4.76	5.65	5.59	5.41	4.99	5.70
CaO	11.44	7.29	7.56	10.03	9.58	11.22	8.09	8.47	8.70
Na <sub>2</sub> O	0.58	2.53	3.12	2.94	4.04	2.24	3.14	3.54	3.62
K <sub>2</sub> O	0.11	0.75	0.72	0.44	0.16	0.84	0.48	0.48	0.44
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.94	0.62	0.26	0.12	0.17	0.27	0.23	0.21
Q		0.06							
Pl	28.40	58.22	64.51	55.17	56.50	51.47	55.88	58.33	59.29
Ort	0.90	5.96	5.21	3.32	1.18	6.18	3.58	3.54	3.24
Neph					4.93				
Di	34.13	4.94	3.72	22.20	22.73	23.30	14.31	16.47	17.65
Hyp	20.56	23.30	12.13	13.34		9.09	13.65	9.02	3.43
Ol	12.46		8.32	1.66	11.58	6.58	6.93	8.38	12.14
Il	1.87	3.63	3.53	2.41	1.71	1.65	3.45	2.28	2.42
Mag	1.28	1.55	1.17	1.27	1.08	1.34	1.57	1.45	1.34
Ap	0.40	2.34	1.42	0.62	0.28	0.40	0.63	0.53	0.49
Mg#	68.8	30.0	46.5	40.3	48.8	42.3	37.7	37.5	42.7
D.I.	29.3	64.2	69.7	58.5	62.6	57.7	59.5	61.9	62.5
E.L.T	1249	1247	1245	1197	1213	1225	1233	1209	1216

Приложение. 1-14 – недифференцированные базальты; 15-19 – пикриты; 20-27 – дифференцированные базальты.

## **ГЛАВА 5**

### **ОФИОЛИТЫ БОГЕМБАЙ-АРКАЛЫКСКОГО ПРЕДДУГОВОГО БАССЕЙНА**

В ряду офиолитовых комплексов, участвующих в строении Богембай-Аркалыкского преддугового бассейна, особое место занимают выходы гетерогенного офиолитового меланжа Богембай-Ангренсорской аккреционной призмы.

#### **БОГЕМБАЙ-АНГРЕНСОРСКАЯ АККРЕЦИОННАЯ ПРИЗМА**

##### **ВВЕДЕНИЕ**

Интенсивно дезинтегрированные массивы плутонических офиолитов, отражающие различные этапы развития ранних палеозойских 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-съемщики 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 альпинотипной габбро-перидотитовой формацией. Отмечая при этом, что габбро и перидотиты слагают 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.

С позиций тектоники литосферных плит гетерогенный серпентинитовый меланж можно рассматривать, как составную часть Богембай-Ангренсорской аккреционной призмы фиксирующей область сочленения Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайского вулканоплутонического пояса и Ангренсор-Майкаинского ордовикско-нижнесилурийского вулканогенно-флишоидно-молассового прогиба с сиалическим типом коры [Степанец и др., 2008а].

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Ангренсорский сегмент Богембай-Ангренсорской аккреционной призмы образует линейно вытянутую зону, простирающуюся в северо-восточном направлении от Балааркалыкских гряд до озера Кудайколь более чем на 80 км, шириной от 0,5 до 7 км в максимальном раздуже (рис. 5.1). 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.

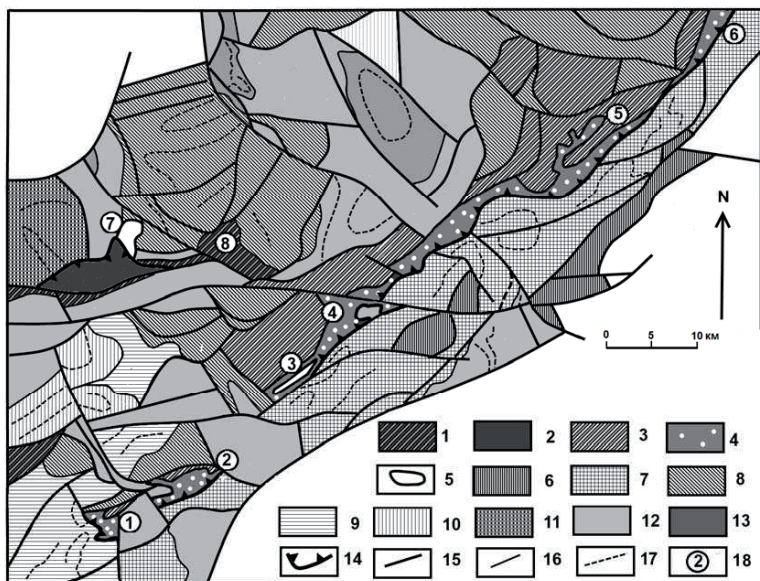
Количественные расчеты гравитационных аномалий, выполненные В.А. Гордеевым [Степанец, 1992], показали, что серпентинитовый меланж является «бескорневой» структурой, его подошва максимально располагается на глубине 2000 м, а в районе озера Ангренсор находится всего на глубине не более 450 м.

Фронт шарьяжа обращен на юго-восток, трассируется серпентинитовыми милонитами, сланцами, реже – листовенитами, налегает на интенсивно дислоцированные нижне-среднеордовикские кремнисто-граувакковые отложения Ангренсор-Майкаинской структурно-формационной зоны, содержащие продукты разрушения акцессорных минералов 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 серпентинитового меланжа, контролируется углом падения подошвы покрова, что фиксируется сложно извилистой границей выходов меланжа и наличием его длинных «язычков» и «залитов». Ряд тектонических останцов серпентинитов, удаленных на первые сотни метров от фронта шарьяжа, обнажается 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 ( $65^{\circ}$ ) падение.



**Рис. 5.1.** Геологическая схема Богембай-Ангренсорской аккреционной призмы и прилегающих структур (по: [Степанец, 1992] с использованием данных В.И. Жуковского и М.П. Щербуяева)

1-2 – Агырек-Арсаланская аккреционная призма: 1 – олистострома, 2 – офиолиты задуговых срединных бассейнов; 3-4 – Богембай-Ангренсорская аккреционная призма: 3 – олистострома, 4 – офиолиты преддуговых бассейнов; 5 – тектонические покровы силицитов; 6-7 – Ангренсор-Майкаинский задуговой бассейн: 6 – кураминская свита ( $O_1$ ), 7 – флишиодно-молассовые отложения ( $O_1-S_1$ ); 8-10 – Кендыктинский сегмент Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайского вулканоплутонического пояса: 8 – вулканогенно-осадочные отложения ( $O_{1-3}$ ), 9 – карбонатно-терригенные ( $O_3$ ), 10 – терригенные отложения ( $S_1$ ); 11 – Шакшанский задуговой бассейн: еркебидакская свита ( $O_2$ ); 12-13 – Девонский вулканоплутонический пояс: 12 – вулканогенно-терригенные комплексы ( $D_{1-3}$ ), 13 – терригенные отложения (C); 14 – надвиги; 15 – разломы; 16 – геологические границы; 17 – структурные линии; 18 – географические пункты: 1 – Жаман-Богембай, 2 – Богембай, 3 – Балааркалык, 4 – Адильбек, 5 – Дуэк, 6 – Кудайколь, 7 – Сергели, 7 – Байахмет

В тылу серпентинитовый покров «запечатан» верхнеордовикской шандыкольской олистостромой, содержащей олистоплаки и олистолиты серпентинитов, пестроокрашенных силицитов, яшм, миндалекаменных пиллоу-лав, спилитов и глыбы известняков верхнего ордовика.

С ордовикскими вулканитами сарыбыдаикской свиты, континентальными нижнедевонскими образованиями жарсорской свиты серпентиниты имеют преимущественно прямолинейные тектонические контакты, в таких зонах серпентиниты, по-видимому, образуют постскладчатые протрузии. Один блок жарсорской свиты обнажается среди серпентинитового меланжа.

На всем протяжении зоны серпентинитовый меланж бронирован мощной (до 50 м) бирбиритовой корой выветривания [Тажобаева и 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 магнетитов.

Целиковые блоки с ненарушенным разрезом мафит-ультрамафитов встречаются редко, один из таких выходов был вскрыт скважиной № 8 западной озера Ангрэнсор, редкие небольшие по размеру блоки известны также в районе озера Кудайколь и урочища Дуэк, вещественный состав которых остался не изученным.

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

Одним из характерных примеров тому является конусообразная сопка Адильбек (рис. 5.2), расположенная юго-западнее озера Ангрэнсор. 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:

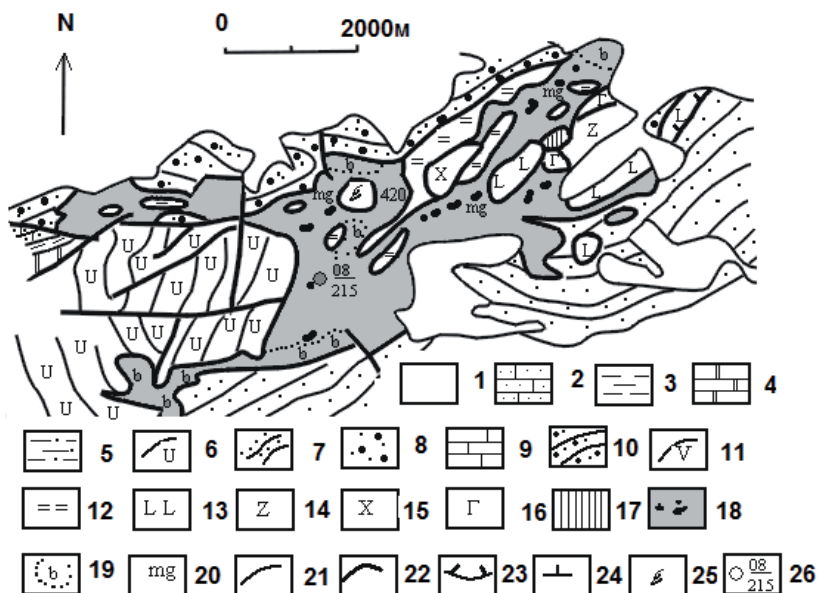


**Рис. 5.2.** Схематический разрез силицитов горы Адильбек ( $51^{\circ}25'50''$  с.ш.,  $75^{\circ}19'52''$  в.д.), составлена Н.М. Гридиной и В.Г. Степанцом в 1991 г  
1-3 – конодонты: 1 – зоны *Prioniodus (P.) elegans*, 2 – зоны *Prioniodus (O.) evae*, 3 – слоев с *Periodon flabellum*; цифрами обозначены номера обнажений

1. Зеленовато-серые кремни с прослоями темно-серых радиоляритов с обильными конодонтами (обн. 422/1а): *Paracordylodus gracilis* Lindström, (обн. 422/1б) *Prioniodus elegans* Pander, *Acodus deltatus longibasis* McTavish, *Protoprioniodus* sp., „*Scandodus*“ aff. *robustus* Serpagli, (обн. 422/1в, 1г) много *Paracordylodus gracilis* Lindström, *Prioniodus elegans* Pander, *Acodus deltatus longibasis* McTavish..... 0.17  
Перерыв в обнажении..... 0.17
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 обнажении ..... 0.7
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* Pander..... 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.

Выше (далее см. рис. 5.2) 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 дапингского яруса слои с *P. flabellum*: *Periodon flabellum* (Lindström), *Prioniodus* sp., *Paroistodus* sp. В обн. 426 также описаны конодонты зоны *Prioniodus (O.) evae*.

Аналогичный комплекс конодонтов позднее был обнаружен Н.М. Гридиной [Евсеевко и др., 2001] в силицитах Балааркалькских гряд (рис. 5.1).



**Рис. 5.3.** Геологическая схема района горы Богембай (координаты точки наблюдения 420: 51°13'30" с. ш., 75°00' в.д.) (по: [Степанец, 1992])

1 – четвертичные отложения; 2 – сульфидовая свита ( $D_{3sl}$ ); 3 – мейстеровская 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 – сарыбыдаикская свита ( $O_{1-sb}$ ); 12 – силициты; 13 – базальты; 14 – диабазы; 15 – диориты, гранодиориты, плагιοграниты; 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 залегания; 25 – места находок конодонтов; 26 – скважина, в числителе – номер; в знаменателе – глубина

В пределах полей развития хаотического комплекса встречаются отдельные изолированные тектонические останцы зеленых силицитов, подошва которых прослоена серпентинитовыми милонитами. Мелкие блоки фаунистически недатированных миндалекаменных лейкобазальтов и афировых базальтов обнажаются в подошве Балааркалькских гряд. Небольшие блоки афировых трахибазальтов и спилитов, обнажающиеся к западу от озера Ангренсор, «закатаны» в серпентини-

товый 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 покров Богембай (рис. 5.3). Фронт шарьяжа так же, как и в пределах Ангрensorского сегмента, обращен на юго-восток, налегает на силурийские красноцветные песчаники. Аналогичные по составу песчаники обнажаются западнее горы Баяндыр.

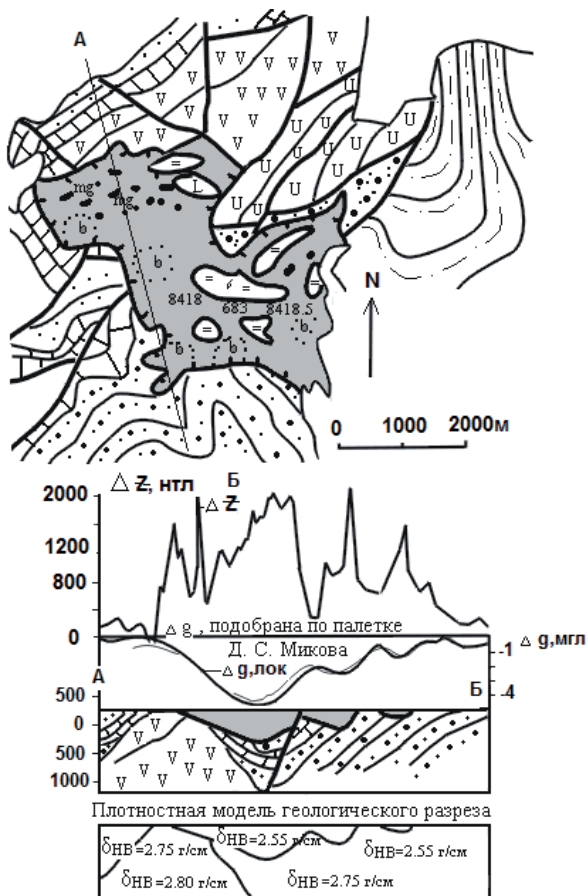
На севере меланж запечатан верхнеордовикской шандыкольской олистостромой. На западе меланж тектонически сопряжен с континентальными среднедевонскими вулканитами куртозекской свиты среднего девона. В узких зонах контакта серпентинитовый меланж наполнен мелкими глыбами и блоками базальтов и яшм, которые придают этим зонам облик гомогенного меланжа.

Основные поля серпентинитового меланжа, в отличие от меланжа Ангрensorского покрова, содержат 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 диоритов и роговообманковых диабазов, аналогичных таковым из серпентинитового меланжа района оз. Ангрensor. Подформные залежи хромитов в составе меланжа не обнаружены. Скважина № 08 глубиной 215 м, забуренная практически в центре серпентинитового покрова (рис. 5.3), 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 плоские конодонты (обн. 420): *Paracordylopus gracilis* Lindström, аналогичные установлены и в силицитах горы Адильбек (рис. 5.2).

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, шарьированной на разновозрастные осадочные и вулканогенные образования нижнего палеозоя (рис. 5.4). Зоны тектонических контактов залечены линзовидными телами лиственитов мощностью не более 5 м. На тектоническую природу контакта указывают и брекчии, состоящие из обломков верхнеордовикских известняков, заключенные в подошву серпентинитового меланжа, вскрытые в западном борту покрова канавой, пройденной А.Р. Квятковским [Квятковский, 1973].





**Рис. 5.4.** Геологическая схема (координаты точка наблюдения 683: 51°10' с. ш., 74°51' в.д.) Жаман-Богембайского покрова с геологическим разрезом и плотностной моделью составили В.Г. Степанец и В.А. Гордеев в 1986 г с использованием материалов А.Д. Гидасова

Точками показаны караайгырские песчаники, наполненные хорошо окатанной галькой кремнистых пород.

Остальные условные обозначения см. на рис. 5.3

Оrientировка плоскостей рассланцевания серпентинитов вертикальная, а в зонах контакта – пологая и направлена к ядру синформы. Расчеты гравитационной аномалии, выполненные В.А. Гордеевым (рис. 5.4), показывают, 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 флоского (обн. 8418, 8418/3,5): *Prioniodus intermedius* Serpagli, *Paracordylopus gracilis* Lindström, *Periodon flabellum* (Lindström), *Protopanderodus rectus*, *Paroistodus parallelus* (Pander) и конодонты дапингского и дарривилского ярусом (обн. 685): *Periodon flabellum* (Lindström), *Paracordylopus gracilis* Lindström, заключения Л. А. Курковской.

## **БАСКУДУКСКИЙ ЧЕШУЙЧАТЫЙ ПАКЕТ ПОКРОВОВ**

### **ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СОСТАВ**

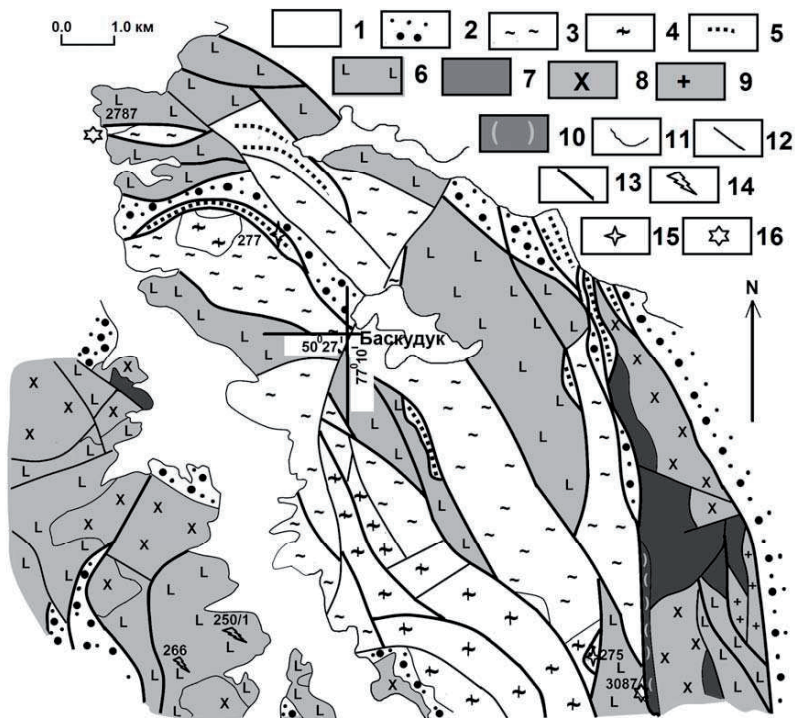
Баскудукский пакет покровов располагается севернее Эдрейского гранитоидного массива в области выклинивания структур Аркалыкского преддугового бассейна, структуры которого с востока граничат с олистостромой Найманжальской аккреционной призмы, а на западе с Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайской вулканоплутоническим поясом.

Данный район был исследован Н.М. Гридиной, Б.Ш. Клиnger, В.Е. Конином и В.Г. Степанцом в 1990 г. в рамках проекта «Разработка схемы биостратиграфического расчленения нижнепалеозойских отложений Алкамерген-Жиландинского и Майкаин-Кызылтасского антиклинориев в связи с составлением опорной легенды ГПК-50», чьи материалы легли в основу данной главы.

В составе Баскудукского чешуйчатого пакета покровов А.В. Авдеев (1989) выделял две фаунистически недатированные толщи метаморфитов докембрия: утегенсорскую и алкасорскую свиты. Утегенсорская свита, по данным А.В. Авдеева, представлена порфироидами по лавам натровых липаритов, субвулканическим гранит-порфирам, реже гранитам. Порфиroidы липаритового состава сложены кварцем, альбитом или альбитмикроклином, иногда оторочены гранофировыми сростками, зеленовато-бурым биотитом и фенгитом, зернами циркона и порфиробластами граната.

Утегенсорские покровы тектонически перекрыты алкасорской толщей метаморфизованных фенгит-хлорит-кварцевых динамосланцев с гранатом и железистых микрокварцитов, кварцитов, реже яшм. Железистые кварциты наполнены стильпномеланом, гранатом, рубеллитом и аконитом. Докембрийский возраст алкасорской толщи А.В. Авдеевым был определен условно, что послужило поводом для поисков микрофауны в железистых кварцитах и яшмоидах. В результате деталь-

ных и кропотливых поисков Б.Ш. Клингер удалось в прозрачных шлифах, изготовленных из наименее измененных силицитов, обнаружить остатки радиолярий.



**Рис. 5.5.** Схематическая карта Баскудукского пакета покровов, по В.Г. Степанцу, Н.М. Гридиной и Б.Ш. Клингер (1991) с использованием материалов А.В. Авдеева (1989) и полевых материалов Ю.А. Васюкова (1991)

1 – четвертичные отложения; 2 – олистострома; 3 – утегенсорская толща, 4 – гранит-порфиры; 5 – алкасорская толща, 6-10 – офиолиты: 6 – актюменская толща, 7-9 – перидотит-габбро-диорит-плагιοгранитный комплекс: 7 – перидотиты и габбро, 8 – диориты, гранодиориты, 9 – плагιοграниты; 10 – листвениты; 11 – геологические границы; 12 – разломы; 13 – границы тектонических покровов; 14-16 – места находок фауны и их номера: 14 – конодонты, 15 – радиолярии, 16 – кораллов

Так, в обн. 277 и обн. 275 были определены радиолярии плохой сохранности, что позволило Б.Ш. Клингер считать вмещающие их силициты не древнее верхнего кембрия. Однако следует отметить, что А.В. Авдеев еще ранее отмечал в составе

Баскудукских покровов присутствие плейчатых железистых кварцитов, развитых по окпектинским радиоляритам раннего кембрия [Объяснительная..., 1981].

По современной стратиграфической схеме, разработанной составителями геологической карты Казахстана масштаба 1:500000, серия Центрально-Казахстанская [Антонюк и др., 1995], последние отнесены к найманжальским силицитам, что на наш взгляд, не вполне обосновано, поскольку свита в геологии есть понятие, прежде всего литостратиграфическое.

Глыбы железистых кварцитов, яшм и кремнистых аргиллитов, содержащих радиолярии тесно сопряжены с входами фенгит-хлорит-кварцевых динамосланцев, развитых по грауваккам, которые эпизодически встречаются в составе олистостром, содержащих глыбы окремненных известняков (обн. 3187) с кораллами позднего ордовика, слои с *Holorhynchus giganteus*, определения В.Е. Коники.

Выходы утегенсорских порфиридов тесно сопряжены с тектоническими покровами пиллоу-лав основного состава, которые содержат будинированные горизонты и будины полосчатых яшм, зеленых кремней, нередко превращенных в сланцы. Базальты, как правило, преобразованы в порфиритоиды, но в отдельных обнажениях они сохраняют первичные структурные особенности и представлены вариолитами и спилитами, что позволяет сопоставить их с базальтами актюменской свиты района тригопункта Актюмен (рис. 5.5). В состав актюменской свиты, включены пироксеновые базальтовые порфириты, плагиоклаз-пироксеновые порфириты, афировые базальты, реже диабазы, прослоенные редкими маломощными горизонтами яшм и кремнистых алевротуффитов. В последних Н.М. Гридиной и Б.Ш. Клиндер в обн. 266/1 обнаружены конодонты *Prioniodus* aff. *intermedius* Serpagli, а в обн. 250/1 конодонты плохой сохранности, представлены *Periodon* sp., *Prioniodus* sp., которые по Н.М. Гридиной убедительно доказывают флюский возраст актюменской свиты.

К юго-востоку, вдоль восточного обрамления утегенсорских покровов, постепенно уменьшается количество выходов пород актюменской свиты, а на широте пос. Баскудук он замещается полимиктовым серпентинитовым меланжем, впервые закартированным В.Г. Степанцом. С запада серпентинитовый меланж ограничен мощной (до 30 м) зоной лиственитов, слагающих гряду северо-восточного простиранья, последние содержат глыбы и будины кварц-хлоритовых сланцев, железистых кварцитов (аналоги алкасорской свиты), яшмо-кварцитов и яшм.

Далее к востоку обнажаются меланжированные серпентиниты, в которые закатаны будины полосчатых габбро-амфиболитов, габброидов, анортозитов, диабазов, реже отмечаются слабо серпентинизированные перидотиты. Вглубь меланжевой зоны резко увеличивается количество блоков габброидов, диоритов и плагиогра-

нитов, реже встречаются блоки диабазов, а количество цементирующей серпентинитовой массы уменьшается. Полимиктовый серпентинитовый меланж рассечен протяженными маломощными дайками будинированных щелочных диабазов позднего палеозоя.

На востоке породы офиолитового комплекса тектонически контактируют с олистостромой Найманжальской аккреционной призмь, детально описанной автором в районе летника Тескудук и зимовки Шаткудук.

Учитывая состав, тектоническое положение кремнисто-вулканогенного комплекса, а также его тесную сопряженность с офиолитовым меланжем, целесообразно рассматривать эти толщи как редуцированный островодужный офиолитовый комплекс [Степанец и др., 1991].

Широкое присутствие в составе олистостромы фенгит-хлорит-кварцевых динамосланцев, метаграувак алкасорской свиты, а также фенгита, зерен циркона и порфиробластов граната в порфироидах утегенсорской свиты указывает на то, что данные комплексы испытали в ходе субдукции метаморфизм ранних ступеней глаукофансланцевой фации.

## **ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ**

### **Кембро-ордовикская базальтовая толща**

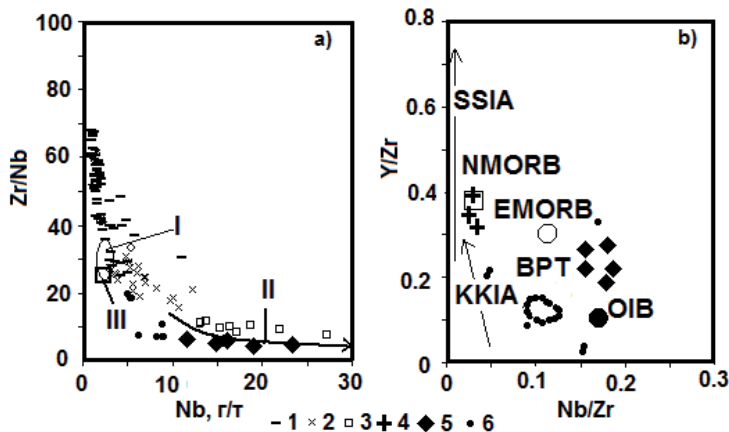
#### *Вещественный состав и тектоническое положение*

У подножья Аркалыкских гряд обнажаются базальты, которые подразделяются на две группы. Наиболее распространены аллохтоны лейкобазальтов, относительно реже встречаются глыбы меланобазальтов.

Лейкобазальты характеризуются интерсертальной структурой основной массы, содержащей обильное количество крупных кристаллов титаномагнетита и игольчатого ильменита. Преобладают миндалекаменные микропорфиновые, реже отмечаются крупнопорфиновые разности. Вкрапленники представлены исключительно плагиоклазом, образующим таблитчатые, широко таблитчатые незональные зерна. Миндалины округлые или неправильной формы размером до 2 см, выполнены кальцитом, хлоритом и альбитом.

Меланобазальты характеризуются апоинтерсертальной, аповариолитовой структурами основной массы. Среди них резко преобладают афировые и миндалекаменные, реже встречаются микропорфиновые разновидности, последние подразделяются на плагиоклазовые, клинопироксен-плагиоклазовые и оливин-клинопироксен-плагиоклазовые. Фенокристаллы плагиоклаза – это удлиненно-

призматические, таблитчатые зерна и гломеропорфировые сростками. Клинопироксен – авгит, короткопризматический, оливин слагает единичные зерна, замещенные серпентином, хлоритом.



**Рис. 5.6.** Диаграммы соотношений Zr/Nb-Nb (a) и Y/Zr-Nb/Zr (b)

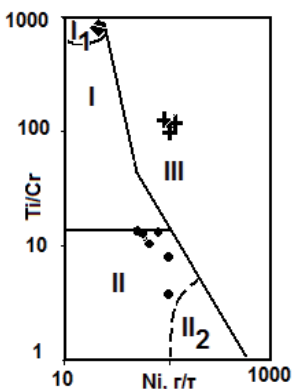
(a) 1-3 – Камчатская островная дуга: 1 – Восточный Вулканический фронт, 2 – Центральная Камчатская депрессия, 3 – базальты внутриплитного типа; 4-5 – тектонические покровы: 4 – примитивные базальты, 5 – дифференцированные базальты; 6 – будины низкотитанистых вулканитов. (b) Тренды: SSIA – Южно-Сандвичевой островной дуги (по: [Pearce et al., 1995]), KKIA – Курило-Камчатской островной дуги и WPT – базальты внутриплитного типа KKIA (по: [Chirikova et al., 2001]), NMORB – нормальные базальты срединно-океанического хребта, EMORB – обогащенные базальты срединно-океанического хребта и OIB – базальты океанических островов (по: [Sun, McDonough, 1989]). Римскими цифрами обозначены: I – примитивные базальты подножья Аркалыкских гряд, II – тренд фракционирования OIB Императорского хребта, III – NMORB северо-западной части Восточно-Тихоокеанского поднятия (по: [Regelous et al., 2003])

Вторичные изменения вулканитов связаны с процессами зеленокаменного переорождения: темноцветные минералы и основная масса замещены хлоритом, эпидотом, кварцем, карбонатом, серицитом и соссуритом. Округлые, овально-вытянутые миндалины (0.5-1.0 см) выполнены хлоритом, кальцитом, эпидотом и альбитом.

### Петрогеохимия

Базальты, обнажающиеся в подножье Аркалыкских гряд, по характеру распределения титана, железа и магния отвечают high-Ti/Fe примитивным и дифференцированным базальтам с четко противоположной геохимической специализацией (табл. 5.1).

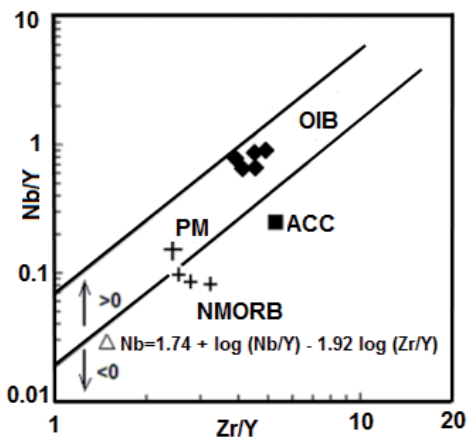
Дифференцированные миндалекаменные базальты обеднены  $\text{SiO}_2 = 38.80-44.90$  мас. %,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12.50-16.10$  мас. %, резко  $\text{MgO} = 3.20-4.14$  мас. %, обогащены  $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.50-0.94$  мас. %,  $\text{K}_2\text{O} = 0.65-1.23$  мас. %. Для них характерно преобладание  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  над  $\text{FeO}$  7.90-10.87 мас. % и 5.03-7.25 мас. % соответственно, крайне низкие концентрации Cr (10 г/т), Ni (<30 г/т) и высокие Li (24 г/т), Rb (>7 г/т) и Nb (12-23 г/т), что сближает их с базальтами плюмовых ассоциаций.



**Рис. 5.7.** Диаграмма Ti/Cr-Ni [Beccaluva et Al., 1983] вулканитов района оз. Ангренсор I – умеренно титанистые островодужные серии (I<sub>1</sub> – спилиты); II – низкотитанистые островодужные серии (II<sub>2</sub> – бониниты); III – высокотитанистые серии срединно-океанических хребтов, океанических островов, задуговых бассейнов. Остальные условные обозначения см. на рис. 5.6

На диаграмме Y/Zr-Nb/Zr (рис.5.6) отчетливо видно, как их фигуративные точки располагаются за пределами полей внутриплитных базальтов Курило-Камчатской островной дуги.

На диаграмме 2Nb-Zr/4-Y [Meschede, 1986] их фигуративные точки лежат в поле EMORB, но при этом тяготеют к линии раздела внутриплитных базальтов.



**Рис. 5.8.** Диаграмма отношений Nb/Y-Zr/Y [Fitton, 2007] PM – примитивная мантия и ACC – средний состав континентальной коры (по: [Sun & McDonough, 1989]). Остальные условные обозначения см. на рис. 5.6

Широкие вариации концентраций Nb, низкие отношения  $\text{Zr/Nb} = 5.2-6.7$  приближают их к тренду фракционирования OIB Императорского хребта (рис. 5.6(a)), а высокие Rb/Nb  $n = 0.74-1.25$  вероятнее всего свидетельствуют, что они являются производными обогащенной мантии. На их плюмовую природу указывают и низкие величины дискриминанты D1 (210-228) [Дмитриев и др., 1999]. На более современной диаграмме Ю.Г. Фиттона [Fitton, 2007] они также соответствуют базальтам океанических островов.

Для примитивных оливин-нормативных базальтов характерны 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  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  7.09-7.34 мас. % и 4.80-5.25 мас. % соответственно. Высокие концентрации Y (35-40 г/т), Cr (105-120 г/т), Ni (90-100 г/т) и низкие Rb (2 г/т), Nb (<4 г/т), высокие Zr/Nb=25-36 отношения характеризуют их как базальты срединно-океанических хребтов.

На их океаническую природу указывают и отношения Cr-Ni и Ti/Cr-Ni (рис. 5.7), Nb/Y, Zr/Y (рис. 5.8), это отчетливо видно и на дискриминационной диаграмме  $2\text{Nb-Zr}/4\text{-Y}$  [Meschede, 1986].

Однако следует отметить, что концентрации  $\text{TiO}_2$  несколько превышают уровень, характерный для NMORB, что не исключает их образование в пределах океанических плато. Здесь следует отметить, что разрезы силицитов, ассоциирующие с базальтами, интенсивно конденсированные и не содержат железомарганцевых выделений. Это исключает их близость с активными гидротермальными зонами срединно-океанических хребтов.

Однако отсутствие широкого спектра элементов-примесей и изотопных отношений оставляет вопрос о геодинамической природе базальтов подножья Аркалыкских гряд открытым.

### **Полимиктовый серпентинитовый меланж Богембай-Ангренсорской аккреционной призмы**

#### ***Вещественный состав***

Степень серпентинизации исходных пород крайне высокая и достигает нередко 100 %. Основу серпентинитов составляют петельчатый лизардитовый серпентин и бастит. Количественные соотношения минералов, восстановленные по реликтовым минералам, варьируют в широких пределах: оливин составляет 60-85 %, ортопироксен – 20-53 %, хромшпинель – до 2 %. Реликты зерен ортопироксена округлые, вытянутые, сильно растянутые, достигают 0.8 см.

В псевдоморфозах по крупным зернам ортопироксена местами сохраняются тени структур распада, замещенные бурым изотропным минералом. Петельчатый лизардит в интенсивно метаморфизованных серпентинитах сохраняется спорадически. Обычно он замещен листоватым пластинчатым антигоритом, бледно-зеленым хлоритом, реже пикролитом волокнисто-призматического сложения. Нередко внутренние ядра серпентинитовых петель замещены лучистым тремолитом.



Антигоритовые, антигорит-лизардитовые, лизардит-хлоритовые разновидности подвергнуты последующему тальк-карбонатному метасоматозу. Деформированные структуры выражены в субпараллельном, веерообразно ориентированном расположении полос излома, изгибами трещин спайности, блоковыми структурами, декорированными магнетитами.

В милонитах и брекчиях обломки представлены различными видами серпентина, где сохраняется структура и очертания зерен, замещенных баститом, лизардитом и антигоритом. Цемент серпентиновый, интенсивно ожелезнен, карбонатизирован, замещен глинистыми минералами и хлоритом.

Листвениты сложены кварцем, кальцитом, брейнеритом и доломитом, реже отмечается фуксит, довольно часто в них встречаются зерна лимонитизированного пирита.

Верлиты кумулятивные, гипидиоморфнозернистые, пойкилитовые, массивные, темно-зеленые на свежем сколе, на выветрелой поверхности, коричневато-серые. Состоят из антигорита (45-60 %), клинопироксена (40-50 %), ортопироксена (5 %), хромшпинели (3 %) и магнетита (3 %). Диопсид (с:Ng=38-450, 2V=56-63 (+), Ng-Np=0.028) таблитчатый, размером 0.2.0.3 мм по удлинению, но чаще всего зерна крупные до 3-4 мм; бесцветный с тонкой диаалоговой отдельностью, трещиноватый. Трещины выполнены серпентином, пропитанным магнетитовой пылью. Бастит по ортопироксену, образует ксеноморфные, слабо буроватые зерна, размером 0.1-0.2 мм. Некоторые антигоритовые разновидности вообще не содержат магнетита и составляют группы немагнитных пород. Разновидности, содержащие петельчатый лизардит, сохраняют округлые очертания зерен оливина.

Верлиты постепенно переходят в оливинсодержащие клинопироксениты и клинопироксениты, которые почти нацело сложены диопсидом размером до 1 см. В промежутках зерен диопсида сохраняется пластинчатый антигорит, который в виде просечек и клиньев отмечается в самом диопсиде. Отдельные разновидности обогащены ксеноморфным ортопироксеном (до 30 %), замещенным баститом, что сближает их с лерцолитами.

Гранат-пироксеновые породы – светло-зеленые, мелко-средне-зернистые, массивные, с аллотриоморфной структурой. Количество породообразующих минералов непостоянно, диопсид составляет 70-90 %, содержание граната изменяется от 10 до 30 %.

Габброиды имеют зеленовато-серую, светло-серую окраску, средне-крупно-зернистые лейко- и меланократовые, брекчированные, массивные, полосчатые; преобладают габбровая и габбро-офитовая структуры, реже отмечается пойкили-

товая. Главные породообразующие минералы – плагиоклаз (40-60 %), клинопироксен (40-50 %), второстепенные минералы – оливин (до 15 %), роговая обманка (5-10 %), акцессории очень редки и представлены только апатитом. В оливинсодержащих габбро оливин достигает 25 %, для них характерна шаровая отдельность. Вторичные минералы представлены эпидотом, амфиболом, серицитом, серпентином.

Диориты, гранодиориты, граниты – преимущественно крупно-среднезернистые порфиroidные породы с микрогранитовой, трахитовой структурой основной массы, состоящей из микро- и тонкозернистого кварц-полевошпатового агрегата. Порфиroidные выделения представлены плагиоклазом, роговой обманкой, кварцем и реже биотитом, вторичные минералы, как правило, сложены эпидотом и хлоритом. Плагиоклаз таблитчатый, широко таблитчатый (0.5-4.0 мм) с четко ограниченными, реже оплавленными гранями, серицитизирован, по составу отвечает андезин – олигоклазу. Роговая обманка представлена хлоритизированными призматически-удлиненными, реже короткопризматическими кристаллами (0.3-1.0 мм). Кварц образует изометричные зерна со слегка оплавленными гранями.

Диабазы преимущественно серовато-зеленые, темно-зеленые до черных, равномернозернистые, средне-крупнозернистые, массивные породы с диабазовой и габбро-диабазовой структурами основной массы. Это преимущественно плагиоклаз (<60 %), роговообманковые (10-40 %), реже клинопироксеновые (5 %) породы, в которых вторичные минералы представлены эпидотом, хлоритом, а акцессории представлены преимущественно сфеном и магнетитом.

Выделяется группа средне-мелко-зернистых массивных диабазов с гипидиоморфнозернистой структурой, где основным породообразующим минералом является роговая обманка (до 90 %), что сближает их с лампрофирами, а также в незначительных количествах присутствует плагиоклаз (<20 %) и единичные зерна пироксена, их акцессории наряду с апатитом представлены цирконом.

### *Петрогеохимия*

Серпентиниты по химическому составу разделяются на две группы, в пределах гор Богембай преобладают low-Al, а в районе озера Ангресор med-Al, но в целом все они отвечают деплетированным 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  $MgO\# = MgO / (MgO + FeO_{обш})$  в них изменяется от 0.84 до 0.87 и они менее железистые ( $100 * Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg) = 7.72-9.8$ ), чем серпентиниты второй группы.

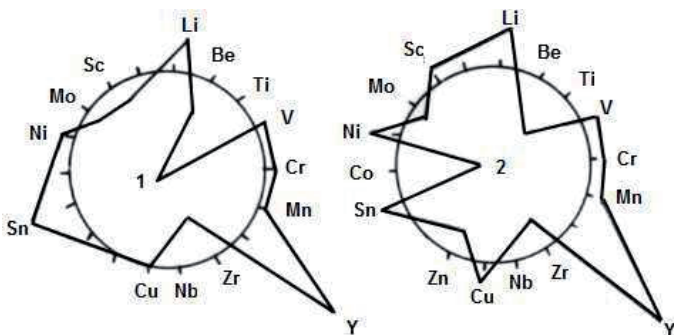
В последних уровень концентраций  $Al_2O_3 < 1.72$  мас. %,  $TiO_2 = 0.05$  мас. % и  $P_2O_5 < 0.046$  мас. % выше, а отношение  $MgO/(MgO+FeO_{общ})$  ниже и не превышает 0.84 при высокой железистости (9.09-11.00 %).

По химическому составу и  $MgO\#$  дуниты и гарцбургиты обеих групп отвечают метаморфическим перидотитам.

Низкие концентрации  $Al_2O_3$  и отношение  $Al_2O_3/MgO = 0.008-0.023$  свидетельствуют, что в составе серпентинитового меланжа первой группы (район горы Богембай) 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 (рис. 5.9), 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 преддуговых бассейнов.



**Рис. 5.9.** Круговые диаграммы содержания элементов-примесей перидотитов серпентинитового меланжа района оз. Ангренсор, нормированных к кларковым содержаниям перидотитов (по: [Инструкция..., 1983])  
1 – серпентиниты; 2 – кумулятивные перидотиты

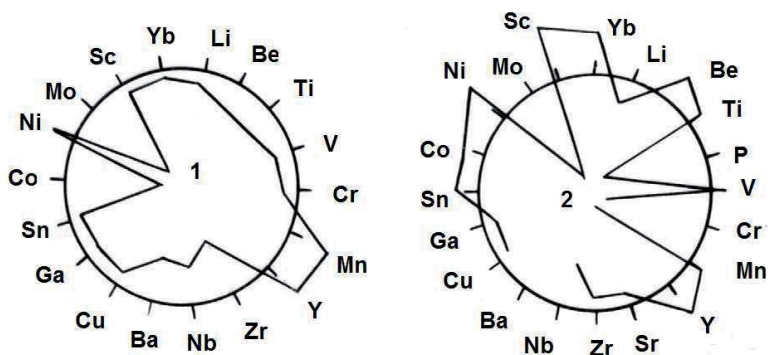
Относительно преддуговых перидотитов массива Караулчеку они обеднены Ga, Cu, а Zr и Yb вовсе отсутствуют. Кумулятивные верлиты и родственные им породы, заключенные в серпентинитовый меланж первого типа, характеризуются высокими содержаниями кальция и алюминия при низких концентрациях титана и

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. 5.9).

Химические составы габброидов из различных типов серпентинитовых меланжей также различаются. Оливинсодержащие габбро, основные выходы, которых встречаются в пределах полей развития серпентинитового меланжа первого типа (район горы Богембай), характеризуются широким спектром концентраций Ti ( $TiO_2=0.16-0.86$ ). С ростом концентраций Ti увеличивается и их железистость. Для них характерны низкие содержания  $Na_2O=0.29-0.69$  мас. %,  $K_2O=0.10-0.40$  мас. % и несколько повышенные концентрации  $P_2O_5<0.089$  мас. %.

Оливиновые габбро характеризуются повышенными содержаниями Ni, Mn и Y, все остальные элементы-примеси ниже кларковых концентраций габбро (рис.5.10(1)).



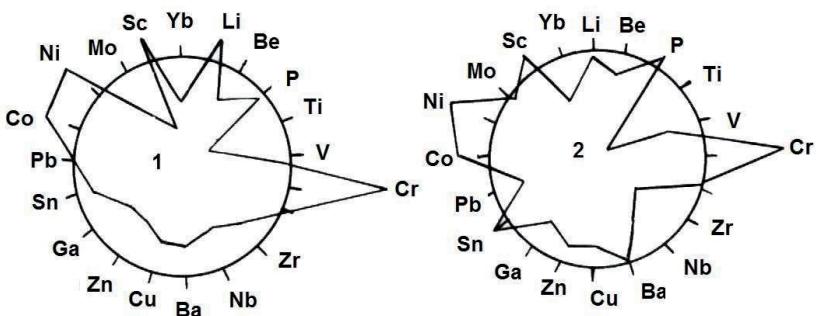
**Рис. 5.10.** Круговые диаграммы содержаний элементов-примесей, нормированных к кларковым содержаниям перидотитов (по: [Инструкция..., 1983])  
1 – оливиновые габбро; 2 – роговообманковые габбро

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 (рис. 5.10(2)).

Габбро, из серпентинитового меланжа второго типа (район оз. Ангренсор), 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 оливинсодержащих габбро закономерно уменьшаются концентрации  $Al_2O_3 < 13.43$  мас. %, повышаются содержания  $MgO = 12.47$  мас. % и элементов группы железа (Co, Ni и Cr).

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 (рис. 5.10(2)).

Габбро, из серпентинитового меланжа второго типа (район оз. Ангренсор), 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 оливинсодержащих габбро закономерно уменьшаются концентрации  $Al_2O_3 < 13.43$  мас. %, повышаются содержания  $MgO = 12.47$  мас. % и элементов группы железа (Co, Ni и Cr).

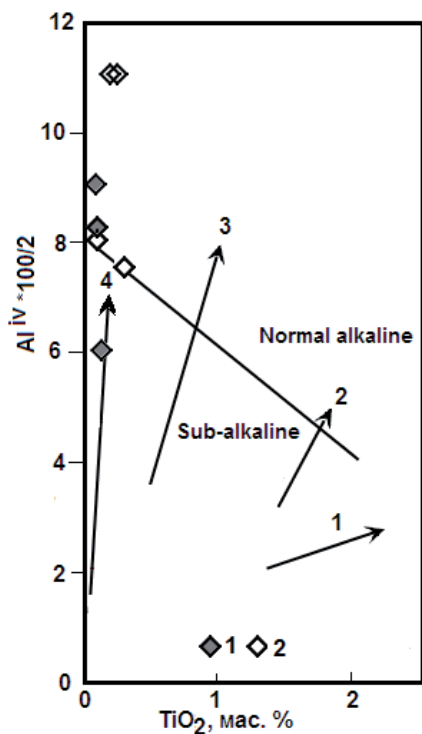


**Рис. 5.11.** Круговые диаграммы содержаний элементов-примесей клинопироксенов, нормированных к кларковым содержаниям перидотитов (по: [Инструкция..., 1983])

1 – района горы Богембай; 2 – района озера Ангренсор

Клинопироксены из габброидного разреза района озера Ангренсор (табл. 5.5), относительно таковых из будин, ассоциирующих с оливинсодержащими габбро, верлитами и лерцолитами серпентинитового меланжа первого типа (район горы Богембай), обогащены  $TiO_2 < 0.30$  мас. %,  $P_2O_5 < 3.26$  мас. % и лишь в отдельных образцах содержание  $P_2O_5$  снижается до 0.14 мас. %. Для обеих групп пироксени-

тов (рис. 5.11) характерны высокие концентрации Cr (4000 г/т), Co (100 г/т), Ni (500 г/т).



На ковариантной диаграмме high-P клинопироксены продолжают тренд клинопироксенов субщелочных габброидов и перидотитов сиалических задуговых спрединговых бассейнов (рис. 5.12).

**Рис. 5.12.** Ковариационная диаграмма  $Alz=(Al^{IV} \cdot 100/2) - TiO_2$  клинопироксенов серпентинитового меланжа района озера Ангренсор

1 – будины клинопироксенов; 2 – клинопироксены из разреза габбро.

Тренды: 1 – перидотитов океанических хребтов, 2 – палеозойских офиолитовых комплексов, 3 – островодужных и преддуговых кумулятивных комплексов (по: [Loucks., 1990]), 4 – габброидов и перидотитов (с горизонтами хромитов) задуговых спрединговых бассейнов (по: [Степанец, 2012]). Линия раздела на субщелочные и нормальной щелочности породы (по: [LeBas, 1962])

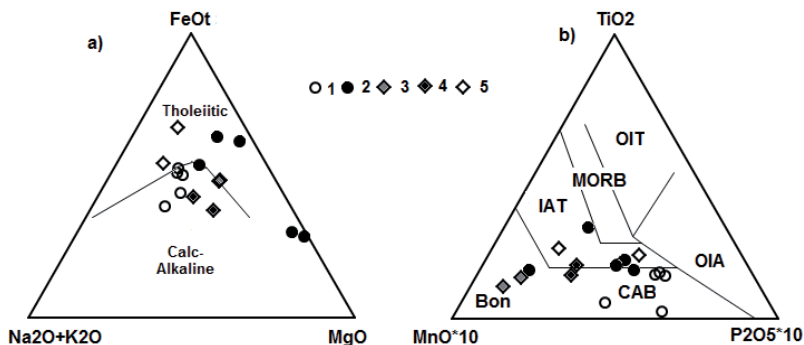
На этот тренд ложатся и крайне low-P ( $P_2O_5=0.009$  мас. %) клинопироксены из будин клинопироксенов (табл. 5.7) серпентинитового меланжа района оз. Ангренсор.

Петрохимический состав (табл. 5.6) 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 трондьемитов и только одна проба с низким содержанием калия ( $K_2O=0.60$  мас. %) располагается в поле океанических плагиигранитов на диаграмме  $K_2O-SiO_2$  [Колман, 1979]. Геохимически лейкократовые породы остались неизученными, что осложняет их геодинамическую идентификацию. Высокие содержания калия свидетель-

ствуют, что они отличаются не только от океанических трондземитов, но и от плагиигранитов формирующихся в начальную стадию развития островодужных комплексов [Луцицкая, 1998].

Диабазы и лампрофиры довольно четко различаются по петрохимическому составу (табл. 5.7). Общими для них являются низкие концентрации  $TiO_2 > 0.10$  мас. % и повышенные  $P_2O_5 < 0.32$  мас. %.



**Рис. 5.13.** Диаграммы: а)  $(Na_2O+K_2O)-FeO_{\text{общ}}-MgO$  [Irvine & Baragar, 1971] и б)  $MnO*10-TiO_2-P_2O_5*10$  [Mullen, 1983] для будин вулканогенных пород серпентинитового меланжа Богембай-Ангренсорской зоны  
1 – лампрофиры; 2 – диабазы, габбро-диабазы; 3 – трахибазальты; 4 – low-Al базальты; 5 – андезибазальты

Лампрофиры, в отличие от диабазов, обогащены Ba (3000 г/т), Sr (100 г/т), Sг (1000 г/т), обеднены Cu (30 г/т) и Со (30 г/т). High-Fe диабазы отвечают островодужным толеитам, а лампрофиры сопоставимы с вулканитами известково-щелочной серии (рис. 5.13).

Трахибазальты (табл.5.7) района озера Ангренсор слагают тектонический блок, закатанный в серпентинитовый меланж.

Они резко обогащены  $FeO_{\text{общ}}=14.06$  мас. %, а также  $MgO=10.25$  мас. %, в меньшей степени  $Al_2O_3=16.59$  мас. % при низких концентрациях  $TiO_2=0.55$  мас. %,  $CaO=2.70$  мас. %, Y (ниже предела чувствительности метода), высоких Sг (370 г/т), Сг (250 г/т), умеренных Ni (55 г/т), Nb (7 г/т).

По характеру распределения Ti, Сг, Ni трахибазальты приближаются к составу вулканитов низкотитанистых островодужных серий (рис. 5.7), что в основном обусловлено относительно невысокими концентрациями Ni. Однако низкий уро-

вень  $P_2O_5$  (0.05 мас. %) и  $TiO_2$  (<0.51 мас. %) сближают их с породами бонинит-марианитовой серии (рис. 5.13), чему не противоречат и крайне низкие концентрации Y (табл. 5.7).

Определение геодинамической природы трахибазальтов затруднено малым количеством проб, недостаточно широким спектром элементов-примесей и отсутствием изотопных отношений.

Все остальные мелкие выходы low-Ti трахибазальтов по уровню концентраций 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  $Y/Zr=0.1-0.53$ ,  $Nb/Zr=0.05-0.17$ ,  $Zr/Nb=6-12.8$  отвечают низкотитанистым вулканитам сиалических островных дуг (рис. 5.6).

Однако следует отметить, что в этом районе известны и единичные глыбы low-Ti трахиандезиобазальтов, обогащенных Cr (400-800 г/т), Ni (100 г/т), но обедненных Mg ( $MgO < 2.79$  вес. %) и Sr (<49 г/т).

Широкий диапазон отношений  $K_2O/TiO_2=0.0-5.1$ , 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].

Все изложенное выше указывает на гетерогенную природу серпентинитового меланжа, формирование которого происходило не без участия пород сиалической палеоостровной дуги.

### **Актюменский флоский кремнисто-базальтовый комплекс**

#### **Вещественный состав и тектоническое положение**

Выходы пород актюменской свиты слагают тектонические покровы, где пиллоулавы основного состава, как правило, превращены в порфиритоиды и содержат будинированные горизонты и будины полосчатых яшм, зеленых кремней, нередко превращенных в сланцы.

#### ***Петрогеохимия***

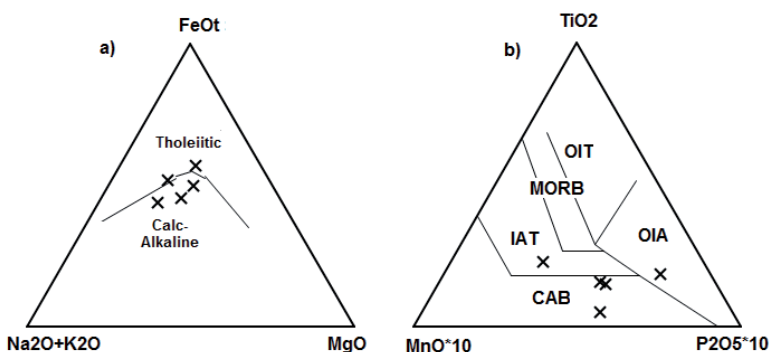
Дифференцированные низкотитанистые ( $TiO_2 < 0.20$  мас. %) и высоко-натровые ( $Na_2O=4.62$  мас. %) базальты и базальты актюменской свиты по характеру распределения основных петрогенных компонентов (табл. 5.8) отвечают островодужным известково-щелочным породам (рис. 5.14), а умереннотитанистые ( $TiO_2 < 0.20$  мас. %) дифференцированные базальты отвечают островодужным толеитам.



Андезиты также подразделяются на низко- и умереннотитанистые породы (табл. 5.8). Для низкотитанистых андезитов характерно повышение уровня глиноземистости и низкий уровень концентрации  $P_2O_5$  (0.17 мас. %). Умереннотитанистые андезиты при повышенных содержаниях  $P_2O_5$  (0.43 мас. %) находят аналогию с плюмовыми вулканитами (рис. 5.14(b)).

### КОРРЕЛЯЦИЯ И ОБСУЖДЕНИЕ

Прежде хотелось бы обратить внимание на различия, присущие разрезам конденсированных кремнистых толщ Богембай-Ангренсорской и Агырек-Арсаланской аккреционных призм.

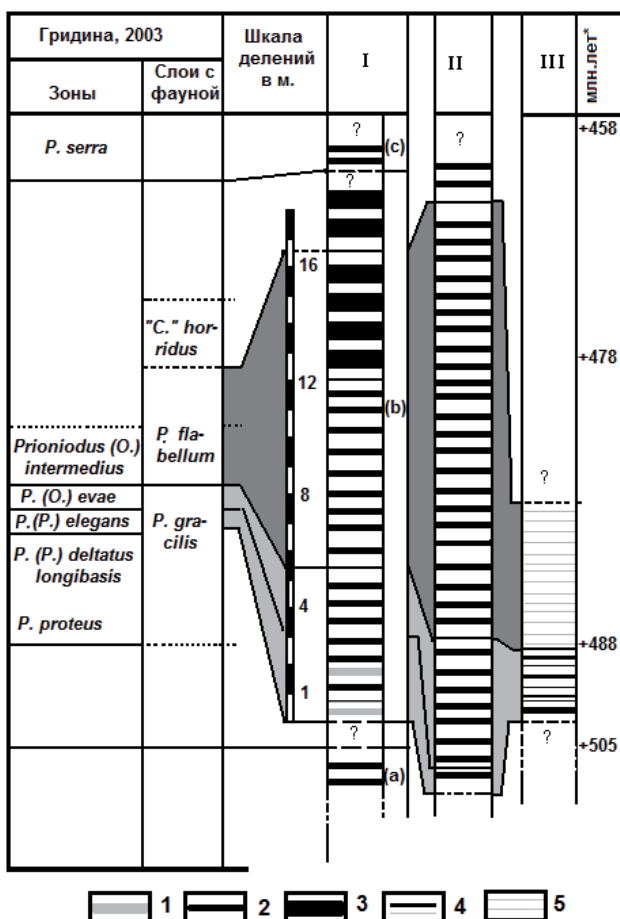


**Рис. 5.14.** Диаграммы: а)  $(Na_2O+K_2O)-FeO_{\text{общ}}-MgO$  [Irvine & Baragar, 1971] и б)  $MnO \cdot 10-TiO_2-P_2O_5 \cdot 10$  [Mullen, 1983] для пород актюменской свиты Баскудукского пакета покровов

Силициты горы Адильбек (далее адильбекские силициты) и гряд Балааркалык имеют преимущественно зеленовато-серую окраску, их разрез значительно сконденсирован, чем разрез косгомбайских силицитов и, по-видимому, не превышает 8 м в том же стратиграфическом объеме (рис. 5.15).

Цветовая гамма силицитов свидетельствуют, что они накапливались в различных палеогеографических обстановках. Косгомбайские силициты формировались в окислительной среде, а адильбекские силициты – в восстановительной среде.

Однако не только мощностью и цветовой гаммой силициты горы Адильбек отличаются от косгомбайских силицитов. Основными отличиями этих комплексов является форма их тел и положение этих тел в составе аккреционных комплексов.



**Рис. 5.15.** Схема сопоставления разрезов кронистых толщ

**I** – реконструированный разрез косгомбайских силицитов (*a* – олистолит урочища Одак; *b* – послойный разрез западного склона Агырекских гряд; *c* – фрагменты покрова урочища Сергели); **II** – послойный разрез найманжальских силицитов одноименной аккреционной призмы [Гридина, 2003]; **III** – послойный 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. \* – Абсолютный возраст по [Харленд и др., 1985]

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 закатаны в серпентинитовый меланж, т.е. в таких структурах породы офиолитовой триады подвергаются дезинтеграции и последующему перемыву.

Тогда как адильбекские силициты в пределах Богембай-Ангренсорской аккреционной призмы образуют постскладчатые покровы и тектонические останцы, надвинутые на гетерогенный надсубдукционный серпентинитовый меланж.

Отсутствие хромитов в составе меланжа дает основание исключить возможность формирования перидотитов и габброидов, являющихся составной частью полигенного серпентинитового меланжа, в пределах задугового спредингового бассейна или окраинного моря.

Однако это не согласуется с присутствием блоков габброидов, содержащих высокофосфористые клинопироксениты, которые по петрохимическому составу отвечают таковым из разрезов субщелочных мафит-ультрамафитов задуговых спрединговых бассейнов.

Одной из характерных особенностей серпентинитового меланжа Богембай-Ангренсорской аккреционной призмы является присутствие большого количества тел магнезитов.

В русскоязычной литературе, как правило, образование магнезитов увязывают с процессами химического выветривания ультраосновных магматических пород. В результате серпентиниты разлагаются и образуют бикарбонат магнезии, который поверхностными водами уносится в нижележащие горизонты, где отлагается магнезит, образуя жилы, гнезда, прожилки в серпентинитах, т.е. побочный продукт оксидно-силикатных никель-кобальтовых руд кор выветривания серпентинитов.

Крайне противоположная точка зрения на генезис магнезитов последние годы высказывается западными геологами [Poli & Schmidt, 2002].

Все чаще можно найти обоснование генетической связи магнезитов с процессами, протекающими в зонах субдукции при высоких давлениях, т.е. магнезит рассматривается как конечный продукт реакции  $\text{CO}_2 \rightarrow \text{форстерит} \rightarrow \text{энстатит} \rightarrow \text{магнезит}$  или  $\text{энстатит} \rightarrow \text{доломит} \rightarrow \text{диопсид} \rightarrow \text{магнезит}$ .

Присутствие гранат-пироксеновых пород в составе полигенного серпентинитового меланжа также свидетельствует о глубинной эксгумации, протекающей в зоне схождения двух тектонических плит.

Широкое присутствие в составе баскудукской олистостромы одноименного чешуйчатого пакета покровов Богембай-Аркалыкской аккреционной призмы фенгит-хлорит-кварцевых динамосланцев, метаграувак алкасорской, порфиритоидов актюменской свит, а также фенгита, зерен циркона и порфиробластов граната в порфироидах утегенсорской свиты указывают на то, что данные комплексы испытали в ходе субдукции метаморфизм ранних ступеней глаукофансланцевой фации.

Образование зеленых сланцев, амфиболитов и порфиритоидов по породам офиолитовой триады отмечалось и ранее [Объяснительная..., 1981].

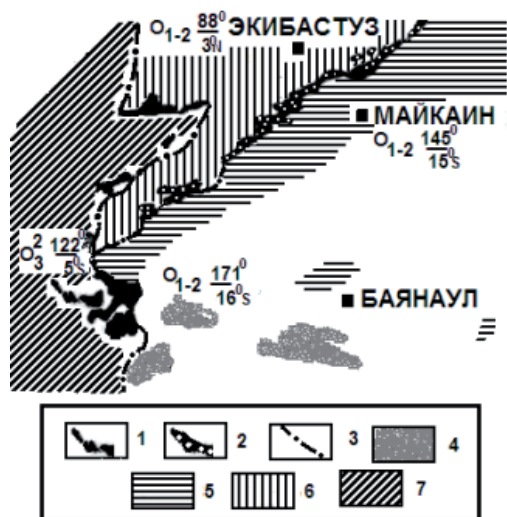
Также важно отметить островодужную природу базальтов и порфиритоидов актюменской толщи, конечного члена антидромной риолит-базальтовой серии нижнего ордовика.

Не менее важным для понимания геодинамической природы офиолитов является состав и геохимическая специализация пород серпентинитовых меланжей.

В составе серпентинитового меланжа Богембай-Ангренсорской аккреционной призмы присутствуют будины дунитов, верлитов, лерцолитов, вебстеритов и габброидов с четко выраженной иттриевой аномалией, характерной для плутонических офиолитов преддуговых бассейнов. Присутствие высокомагнезиальных бонинитоподобных субвулканических пород также не противоречит этому.

Полигенный состав серпентинитового меланжа данной зоны свидетельствует не только о продолжительности его формирования, но и о вовлечении в субдукционную зону блоков пород смежных структур. На что указывает присутствие высокофосфористых габброидов и низкотитанистых вулканитов, очень близких по составу вулканитам кураминской свиты Ангренсор-Майкаинской структурно-формационной зоны, характеризующейся наличием золото-барит-полиметаллического оруденения типа куроко. Такие руды с высоким уровнем свинца формируются, как правило, в процессе расщепления окраинно-континентальных структур, на что также указывает присутствие в пределах Ангренсор-Майкаинской структурно-формационной зоны толщ «зеленых туфов», широко известных в составе преддуговых бассейнов вулканоплутонических поясов [Ермаков, 2001].

Богембай-Ангренсорская аккреционная призма, по-видимому, отражает область схождения двух тектонических плит (Майкаинской и Сарыаркинской), современные палеомагнитные данные (рис. 5.16) указывают на амплитуду их схождения более чем в две тысячи километров.



**Рис. 5.16.** Схема тектонических плит Майкаинского рудного района 1-2 – серпентинитовый меланж: 1 – Агырек-Арсаланская и 2 – Богембай-Ангренсорской аккреционных призм; 3 – границы тектонических покровов; 4-7 – тектонические плиты: 4 – Баянаул-Ақишатауская, 5 – Ангренсор-Майкаинская, 6 – Кендыкты-Шынғыз-Тарбағатайская, 7 – Шакианская;  $O_2$  – возраст пород исследуемых на палеомагнитные свойства, в числителе склонение в древних координатах компоненты  $J_n$ , в знаменателе палеоширота (по: [Антонюк и др., 1995; Куренков и др., 2002])

Экзотическим выглядит и присутствие в составе Богембай-Ангренсорской аккреционной призмы террейнов интенсивно дислоцированных океанических радиоляритов, ассоциирующих с офиолитовым меланжем надсубдукционного типа [Степанец, 2008а], которые до их признания неотъемлемой частью офиолитовой триады относились к кремнистой глубоководной формации палеозойд Центрального Казахстана.

Толщи силицитов датированы конодонтами среднего ордовика, картируемые в пределах Богембай-Ангренсорской аккреционной призмы, не содержат продукты магматической деятельности, синхронно протекающей в пределах смежных островодужных систем.

Исходя из современных представлений тектономагматической эволюции островодужных систем, можно предположить, что основной объем протерозойской или вендско-кембрийской океанической коры Центрально-Казахстанского сегмента

Палеоазиатского океана был поглощен зонами субдукции. Вероятнее всего, только незначительная часть океанических осадков могла быть соскоблена с погружающихся океанических плит и вовлечена в аккреционные призмы.

Океаническая кора в зонах субдукции, учитывая ее удельный вес, не может быть перемещена на молодую, следовательно, легкую приподнятую плиту. Перемещение океанической плиты на континент или островную дугу может происходить только посредством обдукции, когда в зону субдукции попадает гребневая часть срединно-океанического хребта [Колман, 1979]. Вероятней всего этим можно объяснить присутствие океанических базальтов в составе аккреционной призмы. Однако не исключено, что такие процессы могут протекать и на границах плит внутри окраинноморских бассейнов.

Тем самым становится очевидным, что в пределах аккреционных призм палеозоид Центрального Казахстана породы офиолитовой триады не отражают состав палеозойской океанической коры, а представляют собой тектоническую смесь магматических пород островодужного происхождения и глубоководных океанических осадков, соскобленных с океанических плит, погружающихся в зоны субдукции.

Учитывая вышеизложенное целесообразно ниже рассмотреть геологическое строение Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайского вулканоплутонического пояса, с которым тектонически сопряжены выходы Богембай-Аркалыкского преддугового бассейна.

**Приложение**

**Таблица 5.1.** Химический состав и содержание элементов-примесей в дифференцированных (1-5) и примитивных базальтов (6-8) подножья Балааркальских гряд

№пр.	2128-1	2128-2	2128-3	2128-4	2128-5	1121-7	1121-6	1121-2
SiO <sub>2</sub>	43.10	42.00	42.90	44.90	38.80	45.20	45.39	45.10
TiO <sub>2</sub>	2.64	3.58	2.95	2.64	2.33	2.30	2.20	2.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.85	16.10	15.10	14.00	12.50	15.70	15.84	15.60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.15	10.87	8.87	7.90	8.67	5.10	4.80	5.25
FeO	7.25	5.63	5.63	6.90	5.03	7.16	7.09	7.34
MnO	0.15	0.15	0.14	0.14	0.14	0.18	0.17	0.18
MgO	3.51	3.20	3.46	3.78	4.14	7.40	7.02	7.65
CaO	7.29	5.02	6.99	6.84	11.80	9.76	9.87	9.60
Na <sub>2</sub> O	2.53	3.90	2.75	2.40	1.80	2.30	2.26	2.24
K <sub>2</sub> O	0.75	1.23	1.00	0.65	0.95	0.25	0.30	0.28
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.94	0.82	0.86	0.50	0.55	0.30	0.29	0.28
П.п.п.	10.30	8.06	9.75	9.82	13.45	4.65	4.35	4.40
Сумма	100.46	100.56	100.40	100.47	100.16	100.3	99.58	100.02
Fe#	70	73	68.8	67.5		50.9	47.9	
Li	25	24	24	25	24	-	-	50.7
Rb	15	17	17	15	7	2	2	-
Y	19	27	19	21	22	35	40	1.2
Zr	76	120	94	76	100	110	100	37
Nb	12	23	17	14	15	3	4	3
Cr	10	10	10	10	18	110	120	104
Ni	30	26	18	15	22	90	100	105
Sr	96	120	130	96	190	100	110	95
Q	0.06	-	-	3.30	-	-	-	-
Ab	58.22	64.24	61.69	57.74	44.21	60.67	60.81	60.05
Ort	5.96	9.45	7.78	5.08	7.90	1.63	2.25	2.02
Nph	-	0.59	-	-	4.04	-	-	-
Cor	-	0.99	-	-	-	-	-	-
Di	4.94	-	2.61	4.33	28.28	11.52	11.67	11.11
Hy	23.30	-	16.48	23.25	-	11.96	13.19	11.99
Ol	-	16.41	3.92	-	9.31	9.19	7.42	10.23
lml	3.63	4.75	3.98	3.58		2.94	2.84	2.70
Mt	1.55	1.56	1.42	1.47	3.37	1.17	1.14	1.20
Ap	2.34	1.98	2.11	2.24	1.44	0.69	0.68	0.64
Zr		0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	-
Cht	0.01	-	-	-	-	0.02	0.02	0.02
D.i.	64.2	74.3	69.5	66.1	56.2	62.5	63.1	62.1
El.t.	1247	1288	1255	1216	1303	1261	1254	1262
H <sub>2</sub> O	0.28	0.18	0.25	0.37	0.16	0.24	0.26	0.24

**Таблица 5.2.** Химический состав серпентинитов района горы Богембай (скважина 08)

№пр.	26	49	65	75	87	92,5	100	114	122
SiO <sub>2</sub>	41.30	37.58	37.62	36.78	37.55	37.40	34.80	37.42	37.18
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.70	0.43	0.54	0.66	0.35	0.50	0.26	0.50	0.43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.46	6.31	5.70	5.83	5.91	5.54	6.12	5.50	5.37
FeO	0.57	1.48	1.61	1.56	1.49	1.54	1.72	1.54	1.91

MnO	0.09	0.08	0.08	0.09	0.09	0.14	0.11	0.12	0.11
MgO	34.22	36.82	38.50	38.69	40.17	40.36	41.47	40.41	40.00
CaO	2.21	1.55	0.50	0.50	1.03	0.50	0.50	0.50	0.50
Na <sub>2</sub> O	0.21	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
K <sub>2</sub> O	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.009	0.009	0.009	0.009	0.009	0.013	0.009	0.009	0.009
П.п.п	14.11	14.17	14.55	14.81	14.18	14.83	14.26	14.10	14.00
Сум.	100.0	98.65	99.33	99.15	101.00	101.04	99.47	100.32	99.73
S	0.005	0.037	0.15	0.15	0.12	0.12	0.10	0.087	0.88
CO <sub>2</sub>	2.51	1.85	0.31	0.70	0.35	0.23	0.26	0.20	0.22
Fe#	9.5	9.8	8.9	8.9	8.7	8.3	8.90	8.30	8.60

Таблица 5.2 (продолжение 1)

№	131	141	151	157	165	173	181	189	198
SiO <sub>2</sub>	36.79	37.30	37.55	38.11	37.7	37.0	37.23	35.80	37.33
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.038
Al <sub>2</sub> O	0.32	0.62	0.73	0.78	0.73	0.59	0.64	0.43	0.90
Fe <sub>2</sub> O	4.61	4.71	4.63	5.30	4.99	5.69	5.29	5.63	5.45
FeO	2.38	2.21	2.43	2.03	1.44	1.40	1.61	1.88	1.57
MnO	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11
MgO	40.73	40.73	40.00	36.06	39.8	40.4	39.62	39.62	40.00
CaO	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50
Na <sub>2</sub> O	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
K <sub>2</sub> O	0.10	0.10	0.18	0.10	0.11	0.13	0.10	0.10	0.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.009	0.009	0.009	0.009	0.00	0.00	0.009	0.009	0.009
П.п.п	13.96	14.02	13.88	13.66	14.0	14.2	14.05	14.14	14.09
Сум.	99.63	100.4	100.6	96.78	99.5	100.	99.28	98.34	100.2
S	0.09	0.092	0.084	0.084	0.05	0.04	0.046	0.062	0.16
CO <sub>2</sub>	0.26	0.44	0.26	0.26	0.44	0.44	0.31	0.53	0.35
Fe#	8.2	8.2	8.5	9.6	7.7	8.3	8.3	9.0	8.3

Таблица 5.3. Химический состав серпентинитов района озера Ангренсор

№ пр.	8768	8780	8882-1	9848	9871	9876	9901	9906	2872-
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>	37.77	40.26	40.31	40.15	41.60	40.77	41.39	40.46	40.56
TiO <sub>2</sub>	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.10	0.05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.79	1.18	1.26	0.42	1.19	1.02	1.27	0.68	0.98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.67	8.54	7.50	7.35	8.28	7.28	7.79	7.39	6.74
FeO	0.24	0.37	0.44	0.40	0.14	0.46	0.43	0.65	0.72
MnO	0.19	0.19	0.21	0.22	0.16	0.28	0.27	0.09	0.14
MgO	32.84	36.56	36.40	37.75	34.88	36.00	34.95	36.91	38.05
CaO	4.14	0.10	0.27	0.31	0.61	0.41	0.51	0.51	0.21
Na <sub>2</sub> O	0.10	0.10	0.17	0.10	0.20	0.10	0.20	0.10	0.20
K <sub>2</sub> O	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.021	0.046	0.009	0.014	0.009	0.014	0.018	0.009	0.005
П.п.п	17.65	13.35	14.22	12.53	12.58	13.25	12.84	12.95	12.49
Сум.	100.56	100.85	100.94	99.39	99.80	99.73	99.82	99.95	100.25
CO <sub>2</sub>	6.69	0.20	9.42						
Fe#	9.6	11.0	10.0	9.4	10.9	9.8	10.7	10.0	9.1



**Таблица 5.4.** Химический состав будин и мелких блоков кумулятивных верлитов (1, 2, 7), лерцолитов (4), гарцбургитов (6) и клинопироксенитов (5,3) серпентинитового меланжа района горы Богембай

№ пр.	407-1	428-1	454-1	454	08-	436	3156-
П. №	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	41.87	45.10	47.29	42.46	50.40	42.02	40.80
TiO <sub>2</sub>	0.13	0.14	0.086	0.042	0.26	0.034	0.076
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.70	2.40	2.35	1.15	5.60	0.90	2.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.20	3.95	4.60	7.99	2.08	6.79	9.60
FeO	2.70	2.39	2.70	1.45	6.32	1.09	1.17
MnO	0.15	0.12	0.13	0.17	0.22	0.07	0.20
MgO	26.86	27.09	23.33	31.72	14.45	34.14	30.11
CaO	6.48	10.55	13.29	4.51	16.81	1.00	4.73
Na <sub>2</sub> O	0.10	0.10	0.11	0.10	0.47	0.16	0.29
K <sub>2</sub> O	0.10	0.10	0.10	0.10	0.14	0.10	0.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	0.033	.	0.021
П.п.п	7.74	7.15	4.82	9.52	2.49	12.59	10.89
Сумма.	100.03	99.09	98.81	99.21	99.28	98.89	99.99
CO <sub>2</sub>	0.20	0.20	0.20	0.20	0.22	0.62	0.70
Fe#	19.9	11.0	14.1	13.3	24.1	10.6	15.9

**Таблица 5.5.** Химический состав габброидов серпентинитового меланжа района горы Богембай (1-8) и озера Ангренсор (9-11), пироксенитов габброидного разреза района озера Ангренсор (12-17)

№ пр.	08-1	08-2	08-4	08-6	08-11	08-	08-	436-1	429
П. №	1	2	3	4	5	6	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	48.80	47.10	48.20	47.70	48.30	49.55	49.55	46.34	47.25
TiO <sub>2</sub>	0.36	0.86	0.20	0.16	0.43	0.65	0.65	0.44	0.34
П. №	1	2	3	4	5	6	6	7	8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.40	12.20	9.30	10.40	9.00	13.52	13.52	9.64	12.61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.07	1.82	1.61	2.35	2.02	0.97	0.97	2.85	1.54
FeO	5.74	7.37	6.95	6.80	6.15	7.49	7.49	6.80	5.19
MnO	0.18	0.18	0.19	0.20	0.19	0.16	0.16	0.18	0.13
MgO	13.60	9.46	13.99	15.07	12.41	7.29	7.29	15.87	12.60
CaO	16.18	16.96	13.26	12.23	17.67	12.31	12.21	13.53	15.69
Na <sub>2</sub> O	0.29	0.43	0.29	0.48	0.35	1.80	1.80	1.16	0.68
K <sub>2</sub> O	0.10	0.12	0.10	0.69	0.10	1.40	1.40	0.40	1.04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.046	0.089	0.04	0.027	0.045	0.16	0.16	0.034	-
П.п.п	3.35	3.48	4.46	4.02	3.58	2.63	2.63	1.87	3.15
Сум.	98.12	100.07	98.59	100.13	100.25	97.93	97.83	99.11	100.22
CO <sub>2</sub>	0.20	0.20	4.46	0.20	0.53	0.20	0.20	0.20	0.20
Собщ.	0.006	0.005	-	0.005	0.005	-	-	-	-
Fe#	23.88	34.83	25.7	24.92	26.32	27.75	27.75	24.88	22.36

**Таблица 5.5** (продолжение 1)

№ пр.	8-129	8-149	8-176	8-44	8-52	8-56,5	8-76	8-122	8765
П. №	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO <sub>2</sub>	46.81	45.80	43.69	47.44	47.24	49.65	49.69	41.45	49.33
TiO <sub>2</sub>	0.30	0.20	0.20	0.25	0.20	0.30	0.30	0.22	0.10

Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.75	19.75	18.64	3.63	3.63	3.32	3.08	6.16	2.37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.05	1.10	0.79	3.24	3.15	2.47	1.82	2.24	3.15
FeO	3.66	3.39	3.75	3.59	4.78	4.46	4.69	6.25	2.12
MnO	0.12	0.096	0.10	0.14	0.15	0.16	0.14	0.13	0.12
MgO	10.83	7.74	10.24	20.68	21.54	18.81	17.95	20.84	22.76
CaO	15.68	14.97	15.35	13.88	14.05	17.59	19.17	12.41	16.39
Na <sub>2</sub> O	0.93	1.93	1.14	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
K <sub>2</sub> O	1.32	0.50	0.50	0.30	0.24	0.24	0.24	0.17	0.17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.012	0.005	0.009	2.42	0.20	0.57	1.01	3.26	0.20
П.п.п	3.54	4.53	5.54	6.81	4.17	2.54	2.16	9.49	3.74
Сум.	100.0	100.0	99.95	102.4	99.45	100.21	100.3	102.72	100.5
CO <sub>2</sub>	0.20	0.57	0.70	0.018	0.03	0.032	0.30	0.018	0.021
Fe#	19.26	24.10	19.64	15.0	16.6	16.6	16.5	18.2	10.88
Si				1.78	1.78	1.85	1.85	1.62	1.84
Ti				0.007	0.007	0.008	0.008	0.006	0.002
Al				0.16	0.16	0.15	0.14	0.38	0.105
Na				0.006	0.006	0.006	0.006	0.006	0.006
Al <sup>IV</sup>				0.22	0.22	0.15	0.15	0.38	0.16

**Таблица 5.6.** Химический состав будин лейкократовых пород серпентинитового меланжа района озера Ангренсор и горы Богембай (4, 7)

№ пр.	1879	9087-	3058	451	8768	8791	408	3072	3074	3060
SiO <sub>2</sub>	75.08	71.82	68.50	68.17	67.65	64.92	64.70	63.90	61.80	61.44
TiO <sub>2</sub>	0.15	0.15	0.18	0.26	0.73	0.33	0.35	0.77	0.66	0.73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.55	16.91	15.90	15.30	14.30	16.63	15.91	16.05	15.65	15.15
FeO	1.82	0.69	2.97	2.37	2.03	2.62	2.54	3.43	5.00	5.12
MnO	0.02	0.02	0.05	0.074	0.06	0.11	0.068	0.06	0.16	0.13
MgO	0.51	0.43	0.71	1.20	1.34	1.84	2.26	1.24	2.79	2.26
CaO	1.12	0.71	0.99	3.06	2.28	3.76	1.97	1.08	3.40	2.37
Na <sub>2</sub> O	5.00	4.80	6.00	4.30	5.32	4.80	6.40	4.76	5.30	5.20
K <sub>2</sub> O	1.24	2.71	3.26	2.78	0.60	1.39	2.50	2.37	2.78	2.72
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.06	0.009	0.057	0.096	0.24	0.16	0.18	0.25	0.19	0.27
П.п.п	0.3	1.40	0.71	1.23	2.11	2.19	1.22	2.16	0.49	1.17
Сумма	99.15	100.24	99.63	99.41	100.64	100.46	99.78	98.76	98.87	98.60
CO <sub>2</sub>	-	-	0.20	0.35	0.20	0.20	0.20	0.66	0.20	0.26
Собщ.	-	-	0.005	-	-	-	-	0.006	0.007	0.005
Fe#	69.7	61.4	0.54	57.4	70.2	55.9	50.2	72.6	54.1	63.3

**Таблица 5.7.** Химический состав будин диабазов (1-3), лампрофиров (4-8), шаровых оливиновых габбро (9), магнезиальных габбро-диабазов (10), клинопироксенитов (11-13) и ортопироксенитов (14) серпентинитового меланжа района горы Богембай (3, 8, 11-14) и магнезиальных грахизальтов (15-16), натровых базальтов (17-18) и натровых андезитобазальтов (19-20) серпентинитового меланжа района озера Ангренсор (1, 2, 9, 10, 15-20)

№пр.	1688-	8770-	458	1745	8793	3118	1681-	460	8765-
П. №	1	2	3	4	5	7	6	8	9
SiO <sub>2</sub>	43.27	50.29	47.60	56.49	51.25	52.04	55.45	56.80	48.64
TiO <sub>2</sub>	0.95	1.45	0.81	0.90	0.90	0.10	0.70	0.97	0.30
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.02	15.01	17.80	14.94	16.20	16.02	16.90	13.95	13.43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.17	4.91	7.75	2.91	1.82	2.61	2.95	5.02	1.73
FeO	9.58	7.74	4.66	8.06	8.29	8.82	4.62	3.99	4.05

MnO	0.17	0.19	0.17	0.19	0.16	0.15	0.13	0.19	0.12
MgO	6.42	5.90	4.86	4.37	4.57	4.30	4.30	4.95	12.47
CaO	16.83	7.02	10.21	4.16	7.68	6.79	5.37	4.14	18.09
Na <sub>2</sub> O	0.65	4.43	1.78	5.00	4.00	4.20	4.70	3.16	0.68
K <sub>2</sub> O	0.16	0.26	0.10	1.10	1.50	1.70	2.50	3.00	0.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.20	0.12	0.23	0.20	0.32	0.28	0.28	0.35	0.028
П.п.п	2.81	2.99	4.30	1.22	2.62	1.53	1.98	3.41	1.01
Сум.	99.23	100.31	100.27	99.54	99.31	98.54	99.88	99.93	100.65
CO <sub>2</sub>	Н.о	0.20	0.20	Н.о.	0.20	Н.о.	0.20	0.75	0.20
Fe#	50.2	53.6	57.3	57.6	42.0	59.3	48.7	49.1	20.2
Q	-	-	2.67	2.47	-	.	.	9.23	-
Ab	51.95	66.78	64.45	64.11	62.82	62.62	62.56	44.79	43.84
Ort	1.22	1.86	0.76	7.53	10.45	11.80	16.71	20.56	0.71
Nph	1.01	-	-	-	-	-	-	-	-
Cor	-	-	-	-	-	-	-	0.41	-
Di	33.12	10.45	5.95	3.13	9.59	8.94	4.12	-	41.13
Hy	-	6.74	22.95	20.28	6.43	4.68	10.74	20.47	2.88
Ol	9.86	10.96	-	-	7.49	10.19	3.24	-	9.97
lml	1.23	1.79	1.02	1.07	1.09	0.12	0.82	1.15	0.37
Mt	1.15	1.16	1.14	0.98	0.93	1.04	0.66	0.79	0.53
Ap	0.47	0.26	0.52	0.42	0.70	0.61	0.60	0.75	0.07
Cal		0.53	0.53	-	0.51	.	0.48	1.86	0.51
D.i.	54.2	68.4	67.8	74.1	73.5	74.4	79.3	74.6	44.6
El.t.	1308	1181	1215	1020	1158	1145	1092	105	1236
H <sub>2</sub> O	0.16	0.52	0.38	0.36	0.63	0.69	1.04	1.36	0.31

Таблица 5.7 (продолжение 1)

№	2109	490	490-1	490-2	9530	9-76	9-	924	459	489	489
П. №	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO <sub>2</sub>	42.7	49.34	48.90	48.52	53.24	46.91	46.9	51.5	46.80	53.3	58.17
TiO <sub>2</sub>	0.19	0.13	0.096	0.09	0.05	0.55	0.51	0.52	0.43	0.50	0.53
Al <sub>2</sub> O	8.58	2.30	2.55	2.26	1.22	16.59	16.4	12.8	13.10	17.8	15.32
Fe <sub>2</sub> O	4.24	5.00	5.20	6.25	2.12	11.14	11.1	4.39	3.95	8.58	7.32
FeO	2.69	1.77	2.20	1.69	5.70	4.03	4.08	4.12	3.43	0.84	1.10
MnO	0.18	0.15	0.12	0.10	0.20	0.38	0.25	0.19	0.12	0.11	0.074
MgO	16.2	19.81	21.37	22.78	30.65	10.13	10.2	8.27	4.89	2.28	2.79
CaO	19.4	18.77	16.77	15.45	3.00	2.56	2.70	10.0	10.85	7.74	6.51
Na <sub>2</sub> O	0.15	0.10	0.13	0.20	0.20	1.81	1.95	2.60	4.54	4.88	4.54
K <sub>2</sub> O	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	3.19	3.24	2.66	0.14	0.10	0.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.16	0.01	0.009	0.009	0.055	0.05	0.05	0.10	0.067	0.04	0.11
П.п.п	5.57	3.40	3.73	4.60	3.12	1.85	1.90	1.25	11.11	3.40	3.62
Сум.	100.	100.88	101.1	102.0	99.56	99.19	99.3	98.5	99.43	99.6	100.1
CO <sub>2</sub>	0.20	0.20	0.20	0.22	0.20				7.92	0.20	0.20
Fe#	18.4	15.1	15.3	15.3	12.2	43.8	43.5	34.4	41.2	68.3	60.7
Y	-	-	-	-	-	Сл.	Сл.	17	20	20	10
Zr	-	-	-	-	-	40	44	48	100	100	100
Nb	-	-	-	-	-	6	7	8	5	5	8
Cr	-	-	-	-	-	250	240	304	200	800	400
Ni	-	-	-	-	-	50	55	65	80	100	100
Sr	-	-	-	-	-	350	370	370	160	49	34
Si		1.88	1.84	1.82							

Ti		0.004	0.003	0.003							
Al		0.10	0.07	0.1							
Aliv		0.12	0.16	0.18							
Na		0.006	0.01	0.01							
Q	-	-	-	-	-	-	-	-	7.27	1.93	12.36
Ab	27.2	7.79	8.78	8.25	4.82	33.16	35.1	41.9	47.73	76.2	66.41
Ort	-	0.75	0.75	0.75	0.75	23.60	23.8	18.7	1.00	0.66	0.66
Nph	0.91	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Leuc	0.65	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cor	-	-	-	-	-	4.52	3.90	-	3.24	-	-
Di	39.2	69.79	61.39	57.23	9.19	-	-	25.3	-	7.82	6.73
Hy	-	4.14	8.40	9.10	76.60	21.65	16.9	-	19.42	11.3	11.77
Ol	22.6	16.11	19.25	23.19	7.07	14.86	18.0	11.9	-	-	-
Lar	7.41	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
П. №	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
lml	0.25	0.17	0.12	0.12	0.07	0.70	0.65	0.64	0.52	0.60	0.63
Mt	0.68	0.65	0.72	0.76	0.80	1.40	1.39	0.77	0.65	0.80	0.71
Ap	0.39	0.02	0.02	0.02	0.12	0.11	0.11	0.21	0.15	0.08	0.23
Cal	0.56	0.57	0.57	0.57	0.58	-	-	-	20.13	0.51	0.50
D.i.	28.9	8.6	9.5	9.0	5.6	56.8	58.9	61.1	56.0	78.8	79.4
El.t.	1299	1198	1204	1211	1120	1238	123	1155	1236	110	1021

**Таблица 5.8.** Химический состав вулканитов кремнисто-вулканогенной актоменской свиты района озера Алкасор (2-5), тригопункта Актюмен (1) и порфиридов утегенсорской свиты (6-8)

Непр.	155	125	512.2	5054	5071	529	373	2102/1
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	50.10	50.95	51.65	60.1	59.5	75.20	77.80	77.76
TiO <sub>2</sub>	0.74	0.20	1.34	0.54	1.18	0.25	0.18	0.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.0	15.30	16.14	17.40	15.25	13.10	11.30	12.56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.27	7.08	6.20	1.93	5.10	0.09	1.32	1.69
FeO	2.55	6.06	5.03	4.93	3.96	2.37	2.0	0.85
MnO	0.17	0.17	0.29	0.12	0.10	0.04	0.11	0.026
MgO	4.49	5.09	5.61	2.81	2.91	1.01	0.52	0.42
CaO	7.18	8.16	4.47	3.07	3.07	0.36	0.99	0.50
Na <sub>2</sub> O	4.62	4.24	4.68	5.25	5.03	5.75	5.00	4.90
K <sub>2</sub> O	0.81	0.12	0.5	0.59	0.10	0.51	0.50	0.11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.26	0.23	0.17	0.17	0.43	0.073	0.064	0.033
П.п.п.	2.11	2.06	4.26	2.70	2.14	0.58	0.72	0.69
Сумма	100.3	99.7	100.6	99.6	99.7	99.33	100.5	99.56
Fe#	58.3	57.8	51.5	57.1	62.2	57.7	77.6	76.2
Q	-	-	-	-	13.97	16.83	37.46	42.89
Ab	73.99	67.19	69.99	64.61	62.07	52.29	48.34	39.37
Ort	5.71	0.83	3.53	3.99	0.66	3.26	3.13	0.69
Cor	-	-	0.14	2.19	1.75	1.80	0.60	3.54
Di	5.97	12.63	-	-	-	-	-	-
Hy	0.83	8.36	19.29	13.63	15.54	4.58	4.45	3.48
Ol	11.26	9.26	4.01	-	-	-	-	-
lml	0.90	0.02	1.65	0.64	1.42	0.27	0.19	0.02
Mt	0.77	1.19	1.01	0.61	0.74	0.21	0.27	0.21

Ap	056	0.52	0.38	0.37	0.94	0.14	0.12	0.06
D.i.	79.7	68.0	73.5	82.6	79.6	93.0	94.4	91.0
Elт.	1160	1166	1139	992	996	734	700	696
H <sub>2</sub> O	0.62	0.59	0.72	1.82	1.78	4-56	4.95	5.10

Породы из коллекции Ю.А. Васюкова.

## ГЛАВА 6

### КЕНДЫКТЫ-ШЫНГЫЗ-ТАРБАГАТАЙСКИЙ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС

#### КЕНДЫКТИНСКИЙ СЕГМЕНТ

С северо-запада с выходами офиолитов Богембай-Ангренсорского преддугового прогиба тесно сопряжены разрезы Кендыктинского сегмента Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайского вулканоплутонического пояса. Ранее магматические комплексы данной структуры сопоставлялись с энсиматической островной дугой [Объяснительная ..., 1981].

#### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

В пределах Кендыктинского сегмента в настоящее время известны ордовикские и силурийские отложения, которые были детально исследованы и описаны И.Ф. Никитиным [Никитин, 1972]. В изучении геологического строения этого района также принимали участие А.Р. Квятковский (1968), И.Ф. Калинин (1975), Р.Г. Тенякова [Тенякова и Калинин, 1980], В.И. Жуковский и В.Г. Степанец (1985). В последние годы обобщением этих материалов занимались Н.М. Гридина, Л.И. Магретова, Р.Д. Евсеенко [Гридина и др., 2002]. Результаты этих исследований отображены на геологической схеме района оз. Аманбайсор (рис. 6.1).

**Кендыктинская свита** ( $O_{1-2}kn$ ) обнажается между оз. Кыркуй и ур. Нарульген (рис. 6.1). Отличительной особенностью строения кендыктинской свиты является отсутствие в ее разрезе терригенных пород [Степанец, 1992].

Сложена она лиловыми, бурыми, реже зелеными порфиритами двупироксеновых базальтов, трахибазальтов, реже базальтовых трахиандезитов и их агломеративными туфами. Мощность свиты достигает 2650 м.

Нижняя граница свиты не обнажена, верхняя проводится по первому появлению красноцветных кремнистых туфоалевролитов сарыбидаикской свиты.

С выходами кендыктинской свиты, сопряжена отрицательная гравиметрическая аномалия.

**Сарыбидаикская свита** ( $O_{2-3}sb$ ) обнажается к востоку от ур. Сарыбидаик, в районе оз. Аймандай, Сарыколь, Шандыколь и к северу от гор Богембай. Свита впервые выделена и описана И.Ф. Никитиным [Никитин, 1972]. Наиболее полное описание разреза сарыбидаикской свиты, приведено в статье Н.М. Гридиной [Гридина и др., 2002].

В стратотипическом разрезе, который проходит через ур. Сарыбидаик до оз. Кыркуй, сарыбидаикская свита по литологическому составу четко разделяется на три толщи [Степанец, 1992].

Нижняя толща сложена преимущественно зеленовато-серыми лавами базальтов, андезибазальтов, андезитов, реже андезидацитов, переслаивающимися с их кристалло-кластическими туфами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфоконгломератами, конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, кремнистыми алевролитами и яшмами (1200-2500 м). Данная часть разреза охарактеризована палеомагнитными данными (рис. 6.1).

Средняя толща представлена песчаниками, алевролитами, известняками и кремнистыми алевругуффитами, которые по простиранию замещаются линзами андезитов и андезибазальтов (40-450 м). В основании разреза залегают песчаники и алевролиты с граптолитами поздне-дапингского и дарривилского ярусов [Гридина и др., 2002].

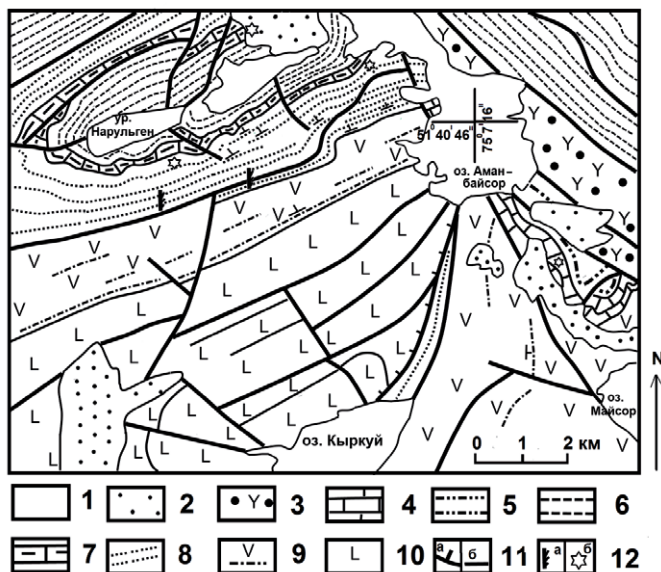
Верхняя толща представлена органогенными глинистыми известняками с прослоями глинистых и известковистых алевролитов (70 м) с трилобитами, брахиоподами, кораллами, остракодами позднего ордовика раннего сандбья (верхи целиноградского горизонта) [Гридина и др., 2002].

В пределах полей развития вулканитов кендыктинской и сарыбидаикской свит встречаются тела монцонитов и монцодиоритов.

**Нарульгенская свита** ( $O_3$  nr) согласно залегает на известняках стратотипического разреза сарыбидаикской свиты в районе ур. Нарульген-Сарыбидаик, где была выделена В.Г. Степанцом (1985) при проведении ГДП-50 из состава еркебидаикской свиты, стратотип которой описан в горах Еркебидаик в пределах Шакшанской структурно-формационной зоны [Никитин, 1972]. Выходы нарульгенской свиты также известны в районе озера Шандыколь и месторождения Степной [Степанец, 1992].

Сложена она кремнисто-глинистыми желтоватыми алевролитами, песчаниками, конгломератами, для низов свиты характерно присутствие горизонтов магнезиальных базальтов и дифференцированных трахиандезибазальтов и их туфов, прослоенных туфопесчаниками и туфоалевролитами с фауной сандбского яруса позднего ордовика – граптолиты: *Dicranograptus* cf. *nicholsoni* Hopkinson, *Climacograptus* cf. *antiquus* Lapw., *Dicellograptus* sp., определения Б.М. Келлера [Никитин, 1972]. В районе зим. Шийлы Р.Г. Теняковой собраны брахиоподы: *Eodinobolus* sp., *Pseudolingula* sp., *Kajnarina derupta* Nikitin & Popov, *Anoptambonites* aff. *aktasensis* Nikitin & Popov. Мощность свиты не более 300 м.

Нарульгенская свита повсеместно сопряжена с выходами известняков сарыбидаикской свиты, на которой залегают согласно, и несогласно перекрывается базальными конгломератами оройской свиты.



**Рис. 6.1.** Геологическая схема района озера Аманбайсор и урочища Нарульген ( $51^{\circ}41'$  с.ш.,  $75^{\circ}03'$  в.д.) (по: [Степанец, 1992; Гридина и др., 2002])

1 – четвертичные отложения; 2 – палеогеновые отложения; 3 – жарсорская свита ( $D_{1zr}$ ); 4-5 – оройская свита ( $O_{3or}$ ): 4 – известняки, 5 – известковистые песчаники и алевролиты; 6 – нарульгенская свита ( $O_{3nr}$ ); 7-9 – сарыбидаикская свита ( $O_{2-3 sb}$ ): 7 – верхняя толща, 8 – средняя толща; ( $Dec_a=88^{\circ}$ ,  $Inc_a=-6^{\circ}$ ,  $\alpha_{95}=17^{\circ}$ ,  $\psi=-3^{\circ}$  по [Степанец, 1992]), 9 – нижняя толща; 10 – кендыктинская свита ( $O_{1,2kn}$ ); 11 – тектонические нарушения: а – надвиги, б – разломы; 12 – места находок фауны: а – граптолитов, б – кораллов

**Оройская свита** ( $O_{3or}$ ) обнажается в районе оз. Майсор (рис. 6.1), Жумартколь, юго-западной раз. Карагандаозек и северо-западной пос. Коскарасу [Никитин, 1972]. Отложения свиты с угловым несогласием и базальными конгломератами в основании налегают на отложения сарыбидаикской и нарульгенской свит. Выше обнажаются рифогенные известняки, реже известковистые песчаники и алевролиты (до 500 м), документированные кораллами дуланкоринского горизонта, слои с *Amsassia chaetetoides*, еще выше наслаивается толща (600 м) рифогенных извест-



няков с кораллами слоев *Catenipora libera*, *Holorhynchus giganteus*, определения В.Е. Коники [Степанец, 1992].

Оройские известняки постепенно сменяются толщей песчаников, алевролитов, прослоенных пачками конгломератов и гравелитов, содержащих гальку интрузивных пород и яшм. Возраст толщи терригенных отложений определен по брахиоподам в пределах раннего-среднего лландовери [Бандалетов, 1969].

## **ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ**

**Кендыктинская свита.** Вулканиты кендыктинской свиты по характеру накопления основных петрогенных компонентов в основном отвечают дифференцированным породам известково-щелочной серии, исключение представляют низкокальциевые недифференцированные базальты, которым свойственен толеитовый уклон (рис. 6.2).

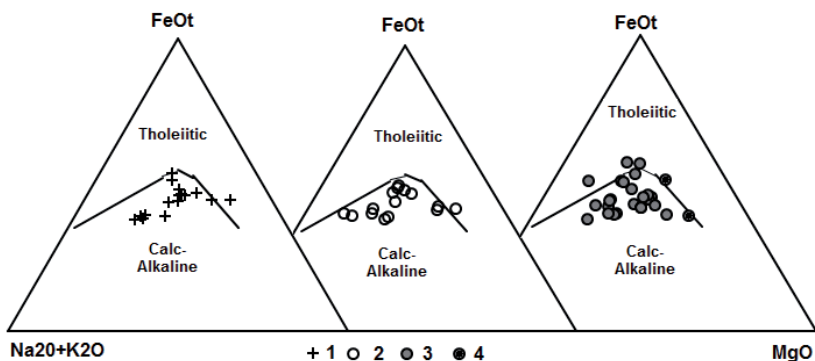
В целом вулканиты характеризуются высокими содержаниями  $P_2O_5$  (0,38-0,74 мас.%) и  $Al_2O_3$  (17.23-20.87 мас. %), устойчиво низкими концентрациями  $TiO_2$  (0,6-0,95 мас.%) и  $FeO_{общ}$  (6.5-10.4 мас.%) при постоянном преобладании FeO над  $Fe_2O_3$ .

По уровню содержания  $K_2O$  и  $SiO_2$  они отвечают низко- и высококальциевым породам известково-щелочной и абсарокит-шошонитовой сериям (рис. 6.3) при постоянном преобладании  $Na_2O$  над  $K_2O$ .

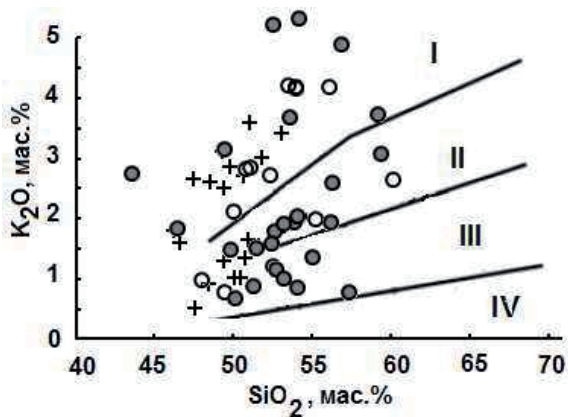
Дифференцированные вулканиты обеднены магнием ( $MgO$ : 5.69-3.42 мас. %) и элементами группы железа (Co: 21-33г/т; Ni: 18-82 г/т; Cr: 8-100 г/т; V: 110-260 г/т), тогда как в примитивных вулканитах роль этих элементов-примесей увеличивается. В целом вулканитам кендыктинской свиты характерны высокие концентрации Rb (23-47 г/т), Pb (6-17г/т), Sr (350-580 г/т), Ba (270-900 г/т) и умеренные содержания Nb (5-11 г/т), Th (2.3-4.5 г/т) и Zr (50-130 г/т). Встречаются базальтовые андезиты с крайне высокими содержаниями Nb (20-35 г/т), Pb (10-30 г/т).

**Сарыбидаикская свита.** По содержанию  $SiO_2$  вулканиты сарыбидаикской свиты образуют непрерывный ряд от базальтов до трахидацитов. В районе озера Шандыколь породы сарыбидаикской свиты представлены базальтами, трахибазальтами, базальтовыми трахиандезитами, реже трахиандезитами. В районе озер Аймандай и Кыркуй спектр пород сарыбидаикской свиты дополняется базальтовыми андезитами, реже андезитами, а в районе оз. Сарыколь редко встречаются трахидациты.

По уровню содержания  $K_2O$  и  $SiO_2$  они, как и вулканы кендыктинской свиты, отвечают низко- и высококалийным породам известково-щелочной и абсарокит-шошонит-латитовой сериям (рис. 6.3). Однако характер распределения щелочей непостоянный, так в базальтовых трахиандезитах  $K_2O$  преобладает над  $Na_2O$ .



**Рис. 6.2.** Диаграмма  $(Na_2O+K_2O)-FeO_{общ}-MgO$  [Irvine & Baragar, 1971] для вулкаников кендыктинской и сарыбидакской свит  
 1 – кендыктинская; 2-4 – сарыбидакская: 2 – района оз Шандыколь, 3-4 – оз. Аймандай и Кыркуй, 4 – магнезиальные базальты



**Рис. 6.3.** Диаграмма  $K_2O-SiO_2$  [Peccerillo, Taylor, 1976] для вулкаников кендыктинской и сарыбидакской свит  
 Римскими цифрами: I – абсарокит-шошонит-латитовые серии, II – высоко- и III – умереннокалийные известково-щелочные серии, IV – низкокалийные толеитовые серии.  
 Остальные условные обозначения см. на рис. 6.2

Вулканиды сарыбидаикской свиты, как и их аналоги кендыктинской свиты, обогащены  $P_2O_5$  (<0,97 мас. %), но в меньшей степени они обогащены  $Al_2O_3$  (10.34-20.70 мас.%). Низкоглиноземистые вулканиды ( $Al_2O_3$  <15.44 мас.%), как правило, содержат повышенные концентрации MgO (7.08-10.07 мас. %). Выделяется две группы примитивных вулканидов.

Базальты с крайне непостоянными концентрациями  $TiO_2$  (0.55-1.48 мас.%) и низкотитанистые ( $TiO_2=0.48-0.66$  мас. %) базальтовые андезиты, в которых глиноземистость опускается до 10.34 мас.%, также встречаются разновидности, в которых уровень концентраций  $P_2O_5$  не превышает 0.15 мас.%, геохимически эти породы остались, не изучены.

Дифференцированные вулканиды сарыбидаикской свиты отвечают породам известково-щелочной серии, а примитивные вулканиды тяготеют к толеитовому тренду, что характерно и для магнезиальных базальтов района озер Аймандай и Кыркуй (рис. 6.2).

Геохимически изучены только дифференцированные вулканиды, которые наряду с низкими концентрациями элементов группы железа и Zr (32-90 г/т) обогащены Pb (5-25 г/т), Rb (42-120 г/т), Ba (183-830 г/т), Sr (440-710 г/т), Nb (5-25 г/т), Th (2-20 г/т).

**Нарульгенская свита.** Как отмечают составители геологической карты [Объяснительная...,1981] «выше слоев с фауной (целиноградского горизонта, сарыбидаикской свиты) прослеживается выклинивающаяся по простиранию пачка основных вулканидов с повышенной щелочностью». Судя по петрохимическому составу, приведенному в табл. 7, № 22-23 [Объяснительная...,1981], эти вулканиды идентичны описанным выше примитивным и дифференцированным вулканидам сарыбидаикской свиты.

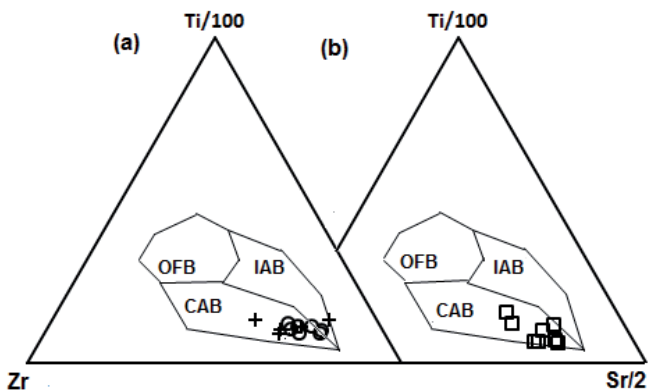
## ОБСУЖДЕНИЕ И ВЕЩЕСТВЕННАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ

В пределах Центрально-Шынгызского сегмента Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайского вулканоплутонического пояса литологическим и стратиграфическим аналогом сарыбидаикской свиты является абаевская свита, петрогеохимический состав которой детально изучен К.Е. Дегтяревым [Дегтярев, 2012], что позволяет провести более глубокий петрогеохимический анализ этих вулканогенных образований.

Геохимическое родство этих комплексов наглядно демонстрируют диаграммы, построенные с участием малоподвижных элементов (рис. 6.4, 6.5), где их фигуративные точки ограничиваются полем вулканидов известково-щелочной серии.

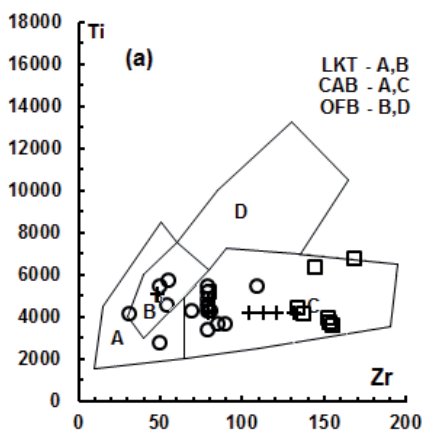
Островодужная природа вулканитов кендыктинской, сарыбидаикской, абаевской свит как и кембрийских магматических комплексов Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайской структуры долгие годы не вызывала сомнения [Объяснительная..., 1980; Степанец, 1992; Гридина и др., 2002; Жуковский и Магретова 2005; Рязанцев и Дегтярев, 2005; Дегтярев, 2012]. Однако опубликованные К.Е. Дегтяревым [Дегтярев, 2012] геохимические и изотопные данные по магматическим породам кембрия и ордовика Центрально-Шынгызского сегмента ставят вопрос, насколько мы обоснованно сопоставляли их с энсиматическими островодужными комплексами. Общепринято [Кокс и Харт, 1989], что субдукционные процессы на границах разнородных плит формируют островные дуги и активные окраины континентов, которым присущи определенные геологические комплексы.

Магматизм юных островных дуг (энсиматических) характеризуется марианит-бонинитовыми, толеит-базальтовыми и риолит-базальтовыми вулканическими комплексами.

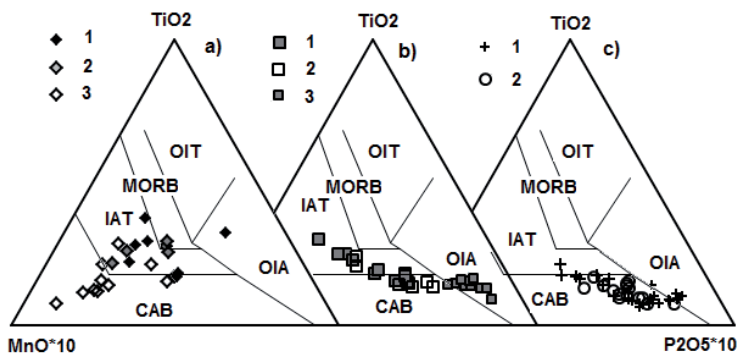


**Рис. 6.4.** Диаграмма Zr-Sr/2-Ti/100 [Pearce & Cann, 1973] для пород: а) кендыктинской и сарыбидаикской свит, построена с использованием архивных материалов И.В. Глухана и б) абаевской свиты (по: [Дегтярев, 2012])  
Условные обозначения смотри на рис. 6.2

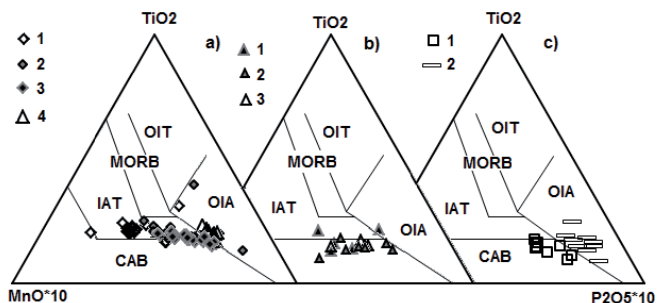
Для развитых и зрелых островных дуг характерны вулканогенные комплексы толеитовой и известково-щелочной, реже шошонитовой серий и интрузивные комплексы известково-щелочной серии, натрового ряда (габбро-диорит-плагио-гранитная, диорит-гранодиоритовая).



**Рис. 6.5.** Диаграмма Ti-Zr [Pearce & Cann, 1973] для вулканитов кендыктинской, сарыбидакской свит, построена с использованием архивных материалов И.В. Глухана и абаевской свиты (по: [Дегтярев, 2012])  
Условные обозначения смотри на рис. 6.2, 6.4

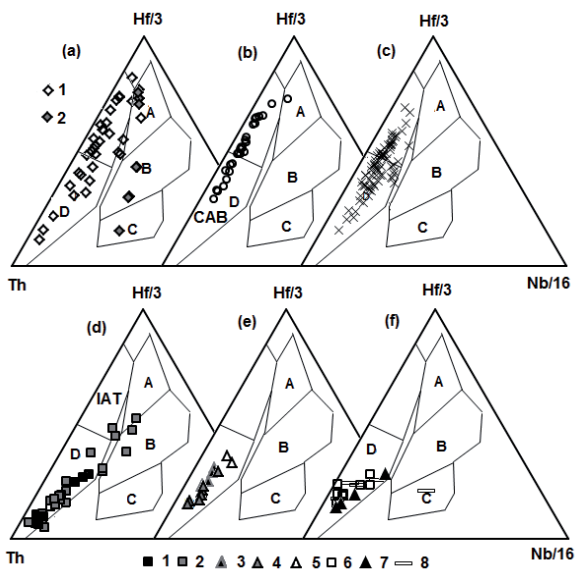


**Рис. 6. 6.** Диаграмма  $TiO_2$ - $MnO*10$ - $P_2O_5*10$  [Mullen, 1983]  
a) вулканиты Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы (по: [Pearce et al., 1999]): 1 – эоценовые и четвертичные базальты, 2 – базальты ранней островной дуги, 3 – бониниты древней островной дуги; b) вулканиты Центрально-американской активной континентальной окраины (по: [Abratis, 1989]): 1 – островодужные толеиты, 2 – вулканиты преддугового и 3 – задугового бассейнов; c) вулканиты Кендыктинского сегмента: 1 – кендыктинской и 2 – сарыбидакской свит



**Рис. 6.7.** Диаграмма  $TiO_2$ - $MnO \cdot 10$ - $P_2O_5 \cdot 10$  [Mullen, 1983]

a) вулканы Камчатской островной дуги (по: [Churikova et al., 2001]): 1 – фронтальной зона, 2 – Центральной Камчатской депрессии; 3-4 – Срединного хребта: 3 – низкотитанистые вулканы, 4 – вулканы с внутриплитными характеристиками; b) Центрально-Шынгызского сегмента: 1 – канчингизского комплекса ( $C_2$ ), 2 – карагутуйской свиты ( $C_3$ ), 3 – сарыюкинской свиты ( $O_1$ ) и c) 1 – абаевской свиты ( $O_{2,3}$ ), 2 – жумаковской свиты ( $S_1$ ) (по: [Дегтярев, 2012])



**Рис. 6.8.** Диаграмма  $Th$ - $Nb/16$ - $Hf/3$  [Wood, 1980] для вулканитов

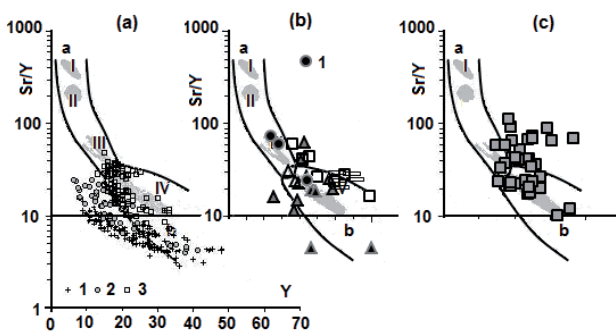
a) 1 – Идзу-Бонин-Марианской энсиматической дуги и 2 – Западно-Филиппинского бассейна (по: [Pearce et al., 1999]); b) Южные Сандвичевой энсиматической [Julian et al., 1995] и c) Камчатской энсиматической (по: [Churikova et al., 2001]) дуге; d) Центральноамериканской активной континентальной окраины (по: [Abratis,

1989)): 1 – преддугового бассейна, 2 – магматической дуги; е) Центрально-Шынгызского сегмента: 3 – качингизского комплекса ( $C_2$ ), 4 – карагутуйской свиты ( $C_3$ ), 5 – сарышокинской свиты ( $O_1$ ) и ф) 6 – абаевской свиты ( $O_{2-3}$ ); 7 – намасской свиты ( $O_3$ ); 8 – жумакской свиты ( $S_1$ ) (по: [Дегтярев, 2012]).

Поля: А – NMORB, В – EMORB, С – WPB, D – SAB и активных континентальных окраин

При взаимодействии океанических и континентальных плит формируются вулканоплутонические пояса активных континентальных окраин, где широко развиты вулканогенные комплексы адакитовой, известково-щелочной и шошонитлатитовой серий, которые ассоциируют с континентальными терригенными и туфогенно-терригенными отложениями.

Анализ петрохимических данных упомянутых выше вулканогенных серий с использованием диаграммы Е.Д. Муллена [Mullen, 1983] довольно четко показал их, отличая по уровню накопления  $P_2O_5$  (рис. 6.6 (а, b), 6.7(а)).



**Рис. 6.9.** Диаграммы Sr/Y-Y: Поля [Stern, 2002]

а–адакиты; б–дифференцированные вулканиты активных окраин континентов. Серыми полями обозначены составы адакитов островов: I–Коок [Кай, 1993], II–Адак (по: [Yogodzinski, 1995]), III–IV–Андской вулканоплутонической зоны: III–северной (по: [Futa, Stern, 1998]), IV–южной [López-Escobar et al., 1993]. а) Для вулканитов: 1–SSIA–Южно-Сандвичевой (ДМ) симатической островной дуги (по: [Pearce et al., 1995]), 2–TKIA–Тонга-Кермадек (ДМ+ЕМ) симатической островной дуги (по: [Hergt & Farley, 1994; Ewart et al., 1998]), 3–KKIA–Курило-Камчатской (ДМ+ЕМ) сиалической островной дуги (по: [Churikova et al., 2001]); б) Для вулканитов Центрально-Шынгызской зоны. 1 – диориты сарыкольского комплекса; в) для вулканитов Центральноамериканской активной континентальной окраины (по: [Abratis, 1998]); в скобках указаны типы мантий: ДМ–деплементированная, ТМ–промежуточная, ЕМ–обогащенная. Остальные условные обозначения смотри на рис. 6.8

Вулканиды симатических дуг марианского типа (рис. 6.7 (а)) обладают низкими концентрациями  $P_2O_5$ . Аналогичная тенденция к обеднению фосфором отмечается в вулканидах внутриокеанических Южных Сандвичевых [Julian et al., 1995], Тонга и Кермадекских островов [Ewart et al., 1998].

Тенденция к обогащению фосфором отмечена в вулканидах Камчатской энсиалической островной дуги (рис. 6.7(а)) и в вулканидах Центральноамериканской активной континентальной окраины (рис. 6.6(б)), такая же тенденция характерна и для вулканидов Зондской сиалической островной дуги [Gertisser & Keller, 2003].

Обогащение фосфором характерно и для вулканидов кембрия и ордовика Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайской структуры (рис. 6.6(с), 6.7(б, с)), они, как правило, отвечают составам пород известково-щелочной и абсарокит-шошонит-латитовой серий.

На диаграмме Д.Е. Вуда [Wood, 1980] вулканиды канчингизского комплекса ( $C_2$ ), карагуйской ( $C_3$ ), сарышокинской ( $O_1$ ) и абаевской ( $O_{2-3}$ ) свит также ограничиваются полем известково-щелочных базальтов и по характеру накопления Th, Nb, Hf сопоставимы с вулканидами Центральноамериканской активной континентальной окраины (рис. 6.8(d-f)), для которых характерно обогащение Nb, Th. Тогда как собственно островодужные вулканиды деплетированны Nb и имеют тенденцию к обогащению Th и Hf (рис. 6.8(a-c)). Высокие концентрации Hf могут указывать на мантию Индийского типа.

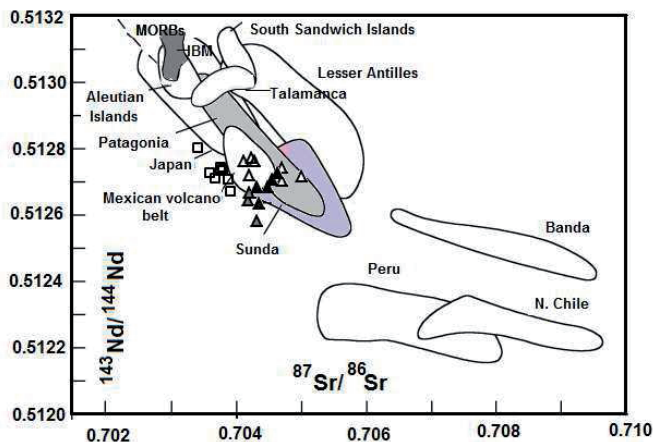
Содержания и отношения Sr, Y (рис. 6.9) также являются надежными геодинамическими индикаторами магматических комплексов [Kilian, 1997; Stern, 2002].

На рис. 6.9(б) отчетливо видно как кембрийские и ордовикские комплексы Центрально-Шынгызского сегмента смещены в область повышения стронция и перекрывают основное поле вулканидов Центральноамериканской активной окраины и Южной Андской магматической зоны Южноамериканской активной окраины.

С позиции геохимической геодинамики [Zindler & Hart, 1986] изотопная (Sr, Nd, Pb) систематика позволяет распознавать генетическую природу магматических комплексов.

Отношения изотопов Sr и Nd являются надежными характеристиками при анализе магматических комплексов островных дуг и вулканоплутонических поясов [Fauger, 1986]. На диаграмме изотопных отношений Sr и Nd (рис. 6.10) фигуративные точки вулканидов Центрально-Шынгызского сегмента значительно удалены от полей энсиматических островных дуг и тяготеют к полям вулканидов активных континентальных окраин.





**Рис. 6.10.** Диаграмма соотношения изотопов Sr и Nd для вулканитов Центрально-Шынгызского сегмента (по: Дегтярев, 2012)

Поля островных дуг, континентальных окраин и MORB построены [Faure, 1986] и дополнены вулканитами Таламанка [Abratis, 1998], Идзу-Бонин-Марианской энсиматической дуги (IBM) [Pearce et al., 1999; Ikeda & Yuasa, 1989].

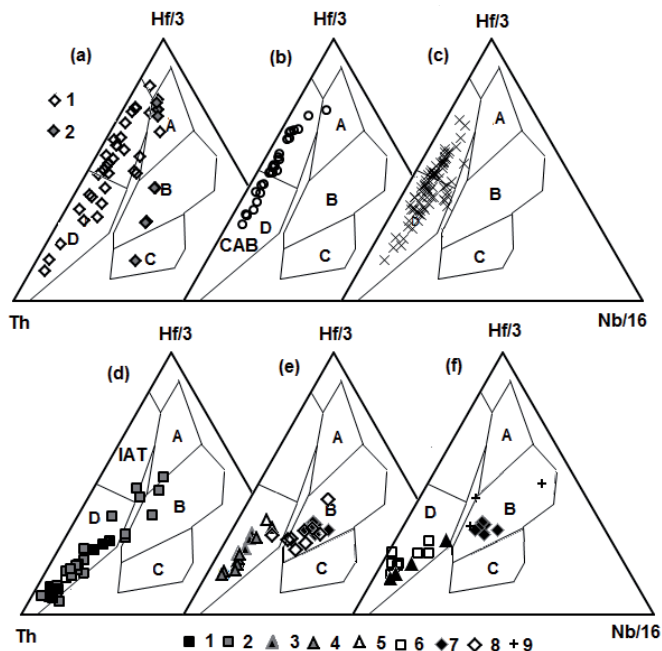
Остальные условные обозначения смотри на рис. 6.8

В пользу сопоставления пород Центрально-Шынгызского сегмента с магматическими комплексами вулканоплутонических поясов свидетельствует и присутствие позднесилурийских адацитов сарыкольского массива, так как адацитовые комплексы являются неотъемлемой составной частью вулканоплутонических поясов активных окраин континентов [Kilian, 1997; Abratis, 1998; Yagodzinski, 1995].

Если учесть геохимическую специализацию и ассоциацию вулканогенных комплексов среднего кембрия и верхнего кембрия – нижнего ордовика с гранитоидами канчингизского и чаганского комплексов, а также жумакской свиты нижнего силура с адакитами сарыкольского комплекса [Дегтярев, 2012], то становится очевидным, что эти магматические образования следует относить к Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайской вулканоплутонической ассоциации.

Особый интерес для понимания геодинамической истории развития описываемого района представляет вещественный состав базальтов, андезибазальтов и андезитов жумакской свиты, чьи вулканогенно-осадочные разрезы документированы органическими остатками позднего лландовери-венлока [Геология и металлогения..., 1977].

Умеренные содержания  $TiO_2$  (до 2%) и повышенные концентрации  $P_2O_5$  идентифицируют вулканыты жумаковской свиты на дискриминационной диаграмме  $TiO_2-MnO \cdot 10-P_2O_5 \cdot 10$  (рис. 6.7(c)) как щелочные базальты океанических островов. Их внутриплитная природа намечается в отдельных образцах и по характеру распределения литофильных элементов (рис. 6.8), но мы не спешим сопоставлять их с океаническими комплексами, что без особого труда делаем с базальтами балкыбекской и карабулакской свит Агырек-Арсаланской аккреционной призмы.



**Рис. 6.11** Диаграмма  $Th-Nb/16-Hf/3$  [Wood, 1980] для вулканистов  
 а) 1 – Идзу-Бонин-Марианской энзиматической дуги и 2 – Западно-Филиппинского бассейна (по: [Pearce et al., 1999]); б) Южные Сандвичевой энзиматической (по: [Julian et al., 1995]) и в) Камчатской энзиматической (по: [Churikova et al., 2001]) дуг; д) Центральноамериканской активной континентальной окраины (по: [Abratis, 1998]): 1 – преддугового бассейна, 2 – магматическая дуга; е) Центрально-Шынгызской зоны: 3 – канчингизского комплекса ( $C_2$ ), 4 – карагутуйской свиты ( $C_3$ ), 5 – сарышокинской свиты ( $O_1$ ), 6 – абаевской свиты ( $O_{2,3}$ ); ф) Агырек-Арсаланской призмы: 7 – балкыбекская ( $C_1$ ), 8 –  $C_3$ , 9 – карабулакская ( $C$ ) (по: [Дежнев, 2012])

В пределах Агырек-Арсаланской призмы на сегодня достоверно не доказано присутствие глубоководных океанических базальтов. Базальты, сопоставляемые с

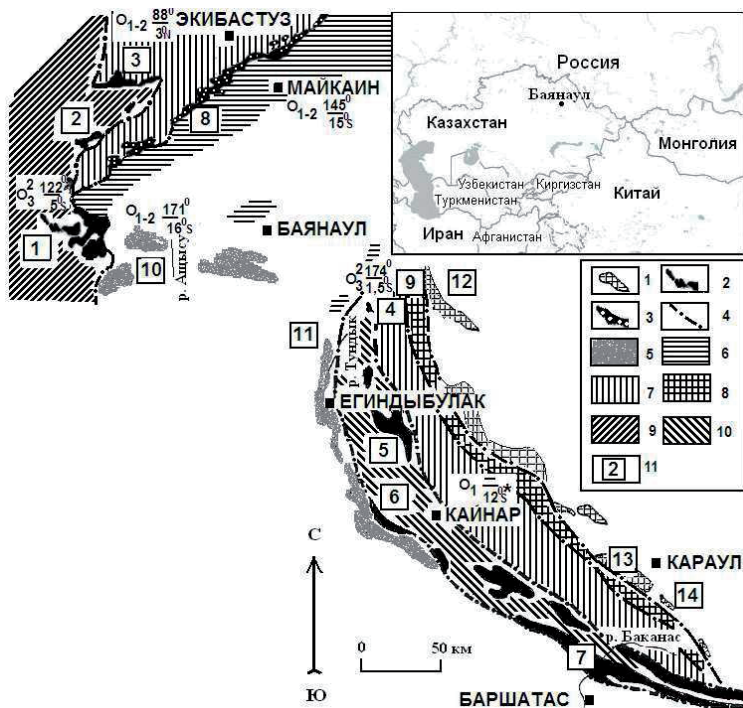
NMORB и ЕМОЕВ [Дегтярев, 2012], как правило, несут следы воздействия над-субдукционных флюидов, что выражается в их обогащении U, Pb, Ba, Rb и депле-тированности Mg, Cr и Ni.

Отсутствие глубоководных океанических базальтов в структурах Центрального Казахстана объясняется довольно просто [Хераскова, 1986; Дегтярев и др., 2008; Дегтярев, 2012 и многие другие]: океаническая кора поглощается в зонах субдукции, затем формируются энсиматические островные дуги, а базальты океанических островов аккрецируются к ним.

В такой довольно упрощенной схеме на первый план выдвигаются энсиматические дуги, которые, естественно, должны в редуцированном виде сохраняться и слагать отдельные части покровно-складчатых структур Центрального Казахстана. Как образец тому К.Е Дегтярев [Дегтярев, 2012] приводит состав кембрийских магматических комплексов Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайской островной дуги.

Однако, как было показано выше, кембрийские и ордовикские магматические комплексы Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатай не являются аналогами энсиматических островных дуг. В их составе преобладают вулканиты известково-щелочной, шшонит-латитовой, реже адакитовой серий, что характерно для магматических комплексов активных континентальных окраин.

По-видимому, в нижнем палеозое Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайский вулканоплутонический пояс являлся казахстанской частью Западной активной континентальной окраиной суперконтинента Гондвана. Вероятнее всего, редуцированные фрагменты суперконтинента Гондваны сохранились в пределах Ерейментау-Ниязского кристаллического массива.



**Рис. 7.1.** Схема структурно-формационных зон нижнепалеозойских отложений северо-востока Центрального Казахстана, Юго-Западного Предшынгызья и сопредельных территорий. Составлена с использованием материалов [Никитин и др., 1995; Антонюк и Васюков, 2003; Дегтярев и Рязанцев, 2007; Степанец, 2008] 1-3 – аккреционные призмы: 1 – Найманжальская, 2 – Агырек-Арсаланская, 3 – Богембай-Ангренсорская; 4 – границы структурно-формационных зон; 5-10 – структурно-формационные зоны: 5 – Баянаул-Акишатауская, 6 – Ангренсор-Майкаинская, 7 – Кендыкты-Шынгыз-Тарагатайская, 8 – Аркалыкская, 9 – Шакианская, 10 – Маялжен-Арсаланская; 11 – географические пункты: 1 – г. Агырек и Косгомбай, 2 – ур. Одак; 3 – оз. Майсор, ур. Сергели и г. Байахмет, 4 – г. Маялжен, 5 – г. Токай, 6 – г. Отызбес, 7 – г. Ушкызыл, р. Арсалан, 8 – г. Адильбек и Балааркалык, 9 – оз. Алкасор; 10 – ур. Караулиеку, 11 – левобережье р. Балатундык, 12 – г. Найманжал, 13 – г. Сарышоқы, ур. Найман, 14 – Кызылтас;  $O_{1-2}$  – возраст пород исследуемых на палеомагнитные свойства, в числителе склонение в древних координатах компоненты  $J_n$ , в знаменателе палеоширота (по [Антонюк и др., 1995; Куренков и др., 2002; Collins et al., 2003]). Полярность палеоширот ордовикских осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов, опубликованная в работах Антонюка [Антонюк и др., 1995] и Куренкова [Куренков и др., 2002], приведена в соответствии с методикой разработанной М.В. Алексютиным [Alexyutin, 2005]

## ГЛАВА 7

### ОФИОЛИТЫ БАЯНАУЛ-АКШАТАУСКОГО ПРЕДДУГОВОГО ПРОГИБА

В главе приведено геологическое строение, химические составы пород, породообразующих и аксессуарных минералов надсубдукционных офиолитов паравтохтона Караулшеку. Высокие концентрации железа оливинов, пироксенов и шпинелидов дают основание заключить, что их «сухие» мантийные магмы фракционировали по боузовскому типу в условиях низкого давления и медленного охлаждения магматического расплава в преддуговой этап становления Баянаул-Акшатауской островодужной системы (рис. 2.1).

#### ВВЕДЕНИЕ

На северо-востоке Центрального Казахстана западнее гор Баян-Аул в междуручье Акозек и Ащысу, в урочище Караулшеку обнажается паравтохтон ордовикских надсубдукционных офиолитов (рис. 7.1), надвинутый на флишоидно-молассовые отложения верхнего ордовика и силура [Степанец, 1992]. Это один из наиболее полно сохранившихся выходов офиолитов в пределах Центрального Казахстана [Объяснительная..., 1981], интенсивно исследуемых в конце 80-х и начале 90-х годов прошлого столетия [Степанец, 1988, 1992; Новикова и др. 1993; Турманидзе и др., 1991; Якубчук и др., 1988]. Накопленный материал по петрогеохимии пород и составу породообразующих пироксенов, оливинов и аксессуарных шпинелидов в свете современных данных о природе мантии островодужных систем дает основание усовершенствовать наши представления о генезисе офиолитов преддуговых бассейнов.

Ранее вулканиты спилит-диабазового комплекса и перекрывающие их вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения включались в состав докембрийской ерейментауской серии [Борукаев, 1958], позднее они сопоставлялись соответственно с вендско-кембрийской базальтоидной майкаинской свитой и преимущественно кремнистой, ниже- и верхнекембрийской косгомбайской свитой [Объяснительная..., 1981].

Мафит-ультрамафиты подошвы паравтохтона Караулшеку Р.М. Антонюк [Антонюк, 1974] относит к пассивному меланократовому фундаменту, аналогичной точки зрения придерживаются М.З. Новикова [Новикова и др., 1993], А.В. Рязанцев [Рязанцев, 2005] и К.Е. Дегтярев [Degtyarev, 2010].

Первые находки раннеордовикских конодонтов в базальных яшмах в районе тригопункта Акозек (координаты 50.51 с. ш., 74.48 в. д) были осуществлены в 1985 г. Б.Ш. Клиnger и Л.А. Гогановой, что послужило основанием автору выделить толщу спилитов в нижеордовикскую караулшекинскую, а кремнисто-туфогенно-

вулканогенную часть разреза отнести к аозекской свите среднего и верхнего ордовика.

Данная последовательность верхних членов разреза офиолитов массива Караулшеку Баянаул-Акшатауского преддугового прогиба 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].

### **ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПАРАВТОХТОНА КАРАУЛШЕКУ**

В видимом основании Караулшекинского паравтохтона (рис. 7.2) обнажаются тектонизированные и серпентинизированные гарцбургиты с редкими будинами магнетитов и титаномагнетитов общей мощностью до 1000 м. Лизардитовые петельчатые, полигонально-зернисто-петельчатые и ленточно-петельчатые серпентиниты смяты в мелкие линейные и вторично деформированные складки. Повсеместно отмечаются следы пластических деформаций. Вверх по разрезу постепенно уменьшается степень серпентинизации, рассланцевания, и чаще можно наблюдать чередование пластов пойкилитовых гарцбургитов и дунитов. В отдельных пластах устанавливается первичная магматическая слоистость, в верхах зоны обнажается выдержанный по мощности (до 50 м) горизонт кумулятивных дунитов с элементами градационной слоистости, обусловленной присутствием железистой хромшпинели. Кумулятивные дуниты сменяются переходной толщей, общей мощностью до 700 м, кумулятивных верлитов, дунитов, гарцбургитов и лерцолитов, реже плагиоклазовых и роговообманковых перидотитов, перемежающихся друг с другом в виде пластов переменной мощности. Все кумулятивные перидотиты содержат идиоморфные октаэдрические кристаллы хромшпинели. 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.

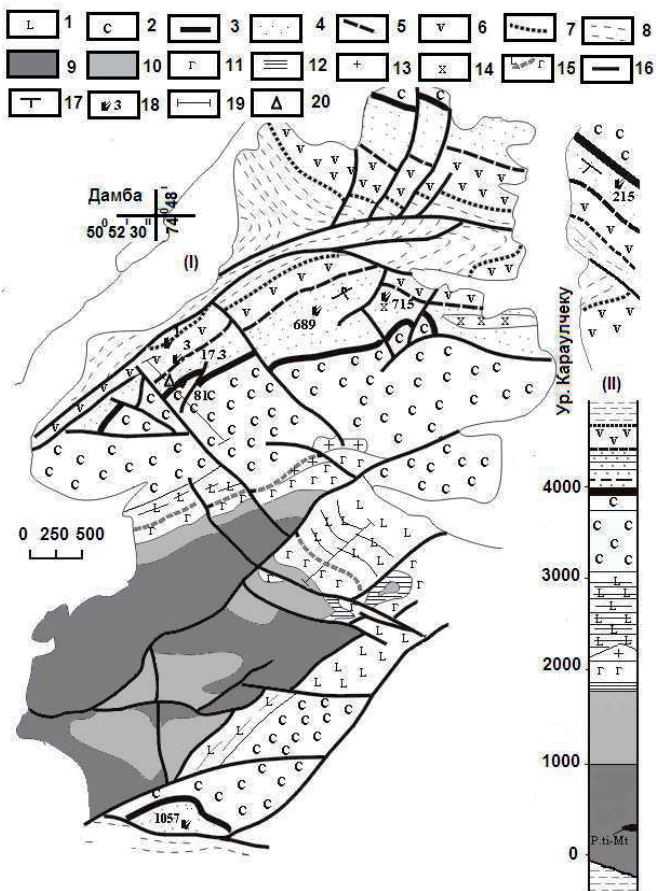
Последние постепенно сменяются породами габбро-норитовой (мафитовой) зоны, мощностью около 230 м, сложенной лейко- и меланократовыми габбро, норитами, роговообманковыми, оливиновыми, диопсидовыми габбро, прослоенные анортозитами и клинопироксенитами. Габброиды, особенно в нижней части зоны, хорошо ритмически 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 амфиболитизации габброидов постепенно возрастает вверх по разрезу.

Разрез мафитовой зоны насыщен одиночными силлами, в верхах разреза сосредоточены тела low-Fe/high-Mg долеритов, а в низах разреза 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 Караулшеку данные породы включались в состав кератофир-спилит-диабазового комплекса [Степанец, 1988; Якубчук и др., 1988]. Дополнительное картирование и анализ петрогеохимического состава пород дали основание выделить их в самостоятельную серию силлов позднего этапа [Степанец, 1992], а позднее low-Fe/high-Mg долериты были названы караулшекитами [Степанец, 2004]. Плутонические офиолиты прорываются более поздними, по-видимому, среднепалеозойскими субвулканическими телами трахидацитов (кератофинов), субсогласные тела последних проникают и в тектонизированные гарцбургиты, а редкие тела сиенитов прорывают низы разреза акезекской свиты.

Структурно выше, с тектономагматическими брекчиями в основании, залегает караулшекинский спилит-диабазовый комплекс ( $O_1$ ), сохраняя при этом конформность с нижележащей толщей кумулятивных 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 комплекса обнажается толща (~700 м) пластинчатых кварцевых диабазов, в верхах – потоки спилитов караулшекинской свиты (~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 тонко- и грубослоистые зеленые кремнистые 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].



**Рис. 7.2(1).** Геологическая схема северо-западной части паравтохтона Караулиеку (координаты тригопункт Акозек:  $50^{\circ}51'33''$  с. ш.,  $74^{\circ}48'$  в. д.), по В.Г. Степанцу, Л.Л. Герману, М.З. Новиковой с изменениями и дополнениями автора  
 1-2 – караулиекинский силлит-диабазовый комплекс (O<sub>1fl</sub>): 1 – пластинчатые кварцевые диабазы, 2 – пиллоу-спилиты ( $Dec_a=179^{\circ}$ ,  $Inc_a=30^{\circ}$ ,  $\alpha_{95}=19^{\circ}$ ,  $\psi=16^{\circ}$ );  
 3-7 – акозекская свита ( $Dec_a=171^{\circ}$ ,  $Inc_a=33^{\circ}$ ,  $\alpha_{95}=14^{\circ}$ ,  $\psi=18^{\circ}$ ): 3-5 – пестрая толща (O<sub>2dr<sup>1</sup>-da<sup>3</sup></sub>): 3 – базальные яшмы с конодонтами O<sub>2dr<sup>1</sup></sub>, вероятно, зона P. navis, в кровле конодонты O<sub>2da<sup>1</sup></sub>, 4 – дацитовые пепловые туфы, кремнистые туффиты и пласты яшм с конодонтами O<sub>2da</sub>, 5 – песчаники; 6-7 – вулканогенная толща (O<sub>3sa-ka<sup>1</sup></sub>): 6 – островодужные Орх-Срх-Pl андезитбазальты и их туфы, 7 – кремнистые алевролиты с конодонтами O<sub>3sa-ka<sup>1</sup></sub>; 8 – зеленоцветные флишиоды кошиакозекской свиты (O<sub>3ka<sup>2</sup>-hi</sub>;  $Dec_a=162^{\circ}$ ,  $Inc_a=25^{\circ}$ ,  $\alpha_{95}=9^{\circ}$ ,  $\psi=13^{\circ}$  [Куренков и



др., 2002]); 9-13 – надсубдукционные мафит-ультрамафиты: 9 – истощенные гарцбургиты, реже дуниты с подиформными залежами магнетитов, 10 – кумулятивные верлиты, дуниты, лерцолиты, роговообманковые и плагиоклазовые лерцолиты, пироксениты, 11 – габбро-нориты ( $Dec_a=159^0$ ,  $Inc_a=26^0$ ,  $\alpha_{95}=14^0$ ,  $\psi=14^0$ ), диориты и одиночные силлы low-Fe долеритов ( $Dec_a=163^0$ ,  $Inc_a=23^0$ ,  $\alpha_{95}=14^0$ ,  $\psi=12^0$ ) и high-Mg лейкограниты, 12 – пироксениты, 13 – плагиограниты и трондjemиты; 14 – среднеордовикские сиениты; 15 – доорогенные тектонические брекчи; 16 – тектонические разрывы; 17 – элементы залегания; 18 – места обнаружения конодонтов и их номера; 19 – места отбора ориентированных образцов для палеомагнитных исследований; 20 – тригопункт Акозек.  $Dec_a$  – склонение и наклонение в древних координатах компонент  $J_n$ ,  $\alpha_{95}$  – угол овала доверия,  $\psi$  – палеоширота (по: [Турманидзе и др., 1991]).

**(II) Схематический разрез паравтохтона Караулишеку: P.ti-Mt – подиформные залежи магнетитов**

Маломощные тела плагиогранитов и трондjemитов проникают в подошву спилитов, содержат редкие ксенолиты габброидов и кварцевых диоритов и, в свою очередь, прорваны караулишекитами.

В низах разреза спилитов встречаются редкие потоки риодацитов и силлы миндалекаменных кварцевых диабазов, в верхах миндалекаменные известково-щелочные пиллоу-спилиты содержат линзы железистых яшм. Спилиты афировые, олигофировые, реже – порфиоровые породы; массивные, однородные, иногда имеют подушечную отдельность (до 1,5 м), их потоки, как правило, мощностью до 150 м. Упаковка подушек и шаров в потоках очень плотная.

Стратиграфически выше вскрывается ритмично построенный разрез акозекской свиты [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, туфо-алевролитами, туфопелитами, туфо-песчаниками. Базальные яшмы содержат конодонты, вероятно, зона *B. navis*, среднего ордовика раннего дапина, в кровле горизонта встречаются конодонты раннего дарривила. В верхах пестрой толщи пачка вишнево-бурых слоистых кремнистых алевролитов содержит спиккулы кремнистых губок, брахиоподы и конодонты верхней части дарривилского яруса. В верхах разреза акозекской свиты распространены преимущественно островодужные базальтовые, андезибазальтовые вулканиты и их туфы, вишневые кремнистые алевролиты кровли разреза содержат конодонты сандбского и нижней части катского ярусов верхнего ордовика. Общая мощность разреза акозекской свиты не превышает 550 м.

Выше согласно залегают грязно-зеленые, табачные алевролиты, алевропесчаники, песчаники и известковистые песчаники, очень редко встречаются известняки кошиакозекской свиты [Степанец, 1992]. В основании флишоидного разреза извест-

ны трилобиты низов позднего ордовика [Никитин, 1972], а в верхах В. Е. Коник указывает кораллы катийского яруса верхнего ордовика. Выходы кошиакозекской свиты также обнажаются в среднем течении р. Ащысу, западнее зим. Акозек и пос. Алексеевка. По литологическому составу и характеру строения ее разрезы идентичны таковым еркебидайкской и ангрensorской свит, но отличаются от них стратиграфическим объемом, отвечая  $O_3ka^2-hi$ . Кошиакозекская свита согласно перекрывается сатпаевской свитой нижнего силура ( $S_1$ ). Отложения сатпаевской свиты широко распространены в пределах Баянаул-Акшатауского преддугового прогиба (рис. 7.1). В районе поселка им. К. И. Сатпаева ее типовой разрез представлен чередованием преимущественно зеленоцветных песчаников, алевролитов, реже конгломератов, гравелитов, известковистых песчаников, мощностью более 4000 м. Наиболее детально ее разрез описан в междуречье Жартас-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 пачка двух-элементного флиша (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 Жартас зеленоцветные песчаники сатпаевской свиты согласно надстраиваются красноцветными песчаниками, содержащими фауну брахиопод, табулят и ругоз верхнего лландовери и венлока [Бандалетов, 1969; Объяснительная..., 1981].

## ПЕТРОГРАФИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

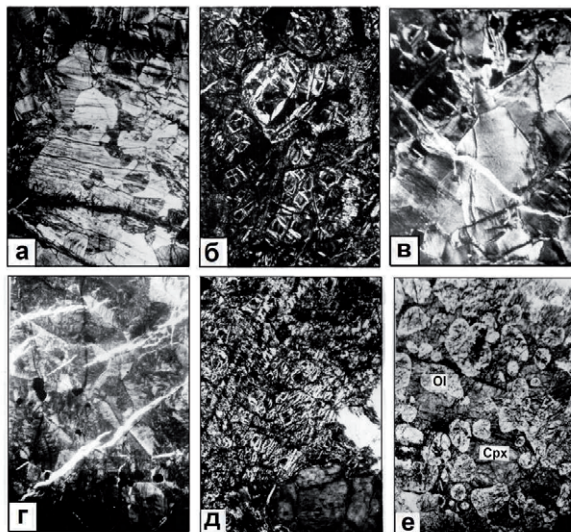
### Преддуговые офиолиты.

#### *Перидотит-габбро-диорит-плагιοгранитный комплекс.*

Ультрамафитовая зона. *Гарцбургитовые серпентиниты* темно-серые, часто рассланцованные с образованием зеркал скольжения, реже – массивные и полосчатые. Гарцбургиты на 70 % состоят из лизардита, замещающего оливин, 20 % бастита, развитого по ортопироксену, 3% антигорита, 2 % брусита, 5 % магнетита и шпинели. Микроскопически это петельчатые, полигонально-зернисто-петельчатые и ленточно-петельчатые серпентиниты (рис. 7.3(а, б, д)).

*Серпентинизированные дуниты* красно-коричневые до черных, массивные, будинированные, рассланцованные, трещиноватые с хризотил-асбестом, крупнопетельчато-лизардитовые с прожилками антигорита, брусита и полигонально-зернистой структурой (рис. 7.3(в, г)). Хромшпинели присутствуют во всех разновидностях серпентинитов, образуют мелкие идиоморфные октаэдрические и крупные ксеноморфные зерна. Вторичный магнетит в лизардитовых серпентинитах развит в шнурах петель и тонких прерывистых прожилках, а также в виде тонкой сыпи по всей породе. В брусит-антигоритовых серпентинитах он образует скопления мелких зерен.

Переходная зона. *Верлиты* на выветренной поверхности ржаво-желтые, коричнево-серые, на свежем сколе темно-зеленые или черные, массивные; иногда имеют типичную шаровую отдельность. Породы сложены оливином (40-60 %), клинопироксеном (30-50 %), ортопироксеном (5 %), хромшпинелью (2 %) и магнетитом (3 %). Верлиты характеризуются гипидиоморфно-, панидиоморфнозернистой, пойкилитовой, петельчатой и решетчатой структурами. Клинопироксен является самым устойчивым минералом к процессам выветривания, его зерна идиоморфные, изометричные, чаще представляют собой призматические, таблитчатые выделения размером до 4 мм. По составу это хромистый диопсид и эндиопсид с хорошо выраженной спайностью и диаляговой отдельностью. Он нередко содержит ламели распада ромбического пироксена и включения оливина. Оливин образует таблитчатые (0,4-1,0 мм), слабо серпентинизированные зерна.



**Рис. 7.3.** Микрофотографии ультрамафитов

*a* – апогарцбургитовый серпентинит. Пойкилитовые зерна бастита заключены в полигонально-зернистый петельчатый lizardит, ил. Мк-350, ник. +, увел. 27; *б* – апогарцбургитовый lizardитовый серпентинит петельчатой структуры. Справа светлая полоса антигорита, ил. Мк-351, ник. +, увел. 27; *в* – аподунитовый lizardитовый серпентинит реликтовой полигонально-зернистой секториальной крупнопетельчатой структуры, ил. Мк-12, ник.+, увел. 13; *г* – аподунитовый lizardитовый серпентинит полигонально-крупнопетельчатой гофрированно-секториальной структуры, ил. Мк-349, ник.+, увел.27; *д* – апогарцбургитовый серпентинит пойкилитовые зерна lizardитового бастита заключены в мелкопетельчатый lizardит, ил. +, Мк-383-3, ник.+, увел. 22; *е* – лерцолит, оливиновый ортокумулят с интеркулятивными кристаллами клинопироксена, ил. Мк-356, ник.-, увел. 7

*Лерцолиты* макроскопически темно-зеленые до черных, шаровые, реже массивные, по минеральному составу изменчивы. Орто- и клинопироксен присутствуют приблизительно в равных количествах (50-70%), содержание оливина колеблется от 20 до 30%, амфибола и плагиоклаза не превышает 10%, количество аксессуаров не более 3%. Они преимущественно обладают кумулятивной структурой (рис. 7.3(е)). Клинопироксен слагает ксеноморфные кристаллы, по составу отвечающие диопсиду и эндиопсиду, а в низах разреза хромистому диопсиду. Ортопироксен имеет округлые, таблитчатые формы, близкие к идиоморфным, по составу отвечает бронзиту. Оливин в основном ортокумулат (рис. 7.3(е)) с высокой железистостью.

*Роговообманковые и плагиоклазовые лерцолиты.* Первые содержат до 40 % первичной роговой обманки, а вторые до 50 % серицитизированного плагиоклаза, оливин и клинопироксен присутствуют примерно в равных количествах (20-30 %), ортопироксен не превышает 10 %. Агрегаты роговой обманки имеют идиоморфные формы, как и зерна оливина. Отмечаются пойкилитовые структуры, где клинопироксен «заключен» в серицитизированный мезостазис плагиоклаза. Первичная роговая обманка слагает ксеноморфные зерна и характеризуется устойчивой железистостью (23 %). Вторичная роговая обманка по клинопироксену менее железиста (до 13 %). Плагиоклаз отвечает по составу битовниту (An 85-87), сосюритизирован и хлоритизирован.

*Дунитовые серпентиниты* характеризуются нормальной петельчатой структурой с образованием лизардита двух генераций, наличием просечек магнетита, которые прерываются прожилками хризотила и хризотиласбеста. Серпентинизация дунитов сопровождается обильным выделением вторичного магнетита, что указывает на более железистый состав исходного оливина. Аксессуарная хромшпинель кумулятивных перидотитов образует идиоморфные октаэдрические кристаллы.

Мафитовая зона. *Двупироксеновые и ортопироксеновые габбро* – темно-серые, темные, среднезернистые, полосчатые, реже массивные, трахитоидные, пятнистые, гранобластовые, мозаичные; содержат орто- и клинопироксен (0-50 %), плагиоклаз (45-50 %), роговую обманку (7 %), аксессуары – магнетит, хромшпинель, рутил. Клинопироксен призматически зернистый, чаще всего ксеноморфный по отношению к плагиоклазу, по составу отвечает авгиту, замещен бурой роговой обманкой, содержит тонкую вкрапленность магнетита. Бронзит слагает ксеноморфные, округлые, реже извилистые формы зерен, нередко заключен внутри кристаллов клинопироксена, замещен с краев и по трещинам красно-бурой роговой обманкой. Гиперстен широкотаблитчатый, замещен серпентином, местами переполнен бронзитом. Плагиоклаз таблитчатый, реже удлинено-таблитчатый битовнит, лабрадор и зональный лабрадор-олигоклаз-альбит замещен серицитом,

лейкоксеном, скаполитом, пренином. Амфибол отвечает обыкновенной роговой обманке.

*Клинопироксениты* средне-крупно-зернистые, гипидиоморфнозернистые, по составу отвечают эндиопсид-авгиту с диаллаговой отдельностью. Нередко клинопироксен замещен бурой роговой обманкой и листоватым агрегатом тремолита.

Диорит-плаггиогранитная зона. *Кварцевые диориты, трондъемиты и плаггиограниты* отличаются друг от друга содержанием кварца и цветным числом. Основные породообразующие минералы представлены плаггиоклазом (30-60 %), роговой обманкой (10-15 %), кварцем (10-40 %), вторичные минералы – эпидот, хлорит, кальцит, среди аксессуарных минералов преобладает титаномагнетит, реже отмечается сфен и апатит. Плаггиоклаз всегда отчетливо зональный, ядерные зоны сложены андезином, края, как правило, олигоклазом. Тонкозернистый агрегат серицита развит в ядрах кристаллов, а их края альбитизированы. Роговая обманка длиннопризматическая, замещена грязно-зеленым игольчатым амфиболом и хлоритом. В единичных образцах отмечается хлоритизированный биотит. Кварц образует ксеноморфные зерна. В разновидностях, содержащих более 20 % кварца, развиты симплектитовые сростки альбита.

*Дайково-силловый комплекс.* *Долериты* характеризуются диабазовой, габбро-диабазовой и лепидобластовой структурой; текстуры массивные, пятнистые, основная масса обогащена вторичным амфиболом и хлоритом, очень редко присутствует аксессуарный магнетит. Субвулканические тела кислого состава подразделяются на две группы, возможно, отвечающие двум генерациям. Первая группа представлена титанистыми *трахидацитами*, характеризующимися наличием вкрапленников плаггиоклаза, частично замещенного хлоритом, с флюидалной основной массой, состоящей из плаггиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца и магнетита. Вторая группа представлена низкотитанистыми афировыми *фельзитами* (лейкогранитами) с флюидалной основной массой, состоящей из альбита, калиевого полевого шпата, кварца.

*Островодужный аозекский комплекс.* *Базальты, андезибазальты* аозекской свиты по минеральному составу и структурным особенностям сходны друг с другом. Они массивные, миндалекаменные, порфировые, чаще – гломеропорфировые, апоинтерсертальные, апогиалопилитовые, реже – вариолитовые и пилотакситовые. По составу вкрапленников разделяются на двупироксеновые и пироксен-плаггиоклазовые породы. Клинопироксен, хорошо сохранившийся субкальциевый авгит и субкальциевый диопсид-авгит образуют призматические и короткопризматические кристаллы. Клинопироксен основной массы – более железистый авгит. Ортопироксен имеет бледно-зеленый цвет, соответствует слабожелезистому гиперстену. Его зерна нередко гранулированы, нацело замещены серпентином.

Плагиоклаз представлен таблитчатыми серицитизированными кристаллами. Акцессорные минералы представлены магнетитом и апатитом.

#### **Спилит-офиолиты.**

**Спилит-диабазовый комплекс.** *Спилиты* – афировые, олигофировые, реже – порфировые породы; массивные, однородные, иногда имеют подушечную отдельность (образования до 1,5 м), их потоки, как правило, мощные, до 150 м. Упаковка подушек и шаров в потоках очень плотная. Структура основной массы спилитовая, состоит из мелких лейст и сростков, иногда сноповидных, идиоморфных фенокристаллов сосюритизированного основного плагиоклаза (25 %), замещенного хлоритом и актинолитом, и, как правило, неизмененного клинопироксена (5 %), стекло девитрифицировано, замещено бледно-зеленым хлоритом, лейкоксеном, эпидотом. Вкрапленники клинопироксена редки, представлены высоконатровым авгитом. Ядерные части подушек раскристаллизованы до вариолитов. Миндалекаменные спилиты содержат многочисленные (15 %) мелкие (0,1 см) миндалины, выполненные хлоритом, эпидотом, кварцем и карбонатом. Акцессории – титаномагнетит, сфен, в искусственном шлихе обнаружены единичные кристаллы циркона.

*Кварцевые диабазы* характеризуются диабазовой, габбро-диабазовой и лепидобластовой структурами; текстуры такситовые, градиционно-слоистые, реже – массивные. Альбитизированный, окварцованный и серицитизированный плагиоклаз образует узкие вытянутые лейсты, реже он имеет таблитчатые формы. Основная масса представлена хлоритом, эпидотом, кварцем, лейкоксеном и магнетитом. Более раскристаллизованные участки, принимаемые ранее за зоны закалки, сложены афировыми разновидностями лейкоксенизированного, сосюритизированного, хлоритизированного агрегата.

### **ПЕТРОХИМИЯ И ГЕОХИМИЯ**

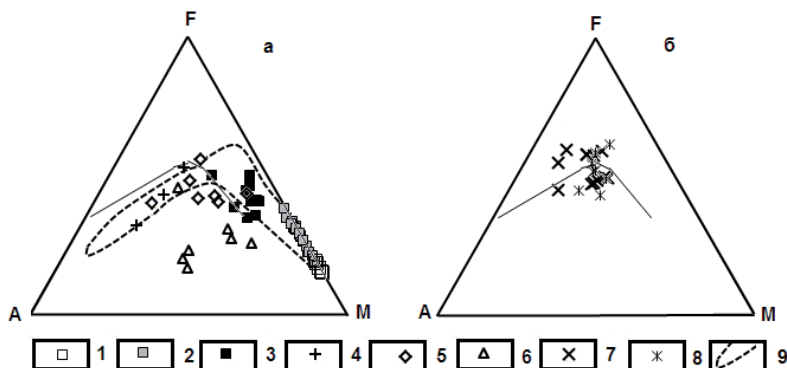
#### ***Преддуговые офиолиты.***

#### ***Перидотит-габбро-диорит-плагиогранитный комплекс.***

*Гарцбургитовые серпентиниты* ультрамафитовой зоны имеют однородный химический состав и по содержанию легкоплавких компонентов (Al, Ti, Ca и щелочей) отвечают истощенным перидотитам с низкими концентрациями  $TiO_2 = 0.02$  мас. % и  $P_2O_5 < 0.011$  мас. %. Их петрохимические и нормативные составы сведены в табл.1 (см. приложение).

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 диаграмме АМГ (рис. 7.4) 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. Гарцбургиты крайне обеднены  $CaO$ , что характерно для ультраосновных пород преддуговых бассейнов (рис. 7.5). Содержание платины изменяется от 0.02 до 0.098 г/т.



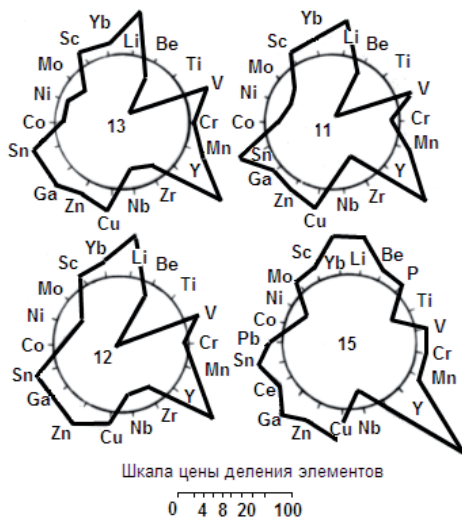
**Рис. 7.4.** Диаграмма AFM [Irvine & Baragar, 1971] для составов пород преддуговых офиолитов (а) и спилит-офиолитов (б) параавтохтона Караулишеку (по: [Степанец, 1992])

1-6 – преддуговые офиолиты: 1 – гарцбургитовые серпентиниты, 2 – кумулятивные перидотиты, 3 – кумулятивные габброиды, 4 – диориты, 5 – вулканиты акезекской свиты, 6 – одиночные силлы; 7-8 – спилит-офиолиты: 7 – спилиты, 8 – кварцевые диабазы; 9 – поле магматических пород Олюторского преддугового хребта Северной Камчатки (по: [Керезинская et al., 1993]). Линией показана граница раздела составов пород толеитовой и известково-щелочной серий (по: [Irvine & Baragar, 1971])

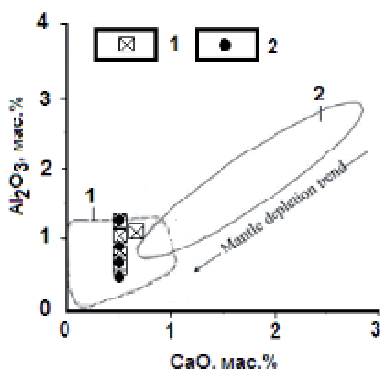
Кумулятивные перидотиты переходной зоны обогащены легкоплавкими компонентами. Верлиты характеризуются изменчивыми концентрациями  $CaO=4.0-13.36$  мас. %,  $Al_2O_3=0.95-5.7$  мас. % в них несколько повышены содержания  $TiO_2 < 0.31$  мас. %,  $Na_2O < 0.41$  мас. %. В лерцолитах концентрации этих окислов несколько ниже, не более  $CaO=4$  мас. %,  $Al_2O_3=5.0$  мас. %. В целом, ультраосновные кумулаты более высокожелезистые, чем перидотиты ультрамафитовой зоны, коэффициент фракционирования дунитов изменяется от 12 % до 19 %, в лерцолитах и верлитах достигает 26 %, что наглядно демонстрирует диаграмма AFM (рис. 7.4).

Деплетированные гарцбургиты, кумулятивные дуниты, верлиты и лерцолиты характеризуются практически одинаковым спектром накопления элементов-примесей (рис. 7.5), это свидетельствует о том, что они все являются производными одной родоначальной мантийной магмы. Они обеднены относительно клар-

ковых содержаний перидотитов [Инструкция..., 1983] Ве, Ti, Zr, Nb, Мо, но обогащены Li и особенно Y, содержат повышенные концентрации халькофильных элементов (Cu, Zn), а также редкоземельных элементов (Sc, Yb), слабо обогащены элементами группы железа (Ni, Co, Cr, V).



**Рис. 7.5.** Содержания элементов-примесей ультрамафитов нормированы относительно кларковых содержаний перидотитов (по: [Инструкция..., 1983]) 11 – вертиты; 12 – дуниты; 13 – гарцбургиты; 15 – лерцолиты



**Рис. 7.6.** Диаграмма  $Al_2O_3$ -CaO для гарцбургитовых серпентинитов (1) и дунитов переходной зоны (2) массива Караулиеку

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

Ультрамафиты резко различаются по содержанию REE. Гарцбургитам свойственны высокие отношения  $La/Sm$   $n = 3.8$ ,  $La/Yb$   $n = 3.8$ ,  $Yb/Y$   $n = 0.01$ , в лерцолитах эти отношения значительно ниже:  $La/Sm$   $n = 1.6$ ,  $La/Yb$   $n = 1.2$ ,  $Yb/Y$   $n = 0.06-0.02$ , а уровень концентраций выше (рис. 7.7).



*Габброиды мафитовой зоны.* Low-K/high-Cr кумулятивные габброиды, по характеру накопления кремнезема и железистости, отвечают породам толеитовой и реже известково-щелочной серий (рис. 7.4) при широких вариациях отношений  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$   $n=0.58-1.14$ .

Они имеют неустойчивые концентрации 0.24-0.87 мас. %  $\text{TiO}_2$ , 11.67-18.88 мас. %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , низкие  $<0.047$  мас. %  $\text{P}_2\text{O}_5$  (приложение табл. 7.2), что характеризует их как габброиды low-Ti офиолитов надсубдукционных комплексов. Коэффициент фракционирования Fe# (35 %) габброидов постепенно растет к подошве разреза, но достигает максимума в low-K известково-щелочных диоритах Fe# (54 %), в которых также увеличивается роль концентраций  $\text{P}_2\text{O}_5=0.22$  мас. % и  $\text{TiO}_2=0.84-1.31$  мас. %. Габброиды характеризуются высокими отношениями Ta/Yb  $n=0.31$ , Ce/Yb  $n=3.6$ , La/Sm  $n=1.4$ , La/Yb  $n=1.7$ , низкими La/Ta  $n=5.4$ , La/Ba  $n=0.05$ , La/Nb  $n=1.6$ , Sm/Zr  $n=0.05$  и Sm/Hf  $n=0.85$  отношениями, а также низкими концентрациями 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).

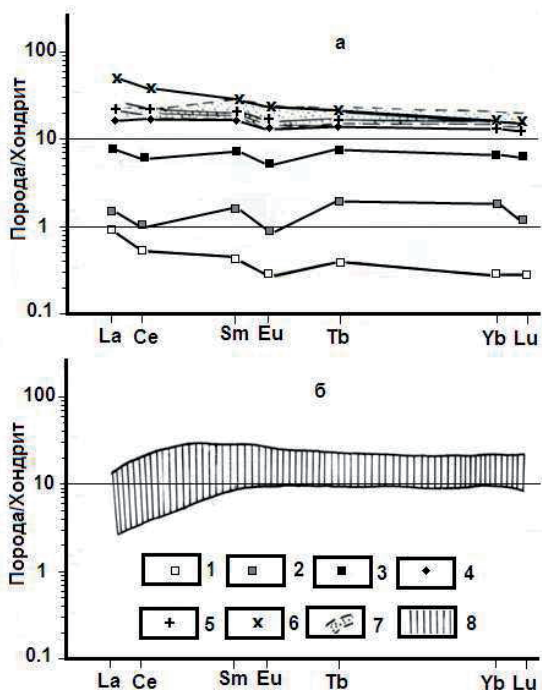
Концентрации платины мафит-ультрамафитов не превышают уровня кларка (дуниты (0.02 г/т), верлиты (0.02-0.036 г/т), лерцолиты (0.02-0.048 г/т), пироксениты (0.02 г/т)).

*Дайково-силловый комплекс.* По петрогеохимическим признакам low-Fe/high-Mg долериты (караулшекиты), слагающие одиночные силлы, приближаются к составу high-Ca бонинитов [Crawford et al., 1989], отличаясь от них низкими концентрациями  $\text{FeO}_{\text{общ}} < 4.64$  мас. %,  $\text{Fe}_2\text{O}_3=1.54$  мас. %,  $\text{MnO} < 0.06$  мас. % (табл. 7.3, 7.4) и высокими Y (16 г/т), Nb (6.8 г/т), характеризующая при этом высокими концентрациями Cr (357 г/т), Ni (127 г/т). Они также имеют высокие отношения  $\text{Mg}\# [100 \cdot \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})] = 80-76$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{TiO}_2$  (35-40) и  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$  (0.70-0.77) и низкие  $\text{FeO}_{\text{общ}}/\text{MgO}$  (0.44-0.62) при низких концентрациях  $\text{TiO}_2 < 0.38$  мас. %.

Med-Ti ( $\text{TiO}_2=1.04-1.26$  мас. %) долериты подразделяются на low-Fe, high-Ca и med-Fe на low-Ca (табл. 7.3).

Первая группа пород приближается к составу high-Ca бонинитов при нескольких пониженных концентрациях MgO (5.11 мас. %), 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) отношениях.

Породы второй группы отвечают составу Med-Ti долеритов и характеризуются низкой  $\text{Mg}\#=49.9$  и отношениями  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2=12.5$ ,  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3=0.43$ .



**Рис. 7.7.** Распределение РЗЭ в преддуговых офиолитах и спилит-офиолитах паравтохтона Караулиеку (а) и (б) поле составов океанических толеитов (по: [Frey, 1974; Kay, 1970; Sum, 1978])

1 – гарцбургиты; 2 – лерцолиты; 3 – габбро; 4 – кварцевые диабазы; 5 – риодациты; 6 – спилиты; 7 – поле толеитовых островодужных базальтов; 8 – поле составов океанических толеитов

Отдельную группу составляют low-Ti ( $TiO_2=0.64-0.69$  мас. %) средние породы, отвечающие составу Mg ( $MgO=5.78-6.17$  мас. %) /low-Fe ( $FeO_{общ}=2.31-3.14$  мас. %,  $Fe_2O_3=0.53-2.01$  мас. %) андезитам при высоких отношениях  $Mg\#=82-75$ , низких  $FeO_{общ}/MgO$  (0.40-0.51),  $Al_2O_3/TiO_2$  (26-22),  $CaO/Al_2O_3$  (0.67-0.42) и тем самым имеют некую аналогию с адакитами [Yogodzinski et al., 1995], отличаясь от последних низкими содержаниями  $P_2O_5=0.08$  мас. %,  $K_2O=0.10$  мас. % и  $TiO_2$ . По-видимому, данному комплексу силлов принадлежат и единичные субвулканические тела high-Mg ( $MgO=2.25$  мас. %) / low-Ti ( $TiO_2=0.03$  мас. %) лейкогранитов.

Характерно, что все вулканы комплекса резко обеднены MnO (0.01-0.084 мас. %).

Относительно высокие концентрации  $V=176$  и низкие  $Sc=19$  low-Fe/high-Mg долеритов определяют их высокие  $Ti/V=12.6$  и  $Ti/Sc=117$ , что характерно для коматитов и высококальциевых бонинитов.

Однако они резко обогащены Nb, Zr и Y, это не свойственно типичным бонинитам, в которых уровень концентраций  $> 8.40$  мас. %  $FeO_{общ}$ . Высокий уровень Nb, Zr и Y больше типичен для адакитов (high-Y/Mg андезитов), характеризующихся низким содержанием  $FeO_{общ} < 3.56$  % мас. %. Med-Ti/Fe долериты отвечают составу базальтовых андезитов САТ, тогда как low-Fe/high-Mg долериты, high-Mg/low-Fe андезиты и high-Mg лейкограниты отклоняются как от толеитового тренда, столь характерного для пород бонинитовой серии, так и известково-щелочного тренда (рис. 7.4). Что подчеркивает тем самым их петрохимическую специфику, обусловленную составом производной магмы, характеризующейся крайне низкими концентрациями Fe, высокими – Si, Mg, Ca, Na, Y.

*Акозекская свита.* По характеру распределения калия вулканиты акозекской свиты подразделяются на med-K базальты, андезиты и high-K андезибазальты, характеризующиеся 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. % при коэффициенте фракционирования  $(Fe\#)=34-54$ ,  $CaO=3.81-10.22$  мас. % и крайне низким содержанием  $Al_2O_3=10.70-13.95$  мас. % (табл. 7.5). Преимущественно это диопсид- и гиперстен-нормативные породы. На диаграммах АФМ (рис.7.4), а также по отношениям  $SiO_2-FeO_{общ}/MgO$ ,  $SiO_2-K_2O$  и  $TiO_2-K_2O$  они тяготеют к полям известково-щелочной серии островодужных систем переходных областей континент-океан.

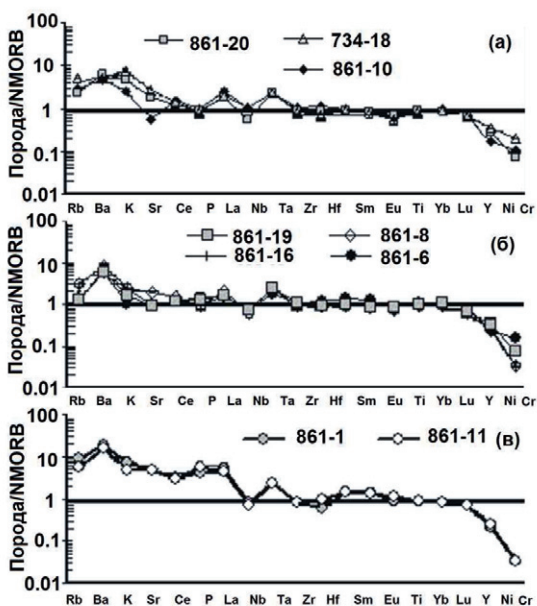
**Спилит-офиолиты.** Спилиты и кварцевые диабазы (табл. 7.6, 7.7) пересыщены  $SiO_2=50.72-60.50$  мас. %,  $Na_2O < 6.64$  мас. %, слабо обогащены  $TiO_2=0.80-1.66$  мас. %,  $Y=18-30$  г/т (табл. 7.8) и образуют смешанный ряд между low-K и med-K  $=0.5-0.84$  мас. %  $K_2O$  вулканитами. Для обеих групп пород характерны низкие содержания Co (18-26 г/т), Ni (10-60 г/т), Cr (10-58 г/т), Nb (1.4-2.6 г/т), Sc (19-47 г/т), что указывают на высокую степень дифференциации исходной магмы. Распределение элементов с высокозаряженными ионами (HFSE) относительно устойчивое и не зависит от роста концентраций кремнезема.

Low-K спилиты обеднены  $P_2O_5$  (0.12-0.17 мас. %), Rb (1.4 г/т), Ba (72 г/т), Sr (140г/т), а также La (5.0 г/т), Ce (12г/т).

Med-K спилиты резко обогащены  $P_2O_5$  (0.50-0.54 мас. %), Rb (5.6-9г/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.

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 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,  $Ce/Yb$  от 3 до 10,  $Sr/Y$  от 3 до 25. Отношения  $Ta/Yb$   $n=0.08-0.14$  спилитов с ростом концентраций K резко не изменяются.

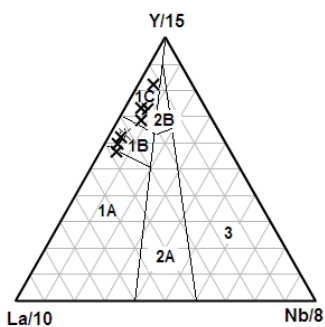


**Рис. 7.8.** Геохимические особенности пород спилит-диабазового караулиекинского комплекса, нормированных по базальтам *H*-типа срединно-океанических хребтов (NMORB) (по: [Tarney et al., 1981 и Sun & McDonough, 1989]) *a*–риодацит (861-10); *б*–диабаз основания разреза спилитов (861-20); *в*–кварцевый диабаз (734-18); *б*–low-K спилиты; *в*–med-K спилиты

Для обеих групп спилитов характерен Ba (61-220 г/т) максимум на фоне фракционирующих Rb (1.4-9 г/т), K ( $K_2O=0.05-0.84$  мас. %) и резко выраженный Nb (1.4-2.6 г/т) минимум по отношению к La (4.6-15 г/т) и Ta (0.4 г/т), что наглядно демонстрируют спайдерграммы (рис. 7.8).

Риодациты по характеру накопления Co, Ni, Cr, микроэлементов и их отношениям идентичны спилитам (табл. 7.8), что хорошо видно при сопоставлении их нормализованных спайдерграмм (рис. 7.8а, 861-10).

Кварцевые диабазы по содержанию калия также подразделяются на low-K- и med-K=0.50-0.75 мас. % K<sub>2</sub>O, однако с повышением калия в них не отмечается рост P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0.11-0.18 мас. %), Ce, La, Sm, Eu и отсутствует четко выраженный Ba максимум. Отношения La/Ta n=13, Ba/La n=10 и концентрации REE и элементов HFS эквивалентны low-K спилитам (рис. 7.8(a)).



**Рис. 7.9.** Диаграмма La/10-Y/15-Nb/8 [Cabanis & Lecolle 1989]

1. Островодужные вулканы: 1A – известково-щелочные, 1B – переходное поле от 1A к 1C, 1C – толеитовые; 2. Базальты: 2A – континентальных рифтов, 2B – задуговых бассейнов; 3. Океанические базальты

Четко выраженный Nb минимум спилитов (рис. 7.8) на фоне Ba, Ta, K и La отражают их островодужную природу, что хорошо увязывается с крайне низкими концентрациями Mg, Co, Ni и Cr. Следует отметить, что в базальтах задуговых бассейнов Ni и Cr фракционируют постепенно от толеитов NMORB с high-Cr до толеитов с известково-щелочными характеристиками с low-Cr [Сондерс и др., 1987].

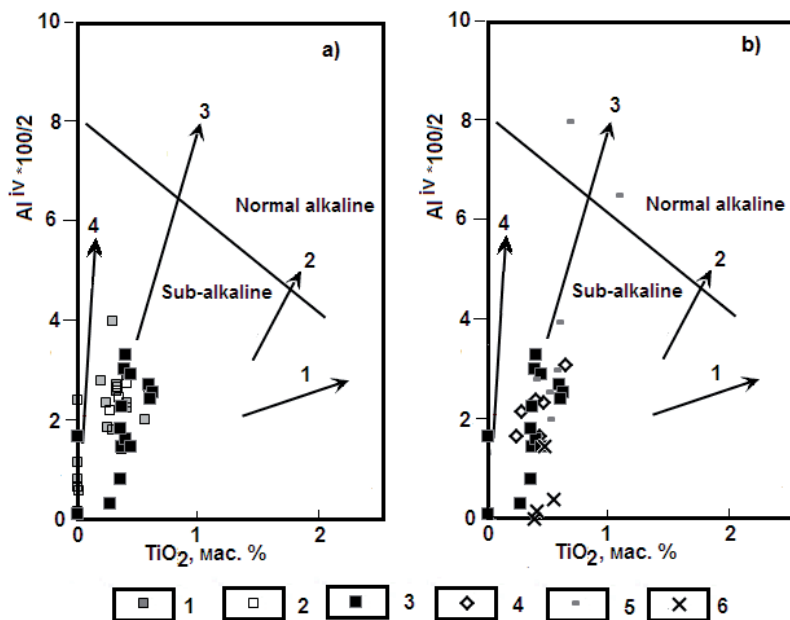
Высокие концентрации Si, Na и крайне низкие Ni, Cr в валовом составе спилитов четко контролируются составом вкрапленников high-Na (Na<sub>2</sub>O~0.86 мас. %) авгита, что свидетельствует о первично высоком содержании Na в магме.

На диаграмме La/10-Y/15-Nb/8 (рис. 7.9) фигуративные точки спилитов имеют четко выраженный островодужный тренд, свидетельствующий об их фракционировании от толеитов (low-K) до известково-щелочных базальтов, последние med-K спилиты, что отражает и диаграмма AFM (рис. 7.4).

Проведенный анализ петрогеохимических данных 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 NMORB и примитивных базальтов спрединговых задуговых бассейнов,
- 2) низкие концентрации Nb и Nb/Zr, Ta/Yb отношения указывают, что спилиты являются производными деплетированной мантии NMORB,

- 3) Nb спилитов не фракционирует до уровня типичных внутриокеанических островодужных комплексов и его содержание превышает в среднем в 3 раза,
- 4) по характеру накопления REE (Y, La, Ce, Sm, Eu, Yb, Lu), HFSE (Nb, Zr, Hf, Ti, P), LILE (K, Rb, Ba), Sr и Ni low-K спилиты эквивалентны дифференцированным толеитовым базальтам вулканических дуг,
- 5) med-K спилиты характеризуются высокими концентрациями LILE (K, Rb, Ba, Sr) и сопоставляются с вулканитами известково-щелочной серии.



**Рис. 7.10.** Ковариационная диаграмма  $Alz = (Al^{iv*100/2}) - TiO_2$  клинопироксенов  
 Тренды: 1 –перидотитов океанических хребтов, 2 – палеозойских офиолитовых комплексов, 3–островодужных и преддуговых кумулятивных комплексов (по: [Loucks, 1990]), 4 – перидотитов (с горизонтами хромитов) задуговых спрединговых бассейнов (по: [Степанец, 2012]). Линия раздела на субщелочные и нормальной щелочности породы (по: [LeBas, 1962]).  
 1– верлиты; 2 – лерцолиты; 3 – габброиды; 4 – пироксениты; 5 – вулканиты аозекской свиты; 6 – спилиты караушкекинской свиты

### Петрохимия минералов

Учитывая, что составы оливинов, пироксенов и шпинелидов являются чувствительными индикаторами физико-химических условий равновесия материнских пород plutonic офиолитов [Пирс и др., 1987; Ультрасосновные 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 геодинамической обстановки формирования офиолитов массива Караулшеку.

Оливин. Относится к магнезиальной части непрерывного ряда твердых растворов форстерит-фаялит. Главной характеристикой состава оливинов ультрамафитов является железистость (Fe#), которая практически всегда совпадает с содержанием фаялитового (Fa) компонента [Ультраосновные породы..., 1988]. Изученные кумулаты оливинов лерцолитов (приложение табл. 7.9) содержат от 16 до 27% фаялитового компонента, который в верхах разреза укладывается в интервал Fa<sub>19-27</sub>, что вполне отвечает оливинам лерцолитов преддуговых комплексов [Agaí, 1994 и др.].

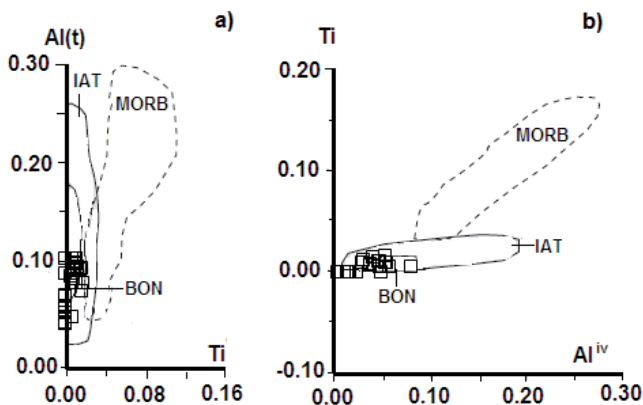
Ромбический пироксен. Железистость и содержание ферросилитового компонента в ортопироксене, в отличие от оливина, не совпадают (табл. 7.10). По составу ортопироксен (Orx) в лерцолите отвечает бронзиту (Fs<sub>14-19</sub>). Его особенностью является слабое накопление Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> с ростом железистости (Fe#), что характерно для Orx расслоенных интрузивов и габброидных комплексов офиолитов [Ультраосновные породы..., 1988].

Моноклинный пироксен. Является самым устойчивым породообразующим минералом перидотитов к процессам метаморфизма. Главными характеристиками составов клинопироксенов (Срх), на основе которых возможен их сравнительный анализ, является железистость, содержание ферросилитового компонента (Fs), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> [Добрецов и др., 1971], Cr и Na [Kornprost et al., 1982], а также атомные отношения Na, Ti, Al(t), Al<sup>iv</sup> [Beccaluva et al., 1989; Loucks, 1990].

По составу клинопироксены верлитов, лерцолитов (табл. 7.10) и пироксенитов (табл. 7.11) караулшекинского комплекса отвечают в основном хромистому (Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> <1.1 %) диопсиду (Fe#= 6.6-9), а Срх габброидов – диопсиду (Fe#= 8-12.5). Железистость Срх растет вверх по разрезу и достигает максимума в габброидах (Fe# <22%).

Содержание Fs компонента в клинопироксене, в отличие от ортопироксена, значительно ниже. Накопление Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> с ростом железистости, как и в ортопироксене, слабое, а уровень концентрации относительно выше. Однако это существенно ниже, чем в Срх абиссальных перидотитов, где уровень глиноземистости изменяется от 4 до 7 мас. % [Johnson et al., 1990; Niu & Hekinian, 1997]. Уровень накопления Na<sub>2</sub>O в Срх довольно высокий: в верлитах его величина изменяется от 0.30 до 0.54 мас. %, в пироксенитах его концентрации выше (Na<sub>2</sub>O=0.59-0.71 мас. %). Крайне фракционированы по Na<sub>2</sub>O

клинопироксены перидотитов и габброидов 0.25-0.87 мас. % и 0.25-0.91 мас. % соответственно. Все это резко отличает их от таковых хромитсодержащих перидотитов задуговых спрединговых бассейнов и, в некоторой степени, от клинопироксенов островодужных перидотитов в которых  $\text{Na}_2\text{O}$  не выше 0.35 мас. % [Степанец, 2008].



**Рис. 7.11.** Ковариационные диаграммы клинопироксенов перидотитов и габброидов паравтохтона Караулиеку  
Поля: IAT – островодужные толеиты, BON – бониниты, MORB – базальты срединно-океанических хребтов (по: [Beccaliva et al., 1989]), а – Al(t)-Ti (атомные отношения), б – Ti-Al<sup>iv</sup> (атомные отношения)

Клинопироксены перидотитов караулшекинского комплекса также фракционированы по уровню содержания  $\text{TiO}_2$  (0.0 – 0.59 мас. %) и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (0.18-1.11 мас. %), максимальный уровень  $\text{TiO}_2$  (0.65 мас. %) отмечен в пироксенитах, однако рост их концентраций не сопровождается резким изменением коэффициента Fe#, что характерно для Сrx перидотитов и клинопироксенов задуговых бассейнов. Характерно, что клинопироксен перидотитов задуговых бассейнов обогащен глиноземом ( $\text{Al}_2\text{O}_3=3.48$  мас. %).

В Сrx габброидов проявлена положительная корреляция между  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$ , что отличает их от таковых ультрамафитовой зоны. Клинопироксен основания разреза мафитовой зоны low-Al, а  $\text{TiO}_2$  ниже предела чувствительности анализа, что указывает на резкую смену химизма Сrx на границе зон, в отличие от классических примеров скрытой расслоенности, где смена химизма минералов происходит постепенно [Ультраосновные породы..., 1988].

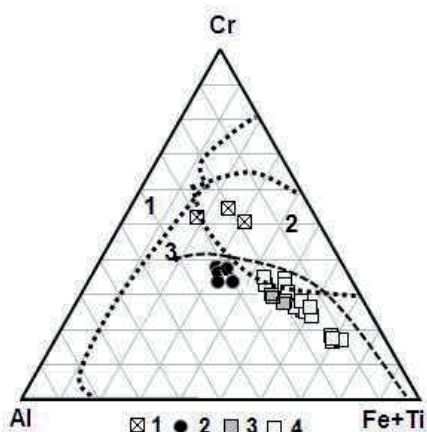
Наряду с рассмотрением поведения оксидов клинопироксенов перидотитов офиолитовых комплексов в литературе достаточно детально обсуждаются и корреля-



ции формульных коэффициентов элементов. Это позволяет акцептировать внимание на генетическую природу пироксенов. Из множества существующих ковариантных диаграмм были выбраны диаграмма  $Alz=(Al^{IV} \cdot 100/2)-TiO_2$  [Loucks, 1990] и диаграммы Na-Ti, Al(t)-Ti, Ti-Al<sup>IV</sup> [Beccaluva et al., 1989].

На ковариантной диаграмме Alz-TiO<sub>2</sub> (рис. 7.10) фигуративные точки клинопироксенов плутонических офиолитов Караулшеку тяготеют к основанию тренда островодужных и преддуговых кумулятивных комплексов, а на диаграммах отношений Al(t)-Ti, Ti-Al<sup>IV</sup> (рис. 7.11) совпадают с полями клинопироксенов бонинитов, формирование которых геотектонически ограничивается преддуговыми рифтами.

**Амфибол.** Петрохимический состав Са-амфиболов приведен в таблице 7.11. Они по составу отвечают калиево-нартовым амфиболом паргасит-гастингситового ряда. Амфиболы лерцолитов обогащены Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (11.56 мас. %), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1.43 мас. %), в габброидах их уровень содержания несколько ниже 8.0 мас. %, 0.27 мас. % соответственно.



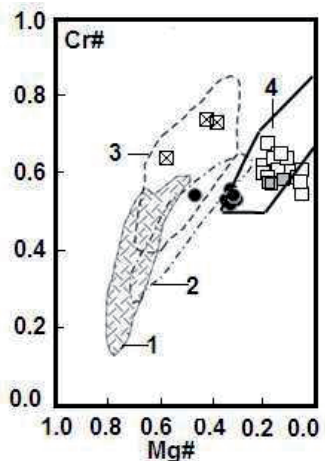
**Рис. 7.12.** Диаграмма Cr-Al-(Fe+Ti) шпинели

Поля: 1 – офиолиты, 2 – мафит-ультрамафиты аляскинского типа (по: [Jan, Windley, 1990]). 3 – тренд хромшпинелидов дунитов, верлитов Олюторского преддугового хребта (по: [Кеpezhinskas et al., 1993]).

1 – гарцбургиты; 2 – дуниты; 3 – верлиты; 4 – лерцолиты

**Шпинель.** Химический состав первичных хромшпинелидов перидотитов непостоянен (табл. 3.14). Хромистость (Cr#) шпинели кумулятивных дунитов основания кумулятивного разреза составляет 0.53-0.64, что

несколько ниже, чем в аксессуарах деплетированных гарцбургитов (0.74) и кумулятивных верлитов и лерцолитов (0.52-0.68). Хромшпинель лерцолитов характеризуется более высокими содержаниями <13.53 мас. % TiO<sub>2</sub>, суммарного железа (<68.96 %) и широкими вариациями коэффициента железистости (52-95), которые повышаются в лерцолитах вверх по разрезу. Их фигуративные точки (рис. 7.12) локализуются вдоль тренда хромшпинелидов дунитов, верлитов Олюторского преддугового хребта Корякско-Камчатской складчатой области [Кеpezhinskas et al., 1993].



**Рис. 7.13.** Диаграмма Cr#-Mg# шпинели 1 – срединно-океанических хребтов; 2 – задуговых бассейнов; 3 – преддуговых симатических бассейнов (по: [Stern et al., 2004]); 4 – Олюторского преддугового хребта (по: [Kepezhinskas et al., 1993]).

Условные обозначения см. на рис. 7.12

Хромшпинелиды динамометаморфизованных серпентинизированных гарцбургитов основания разреза перидотитов паравтохтона Караулшеку тяготеют к полю островодужных и преддуговых офиолитов (рис. 7.13).

Фигуративные точки хромшпинелидов кумулятивных дунитов, верлитов и лерцолитов резко смещены в область обеднения магнием, что характерно для перидотитов преддуговых рифтов

областей перехода континент/океан или континент/окраинный бассейн [Kepezhinskas et al., 1993]. Различие в характере накопления магния хромшпинелидов гарцбургитов и кумулятивных перидотитов дает основание предполагать полигенно-полихронное образование плутонических офиолитов паравтохтона Караулшеку.

**Основные характеристики преддуговых плутонических комплексов караулшекуинского типа**

Перидотиты и габброиды таких комплексов содержат крайне высокие концентрации Y (до 30 г/т), клинопироксен обогащен Na<sub>2</sub>O (от 0.25-0,87 мас. %), оливин характеризуется высокой железистостью, их разрезы лишены рудных скоплений хромитов, но содержат подиформные тела титаномagnetитов и magnetитов. Дайково-силловый комплекс представлен low-Fe/high-Ca бонинитоподобными породами. Вулканогенные породы, ассоциирующие с такими плутоническими комплексами, представлены low-Al (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>= 11.20-13.95 мас. %) примитивными андезибазальтами со слабо выраженным обогащением Fe и Ti.

Высокие концентрации Fe и Ti Cr-шпинелидов перидотитов Караулшеку могут быть обусловлены особенностью фракционной кристаллизации, протекающей при низком давлении и медленном охлаждении магматического расплава [Barnes et al., 2001]. Такие концентрации свойственны только магмам, не подвергшимся воздействию флюидов, обогащенных хлором [Stern, 2002].

Содержащие их перидотиты являются составной частью расслоенных гарцбургит-дунит-верлит-лерцолит-габбро-трондьемит-плагиогранитных интрузий, формирующихся в рифтах преддуговых бассейнов вдоль активных окраин континентов. Мафит-ультрамафиты таких комплексов не содержат значимых концентраций элементов платиновой группы.

## ВЫВОДЫ

Единой точки зрения на геодинамическую природу, состав и последовательность формирования вышеописанных комплексов паравтохтона Караулшеку нет. Повидимому, чтобы обсуждение противоречивых взглядов на геодинамическую природу офиолитов Караулшеку было более продуктивным, следует осветить проблему литолого-стратиграфического объема аозекской свиты. М.З. Новикова и ее коллеги [Новикова и др., 1993] выделяют низкоглиноземистые островодужные вулканы верхов разреза аозекской свиты в самостоятельную вулканогенно-терригенную толщу, включая в нее и зеленоцветные граувакковые флишоидные отложения кошиакозекской свиты.

Породы кошиакозекской свиты и силурийские граувакки слагают основной объем (более 4000 м) разреза Баянаул-Акшатауской структурно-формационной внешней зоны ранних палеозойд 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 вулканы 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 относиться, как они предполагали, метаморфизованные перидотиты, расслоенные ультрабазиты, кумулятивные габбро, комплекс диабазовых даек, базальты караулшекинской 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 служить подводными каналами для этих вулканитов, а мафит-ультрамафиты – отражать состав океанического меланократового фундамента, однако ни одно из этих условий в пределах массива Караулшеку не выполняется.

Как свидетельствует геохимический анализ, вулканы караулшекинской свиты отвечают дифференцированным вулканитам (спилитам), а ниже располагающиеся кварцевые диабазы образуют «силлоподобный» плитчатый комплекс, что в сово-

купности характерно для островодужных офиолитовых комплексов, формирующихся над зоной субдукции.

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

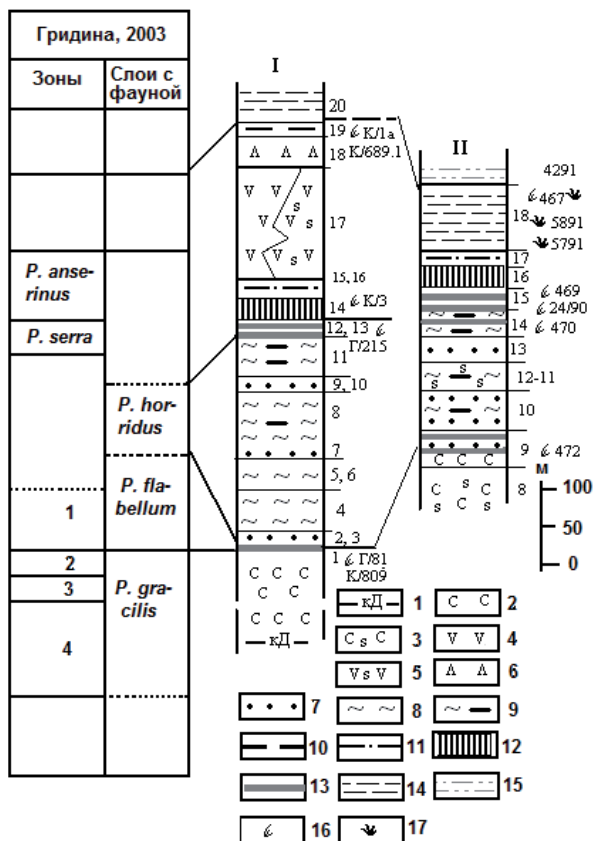


Рис. 7.14. Схема сопоставления разрезов (I) акозекской (по: [Степанец, 1992]) и (II) кувской свит (по: [Никитин и др., 1995]) Баянаул-Акчатауской структурно-формационной зоны

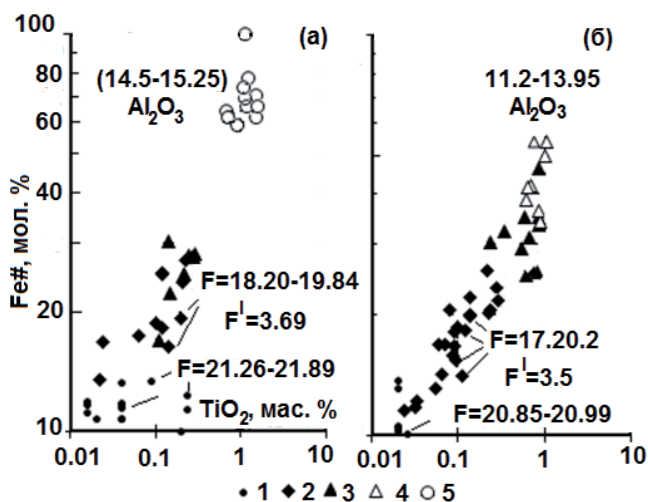
*1-2 – караулишкинская свита: 1 – кварцевые диабазы, 2 – андезибазальты и спилиты; 3-13 – аозекская и кувская свиты: 3 – грязно-зеленые туфы среднего состава, 4 – бурые двупироксеновые андезибазальты и 5 – их туфы, 6 – андезиты, 7 – зеленовато-серые, серые вулканомиктовые песчаники, 8 – зелено-серые, грязно-зеленые массивные, реже с тонкой горизонтальной слоистостью кислые пепловые туфы, прослоенные малоомощными горизонтами вишневого кремнистых алевролитов и туффитов, 9 – серо-зеленые, грязно-зеленые, реже вишнево-серые массивные и грубослоистые кремнистые алевротуффиты, 10 – темно-вишневые, серо-вишневые массивные, реже грубослоистые кремнистые алевролиты, 11 – красные и вишневые кремнистые плитчатые алевролиты со спикулами кремнистых губок, 12 – вишнево-бурые слоистые кремнистые алевролиты со спикулами кремнистых губок, 13 – яшмы; 14-15 – кошиакозекская свита: 14 – зеленые алевролиты с прослоями песчаников, серых хемогенных известняков и будинированных полупрозрачных кремней, 15 – табачно-зеленые алевролиты; 16-17 – места находок фауны и их номера: 16 – конодонты, 17 – позднеордовикские кораллы. Цифрами слева обозначены конодонтовые зоны: 1 – *Prioniodus (O.) intermedius*, 2 – *P. (O.) evae*; 3 – *P. (P.) elegans*, 4 – *P. (P.) deltatus longibasis* и *P. proteus*, справа от колонок цифрами обозначены номера слоев стратотипических разрезов*

Надсубдукционная природа офиолитов Караулишку 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 микроэлементов, исследованы химические составы горных пород, породообразующих и аксессуарных минералов, что позволило провести корреляцию данных, полученных различными методами.

Анализ результатов ВГХ свидетельствует, что плутонические офиолиты массива Караулишку и вулканиды верхов разреза аозекской свиты подчиняются боуэнскому трендом дифференциации, т. е. вулканиды не сопровождаются накоплением железа. Напротив, для спилитов и кварцевых диабазов массива Караулишку характерен феннеровский тренд дифференциации, сопровождающийся обогащением остаточной фракции окислами железа.

Характерно, что зоны закалки спилит-офиолитов представлены спилит-диабазовыми сериями, а их плутониты характеризуются присутствием циркона и керсутита [Степанец, 1990], что обусловлено присутствием водного флюида, равно как и высокими концентрациями солевого хлоридного флюида, поступающего из смежной зоны субдукции [Степанец, 2003]. Результаты ВГХ [Степанец, 1992] хорошо контролируются петрохимическим составом плутонических и изверженных пород офиолитов, что наглядно демонстрируют дискриминационные диаграммы отношения коэффициента фракционирования  $(Fe\# = 100 * Fe^{2+} / (Fe^{2+} + Mg))$  к  $TiO_2$  мас. % (рис. 7.15).

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, и тем самым определить их геодинамическую природу. На рисунке 7.15(б) демонстрируется монотонный тренд изменения коэффициента фракционирования, что характерно для магматических комплексов преддуговых прогибов и начальной стадии формирования островодужной системы. Тогда как на диаграмме (рис. 7.15 (а)) отчетливо виден разрыв по коэффициенту фракционирования между габброидами и вулканитами офиолитов островодужных систем.



**Рис 7.15.** Дискриминационная диаграмма Fe#-TiO<sub>2</sub> для надсубдукционных офиолитов аллохтона Центрального Толпака (а) и паравтохтона Караулишеку (б) 1 – гарцибургиты и Cr-дуниты; 2 – кумулятивные перидотиты; 3 – габброиды; 4 – вулканиты аозекской свиты Караулишеку; 5 – микродиориты аллохтона Толпак; F – степень частичного плавления, рассчитанная по первичной шпинели (по: [Hellebrand et al., 2001]); FI –разница между максимальной и минимальной степенью частичного плавления. Диаграммы иллюстрируют различные тренды дифференциации: а – феннеровский (офиолиты Толпакского типа, перидотиты, габбро, микродиориты и кварцевые диабазы), б – боуэновский (аозекские примитивные вулканиты, кумулятивные мафит-ультрамафиты)

Теперь вернемся к вулканитам аозекской свиты. Из выше изложенного вытекает, что островодужные двупироксеновые андезибазальты являются остаточными расплавами мафит-ультрамафитов – производных астеносферной мантии, фрак-

ционирующими над зоной субдукции. Если предположить, что кислые пепловые туфы низов разреза акозекской свиты есть производные плагиогранитных магм, являющихся дериватами мафит-ультрамафитовых расплавов, тогда в надсубдукционных обстановках данного типа первыми от мантийного вещества отделяются кислые расплавы.

Следовательно, можно заключить, что членами единого дарривил-сандбского офиолитового комплекса в составе Караулшекинского паравтохтона являются кумулятивные мафит-ультрамафиты, диориты, плагиограниты и вулканогенные отложения акозекской свиты, исключая базальные яшмы, которые можно рассматривать составной частью флоской спилит-офиолитовой ассоциации.

Принимая данную последовательность формирования разреза Караулшекинского паравтохтона, можно утверждать, что его разрез псевдостратифицирован, т.е. более молодые плутоны залегают структурно ниже базальтов вмещающей их рамы, что является неотъемлемой составной частью надсубдукционных комплексов [Степанец, 1992].

Формационными и возрастными аналогами акозекской свиты являются разрезы кувской свиты, обнажающиеся на левобережье речки Балатундык [Никитин и др., 1995], юго-восток Баянаул-Акшатауской структурно-формационной зоны. Следует заметить, что здесь, как и в горах Акозек, кремнисто-туфогенно-терригенные отложения согласно наращиваются зелеными алевритами с прослоями тонкозернистых песчаников, охарактеризованных позднеордовикскими кораллами [Никитин и др., 1995]. Отличаются эти разрезы (рис. 7.14) только тем, что разрез кувской свиты, не содержит вулканогенных пород, а объем кислых пепловых туффилов резко сокращен.

Отсутствие вулканитов в составе кувской свиты свидетельствует, что в данной области Баянаул-Акшатауской структурно-формационной зоны дарривил-сандбский вулканизм не был широко проявлен. Вероятно, это было обусловлено тем, что в данной области тектонические 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.

**Приложение**

**Таблица 7.1.** Химический состав серпентинитов ультрамафитовой зоны

№ пр.	779	781	778-4	351	362	383-3	778Г	778-1Л	778-2Д	778-3Д	778-5Л
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	40.5	40.3	40.3	40.26	40.41	41.14	45.20	45.6	38.7	37.5	41.5
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.02	0.02	0.02	0.026	0.024	0.064	0.28	0.10	0.08	0.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.84	0.64	0.69	1.27	1.15	1.10	5.7	5.1	1.16	1.60	2.0
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	7.73	8.87	8.67	6.18	6.79	7.62	3.97	5.64	11.51	12.97	8.93
FeO	0.51	0.39	1.02	1.19	0.46	0.70	4.4	6.9	2.83	3.12	4.43
MnO	0.19	0.15	0.17	0.068	0.085	0.065	0.17	0.20	0.17	0.17	0.20
MgO	36.64	36.17	36.12	36.46	36.70	36.52	27.0	21.9	32.28	31.83	28.12
CaO	0.5	0.5	0.5	0.5	0.66	0.5	4.23	9.08	1.93	2.06	6.5
Na <sub>2</sub> O	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.32	0.41	0.10	0.10	0.17
K <sub>2</sub> O	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.009	0.011	0.009	-	-	-	0.012	0.026	0.02	0.01	0.014
П.п.п.	12.88	12.32	12.01	13.03	12.46	12.20	6.39	3.21	9.74	9.24	6.62
Сумма	100.1	99.57	99.7	99.17	98.93	100.2	97.55	98.36	98.62	98.87	100.72
CO <sub>2</sub>	0.55	0.2	0.2	1.01	0.3	0.2	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
Собщ.	-	-	-	0.005	0.012	0.005	-	-	-	-	-
Mg#	89.7	88.5	88.0	90.6	90.9	89.6	85.8	76.5	81.4	79.3	80.1
Ol	59.88	60.21	60.82	58.91	59.37	57.19	27.40	26.81	70.01	75.85	50.25
Hу	34.06	33.83	33.11	34.57	33.51	36.59	43.37	23.57	10.01	2.68	14.66
Di	0.85	1.36	1.25	-	0.84	0.17	6.11	27.80	8.65	8.43	24.72
Сor	-	-	-	0.08	-	-	-	-	-	-	-
Pl	3.37	2.64	2.80	4.69	4.55	4.10	21.31	19.25	0.57	2.51	7.86
Ort	0.91	0.92	0.92	0.91	0.91	0.84	0.81	0.83	8.72	8.68	0.85
Ilm	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.09	0.38	0.15	0.12	0.20
Mt	0.88	1.00	1.05	0.81	0.78	0.88	0.88	1.28	1.40	1.72	1.42
Ap	0.02	0.02	0.02	-	-	-	0.02	0.07	0.05	0.02	0.05

**Таблица 7.1** (продолжение 1)

№ пр.	778-6Г	778-7Л	781-1Г	781-2В	781-4В	356Л	353Л	341Л	11Л	349-1Л
SiO <sub>2</sub>	40.35	40.80	37.70	46.00	44.90	38.36	38.95	41.2	43.63	42.17
TiO <sub>2</sub>	0.032	0.072	0.092	0.24	0.23	0.12	0.14	0.22	0.096	0.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.93	1.18	3.50	2.8	2.2	2.3	3.05	4.10	1.3	1.7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.22	9.28	11.40	6.61	7.88	9.42	9.52	9.79	8.43	7.92
FeO	1.15	3.35	2.30	4.63	3.98	4.22	5.66	6.5	1.91	1.96
MnO	0.19	0.20	0.22	0.20	0.19	0.21	0.18	0.22	0.13	0.16
MgO	35.83	32.34	31.94	22.78	24.34	31.66	28.23	24.7	29.0	30.97
CaO	0.5	3.80	0.93	11.46	10.22	3.11	3.65	4.32	7.14	4.32
Na <sub>2</sub> O	0.10	0.17	0.20	0.20	0.16	0.10	0.10	0.19	0.10	0.14
K <sub>2</sub> O	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.016	0.009	0.015	0.015	0.014	-	-	-	-	-
П.п.п.	11.77	7.75	10.66	3.92	4.93	9.30	9.79	7.2	7.79	9.74
Сумма	99.16	99.13	99.04	99.09	99.08	98.90	99.37	98.45	99.62	99.30
CO <sub>2</sub>	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.22	0.35
Собщ.	-	-	-	-	-	0.019	0.01	0.005	0.005	-
Mg#	88.2	83.1	81.9	79.3	79.7	81.6	78.0	74.2	84.5	85.9
Ol	59.29	59.29	63.72	27.48	32.84	65.05	55.23	40.48	41.74	46.75
Hу	34.39	18.57	23.70	17.06	17.14	14.60	20.76	30.63	22.48	28.48
Di	0.58	14.97	-	42.73	39.38	9.06	9.66	10.25	28.84	16.00
Сor	-	-	1.36	-	-	-	-	-	-	-
Pl	3.71	4.93	8.79	10.37	8.22	8.77	11.61	15.71	4.88	6.69
Ort	0.92	0.85	0.85	0.84	0.84	0.85	0.85	0.85	0.84	0.84
Ilm	0.05	0.03	0.03	0.33	0.33	0.19	0.21	0.32	0.15	0.15
Mt	1.02	1.34	1.50	1.14	1.12	1.48	1.67	1.75	1.07	1.05
Ap	0.05	0.02	0.05	0.05	0.02	-	-	-	-	-



**Таблица 7.1** (продолжение 2)

№ пр.	356Л	353Л	341Л	11 Л	349-1 Л	781- 5В	781- 6Л	340- 1Д	12Д	349- 2Д
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	38.36	38.95	41.2	43.63	42.17	46.7	40.6	36.9	37.63	39.53
TiO <sub>2</sub>	0.12	0.14	0.22	0.096	0.12	0.31	0.14	0.034	0.060	0.056
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.3	3.05	4.10	1.3	1.7	2.5	4.0	0.50	1.30	0.70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.42	9.52	9.79	8.43	7.92	6.58	9.00	13.26	12.52	8.62
FeO	4.22	5.66	6.5	1.91	1.96	4.43	4.59	2.38	1.33	1.96
MnO	0.21	0.18	0.22	0.13	0.16	0.19	0.23	0.15	0.14	0.10
MgO	31.66	28.23	24.7	29.0	30.97	21.01	28.27	34.50	34.69	36.11
CaO	3.11	3.65	4.32	7.14	4.32	13.36	4.79	0.50	0.50	0.50
Na <sub>2</sub> O	0.10	0.10	0.19	0.10	0.14	0.25	0.12	0.10	0.10	0.10
K <sub>2</sub> O	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	-	-	0.01	0.016	-	-	-
П.п.п.	9.30	9.79	7.2	7.79	9.74	4.14	7.25	10.99	11.81	11.73
Сумма	98.90	99.37	98.45	99.62	99.30	99.58	98.56	99.41	100.18	99.14
CO <sub>2</sub>	0.20	0.20	0.20	0.22	0.35	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20
Собщ.	0.019	0.01	0.005	0.005	-	-	-	0.005	0.005	0.005
Mg#	81.6	78.0	74.2	84.5	85.9	78.3	79.9	81.1	83.1	86.9
Ol	65.05	55.23	40.48	41.74	46.75	23.62	51.00	75.98	71.34	64.57
Hy	14.60	20.76	30.63	22.48	28.48	12.93	19.78	17.52	21.43	29.34
Di	9.06	9.66	10.63	28.84	16.0	51.47	12.02	1.73	-	1.18
Cor	-	-	-	-	-	-	-	-	0.12	-
Pl	8.77	11.61	15.71	4.88	6.69	9.53	14.68	2.12	4.65	2.83
Ort	0.85	0.85	0.85	0.84	0.84	0.84	0.84	0.87	0.86	0.85
Ilm	0.19	0.21	0.32	0.15	0.18	0.44	0.20	0.05	0.09	0.08
Mt	1.48	1.67	1.75	1.07	1.05	1.11	1.43	1.73	1.50	1.15
Ap	-	-	-	-	-	0.02	0.05	-	-	-

**Таблица 7.2.** Химический состав габброидов (1-10) и диорита (11)

№ пр.	351-1	734- 4	367- 2	03-4	390	03-5	388	03-6	017- 4	017- 7	734- 14
П. №	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	48.52	49.30	49.60	48.55	44.5	48.13	48.12	50.50	52.19	50.70	58.90
TiO <sub>2</sub>	0.59	0.35	0.67	0.87	0.24	0.87	0.85	0.55	0.61	0.81	0.84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.06	18.88	11.67	14.34	18.50	14.34	16.6	15.06	5.85	15.01	17.4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.28	1.48	1.93	9.44	1.29	11.28	1.69	7.37	10.15	6.40	3.8
FeO	6.52	4.52	7.00		4.92		8.55				2.14
MnO	0.16	0.11	0.18	0.14	0.17	0.18	0.16	0.12	0.15	0.12	0.054
MgO	9.75	6.85	10.80	9.37	7.76	10.04	6.49	8.92	15.18	9.39	2.63
CaO	11.19	13.31	13.31	13.37	17.06	12.05	9.66	13.54	9.71	11.69	9.18
Na <sub>2</sub> O	1.72	2.0	1.18	1.42	0.76	1.22	3.21	1.75	3.0	2.31	4.48
K <sub>2</sub> O	0.22	0.45	0.42	0.10	0.33	0.05	0.24	0.05	0.05	0.25	0.45
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.046	0.032	0.017	0.02	0.022	0.07	0.24	0.04	0.05	0.02	0.22
П.п.п.	3.12	2.28	2.30	1.69	4.53	1.33	3.69	1.64	2.61	2.80	1.88
Сумма	100.17	99.56	99.07	99.31	100.08	99.51	99.50	99.54	99.55	99.46	101.98
CO <sub>2</sub>	0.2	0.2	0.2	H <sub>2</sub> O	0.57	H <sub>2</sub> O	0.2	H <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O	H <sub>2</sub> O
Mg#	64.7	67.6	68.8	66.3	69.5	63.8	53.5	70.6	74.8	74.4	45.9
Q	-	-	-	-	-	-	-	1.00	-	-	9.31
Pl	54.69	64.69	41.55	51.68	56.16	51.00	66.28	54.64	34.29	56.72	68.01
Ort	1.62	3.13	3.07	0.71	2.42	0.36	1.72	0.35	0.36	1.79	2.95
Neph	-	-	-	-	2.19	-	-	-	-	-	-
Di	17.31	18.20	31.73	26.07	29.50	20.05	12.35	25.54	35.09	21.17	12.64
Hy	19.23	18.20	20.65	17.53	-	24.27	6.98	17.06	15.25	18.24	5.20
Ol	5.38	3.09	1.24	2.04	8.80	2.07	10.10	-	12.17	0.48	-
Ilm	0.74	0.42	0.85	1.10	0.30	1.10	1.06	0.69	0.80	1.00	0.95
Mt	0.92	0.55	0.86	0.84	0.59	1.00	0.96	0.64	0.92	0.56	0.49
Ap	0.11	0.06	0.04	0.04	0.04	0.16	0.54	0.09	0.11	0.04	0.45

**Таблица 7.3.** Химический состав одиночных силлов долеритов (1-3), low-Fe/high-Mg караулчекитов (5-8), high-Mg /low-Fe андезитов (4, 9), трахидацитов (10-11)

№ пр.	734-3	734-5	386	734-6	734-8	734-12	01-7	01-4	01-6	344	780
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	56.50	55.80	55.02	58.70	54.70	55.00	54.56	54.35	59.69	67.00	68.40
TiO <sub>2</sub>	1.26	1.04	0.94	0.57	0.38	0.64	0.37	0.37	0.69	0.45	0.42
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.70	15.65	14.31	14.90	13.40	13.90	13.15	14.76	15.07	15.60	15.70
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.95	0.70	3.14	0.53	1.54	2.01	5.84	4.42	3.14	2.43	1.78
FeO	5.36	2.36	6.43	1.82	3.25	4.09				1.14	1.73
MnO	0.07	0.042	0.17	0.038	0.06	0.084	0.04	0.04	0.01	0.036	0.036
MgO	4.30	5.11	6.41	5.78	10.41	9.22	9.32	8.14	6.17	0.79	0.70
CaO	6.68	12.18	5.08	10.01	10.32	7.95	9.25	10.66	6.45	0.49	0.50
Na <sub>2</sub> O	5.28	4.88	5.44	5.64	2.92	4.12	4.80	3.58	6.55	4.68	2.45
K <sub>2</sub> O	0.10	0.10	0.23	0.10	0.15	0.2	0.05	0.05	0.11	6.20	6.50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.12	0.17	0.077	0.055	0.075	0.06	0.10	0.08	0.13	0.13
П.п.п.	1.35	1.67	2.28	1.71	2.51	2.23	2.10	3.09	1.53	1.47	1.50
Сумма	99.67	100.65	99.62	99.89	99.75	99.52	99.54	99.56	99.49	100.42	99.85
CO <sub>2</sub>	0.2	0.2	0.20	0.2	0.2	0.2	H. o	H. o	H. o	H. o	H. o
Mg#	48.8	75.3	55.3	81.8	80.0	73.6	76.0	78.5	79.6	29.8	27.2
Q	3.79	1.11		2.21	3.35	1.28	-	2.44	1.31	12.40	26.55
Pl	70.22	67.82	67.98	68.51	53.94	61.40	62.30	61.54	73.01	42.58	23.47
Ort	0.67	0.66	1.62	0.66	1.02	0.14	0.34	0.34	0.72	38.82	41.47
Cor	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.41	2.80
Di	8.85	26.94	6.57	22.87	19.58	13.46	23.00	20.86	14.09	-	-
Hy	13.53	1.26	18.64	4.24	20.57	21.72	4.81	13.79	9.66	4.77	4.70
Ol	-	-	2.32	-	-	-	8.49	-	-	-	-
Ilm	1.48	1.22	1.13	0.66	0.46	0.77	0.44	0.45	0.80	0.49	0.47
Mt	0.73	0.27	0.86	0.21	0.44	0.55	0.49	0.37	0.25	0.28	0.29
Ap	0.25	0.25	0.36	0.16	0.13	0.17	0.13	0.21	0.16	0.25	0.26
Cal	0.49	0.48	0.52	0.48	0.52	0.52	-	-	-	-	-

**Таблица 7.4.** Химический состав одиночных силлов кератофиров (1-2), лейкогранитов (3-5), скринов диоритов (6,7) и тела сиенита (8)

№ пр.	375	380-1	025-1	022-1	021-6	032-2	01-9	8
П. №	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	73.90	72.40	74.45	74.09	77.25	57.40	62.37	67.31
TiO <sub>2</sub>	0.70	0.21	0.03	0.05	0.05	1.31	0.97	0.56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.45	14.05	12.95	13.11	12.04	15.32	16.49	14.99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.40	0.72	1.87	1.71	1.56	9.51	4.24	3.68
FeO	1.17	1.06						
MnO	0.028	0.042	0.03	0.09	0.03	0.15	0.05	0.07
MgO	0.40	1.33	2.25	0.57	0.57	4.07	2.44	1.62
CaO	0.50	0.5	0.06	0.19	0.25	8.09	5.41	1.14
Na <sub>2</sub> O	4.20	3.70	6.00	4.64	0.80	4.44	6.41	3.33
K <sub>2</sub> O	5.48	5.00	0.88	4.57	5.86	0.05	0.28	5.71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.035	0.06	0.02	0.02	0.23	0.22	0.24
П.п.п.	0.40	1.53	0.89	0.50	0.86	3.99	0.91	0.86
Сумма	100.74	100.58	99.49	99.54	99.09	104.56	99.5	99.51
Mg#	31.9	58.1	70.5	40.0	41.6	45.9	53.3	46.7
Q	26.45	28.25	32.78	27.59	49.33	6.77	10.13	20.68
Pl	37.40	34.52	53.26	40.90	8.10	64.56	74.02	33.79
Ort	33.36	31.19	5.55	28.25	36.91	0.34	1.79	36.36
Cor		1.17	1.47	0.16	2.74	-	-	1.26
Di	0.07	-	-	-	-	14.95	6.91	-
Hy	1.65	4.43	6.65	2.88	2.71	10.60	5.28	6.54
Ilm	0.74	0.22	0.03	0.05	0.05	1.52	1.09	0.62
Mt	0.13	0.14	0.14	0.13	0.12	0.77	0.33	0.28
Ap	0.21	0.08	0.12	0.04	0.04	0.49	0.44	0.47

**Таблица 7.5.** Химический состав вулканитов аозекской свиты

№ пр.	762-5	762-14	762-18	762-20	762-22	315	761
SiO <sub>2</sub>	49.10	46.70	55.00	62.40	57.50	52.8	53.10
TiO <sub>2</sub>	0.88	1.00	0.86	0.64	1.08	0.76	0.62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.20	13.95	12.30	10.70	15.00	13.42	12.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.20	3.74	2.53	2.44	2.57	4.97	2.69
FeO	7.29	5.46	5.92	4.63	4.63	6.45	5.01
MnO	0.26	0.25	0.18	0.17	0.13	0.25	0.15
MgO	10.05	4.93	8.04	5.37	3.26	5.21	6.52
CaO	9.80	8.31	7.43	6.81	4.39	3.81	10.22
Na <sub>2</sub> O	1.24	2.84	2.16	3.16	4.00	2.62	2.46
K <sub>2</sub> O	0.85	1.80	1.86	1.10	3.18	0.92	1.10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.38	0.39	0.42	0.33	0.57	0.42	0.44
П.п.п.	5.15	9.29	3.04	1.97	2.35	6.83	4.91
Сумма	98.40	98.66	99.74	99.72	99.56	98.46	99.22
CO <sub>2</sub>	2.16	6.07	0.53	0.88	0.26	0.20	3.34
Mg#	65.9	49.9	63.6	58.3	45.6	46.0	61.0
Q	3.36	-	7.68	20.03	6.79	14.65	6.69
Pl	40.06	54.41	41.80	42.88	52.41	46.80	46.11
Ort	6.45	13.76	13.19	7.54	21.59	6.95	8.02
Cor			-	-		1.80	-
Di	19.02	15.21	11.82	14.43	3.27	-	22.66
Hу	28.11	7.31	22.74	13.02	12.85	26.71	14.00
Ol		6.14	-				
Ilm	1.15	1.32	1.05	0.76	1.27	0.99	0.78
Mt	0.95	0.91	0.78	0.63	0.63	1.11	0.73
Ap	0.91	0.94	0.94	0.71	1.21	0.99	1.01

**Таблица 7.6.** Химический состав спилитов караулчекинской свиты

№ пр.	861-1	861-2	861-6	861-8	861-11	861-16	861-17	861-19	736	737	737a	762-1
SiO <sub>2</sub>	56.14	59.28	56.77	52.03	54.20	51.94	51.57	55.27	54.00	55.60	54.40	54.40
TiO <sub>2</sub>	1.10	1.10	1.27	1.02	1.66	1.10	1.28	1.22	0.94	0.94	0.96	0.84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.40	15.71	18.36	15.71	15.76	15.03	15.40	14.47	15.25	15.10	15.20	16.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.26	7.61	3.36	3.64	8.56	5.52	6.42	5.88	3.86	4.26	4.62	4.20
FeO	1.68	2.83	4.80	6.26	3.23	7.98	7.03	6.23	7.00	5.59	5.39	5.81
MnO	0.12	0.22	0.14	0.24	0.16	0.71	0.18	0.16	0.20	0.17	0.18	0.13
MgO	2.25	1.95	2.78	5.18	3.98	4.95	4.13	3.68	5.93	5.11	5.15	5.81
CaO	2.93	2.51	1.57	4.08	4.39	2.51	3.76	3.34	1.70	2.27	2.53	4.02
Na <sub>2</sub> O	5.04	5.14	6.68	4.68	3.64	3.70	4.76	4.50	4.48	5.08	5.44	3.64
K <sub>2</sub> O	0.72	0.82	0.10	0.24	0.50	0.24	0.50	0.16	0.10	0.11	0.11	0.50
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.55	0.52	0.20	0.12	0.54	0.12	0.15	0.17	0.12	0.12	0.12	0.14
П.п. п.	2.20	2.14	2.96	5.82	3.49	5.32	4.08	4.07	5.19	5.06	5.11	3.96
Сумма	99.39	99.83	98.99	99.02	100.11	99.12	99.26	99.15	98.77	99.41	99.31	99.55
CO <sub>2</sub>	0.20	0.44	0.26	2.37	0.26	1.67	1.05	1.05	1.23	1.54	1.67	0.20
Q	10.16	16.11	7.45	9.47	13.17	15.49	3.29	13.78	14.38	13.43	9.25	10.18
Pl	60.18	56.05	70.02	52.05	54.90	39.85	60.4	54.82	45.83	51.62	55.67	56.24
Ort	5.08	5.61	0.67	1.71	3.56	1.77	3.59	1.16	0.77	0.82	0.82	3.55
Cor	2.13	3.03	4.15	4.79	2.42	6.74	2.36	2.86	6.26	4.93	4.43	2.39
Hу	18.28	14.81	14.38	23.30	20.98	28.61	24.42	21.63	26.96	22.87	23.12	24.85
Ilm	1.34	1.31	1.52	1.27	2.05	1.43	1.6	1.52	1.19	1.16	1.19	1.04
Mt	1.11	0.89	0.73	0.92	1.04	1.29	1.24	1.11	1.03	0.91	0.91	0.92
Ap	1.21	1.11	0.44	0.28	1.20	0.29	0.35	0.39	0.28	0.28	0.28	0.32
Cal	0.52	1.09	0.65	6.20	0.67	4.54	2.76	2.73	3.23	3.99	4.34	0.52

**Таблица 7.7.** Химический состав кварцевых диабазов

№ пр.	734-17	734-18	734-19	861-20	339	384	384-1	386	01-12	01-15
SiO <sub>2</sub>	54.80	54.40	60.5	52.48	56.30	55.40	55.20	55.02	55.35	55.53
TiO <sub>2</sub>	1.10	0.80	1.02	0.95	1.19	1.07	1.04	0.94	0.96	1.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.95	15.60	14.70	15.87	15.60	15.62	15.80	14.31	15.28	14.80
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.45	4.28	4.35	6.04	4.76	7.44	5.89	3.14	10.61	10.53

FeO	5.32	5.69	3.69	5.52	4.37	3.37	4.78	6.43		
MnO	0.09	0.1	0.06	0.15	0.072	0.13	0.12	0.17	0.11	0.11
MgO	4.04	5.59	2.93	4.88	4.31	3.51	4.60	6.41	4.90	4.60
CaO	6.81	6.81	7.84	5.02	4.98	7.25	4.93	5.08	6.37	5.35
Na <sub>2</sub> O	4.0	3.52	1.7	4.76	6.0	3.44	4.54	5.44	3.83	4.90
K <sub>2</sub> O	0.4	0.75	0.10	0.48	0.23	0.10	0.10	0.23	0.76	0.05
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.15	0.11	0.14	0.12	0.13	0.18	0.12	0.17	0.12	0.11
П.п.п.	0.87	1.53	2.57	2.68	2.06	2.97	3.07	2.28	1.21	2.35
Сумма	98.98	99.18	99.60	98.95	100.0	100.48	100.15	99.62	99.5	99.56
CO <sub>2</sub>	0.20	0.20	0.20	0.35	0.20	0.20	0.20	0.20	Н.о	Н.о
Mg#	41.3	51.1	40.7	44.3	47.0	38.4	44.8	55.3	47.8	46.4
Q	6.04	4.90	29.5	-	0.71	11.72	6.12	-	5.98	5.22
Pl	65.07	60.98	50.89	69.58	73.17	62.82	68.60	67.98	61.38	68.01
Ort	2.77	5.15	0.66	3.39	1.60	0.68	0.67	1.62	5.27	0.34
Di	5.32	5.31	3.3	1.07	5.58	4.89	-	6.57	6.31	5.69
Hу	17.73	21.06	12.94	21.02	16.00	16.75	21.64	18.64	18.76	18.13
Ol	-	-	-	-	-	-	-	2.32	-	-
Ilm	1.31	0.96	1.21	1.16	1.41	1.29	1.25	1.13	1.16	1.49
Mt	0.95	0.89	0.70	1.04	0.79	0.94	0.94	0.86	0.89	0.89
Ap	0.32	0.23	0.29	0.25	0.27	0.40	0.25	0.36	0.25	0.23
Cal	0.49	0.52	0.51	0.89	0.48	0.52	0.51	0.52	-	-

**Таблица 7.8.** Содержание микроэлементов в габбро (734-4), кварцевых диабазов (734-18, 861-20), риодациты (861-10) и спилитов

№ пр.	734-4	734-18	861-1	861-6	861-8	861-10	861-11	861-16	861-19	861-20
Ti	-	-	6619	6022	5644	5104	5595	5109	5553	4363
Rb	3.4	5.1	9.0	1.4	3.2	2.8	5.6	2.7	1.3	2.2
Sr	150	360	640	140	250	76	660	130	130	240
Y	11	22	25	30	21	22	24	18	24	22
Zr	33	73	71	97	80	94	74	71	92	77
Nb	1.7	2.5	2.0	2.0	1.6	2.6	1.7	1.8	1.8	1.4
Ba	56	59	220	71	100	55	190	61	72	75
La	2.7	5.8	15	4.6	6.1	7.6	13	4.8	5.0	5.3
Ce	5.7	14	31	12	15	16	29	12	12	12
Sm	1.7	3.4	5.4	5.2	3.7	3.7	5.4	3.1	3.7	3.2
Eu	0.45	0.91	1.7	1.5	1.1	1.0	1.6	0.81	0.99	0.95
Tb	0.44	0.66	0.90	1.1	0.81	0.77	0.94	0.64	0.81	0.76
Lu	0.26	0.47	0.46	0.58	0.52	0.50	0.45	0.44	0.57	0.44
Sc	61	35	30	47	37	20	32	38	32	42
Co	43	22	18	27	24	16	23	29	20	26
Cr	440	58	10	45	10	30	10	10	22	20
Hf	2.0	1.8	1.5	2.9	2.2	2.8	2.4	2.0	2.4	2.2
Ta	0.5	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4
Yb	1.6	2.9	3.0	3.9	3.1	3.2	3.0	2.8	3.6	3.0

**Таблица. 7.9.** Химический состав оливинов лерцолитов

№ пр.	781.6				652.11				652.11		
SiO <sub>2</sub>	40.44	40.18	40.71	40.36	40.04	40.22	40.20	39.80	40.19	40.06	40.17
FeO	16.78	16.63	16.35	16.73	16.79	16.56	17.18	17.23	17.29	17.72	16.74
MnO	-	-	-	-	-	-	0.19	-	-	-	0.22
MgO	42.60	42.51	42.13	42.21	42.33	42.58	42.30	42.15	41.86	42.02	42.77
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99.82	99.32	99.19	99.30	99.16	99.36	99.88	99.18	99.34	99.80	99.89
Формульные коэффициенты в пересчете на 4 (кислорода)											
Si	1.021	1.020	1.032	1.024	1.019	1.020	1.019	1.015	1.022	1.017	1.015
Fe2+	0.354	0.329	0.346	0.355	0.357	0.351	0.364	0.368	0.368	0.376	0.353
Mn	-	-	-	-	-	-	0.004	-	-	-	0.005
Mg	1.604	1.608	1.591	1.600	1.605	1.609	1.600	1.603	1.587	1.590	1.611
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Fo	81.91	82.00	82.14	81.91	81.80	82.09	81.46	81.32	81.18	80.87	81.89
Fa	18.09	18.00	17.86	18.09	18.20	17.91	18.54	18.68	18.82	18.13	18.02

**Таблица 7.9** (продолжение 1)

№ пр.	652.11				341				653.6				652.3		
	SiO <sub>2</sub>	39.83	39.96	39.99	40.04	39.58	40.33	39.41	39.72	40.11	40.13	41.34			
FeO	17.05	19.68	19.24	19.14	17.03	14.51	16.6	16.59	16.88	16.92	17.79				
MnO	0.26	-	-	-	-	-	-	-	0.11	0.31	0.42				
MgO	42.56	39.99	40.49	40.41	42.82	44.54	43.16	42.92	42.37	42.58	39.95				
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	0.63	0.41	0.63	0.57	0.40	-	0.09				
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	-	-	-	0.08	-	0.11				
Сумма	99.70	99.63	99.72	99.59	100.06	99.79	99.30	99.80	99.95	99.94	99.70				
Формульные коэффициенты в пересчете на 4 (кислорода)															
Si	1.011	1.025	1.023	1.025	1.003	1.011	1.000	1.007	1.015	1.015	1.049				
Fe2+	0.362	0.422	0.411	0.410	0.361	0.304	0.352	0.352	0.357	0.358	0.377				
Mn	0.006	-	-	-	-	-	-	-	0.002	0.007	0.009				
Mg	1.610	1.629	1.543	1.541	1.618	1.664	1.632	1.621	1.600	1.605	1.511				
Na	-	-	-	-	0.031	0.020	0.031	0.028	0.020	-	0.004				
Cr	-	-	-	-	-	-	-	-	0.002	-	0.002				
Fo	81.64	78.36	73.40	78.97	81.57	84.37	82.26	82.20	81.74	80.94	80.00				
Fa	18.36	21.64	26.60	21.03	18.63	15.63	17.74	17.80	18.26	19.06	20.00				

**Таблица 7.10.** Химический состав пироксенов перидотитов

№ пробы	652.9				341			
	Верлит				Лерцолит			
	Срх				Срх	Срх	Орх	Орх
SiO <sub>2</sub>	53.07	53.31	53.179	53.788	54.32	53.89	56.85	56.23
TiO <sub>2</sub>	0.39	0.30	0.39	0.25	-	0.42	-	0.32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.31	2.16	2.57	2.45	1.26	2.34	0.97	1.10
FeO	5.06	4.93	5.19	4.86	4.01	5.33	11.84	12.25
MnO	0.39	-	-	-	0.26	-	0.27	-
MgO	16.04	16.78	17.07	16.94	16.43	16.10	28.54	28.42
CaO	21.92	21.06	20.03	21.09	22.64	20.49	1.24	1.03
Na <sub>2</sub> O	0.30	0.51	0.54	0.47	0.41	0.91	-	-
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	0.15	-	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.52	0.89	0.82	0.29	0.38	0.35	-	-
Сумма	100.0	99.93	99.79	99.89	99.86	99.83	99.71	99.35
Формульные коэффициенты в пересчете на 6 (кислорода)								
Si	1.945	1.948	1.942	1.956	1.985	1.970	2.013	2.001
Aliv	0.055	0.052	0.058	0.044	0.015	0.030	-0.013	-0.001
Σ	2	2	2	2	2	2	2	2
Alvi	0.045	0.042	0.054	0.063	0.041	0.070	0.054	0.047
Ti	0.011	0.008	0.011	0.007	-	0.012	-	0.009
Fe2+	0.680	0.660	0.700	0.640	0.540	0.710	1.492	1.554
Mn	0.053	-	-	-	0.035	-	0.034	-
Mg	0.876	0.914	0.930	0.920	0.900	0.877	1.507	1.508
Ca	0.861	0.825	0.784	0.822	0.887	0.801	0.047	0.039
Na	0.019	0.033	0.035	0.030	0.026	0.059	-	-
K	-	-	-	-	0.006	-	-	-
Cr	0.017	0.028	0.026	0.001	0.012	0.011	-	-
Fe#	15.0	14.2	14.5	14.3	12.40	16.11	19.39	20.0
Wo	45.5	43.7	41.9	43.5	46.58	43.54	2.47	2.04
En	46.3	48.3	49.7	48.7	46.98	47.61	79.11	78.91
Fs	8.2	8.0	8.4	7.8	6.46	8.85	18.42	19.05

**Таблица 7.10** (продолжение 1)

№ пр.	341		781.6		653.6			652.11	
Порода	Лерцолит		Лерцолит		Лерцолит			Лерцолит	
Минерал	Орх		Срх		Срх			Срх	
SiO <sub>2</sub>	56.25	56.60	54.22	54.25	53.719	53.018	53.252	53.31	53.267
TiO <sub>2</sub>	0.24	-	0.36	-	0.29	0.191	0.586	0.4	0.283
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.44	1.40	1.96	1.64	2.272	2.105	2.274	2.363	2.544
FeO	10.37	10.59	4.18	4.42	4.883	5.197	4.680	5.155	7.761
MnO	-	-	-	-	-	-	0.174	0.282	-
MgO	29.43	29.17	16.82	16.37	16.761	16.967	16.269	16.104	16.143
CaO	1.54	1.34	20.95	21.66	20.865	20.756	21.367	21.662	21.810
Na <sub>2</sub> O	0.48	-	0.54	0.66	0.409	0.430	0.826	0.616	0.245
K <sub>2</sub> O	-	-	-	0.13	-	0.115	-	0.108	0.112
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.32	-	0.87	0.58	0.582	1.113	0.548	-	0.711
Сум.	100.07	100.1	99.90	99.71	99.781	99.892	99.976	100.0	99.876
Формульные коэффициенты в пересчете на 6 (кислорода)									
Si	1.980	2.004	1.971	1.983	1.963	1.943	1.947	1.952	1.919
Al(iv)	0.020	0.004	0.029	0.017	0.037	0.057	0.053	0.048	0.81
Σ	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Al(vi)	0.040	0.063	0.056	0.054	0.062	0.034	0.046	0.055	0.027
Ti	0.006	0.059	0.010	-	0.008	0.005	0.016	0.011	0.008
Fe2+	1.291	1.334	0.560	0.590	0.660	0.701	0.629	0.695	1.012
Mn	-	-	-	-	-	-	0.020	0.004	-
Mg	1.544	1.540	0.912	0.892	0.914	0.927	0.886	0.880	0.867
Ca	0.058	0.051	0.816	0.848	0.817	0.815	0.837	0.850	0.842
Na	0.031	-	0.035	0.043	0.003	0.028	0.053	0.040	0.016
K	-	-	-	0.005	0.006	0.005	-	0.005	0.005
Cr	0.009	-	0.028	0.018	0.018	0.035	0.018	-	0.022
Fe#	16.97	17.39	12.60	13.54	14.0	14.6	13.8	15.2	14.2
Wo	3.04	2.68	44.01	45.25	43.5	42.9	44.8	46.6	47.0
En	80.96	80.87	49.14	47.55	48.6	48.8	47.5	45.0	45.0
Fs	16.00	16.45	6.85	7.20	7.9	8.3	7.7	8.4	8.0

**Таблица 7.10** (продолжение 2)

№ пр.	652.11				652.13				
Порода	Лерцолит				Лерцолит				
Минерал	Срх				Срх				
SiO <sub>2</sub>	53.023	53.135	53.127	53.372	54.521	54.233	53.754	54.044	53.44
TiO <sub>2</sub>	0.327	0.408	0.313	-	-	-	0.244	-	0.23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.529	2.508	2.267	2.501	1.009	2.183	2.177	1.417	2.108
FeO	5.27	5.559	4.658	4.60	4.175	5.681	4.514	4.167	5.634
MnO	-	-	-	-	-	-	0.101	-	-
MgO	16.10	16.748	16.285	16.642	16.304	16.11	16.654	16.659	17.326
CaO	21.373	20.667	21.79	21.19	22.956	20.371	21.798	22.357	20.02
Na <sub>2</sub> O	0.577	-	0.671	0.557	-	-	0.396	0.585	0.455
K <sub>2</sub> O	0.138	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.433	0.667	0.807	0.903	0.532	0.788	0.178	0.534	0.742
Сум.	99.77	99.702	99.838	99.765	99.497	99.631	99.816	99.763	99.955
Формульные коэффициенты в пересчете на 6 (кислорода)									
Si	1.946	1.954	1.945	1.951	1.996	1.986	1.962	1.976	1.952
Al (iv)	0.054	0.046	0.055	0.049	0.004	0.014	0.038	0.024	0.048
Σ	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Al(vi)	0.058	0.063	0.043	0.059	0.040	0.080	0.056	0.038	0.043
Ti	0.009	0.011	0.009	-	-	-	0.007	-	0.006
Fe2+	0.713	0.755	0.627	0.618	0.563	0.765	0.604	0.560	0.755
Mn	-	-	-	-	-	-	0.014	-	-
Mg	0.881	0.918	0.889	0.907	0.890	0.880	0.906	0.908	0.943
Ca	0.840	0.814	0.855	0.830	0.901	0.800	0.852	0.876	0.783
Na	0.037	-	0.043	0.036	-	-	0.026	0.038	0.029

K	0.014	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	0.014	0.023	0.026	0.029	0.017	0.025	0.006	0.017	0.024
Fe#	15.5	15.7	13.9	13.6	12.6	16.6	13.2	12.3	15.4
Wo	46.8	48.2	47.8	48.3	46.4	47.5	45.0	45.8	41.3
En	44.6	42.8	44.7	44.2	47.0	43.1	47.8	47.5	49.7
Fs	8.6	9.0	7.5	7.5	6.6	9.4	7.2	6.7	9.0

**Таблица 7.10** (продолжение 3)

№ пр.	652.13		652.6		652.11		652.13	
Порода	Лерцолит		Лерцолит		Лерцолит		Лерцолит	
Минерал	Срх		Орх		Орх		Орх	
SiO <sub>2</sub>	53.332	53.00	56.198	55.944	56.219	55.963	57.109	55.966
TiO <sub>2</sub>	0.34	0.391	-	0.243	-	-	0.136	0.269
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.413	2.492	0.992	1.297	1.038	1.206	1.265	1.022
FeO	4.723	5.185	9.051	10.01	10.801	10.713	9.748	10.408
MnO	-	0.244	-	-	-	-	-	0.324
MgO	16.205	16.961	30.974	30.001	30.030	30.055	28.905	30.114
CaO	21.620	20.411	1.623	1.799	1.111	1.370	2.268	1.360
Na <sub>2</sub> O	0.655	0.422	0.56	-	-	-	0.248	0.278
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.575	0.717	0.41	0.453	0.31	0.282	0.196	0.259
Сумма.	99.893	99.823	99.808	99.747	99.509	99.579	99.875	100.0
Формульные коэффициенты в пересчете на 6 (кислорода)								
Si	1.950	1.939	1.976	1.973	1.988	1.979	2.006	1.975
Al(IV)	0.050	0.061	0.024	0.027	0.012	0.021	-0.006	0.025
Σ	2	2	2	2	2	2	2	2
Al(VI)	0.055	0.047	0.017	0.027	0.032	0.030	0.059	0.017
Ti	0.009	0.011	-	0.006	-	-	0.004	0.007
Fe <sup>2+</sup>	0.635	0.700	1.124	1.251	1.2358	1.349	1.209	1.302
Mn	-	0.033	-	-	-	-	-	0.041
Mg	0.884	0.925	1.623	1.577	1.583	1.595	1.514	1.584
Ca	0.847	0.800	0.061	0.068	0.042	0.052	0.085	0.051
Na	0.042	0.027	0.036	-	-	-	0.016	0.018
K	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	0.018	0.023	0.012	0.013	0.009	0.008	0.006	0.008
Fe#	14.0	14.7	14.1	15.8	16.8	16.7	15.9	16.2
Wo	45.2	42.5	3.1	3.5	2.2	2.7	4.5	2.6
En	47.1	49.1	83.2	81.3	81.4	81.1	80.3	81.6
Fs	7.7	8.4	13.7	15.2	16.4	16.2	15.2	15.8

**Таблица 7.11.** Химический состав амфиболов лерцолитов и габбро

№ пр.	652.14		341				653.8			653.15	
	Лерцолит		Лерцолит				Габбро			Габбро	
Порода			по Срх								
SiO <sub>2</sub>	45.01	44.07	46.43	46.46	57.37	55.99	51.91	51.33	49.56	49.923	51.701
TiO <sub>2</sub>	1.78	0.90	2.65	2.45	0.23	0.38	1.16	1.51	2.44	1.769	0.244
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.50	10.10	11.27	11.58	2.35	3.60	6.98	6.49	7.78	6.884	7.156
FeO	8.40	10.26	8.21	8.46	5.33	5.61	9.90	10.47	11.26	11.411	12.699
MnO	-	1.05	-	-	-	-	0.14	0.12	0.04	0.151	0.174
MgO	18.61	18.97	15.70	15.81	21.69	21.07	17.45	16.26	15.91	16.246	17.704
CaO	10.28	11.12	11.20	11.19	11.99	11.77	11.01	12.04	10.69	10.918	8.508
Na <sub>2</sub> O	2.66	1.11	2.88	2.75	0.88	1.20	1.09	1.26	1.91	2.342	0.840
K <sub>2</sub> O	0.33	0.17	0.3	0.26	-	0.21	0.15	0.14	0.25	0.171	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.43	1.39	1.25	1.04	-	0.16	0.17	0.27	0.13	-	0.852
Сумма	100.0	99.14	99.89	100.0	99.84	99.99	99.97	99.86	99.97	99.815	99.878
Формульные коэффициенты в пересчете на 23 (кислорода)											
Si	6.334	6.337	6.526	6.519	7.773	7.613	7.212	7.194	6.975	7.056	7.224
Ti	0.188	0.097	0.280	0.259	0.023	0.039	0.121	0.159	0.258	0.188	0.026

Al	1.920	1.723	1.879	1.928	0.378	0.581	1.150	1.079	1.300	1.154	1.186
Fe2+	1.000	1.234	0.965	0.993	0.604	0.638	1.150	1.227	1.325	1.349	1.484
Mn	-	0.128	-	-	-	-	0.016	0.014	0.004	0.018	0.021
Mg	3.905	4.066	3.290	3.307	4.381	4.271	3.614	3.397	3.338	3.423	3.688
Ca	1.550	1.713	1.687	1.682	1.741	1.715	1.639	1.808	1.612	1.653	1.274
Na	0.726	0.309	0.785	0.748	0.231	0.316	2.294	0.342	0.521	0.642	0.228
K	0.060	0.031	0.054	0.047	-	0.036	0.266	0.025	0.045	0.031	-
Cr	0.159	0.158	0.139	0.115	-	0.017	0.019	0.030	0.014	-	0.094
Fe#	20.2	23.3	22.7	23.1	12.11	13.0	24.1	26.5	28.4	28.3	28.7

**Таблица 7.12.** Химический состав пироксенов габбро и пироксенов

№ пр.	653.3						653.8					
	Габбро						Габбро					
Минерал	Срх						Срх					
	край		центр				край		центр			
П. №	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
SiO <sub>2</sub>	53.40	52.66	52.74	52.29	52.42	53.54	54.10	53.48	53.75	53.41		
TiO <sub>2</sub>	-	0.38	0.59	0.39	0.44	0.36	0.26	0.39	0.35	0.44		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.25	2.85	2.64	2.75	2.51	1.77	0.81	2.10	1.06	1.34		
FeO	6.72	6.95	7.34	7.69	7.41	6.66	6.44	7.21	6.96	6.93		
MnO	-	-	-	-	-	0.14	-	-	0.25	0.17		
MgO	15.38	15.45	15.08	15.73	15.00	15.41	14.95	15.22	15.27	15.29		
CaO	21.48	20.52	20.76	20.18	20.75	21.21	22.94	20.52	21.60	21.49		
Na <sub>2</sub> O	0.47	0.77	0.56	0.67	0.91	0.60	0.25	0.58	0.58	0.64		
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.09	0.26	0.09	0.04	0.29	0.23	0.19	0.32	0.14	0.26		
Сумма	99.79	99.84	99.80	99.74	99.73	99.92	99.94	99.82	99.96	99.97		
Формульные коэффициенты в пересчете на 6 (кислорода)												
Si	1.967	1.940	1.946	1.934	1.942	1.971	1.994	1.968	1.984	1.971		
Al(IV)	0.033	0.060	0.054	0.066	0.058	0.029	0.006	0.032	0.016	0.029		
Σ	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2		
Al(VI)	0.065	0.065	0.062	0.054	0.052	0.048	0.300	0.060	0.030	0.030		
Ti	-	0.011	0.020	0.011	0.012	0.010	0.007	0.011	0.010	0.012		
Fe2+	0.916	0.950	1.005	1.057	1.022	0.907	0.880	0.981	0.953	0.950		
Mn	-	-	-	-	-	0.019	-	0.037	0.035	0.024		
Mg	0.844	0.849	0.830	0.867	0.828	0.846	0.822	0.835	0.840	0.841		
Ca	0.848	0.810	0.821	0.800	0.823	0.836	0.906	0.810	0.854	0.850		
Na	0.030	0.050	0.036	0.043	0.059	0.039	0.016	0.037	0.037	0.041		
Cr	0.003	0.009	0.003	0.001	0.001	0.008	0.006	0.001	0.005	0.009		
Fe#	19.7	20.1	21.5	21.5	21.7	19.5	19.5	21.0	20.4	20.3		
Wo	44.7	43.2	42.7	42.0	43.7	44.3	47.0	43.4	44.7	44.6		
En	44.4	45.3	43.2	45.5	44.1	44.8	42.6	44.8	44.0	44.2		
Fs	10.9	11.5	14.1	12.5	12.2	10.9	10.4	1.8	11.3	11.2		

**Таблица 7.12** (продолжение 1)

№ пр.	653.8		734.4	335.1					653.13			
	Габбро		Габбро	Габбро					Пироксенит			
Минерал	Срх		Срх	Срх					Срх			
	центр		край	3		4		5		6		7
П. №	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
SiO <sub>2</sub>	53.26	52.89	53.79	53.78	53.37	54.70	53.34	52.44	53.01	53.02	53.30	
TiO <sub>2</sub>	0.57	0.60	-	0.35	0.36	-	0.24	0.65	0.41	0.47	0.29	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.74	1.92	1.05	2.38	2.03	-	2.59	2.33	2.44	2.19	2.77	
FeO	7.50	7.19	7.18	5.45	5.00	7.10	6.82	6.55	6.22	6.11	4.62	
MnO	0.12	0.23	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
MgO	15.19	15.64	14.83	16.06	16.87	14.19	15.18	16.05	16.03	16.16	16.71	
CaO	20.75	20.43	21.64	21.01	21.04	23.06	20.58	20.67	20.64	20.81	20.48	
Na <sub>2</sub> O	0.63	0.78	0.81	0.54	0.65	-	0.59	0.71	0.69	0.70	0.68	



K <sub>2</sub> O							0.04	-	-	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.18	0.28	-	0.35	0.34	-	0.57	0.48	0.50	0.46	1.12
Сумма	99.94	99.96	99.25	99.92	99.66	99.05	99.96	99.89	99.94	99.91	99.97
Формульные коэффициенты в пересчете на 6 (кислорода)											
Si	1.966	1.952	1.998	1.964	1.955	2.036	1.968	1.939	1.953	1.954	1.958
Al(IV)	0.034	0.048	0.002	0.036	0.045	-0.036	0.032	0.061	0.047	0.046	0.042
Σ	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Al(VI)	0.042	0.036	0.044	0.067	0.043	0.096	0.081	0.042	0.060	0.050	0.079
Ti	0.016	0.017	-	0.010	0.010	-	0.007	0.018	0.011	0.013	0.010
Fe <sup>2+</sup>	1.027	0.984	0.996	0.731	0.674	0.988	0.933	0.900	0.848	0.834	0.626
Mn	0.017	0.032	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	0.840	0.861	0.821	0.875	0.921	0.787	0.835	0.885	0.880	0.888	0.915
Ca	0.821	0.808	0.861	0.875	0.826	0.920	0.813	0.820	0.815	0.822	0.806
Na	0.041	0.050	0.052	0.035	0.042	-	0.038	0.046	0.044	0.045	0.044
K	-	-	-	-	-	-	0.002	-	-	-	-
Cr	0.006	0.009	-	0.011	0.011	-	-	-	-	-	-
Fe#	21.6	20.5	212.4	15.99	14.26	21.92	20.2	18.7	17.9	17.4	13.5
Wo	43.5	42.8	43.9	44.1	43.5	44.7	43.8	43.0	43.2	43.3	43.3
En	44.3	45.5	44.1	46.9	48.5	40.8	44.9	46.4	46.6	46.8	49.1
Fs	12.2	11.7	12.0	9.0	8.0	11.5	11.3	10.6	10.2	9.9	7.6

**Таблица 7.13.** Химический состав плагиоклазов габбро

№ пр.	653.2		653.8				653.15			734.4	
	1	2	3	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	47.30	46.06	51.79	52.51	53.66	58.35	52.01	53.07	62.66	46.22	47.51
TiO <sub>2</sub>	-	-	0.21	-	-	-	-	-	-	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34.29	34.55	30.54	30.10	29.23	27.74	29.38	29.52	23.00	34.42	33.49
FeO	0.57	0.60	0.34	0.14	0.38	0.31	0.407	0.36	0.19	0.46	0.34
MnO	-	-	0.11	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	0.17	0.40	0.22	0.21	0.27	-	0.43	0.400	-	-	-
CaO	15.28	16.7	12.35	12.02	10.86	4.19	11.92	11.31	3.83	16.83	15.78
Na <sub>2</sub> O	1.76	1.37	4.24	4.66	5.31	7.10	4.08	5.22	9.45	1.42	2.27
K <sub>2</sub> O	0.59	-	-	0.091	0.12	2.03	1.69	-	0.57	-	0.14
Сумма	99.97	99.69	99.78	99.91	99.83	99.63	99.91	99.88	99.71	99.35	99.53
Формульные коэффициенты в пересчете на 8 (кислорода)											
Si	2.165	2.119	2.350	2.380	2.427	2.609	2.377	2.402	2.784	2.131	2.183
Ti	-	-	0.007	-	-	-	-	-	-	-	-
Al	1.862	1.885	1.644	1.619	1.568	1.472	1.593	1.585	1.213	1.883	1.826
Fe <sup>2+</sup>	0.022	0.023	0.013	0.005	0.014	0.012	0.016	0.014	0.007	0.018	0.013
Mg	0.012	0.027	0.015	0.014	0.018	-	0.029	0.027	-	-	-
Ca	0.749	0.823	0.600	0.384	0.526	0.196	0.584	0.589	0.182	0.832	0.777
Na	0.156	0.122	0.373	0.410	0.466	0.616	0.362	0.458	0.814	0.127	0.202
K	0.034	-	-	0.005	0.010	0.116	0.098	-	0.032	-	0.008
A	83	87	62	52	53	24	62	54	18	87	79

**Таблица 7.14.** Химический состав шпинелидов перидотитов

№ пр.	652.5		1064		351	652.16		652.13		652.9	
	Гарцбургит		дунит		Гарц	Лерцолит		Лерцолит		Верлит	
П. №	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	-	0.24	-	-	-	0.21	-	-	-	-	0.24
TiO <sub>2</sub>	-	-	0.60	0.41	-	2.41	2.40	1.84	1.74	2.45	2.46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.43	13.68	22.11	22.34	19.00	15.04	12.98	11.22	12.00	15.39	15.49
FeO	21.64	23.48	29.27	30.91	17.02	41.71	49.76	45.73	47.37	45.13	44.78
MnO	-	-	-	-	-	0.34	-	-	-	-	0.25
MgO	8.64	7.80	8.92	8.96	12.61	6.19	6.39	5.51	4.32	5.81	5.83
CaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.16	0.04
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	0.30	-	-	-	0.48	0.46
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.11
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	55.81	53.97	38.28	36.92	50.20	33.72	28.00	34.94	33.58	30.49	30.31
Сумма	99.52	99.17	99.18	99.54	98.83	99.92	99.53	99.24	99.01	99.91	99.97

Формульные коэффициенты в пересчете на 32 (кислорода)											
Si	-	0.064	-	-	-	0.058	-	-	-	-	0.067
П. №	1	2	3	4	5	6	8	9	10	12	13
Ti	-	-	0.117	0.080	-	0.503	0.520	0.400	0.381	0.516	0.517
Al	3.919	4.324	6.800	6.874	5.707	4.949	4.437	3.850	4.147	5.112	5.131
Fe2+	6.669	5.232	6.347	6.705	3.604	9.677	11.99	11.06	11.54	10.66	10.46
Mn	-	-	-	-	-	0.080	-	-	-	-	0.059
Mg	3.168	3.098	3.448	3.465	4.760	2.523	2.745	2.376	1.876	2.426	2.427
Na	-	-	-	-	-	0.001	-	-	-	-	0.048
Cr	10.86	11.37	7.847	7.572	10.050	7.396	6.380	7.990	7.734	6.751	6.692
Fe#	58.44	62.79	64.80	65.93	43.08	80.0	80.0	82.0	86.0	81.0	81.0
Cr#	0.74	0.73	0.54	0.53	0.64	0.58	0.59	0.68	0.65	0.57	0.57

Таблица 7.14 (продолжение 1)

№ пр.	652.3			349				781.6		341	
	Лерцолит			Дунит				Лерцолит		Лерцолит	
П. №	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	0.58	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
TiO <sub>2</sub>	1.84	4.21	0.94	0.98	0.74	3.29	1.17	1.66	2.7	6.12	3.29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.80	11.06	21.50	20.14	21.03	10.06	10.79	9.66	9.59	9.05	7.58
FeO	48.48	55.17	32.30	32.58	31.82	54.48	54.48	56.57	68.96	62.38	68.97
MnO	-	0.18	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	5.35	3.59	8.00	8.22	8.29	5.18	3.86	4.90	1.97	2.73	1.93
CaO	0.14	0.05	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na <sub>2</sub> O	0.78	0.49	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30.93	26.26	37.07	38.70	37.23	23.48	29.05	26.80	17.64	19.13	17.78
Сумма	100.0	101.0	99.81	100.62	99.11	96.49	99.35	99.59	100.86	99.41	99.55
Формульные коэффициенты в пересчете на 32 (кислорода)											
Si	0.167	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ti	0.399	0.927	0.184	0.192	0.146	0.761	0.264	0.377	0.63	1.41	0.79
Al	4.036	3.841	6.658	6.230	6.562	3.673	3.838	3.457	3.55	3.30	2.88
Fe	11.68	13.51	7.052	7.105	6.100	14.02	13.66	14.27	17.98	16.02	18.44
Mn	-	0.045	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mg	2.297	1.567	3.114	3.196	3.251	2.377	1.725	2.204	0.92	1.25	0.92
Ca	0.043	0.016	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Na	0.002	0.001	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cr	7.044	6.077	7.652	7.100	7.423	5.714	6.887	6.392	4.35	4.64	4.50
П. №	1	3	4	6	7	8	9	11	12	13	14
Fe#	84.0	90.0	69.0	69.0	68.0	86.0	89.0	87.0	95.0	93.0	95.0
Cr#	0.64	0.61	0.53	0.56	0.54	0.61	0.64	0.65	0.55	0.59	0.61

Таблица 7.15. Химический состав клинопироксенов вулканитов аозекской (3.19, 3.21) и караудчекинской (861.1, 19, 20) свит

№пр.	3.19				3.21		861.1		861.20	
Порода	Андезитобазальт				базальт		Спилит		Кварцевый диабаз	
Минерал	Срх				Срх		Срх		Срх	
	край		основная масса		край					
SiO <sub>2</sub>	52.29	48.45	42.17	52.12	52.60	53.00	53.65	52.69	53.76	53.92
TiO <sub>2</sub>	0.38	0.66	0.36	0.56	0.49	0.50	0.42	0.48	0.39	0.56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.12	5.29	10.48	2.13	1.41	1.51	3.98	4.60	3.73	4.13
FeO	8.56	15.96	21.84	6.43	7.06	7.29	15.58	17.10	15.65	14.80
MnO	-	0.44	0.58	-	-	-	-	0.38	-	-
MgO	15.06	13.72	15.12	15.17	15.74	15.61	13.76	12.44	13.63	14.14
CaO	21.23	15.13	9.22	22.27	22.14	21.78	11.04	11.62	11.47	11.37
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	-	0.86	0.46	0.83	0.74
K <sub>2</sub> O	-	0.25	0.14	-	-	-	-	-	-	-
Сум.	99.64	99.65	99.91	99.68	85.44	98.69	98.28	99.78	99.46	99.66

Формульные коэффициенты в пересчете на 6 (кислорода)										
Si	1.945	1.841	1.635	1.941	1.950	1.961	1.985	1.971	2.000	1.992
Al(IV)	0.055	0.159	0.365	0.059	0.050	0.039	0.003	0.029	-0.00	0.008
Σ	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2
Al(VI)	0.039	0.080	0.016	0.036	0.012	0.020	0.172	0.176	0.165	0.174
Ti	0.010	0.019	0.010	0.016	0.014	0.014	0.012	0.014	0.011	0.016
Fe <sup>2+</sup>	1.191	2.317	3.297	0.900	0.975	1.003	2.170	2.407	2.178	2.031
Mn	-	0.065	0.887	0.058	0.007	-	-	0.054	-	-
Mg	0.835	0.777	0.874	0.842	0.870	0.861	0.763	0.694	0.756	0.779
Ca	0.846	0.616	0.383	0.889	0.880	0.864	0.440	0.466	0.457	0.450
Na	-	-	-	-	-	-	0.056	0.030	0.054	0.048
K	-	0.011	0.006	-	-	-	-	-	-	-
Fe <sup>#</sup>	24.55	39.53	44.94	21.50	20.18	20.37	38.71	43.90	39.52	37.10
Wo	43.4	32.4	19.5	45.3	44.7	44.3	26.0	27.5	26.9	26.7
En	42.9	40.9	44.5	42.9	44.2	44.2	45.3	40.9	44.4	46.2

## ГЛАВА 8

### ПАЛЕОГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ И ПАЛИНСПАСТИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ 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 деление основывалось, прежде всего, на возрасте завершения геосинклинальной складчатости и времени преобразования океанической коры в континентальную кору. Уже тогда, используя геосинклинальную терминологию, были намечены границы тектонических плит и определена природа их фундаментов. Наиболее детально геодинамическая природа этих областей отражена на первой геодинамической карте Центрального Казахстана [Антонюк и др., 1995], модифицированный ее вариант представлен на рисунке 2.1.

Одним из самых крупных геоблоков казахстанид (каледонских фрагментов Казахстанского континента) является Сарыаркинская тектоническая плита.



*Рис. 8.1. Палеогеодинамический профиль для  $C_{1-2}$  Сарыаркинской плиты (приэкваториальный сегмент Гондваны)*

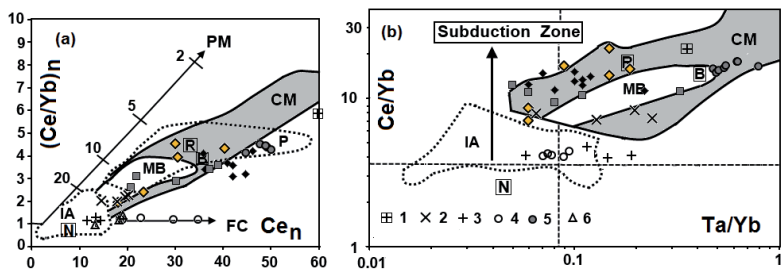
*1 – платиноносные базит-гипербазитовые комплексы; 2 – балкыбекская карбонатно-базальтовая формация; 3 – карабулакская карбонатно-кремнисто-базальтовая формация; 4 – вулканоплутонический канчингизский комплекс*

Сарыаркинская тектоническая плита (рис. 8.1, 8.4) состоит из редуцированных структур Ерейментау-Ниязского кристаллического массива, Шакшан-Маялжен-Арсаланского задугового бассейна, Кендыкты-Чингиз-Тарбагатайского вулканоплутонического пояса и Богембай-Аркалыкского преддугового бассейна. Название плиты Сарыаркинская (Желтая Степь) заимствовано у авторов [Дегтярев и Рязанцев, 2007], которые ранее предложили рассматривать ее как вулканический пояс, включающий Бозшакольский, Чингиз-Тарбагатайский и Степняк-Селетинский сегменты.

Вдоль восточного края (в современных координатах) Сарыаркинской плиты (рис. 8.1) в кембрии и на протяжении всего ордовика формируются комплексы активной континентальной окраины. Во фронтальной зоне активной окраины в среднем кембрии формировался Каншынгызский сегмент Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайского вулканоплутонического пояса. Более подробно история развития данного сегмента приведена в главе 6, где его геодинамическая природа наряду с петрогеохимическими параметрами обосновывается и изотопными данными, приведёнными в работе К.Е. Дегтярева [Дегтярев, 2012].

Важно отметить также, что магматическая деятельность в пределах Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайского вулканоплутонического пояса завершилась только в начале позднего ордовика формированием пород шошонит-латитовой серии.

В тыловой зоне Сарыаркинской плиты в нижнем кембрии формировался субслоистый платиноносный пикрито-базальтовый комплекс (рис. 8.1), характеризующийся фракционным типом кристаллизации материнской магмы, что наглядно демонстрирует диаграмма отношений  $(Ce/Yb)_n - Ce_n$  (рис. 8.2), этот процесс подтверждается и линейным характером спайдерграмм редкоземельных элементов (рис. 8.3).



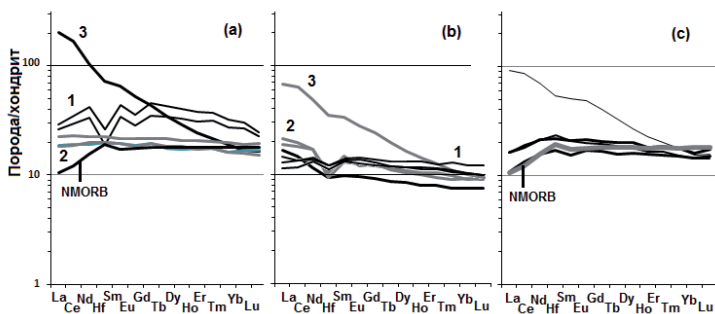
**Рис. 8.2.** Диаграммы  $Ce_n - (Ce/Yb)_n$  (a),  $Ta/Yb - Ce/Yb$  (b) для базальтоидов Казахстана

Поля базальтоидов (по: [Crawford et al., 2000]): континентальных окраин (CM), окраинных бассейнов (MB), островных дуг (IA), внутриплитных обстановок (P). Квадратами обозначены средние составы: нормальных базальтов срединно-океанических хребтов (N), обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов (E) (по: [Sun, McDonough, 1989]), базальтов задуговых бассейнов (R) (по: [Marcelot et al., 1983]), средний состав континентальной коры (B) (по: [McLennan, 1985]). PM – на линию вынесена степень частичного плавления гранатового перидотита (по: [Gill, 1981]). FC – тренд фракционной кристаллизации. 1 – плюмовые базальты гор Аже; 2 – диабазы и 3 – базальты темиртауского комплекса; 4 – базальты ерейментауской (желтауская и тиесская свиты) серии, 5 – базальты базлыкбекской свиты; 6 – базальты карабулакской свиты (по: [Дегтярев, 2012])

Базальты желтауской свиты, предшествовавшие излиянию тиесских пикрито-базальтов, имеют резко отличный характер распределения REE (рис. 8.3), подтверждая тем самым иную природу их материнской магмы, а Hf минимум на спайдерграммах REE (рис. 8.3(a)), вероятно, указывает на пространственную связь магматического резервуара с континентальной корой.

Пространственная и генетическая связь платиноносных базит-гипербазитов кустанского и коржункульского комплексов Ерейментау-Ниязского кристаллического массива с вулканитами тиесской и ордабайской свит соответственно указывает на их аналогию с комплексами Корякско-Камчатской активной окраины Северо-Востока Евразийского континента.

Карбонатно-базальтовая балкыбекская свита нижнего кембрия также отражает стадию континентального рифтогенеза (рис. 8.2). Контаминация коровым материалом магмы базальтов балкыбекской свиты подтверждается высокими концентрациями Pb, Li и U, а также уровнем содержания La, Sm, Yb, Nb, Th и их отношениями на мультиплицированных диаграммах С.П. Верма (глава 3).



**Рис. 8.3.** Спайдерграммы распределения REE, нормированных по хондриту (по: [Sun & McDonough, 1989])

(a) Ерейментау-Ниязский срединный массив: 1 – базальты желтауской, 2 – базальты и 3 – плюмовые базальты тиесской свит; (b) Бозиакольский сегмент: 1 – островодужные базальты, 2 – базальты окраинных морей, 3 – плюмовые базальты темирастausкого комплекса; (c) базальты карабулакской свиты (по: [Дегтярев, 2012])

Базальты карабулакской карбонатно-кремнисто-вулканогенной свиты кембрия, которые пространственно, как и базальты балкыбекской свиты, приурочены к выходам Агырек-Арсаланской аккреционной призмы, по характеру распределения REE приближаются к составу NMORB (рис. 8.3(c)). Такое поведение редкоземельных элементов свидетельствует об уменьшении влияния корового материала

на состав базальтов, что характерно для базальтов заключительной стадии рифтогенеза задуговых спрединговых бассейнов филиппинского типа. В таких базальтах также отчетливо проявляется влияние смежной зоны субдукции, что контролируется низкими концентрациями элементов группы железа, магния и высокими содержаниями  $\text{Na}_2\text{O}$ , Pb, Sr, Ba, транспортируемые надсубдукционными флюидами.

В ордовике продолжается наращивание базальтовой коры сиалического Шакшан-Маялжен-Арсаланского задугового бассейна (рис. 8.4). Наиболее интенсивно магматические процессы протекали в дарривиле. Этот период характеризуется излиянием суперплюмовых высокоциркониевых щелочных базальтов, образование которых протекало над зоной субдукции, где в магматические процессы была вовлечена нижняя часть мантии континентальной литосферы. Свидетельством тому являются широкие пределы межэлементных отношений базальтов, обусловленных смешением компонентов ТМ и ЕМІ и присутствием незначительной доли компоненты ЕМІІ. Дарривилские комплексы гор Агырек и Маялжен, вероятно, наращивали разрезы карбонатно-базальтовой балкибекской свиты.



**Рис. 8.4.** Палеогеодинамический профиль для  $O_{2.3}$  восточного края Сарыаркинской плиты

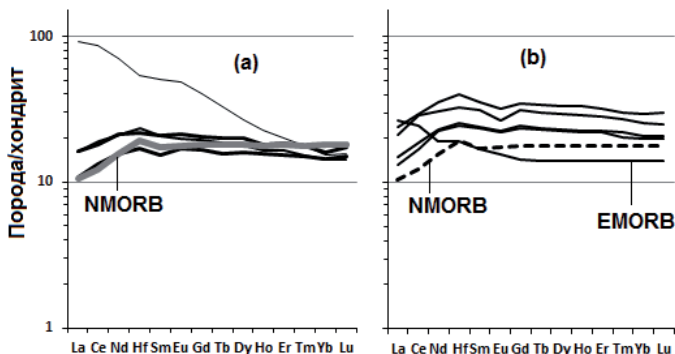
5 – кендыктинский и сарыбидаикский вулканоплутонические комплексы; 6 – дарривилский плюмовые базальты гор Агырек; 7 – балгашокинские базальты; 8 – серпентинитовый меланж офиолитов Богембай-Аркалыкского преддугового прогиба.

Остальные условные обозначения см. на рис. 8.1

Тогда как излияние базальтов балгашокинской свиты ( $O_{2.3}$ ), если учитывать характер распределения REE (рис. 8.5), который идентичен базальтам карабулакской свиты, происходило из одного мантийного резервуара, функционирующего на некотором удалении от зоны субдукции. По-видимому, только отсутствием

прямой связи мантийного резервуара с зоной субдукции можно объяснить постепенный рост концентраций REE базальтов балгашокинской свиты.

Как отмечалось ранее, практически одновременно в пределах островного сегмента восточного края Сарыаркинской плиты накапливаются в субаэральных условиях магматические образования абсарокит-шошонит-латитовой серии с явно выраженными геохимическими признаками, характерными для комплексов активных континентальных окраин (см. главу 6).



**Рис.8.5.** Спайдерграммы распределения REE, нормированных по хондриту (по: [Sun & McDonough, 1989])

(а) базальты карабулакской свиты; (б) базальты балгашокинской свиты (по: [Дегтярев, 2012])

Восточная граница Сарыаркинской плиты маркируется выходами серпентинитового меланжа офиолитов Богембай-Аркалыкского преддугового прогиба, которые пространственно сопряжены с олистостромами Найманжальской аккреционной призм. Неотъемлемую часть аккреционной призм составляют резко конденсированные океанические осадки верхнего кембрия-среднего ордовика, которые были соскоблены с океанической плиты в процессе ее пододвигания под Сарыаркинскую континентальную плиту. Террейны океанических осадков также повсеместно ассоциируют с вулканическими породами, отражающими островодужный и преддуговой этапы магматических процессов, протекающих на границе двух тектонических плит.

Следует обратить внимание на продолжительность образования олистостром. Если в пределах Шакшан-Маялжен-Арсаланского задугового бассейна, в процессе его закрытия, образование олистостром протекало в очень короткое геологическое время (в объеме катского яруса верхнего ордовика), то в зоне схождения двух тектонических плит этот процесс протекал на протяжении всего кембрия и ордовика.



В позднем ордовике огромные массы пород Ишим-Кокшетауской, Сарыаркинской плит и Урумбайско-Селетинской внутриокеанической островодужной системы образуют новый континентальный блок. Столь значительная перестройка структур северо-востока Центрального Казахстана произошла, вероятно, из-за продолжающегося в это время раскрытия Уральского палеоокеана [Куренков и др., 2002].

Процессы скупивания завершаются внедрением гранитоидов позднего ордовика. На островных поднятиях в прибрежных зонах тропических морей и мелководных теплых морях растут коралловые рифы. В силуре биогермы сменяются мелководными осадочными отложениями.

Опираясь на палеомагнитные данные [Антонюк и др., 1995; Collins et al., 2003] осадочно-вулканогенных отложений среднего ордовика Кендыктинского и Шынгызского сегментов, можно предположить, что структуры Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайского вулканоплутонического пояса имели субмеридиональную ориентировку и формировались в приэкваториальной области вдоль суперконтинента Гондвана. Аналогичную ориентировку имели и тектонически сопряженные с ними верхнеордовикские комплексы Шакшан-Маялжен-Арсаланского задугового бассейна.

Палеомагнитные направления аллохтонов и вмещающих их верхнеордовикских отложений в пределах Агырек-Арсаланской аккреционной призмы значимо не различаются, следовательно, во время закрытия задугового бассейна заметных относительных вращений между ними и подстилающими и перекрывающими их отложениями не происходило. Локальные и региональные вращения тектонических блоков, зафиксированные в палеосклонениях, происходили после их обдукции на прилегающую палеоостровную дугу, скорее всего в позднем палеозое [Куренков и др., 2002].

В пределах Майкаинской плиты (рис. 8.6) в позднем ордовике и силуре существовал протяженный Баянаул-Акшатауский прогиб (рис. 2.1), выполненный мощными граувакковыми флишоидными отложениями кошиакозекской и сатпаевской свит. Граувакки согласно наплаивают маломощные кремнисто-туфогенно-вулканогенные отложения акозекской свиты. Вулканогенные отложения в ее составе развиты спорадически, наиболее широко представлены в районе гор Акозек. Вулканогенные образования сложены лавами, туфами и туффитами низкоглиноземистых примитивных вулканитов риодацит-андезибазальтового состава известково-щелочной серии с антидромной последовательностью излияния. Фундамент прогиба сложен раннеордовикской спилит-диабазовой островодужной караулшекинской свитой.



**Рис. 8.6.** Палеогеодинамический профиль для  $O_3$  Майкаинской плиты  
 1 – караулшекский островодужный комплекс ( $O_1$ ); 2 – акозекский островодужный комплекс ( $O_{2.3}$ ); 3 – флишиодно-молассовый комплекс ( $O_3$ ); 4 – надсубдукционные преддуговые офиолиты ( $O_{2.3}$ ); 5 – толща «зеленых туфов»; 6 – вулканогенно-осадочные отложения ( $O_{1.2}$ ); 7 – ангрensorский флишиодно-молассовый комплекс ( $O_{2.3}$ ); 8 – керегетасские биогермные известняки ( $O_3$ ); стрелкой указано склонение в древних координатах, а цифрой показана палеоширота

Характерной чертой строения караулшекской свиты является отсутствие в ее основании комплекса параллельных даек, их место занимают плитчатые, расслоенные кварцевые диабазы, что косвенно может указывать на островодужную природу ее происхождения. Не исключено также, что к таким комплексам применима модель формирования трапповых формаций, это ставит под сомнение тезис, что все офиолитовые комплексы формируются в спрединговых зонах [Колман, 1979; Куренков и др., 2002 и многие др.].

Северней Баянаул-Акшатауского преддугового прогиба в ордовике раскрылся Ангрensor-Майкаинский сиалический бассейн, характерными составляющими его фундамента являлись кембрийские толщи «зеленых туфов», вулканитов основного, среднего состава и игнимбритов, весь комплекс формационно отвечает породам преддуговых бассейнов вулканоплутонических поясов. Вероятно, этот комплекс пород пространственно был сопряжен с юго-западной активной континентальной окраиной приэкваториальной Гондваны. В раннеордовиковое время она была расщеплена и в пределах трогов формировались субщелочные, щелочные породы антидормного риолит-базальтового комплекса, а в смежных зонах изливались известково-щелочные и толеитовые базальты. На завершающем этапе вулканизма происходило внедрение пород кератофир-спилит-диабазового комплекса. В тыловой спрединговой зоне в раннем и среднем ордовике изливались базальты с внутриплитными геохимическими характеристиками.

Палеомагнитные определения среднеордовиковских вулканогенных отложений майкаинской серии ( $15^0$  ю.ш.) указывают на низкую палеошироту их образования относительно одновозрастных отложений ( $3^0$  с.ш.) Кендыктинского сегмента Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайского вулканоплутонического пояса. Учитывая

разницу палеоширот этих комплексов и современное их положение, в настоящее время они располагаются относительно друг друга на расстоянии не более 50 км, можно предположить, что в процессе сучивания они преодолели расстояние не менее чем 2.0 тыс. км.

Тогда как в пределах Майкаинской плиты, судя по палеомагнитным данным, сложно дислоцированные геологические комплексы значительных тектонических перемещений относительно друг друга в среднем ордовике не испытывали.

Палинспастические реконструкции, выполненные автором [Степанец, 2008], дают основание предполагать, что геологические комплексы Майкаинской плиты могли формироваться вдоль западной окраины приэкваториальной Гондваны, чему также не противоречит палеогеографическое распространение нижнепалеозойской микрофауны и фауны северо-востока Центрального Казахстана [Popov & Holmer, 1994; Popov & Tolmacheva, 1995]. В современной структуре северо-востока Центрального Казахстана геологические комплексы всех выше перечисленных тектонических плит тектонически совмещены и запечатаны туфогенно-вулканогенной нижнедевонской жарсорской свитой, отражающей состав тыловой зоны Девонской активной окраины Казахстанского палеозойского континента (рис. 2.1).

На палинспастических реконструкциях кембро-ордовикского времени, разработанных российскими 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<sup>0</sup> ю. ш. до 40<sup>0</sup>с. ш., где меридиональные зоны субдукции постепенно откатываются на запад в сторону Сибирского континента.

На палинспастических реконструкциях западных коллег [Scotese, 1997, <http://www.scotese.com>] для среднего ордовика Казахстан рассматривается как широтная система островов, соединяющая Сибирь, ее северную часть, и Северный Китай, разделяя тем самым океаны Палеопацифики и Палеоазии. Тогда как на других палинспастических схемах [Murphy & Nance, 1995] и [Свяжина и др., 2003] нижнего ордовика Казахстанский микроконтинент располагается в экваториальной области, соответственно между южным окончанием Сибири, северо-восточнее Балтии, и Австралией.

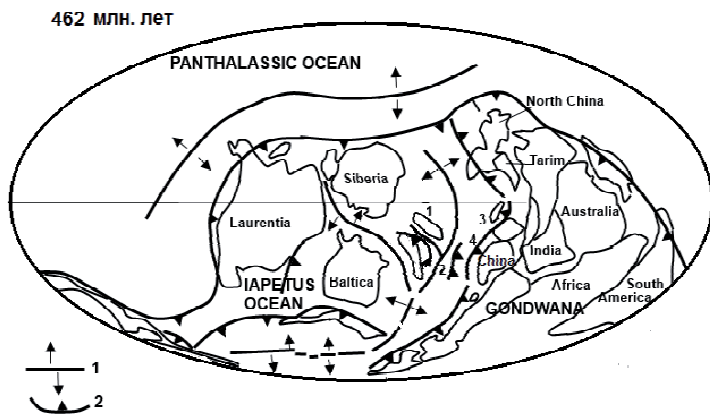
Столь противоречивые представления о положении Казахстана в системе глобальных палинспастических реконструкций, по-видимому, обусловлены неоднозначностью определения полярности палеомагнитных определений и отсутствием данных о долготях.

В настоящее время полярность палеоширот нижнепалеозойских кремнисто-вулканогенных, кремнисто-терригенно-вулканогенных и кремнисто-терригенных комплексов, рассчитанная ранее [Турманидзе и др., 1991; Куренков и др., 2002], ставится под сомнение [Vazhenov et al., 2003; Alexyutin et al., 2005]. Эти сомнения, учитывая анализ палеогеографического распространения бентосной фауны северо-востока Центрального Казахстана [Попов & Holmer, 1994; Степанец & Кеммер, 2002; Fortey & Cocks, 2003; Nikitin et al. 2006; Popov and Cocks 2014], не лишены основания.

Если принять, что полярность палеозойских комплексов была определена не вполне корректно, то естественно все структуры палеозоид Центрального Казахстана следует переместить в южное полушарие, т. е. они должны были бы находиться между Балтией и Южным Китаем (рис. 8.7).

Для этого есть косвенные доказательства:

1) позднекембрийские, ранне- и среднеордовикские комплексы конодонтов кремнисто-вулканогенных толщ Центрального Казахстана довольно надежно сопоставляются с зональной конодонтовой шкалой Балтии [Гридина и др., 1977; Курковская, 1987; Дубинина, 1990; Цай и др., 2001],



**Рис. 8.7.** Палинспастическая реконструкция Палеоазиатского океана и континентальных блоков для среднего ордовика. (по: [Scotese, 1997] с изменениями и дополнениями автора)

1 – Кошетауский микроконтинент; 2 – Урумбайско-Селетинская внутриокеаническая островодужная система; 3 – Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайский вулканоплутонический пояс; 4 – Ангренсорско-Майканинский энсиалический бассейн; 1 – срединно-океанические рифты; 2 – зоны субдукции

Для этого есть косвенные доказательства:

- 1) позднекембрийские, ранне- и среднеордовикские комплексы конодонтов кремнисто-вулканогенных толщ Центрального Казахстана довольно надежно сопоставляются с зональной конодонтовой шкалой Балтии [Гридина и др., 1977; Курковская, 1987; Дубинина, 1990; Цай и др., 2001],
- 2) в междуречье Оленты-Шидерты и в восточном Чингизе в 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, Чингиза и Предшынгызья несут черты большого сходства с фауной Южного Китая и Австралии, и только некоторые группы позднеордовикского бентоса встречаются также в Балтии и Северном Китае [Fortey & Cocks, 2003].

По-видимому, в приэкваториальной области активной континентальной окраины Гондваны в кембрии и ордовике формировался Кендыкты-Шынгыз-Тарбагатайский вулканоплутонический пояс и обрамляющие его структуры преддугового и задугового бассейнов, последний был тесно сопряжен с выходами Ерейментау-Ниязского кристаллического массива (рис. 8.1 и 8.4). Эти две крупные структуры разделялись океаном, ряд исследователей эту часть палеоокеана выделяют в Палеоазиатский [Зоненшайн и Кузьмин 1993]. По-видимому, базальты района гор Балааркалык, имеющие некоторые геохимические черты сходства с океаническими базальтами, и ордовикские интенсивно конденсированные силициты, что находятся в пределах Богембай-Аркалыкской аккреционной призмы, можно рассматривать как обдуцированные фрагменты океанической коры Палеоазиатского океана.

Рассмотренные выше палинспастические схемы следует рассматривать как вспомогательные модели для объяснения возможной истории геологического развития палеозойд Центрального Казахстана.

Естественно, существует ряд несколько отличных палинспастических реконструкций [Popov et al., 2009; Xiao et al., 2010; Wilhem et al., 2012], однако они тоже не лишены противоречий. Общим для всех глобальных реконструкций является то, что казахстаниды в раннем палеозое располагались в приэкваториальных широтах.

Создание более правдоподобных палинспастических реконструкций Казахстана должно базироваться на данных современных палеомагнитных исследований, проведение которых необходимо включать в проекты по двухтысячному геологическому доизучению площадей.

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

Автор выражает благодарность коллегам принимавшим участие в полевых работах и обработке каменного материала: Н.П. Антонюк, Н.А. Герасимовой, Л.Л. Герману, Л.А. Гогановой, В.А. Гордееву, Д.В. Гришину, А.Н. Диденко, П.В. Ермолову, М.К. Кимерле, И.Ф. Кузнецову, Л.А. Курковской, С.А. Куренкову, М.З. Новиковой, Д.М. Печерскому, Т.Ф. Слоновой, В.И. Тимербековой, Т.Л. Турманидзе, А.А. Якубчуку.

Автор также благодарит В.Ч. Августыняка, М.В. Алексютина, Р.М. Антонюка, Б.П. Васильева, В.И. Борисенка, Г.С. Букурова, М.С. Гранкина, А.Ф. Грекова, И.В. Глухана, В.Я. Глухенького, Н.К. Двойченко, Р.Д. Евсеевко, А.Р. Квятковского, П.А. Мухина, И.Ф. Никитина, Л.Е. Попова, А.В. Рязанцева, В.И. Серых, М.П. Щербуняева за плодотворные дискуссии.

Особую признательность автор выражает Г.С. Бискэ, взявшему на себя нелегкий труд научного редактирования настоящей монографии, а также рецензентам: Л.Е. Попову, Р.М. Антонюку и П.А. Мухину, чьи замечания улучшили изложение материалов книги.

## ЛИТЕРАТУРА

- Авдеев А.В.** Геология офиолитовых зон Казахстана: Автореф. дис. ...д-р. геол.- мин. наук. Новосибирск, 1986. 32 с.
- Авдеев А.В., Халилов В.А., Селевостров К.В. и др.** Новые данные по геохронологии метаморфических и магматических образований Южного Казахстана // Геология и разведка недр Казахстана. 1995. №4. С. 2-6.
- Авдейко Г.П., Пономарев Г.П., Скрипко К.А.** К проблеме петрогенезиса спилитов и родственных им пород // Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М.: Н., 1977. С.123-133.
- Авдейко Г.П. и Палуева А.А.** Геодинамические условия магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Вулканология и геодинамика: Материалы симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2003. С. 164-169.
- Антоненко А.А., Герцен Л.Е., Левин В.Л., Омарбекова А., Павлов З.Н.** Форма нахождения элементов-примесей в рудах медно-никелевого месторождения Камкор // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2009. №4. С. 28-35.
- Антонюк Р.М.** Вулканогенно-кремнистые формации Центрального Казахстана // Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 152-160.
- Антонюк Р.М.** Океаническая кора эвгеосинклинальной области востока Центрального Казахстана // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., 1974.
- Антонюк Р. М.** Структуры и эволюция земной коры Ц. Казахстана // Геотектоника. 1977. 5. С. 71-82.
- Антонюк Р.М., Евсеев Р.Д., Степанец В.Г., Гранки М.С., Мальченко Е.Г.** Геодинамическая карта Казахстана. Серия Центрально-Казахстанская. М. 1: 1500000. 1995. 251 с.
- Антонюк Р.М. и Васюков Ю.А.** Геодинамика зоны сочленения Чингиз-Тарбагатайской и Иртыш-Зайсанской складчатых областей // Геонауки в Казахстане. МГК-32. Доклады казахстанских геологов. 2003. С. 66-72.
- Базылев Б.А.** Составы клинопироксена и шпинелида реститовых гипербазитов как индикаторы условий генерации и состава сопряженных первичных мантийных магм // Геохимия. 1995. N7. С. 915-924.
- Базылев Б.А.** Петрология и геохимия океанических и альпинотипных перидотитов в связи с проблемой эволюции мантийного вещества: Дис. ...д-р. геол.- мин. наук, ГЕОХИ РАН, М., 2003. <http://students.web.ru/db/msg.html?mid=1171521&s=121100000>
- Бандалетов С.М.** Силур Казахстана. Алма-Ата: Наука КазССР. 1969. 155 с.
- Барабощкин Е.Ю., Читалин А.Ф.** Строение и условия образования нурчкенской толщи Тектурмасского антиклинория // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1989. № 1. С. 34-45.
- Баркер Ф., Эварт А., Арт Дж.Г. и др.** Трондъемиты, дациты и связанные с ними породы. – М.: Мир, 1983. – 488 с.
- Беспалов В.Ф.** Система тектонических покровов Казахстана // Геотектоника. 1980. №2. С. 78-94.
- Беспалов В.Ф.** Офиолиты Казахстана (распространение и тектоника) // Изв. АН КазССР, Сер. геол. 1982. № 3. С. 1-9.
- Бесстрашнов В.М., Герасимова Н.А., Герман Л.Л., Новикова М.З., Степанец В.Г.** Особенности строения нижнепалеозойских комплексов Тектурмасского и Майкаин-Кызылтасского районов // Тезисы докл. XXI Всес. тект. совещ. М., 1988. С. 14-15.
- Бетехтин А.Г.** Минералогия. М.: ГИГЛ, 1950. 956 с.
- Богданов А.А.** Новые данные по геологии докембрийских и палеозойских отложений Атасуйского района (Ц. Казахстан) // Советская геология. 1955. Сб. № 48.
- Борукаев Р.А.** Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Ц. Казахстана (Сары-Арка). М.: 1955. 255 с.

- Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Золоев К.К. и др.** Малосульфидное платинометалльное оруденение в ультрамафитах Волковского массива (Средний Урал)//Ежегодник-1995 Инта геологии и геохимии УрО РАН. Екатеринбург. 1996. С. 135-140.
- Высоцкий С.В., Щека С.С., Тсуджигори Т.** Бонинит-офиолитовые комплексы – специфические образования энзиматических островодужных систем // Геодинамика и металлогения. Владивосток, 1999. С. 112-128.
- Высоцкий С.В., Говоров Г.И., Кемкин И.В., Сапин В.И.** Бонинит-офиолитовая ассоциация Восточного Сахалина: геология и некоторые особенности петрогенезиса // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 6. С. 3-15.
- Геологический словарь.** М.: Изд-во «Недра». 1978. Т.2. 456 с.
- Геологическая карта** Казахской ССР. Масштаб 1: 500 000. Серия Центрально-Казахстанская. Объяснительная записка. А-А., 1981. 324с.
- Геология окраинных бассейнов:** Пер. с англ./ Под ред. Б.П. Кокелара, М. Ф. Хауэlsa. М.: Мир, 1987. 464 с.
- Геология СССР.** Том XX. Центральный Казахстан. Геологическое описание. Книга 1. М.: Недра. 1972, 532 с.
- Геология СССР.** Том XX. Центральный Казахстан. Геологическое описание. Книга 2. М.: Недра. 1972, 380 с.
- 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.
- Головко А.В.** Хромшпинелиды из алмазоносных лампроитов и лампрофиров гор Букантау (Узбекистан) // Минералогический журнал. 2006.28. №4.С.5-20.
- Гридина Н.М., Машкова Т.В.** Конодонты в кремнисто-терригенных толщах Атасуйского антиклинория // Изд. АН СССР, сер. геол. 1977. С.12-18.
- Гридина Н.М.** Конодонты в кремнистых отложениях северо-востока Центрального Казахстана // Геонауки в Казахстане. МГК-32. Доклады казахстанских геологов. 2003. С. 135-140.
- Гридина Н.М., Магретова Л.И., Евсеев Р.Д.** К вопросу о расчленении стратотипического разреза сарыбиданкской свиты нижнего-среднего ордовика (северо-востока Центрального Казахстана) // Геология и охрана недр, КазГЕО. 2004 (10). № 1. С. 22-26.
- Гришин Д.В., Диденко А.Н., Печерский Д.М., Турманидзе Т.Л.** Палеомагнитное и петромагнитное изучение палеоокеанической литосферы (на примере фанерозойских офиолитов Азии) // Палеомагнетизм и Палеогеодинамика территории СССР. Л.: ВНИГРИ, 1991. С. 135-149.
- Дегтярев К.Е.** Тектоническая эволюция раннепалеозойской окраины в Казахстане. М. Наука, 1999. 119с.
- Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В.** Кембрийская коллизия дуга-континент в палеозоидах Казахстана // Геодинамика. 2007. № 1. С.71-96.
- Дегтярёв К.Е.** Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана // Труды ГИН РАН. вып. 602. – М.: ГЕОС, 2012. 289 с.
- Диденко А.Н.** Палеомагнетизм и геодинамическая эволюция Урало-Монгольского складчатого пояса: Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. М.: ОИФЗ РАН, 1997. 52с.
- Двойнин В.В., Газизова К.С.** Месторождение Тесиктас // Металлогения Казахстана. Месторождения руд меди. Алма-Ата: Наука, 1978. С.37-40.
- Двойченко Н.К. и Абонимова Г.П.** Конодонты и биостратиграфия вулканогенно-кремнистых толщ палеозоя Ц. Казахстана // Труды Института геологии и геофизики. Новосибирск: 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. Новосибирск: Наука, 1980. 200с.



- Дмитриев Л.В., Соколов С.Ю., Мелсон В.Г., О'Хири.** Пломовая и спредингговая ассоциация базальтов и их отражение в петрологических и геофизических параметрах северной части Срединно-Атлантического хребта // Российский журнал наук о Земле. 1999. 1. (6). С. 457-476.
- Дубинина С.В.** Зональная стратиграфия пограничных отложений кембрия и ордовика Казахстана по конодонтам. Автореф. дис... геол.- мин. наук. Москва. 1990. 24 с.
- Ергалиев Г.Х., Мясников А.К., Никитин И.Ф. и др.** Новые данные по палеозою Семипалатинского полигона // Геология Казахстана, 1998. № 4. С. 11-32.
- Еремин Н.И., Дергачев А.Л., Сергеева Н.Е., Позднякова Н.В.** Типы колчеданных месторождений вулканических ассоциаций // Вестник ОГТГН РАН. №4 (10)' 99. [http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h\\_dgggms/4-99/kolchedan.htm#begin](http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/4-99/kolchedan.htm#begin)
- Ермаков В.А.** Геологические модели формирования эпиконтинентальных впадин задуговых бассейнов. Проблемы глобальной геодинамики. М.: ГЕОС, 2000. Вестник ОГТГН РАН. С.175-193  
URL:[http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h\\_dgggms/199/ermakov.htm#begin](http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/199/ermakov.htm#begin)
- Ермолов П.В., Степанец В.Г., Сеитов Н.** Офиолиты Казахстана. Путеводитель экскурсии международного рабочего совещания по проекту 2 «Офиолиты». Караганда, 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. и Полянский Н.В.** К вопросу о стратиграфии основного разреза Чингиз-Тарбагатайского антиклинория // Док. АН СССР. 1972. Т. 204. № 1.
- Жаутиков Т.М. и др.** Новые данные об археоциатах нижнего кембрия хребта Чингиз // Стратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия СССР. Новосибирск, 1976. Вып.286. С. 127-141.
- Ившин Н.К.** Новые стратиграфические и фаунистические данные по раннему кембрию и позднему докембрию Ц. Казахстана и Тянь-Шаня. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 200-203.
- Ившин Н.К.** Биостратиграфия и трилобиты нижнего кембрия Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1978. 107с.
- Изох А.Э., Вишневыский А.В., Поляков Г.В. и др.** Урэгнурская платиноносная вулканоплутоническая пикрит-базальтовая ассоциация Монгольского Алтая – индикатор кембрийско-ордовикской крупной изверженной провинции // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 665–681.
- Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений** // Отв. ред. Л. Н. Овчинников. М.: Недра, 1983. 191 с.
- Кадик А.А. и Луканин О.А.** Дегазация верхней мантии при плавлении. М.: Наука. 1986. 96 с.
- Квятковский А.Р.** Геология и полезные ископаемые Шидерты-Экибастузкого габбро-перидотитового пояса: Автореф. дис... геол.- мин. наук. Л. 1973. 17с.
- Колман Р.Г.** Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
- Кокс А., Харт Р.** Тектоника плит. — М.: Мир, 1989. 427 с.
- Книпер А.Л.** История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа // Ан СССР, Геодинамика. 1971. № 6. С. 87-100
- Книпер А.Л.** Офикальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие доорогенное становление офиолитовых комплексов // Геотектоника. 1978. № 2. С. 50-66.
- Конева С.П.** Стенотекоиды и безрамковые брахиоподы нижнего и низов среднего кембрия Ц. Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1979. 124с.
- Копятеквич Р.А., Конева С.П., Назаров Б.Б.** К вопросу о возрасте и стратиграфическом положении яшмоидов гор Ушкызыл // Допалеозой и палеозой Казахстана. Алта-Ата, 1974. Т.1. С. 116-117.
- Коробкин В.В. и Смирнов А.В.** Палеозойская тектоника и геодинамика вулканических дуг Северного Казахстана // Геология и геофизика. 2006, Т. 47. № 4. С. 462-474

- Кузнецов И. Е., Якубчук А.С., Новикова М.З.** Офиолиты района Толпак // БЮЛ. МО-ИН. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 6. С. 86-100.
- Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А.** Геодинамика палеоспрединга. М., 2002. 294 с.
- Курковская Л.А.** Комплекс конодонтов из кремнистых и вулканогенных отложений ордовика Центрального Казахстана // Геология раннегеосинклиналиных комплексов Ц. Казахстана / МГУ. М.: 1985. С. 164-177.
- Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Сахьянов Л.О.** Платинометалльная минерализация зональных ультраосновных и коматитовых массивов. Л.: Недра, 1992. 217 с.
- Лучицкая М.В. Тоналит-грандиоритовые интрузивные комплексы Корякско-Камчатского региона (геология, геодинамика). Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М., 1998.  
<http://students.web.ru/db/msg.html?mid=1171514&s=121100000>
- Магматические горные породы.** Ультраосновные породы. М.: Наука, 1988. 507с.
- Магматические комплексы** Центрального Казахстана. Путеводитель экскурсии IV Казахстанского петрографического совещания. Караганда. 1988. 62с.
- Магретова Л.И.** Магматизм и минералогия зон сочленения Ерментауского и Бозшакольского антиклинорий (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.
- Мионов Ю.В.** Соотношение титана и калия в базальтах как индикатор тектонических обстановок // ДАН СССР. 1990. Т. 314. № 6. С. 1484-1487.
- Михайлов Н.П. и Москалева В.Н.** Альпинотипные ультраосновные интрузии // В кн. Геология СССР. Т. XX. М.: 1972.
- Михайлова Н.Ф., Щедуяев 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.
- Назаров Б.Б.** Радиоларии нижнего-среднего палеозоя Казахстана. М. 1975. 201 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 Предчиргизья // 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 Предчиргизья // Геология Казахстана, 1995. №2. С. 32-41.
- Никитин И.Ф.** Ордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы Казахстана // Геология и геофизика, 2002. Т. 43. С. 512-527.
- Новикова М.З., Герман Л.Л., Кузнецов И.Е., Якубчук А.С.** Офиолиты Тектурмаской зоны // Магматизм и рудоносность Казахстана. Алма-Ата: Гылым. 1991. С. 92-102.
- Новикова М.З., Герасимова Н.А., Курковская Л.А., Степанец В.Г., Якубчук А.С.** Стратиграфия нижнепалеозойских вулканических толщ Майкаин-Кызылтасского офиолитового комплекса (Центральный Казахстан) // БЮЛ. МОИП, отд. геол. 1993. Т. 68. Вып. 6. С. 47-63.
- Павлов Н.В.** Химический состав хромшпинелидов в связи с петрографическим составом пород ультраосновных интрузивов // Тр. Института геол. наук АН СССР. Вып. 103. Серия рудных месторождений. 1949. № 13. С. 10-35.

- Паталаха Е.И. и Белый В.А.** Офиолиты Северного Прибалхашья: аллохтон или автохтон // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1977. № 2. С. 1-19.
- Пейве А.В.** Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5-23.
- Перфильев А.С. и Румянцев С.В.** Структурная эволюция габбро-гипербазитового комплекса складчатых поясов // Проблемы петрологии гипербазитов складчатых поясов. М.: Наука, 1973. С. 18-32.
- Перфильев А.С., Румянцев С.В., Куренков С.А.** Особенности развития зон спрединга в современных и палеоокеанических структурах // Геотектоника. 1985. № 5. С. 19-33.
- Петрография** Центрального Казахстана. Т. 1. Интрузивные формации основных и ультраосновных пород / Ред. Н.П. Михайлов. М.: Недра, 1971. 360 с.
- Печерский Д.М. и Диденко А.Н.** Палеоазиатский океан: Петромагнитная и палеомагнитная информации о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.
- Пирс Дж. А., Линпард Дж. С., Робертс С.** Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134-165.
- Пунышев Н.А.** Стратиграфия силура верховьев рек Жаман-Сарысу и Шерубай-Нура // Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата, 1974. Т. 1. С. 248-250.
- Пуртов В.К.** Высокотемпературный метасоматоз и гранитизация пород базальтового состава в хлоридном растворе. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 140 с.
- Объяснительная записка**, Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1: 500 000. Серия Центрально-Казахстанская, Алма-Ата, 1981. 325 с.
- Октябрьский Р.А., Леников А.М., Шнай Г.К., Залищак Б.Л., Москаленко Е.Ю., Рахматуллин А.А., Щека Г.Г., Щека С.С.** Хромшпинелиды платиноносного Инаглинского щелочно-ультраосновного массива (Север Центральной части Алданского щита) // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука. 2001. Т. 2. С.233-257.
- Оюунчимэг Т.У.** Урэгнурская пикрит-базальтовая вулканоплутоническая ассоциация (Западная Монголия). Автореф. дис... к. г-м. наук. Новосибирск 2009. 20с.
- Решение III Казахстанского стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою.** Ч.1. Докембрий и палеозой. Алма-Ата, 1991. 147 с.
- Рингвуд А.Е.** Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.
- Русакон М.П. и Бурдуков Г.П.** Известия АН КазССР. Сер. геол. Вып. 1 (26), 46 (1957).
- Рязанцев А.В. и Румянцева Г.Ю.** Ордовикские олистостромы Оленти-Шидертинского района (северо-восток Ц. Казахстана) // Бюл. МОИП, отд. геол. 1987. Т. 62. Вып. 4. С. 42-52.
- Свяжина И.А., Пучков В.Н., Иванов К.С., Петров Г.А.** Палеомагнетизм ордовика Урала. Екатеринбург: УрОРАН, 2003. 130 с.
- Сейтов Н.С.** Тектоника плит и офиолитовые зоны Казахстана (принципы умеренного мобилизма). Алма-Ата, 1988. 112с.
- Сейтов Н.С.** Тектоника плит: возможные истоки и особенности проявления (по материалам офиолитовых зон Казахстана). Алма-Ата: Гылым, 1992. 200 с.
- Селянгин О.Б.** Новые данные о строении и эволюции никеленосного интрузива Кувалор, Южная Камчатка // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2007. №1 (9). С. 111-126.
- Селянгин О.Б.** О тектонической позиции никеленосных интрузивов Срединно-Камчатского массива // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2009. №13. С. 123-138.
- Сидоров М.Д. и Степанов В. А.** Геофизические поля и никеленосность камчатского срединного массива, // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2006. №2. С. 140-150.
- Сидоров Е.Г. и Осипенко А.Б.** Геохимическая трансформация гипербазитовых включений в лавах вулканического центра Рыцарь, п-ов Озерной, В. Камчатка // Вулканизм и геодинамика: Материалы II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: УрОРАН, 2003. С. 415-420.

- Сидоров Е.Г.** Платиноносность базит-гипербазитовых комплексов Корякско-Камчатского региона: Автореф. дис. ...докт. геол.-минерал. наук. Петропав.-Камчат., 2009. 46 с.
- Симакин А.Г., Закревская О.Ю., Салова Т.П.** Оценка условий кристаллизации кортландитов Камчатки по составам амфиболов // Вестник ОНЗ РАН. 2012. 4. NZ9001, doi:10.2205/2012NZ\_ASEMPG.
- Симакин А.Г. и др.** Кристаллизация амфибола из водонасыщенного по экспериментальным данным при P=2 кбар // Петрология. 2009. №17 (6). С. 1–16.
- 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., Брондот 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 Неогоя: общие и региональные аспекты. Т. 2. М.: ГЕОС, 2001. С. 211-214.
- Сондерс А.Д. и Тарни Дж.** Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах. Геология окраинных бассейнов. Москва: Мир, 1987. С. 102-133.
- Соболев А. В.** Проблемы происхождения и эволюции мантийных магм: Дисс... докт. г.-м.н. / ГЕОХИ РАН, Москва. 1997. 300 с.
- Степанец В.Г. и Гранкин М.С.** Офиолиты Майкан-Кызылтаской шовной зоны (Северо-Востока Центрального Казахстана) // Тез. Док. III Каз. Петрограф. Совещ. Общие вопросы магматизма и метаморфизма. А.-А.: Наука КазССР, 1984. С. 110.
- Степанец В.Г.** Два типа офиолитовых ассоциаций северо-востока Центрального Казахстана // Петрология и минералогия Казахстана: Тез. док. А-Ата, 1988. С.78-81.
- Степанец В.Г.** Проблема офиолитовых террейнов Казахстана // Офиолиты Казахстана. Путеводитель экскурсии международного рабочего совещания по проекту 2 «Офиолиты». Караганда, 1990. С. 50-65.
- Степанец В.Г., Гридина Н.М., Коники В.Е., Клиггер Б.Ш.** Отчет по теме № 546 «Разработка схемы биостратиграфического расчленения нижнепалеозойских отложений Алкамерген-Жиландинского и Майкаин-Кызылтаского антиклинориев в связи с составлением опорной легенды ГПК-50» / ЦКПГО. ЦГПЭ. Караганда: Фонды МТД «Центр-казнедра». 1991. 150с.
- 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., Коники 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.** Петро-геохимическая характеристика надсубдукционных офиолитов массива Караулчеку (Центральный Казахстан) // 7-я Международная конференция по тектонике плит им. Л. П. Зоненшайна: Тез. докл. Москва, 2001. С. 69-70.
- Степанец В.Г. и Кеммер А.Г.** Петролого-геохимические аспекты надсубдукционных и рифтогенных офиолитов Центрального Казахстана (на примере офиолитовых массивов Караулчеку и Толпак) / Международная научная конференция Рифты литосферы // Материалы международной научной конференции. Екатеринбург, 2002. С. 246-249.
- Степанец В. Г. и Кеммер А. Г.** Типы фундаментов нижне-среднепалеозойских окраинных бассейнов Казахстанского террейна //Современные вопросы геологии. 2-е Яншинские чтения. Москва, 2002. 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, 2003. С. 433-438.
- Степанец В.Г. и 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, 2003. С. 321-326.
- Степанец В.Г.** Петрогеохимическая специализация и генезис субвулканических долеритов, андезитов, лейкогранитов преддуговых офиолитов массива Караулчеку (Центральный 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.** Офиолиты северо-востока Центрального Казахстана. Нордерштедт: БОД, 2008. 172с.
- Степанец В.Г. и Антонюк Р.М.** Магматизм и оруденение Майкаинского сиалического бассейна Южной Гондваны (Центральный Казахстан) // *Металлогения древних и современных океанов – 2008*. Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. С. 53-57.
- Степанец В.Г.** Происхождение флюидов хлора и спилитовых магм над зонами субдукции // *Уральский геологический журнал*, 2008, № 3 (63). С.3-18.
- Степанец В.Г., Ермолов П.Е.** Изотопные датировки и генезис цирконов мафит-ультрамафитов спилит-офиолитов (на примере гор Толпак Центрального Казахстана) // *Проблемы минералогии, петрографии и минералогии*. Научные чтения памяти П. Н. Чирвинского. Сборник научных статей / Пермский ун-т. Пермь, 2008. Вып. 11. С. 170–176.
- Степанец В.Г.** Тектоника, геохимия и генезис лланвирнских суперплумов офиолитов Казахстана // *Известия НАН РК, Серия геологическая*. 2008. №6. С. 30-38.
- Степанец В.Г. и Антонюк Р.М.** Тектоническое положение и магматическая эволюция вулканитов Майкаинского района // *Известия НАН РК. Серия геологическая*. 2009. № 4 (420). С.10-20.
- Степанец В. Г. и Гридина Н. М.** Верхнеордовикские олистостромы гор Агырек и Косгомбай и проблемы корреляции нижнепалеозойских осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов Центрального Казахстана // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2011. Том 19. № 5. С. 3–15.
- Степанец В.Г., Антонюк Р.М., Кряжева Т.В., Марченко И.А.** Раннепалеозойские надсубдукционные офиолиты Агырек-Арсаланской аккреционной призмы Северо-Востока Центрального Казахстана // *Горно-геологический журнал*. № 1-2. 2012. С. 25-52.
- Степанец В.Г.** Клинопироксены и шпинелиды как петрогенетические индикаторы надсубдукционных офиолитов северо-востока Центрального Казахстана // *Отечественная геология*. 2012. № 4. С. 40-48.
- Степанец В.Г., Кряжева Т.В., Марченко И.А.** К вопросу о генезисе рудных хромитов надсубдукционных офиолитов (на примере супертеррейна Толпак Центрального Казахстана) // *Отечественная геология*. 2013. № 4. С. 48-55.
- Степанец В.Г., Антонюк Р.М., Кряжева Т.В.** Геология нижнего кембрия и ордовика Майкаинского рудного района // *Известия НАН РК. Серия Геологическая*. 2014. № 5. С. 11-27.
- Сушевская Н.М., Дмитриев Л.В., Соболев А.В.** Петрохимический критерий классификации закалочных стекол океанских толеитов / *ДАН СССР*. 268. (6), 1983. С. 1475-1477.
- Тажобаева П.Т. и Пономарев Д.В.** Коры выветривания ультраосновных пород Казахстана и полезные ископаемые. А-Ата: Наука, 1980. 204 с.
- Тевелев А.В., Бесстрашнов Н.А., Герасимова О.В., Миневрин О.В., Новикова М.З.** Стратиграфия нижнего-среднего палеозоя Жаман-Сарыусуйского мегаблока (Центральный Казахстан) // *БЮЛ. МОИП, отд. геол.* 2003. Т. 78. Вып. 2. С. 25-39.

**Тектоника Казахстана.** Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана масштаба 1: 2 500 000 // Под ред. А. В. Пейве и А. А. Моссаковского. М.: Наука, 1982. 139 с.

**Титаева Н.А.** Геохимия изотопов радиоактивных элементов (U, Th, Ra): Автореф. дис... докт. г.-м.н. М., 2002.

<http://students.web.ru/db/msg.html?mid=1171496&s=121100000>

**Толмачева Т.Ю.** Пелагические конодонты позднего кембрия и раннего ордовика Ц. Казахстана: Автореф. дис... С.-Петербург. 1996. 23 с.

**Трусова И.Ф.** Нижнепалеозойские ультраосновные и основные породы Ц. Казахстана // Тр. ГИН АН СССР. Сер.27. Вып. 92. 1948. 106 с.

**Турманидзе Т. Л., Гришин Д. М., Печерский Д. М., Степанец В. Г.** Палеомагнитная информация об ордовикских офиолитах из аллохтонных массивов Караулчеку, Толпак и Базарбай (Центр. Казахстан) // Геодинамика. 1991. № 4. С. 54-69.

**Ультраосновные породы.** Магм. горные породы. Т. 5. М.: Наука, 1988. 508 с.

**Чашухин И.С., Вотяков С.Л.** Ультрамафиты Алапаевского массива (Средний Урал): петрология, геохимия, хромитоносность // Литосфера, 2012. № 4. С. 140-157.

**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., Вёрнер Г.** Природа геохимической зональности вкост простираия Камчатской островной дуги // Геодинамика и вулканология Курило-Камчатской островодужной системы. П-К., 2001. С. 173-190.

**Филимонова Л.Е.** О сульфидах никеля из медно-никелевого месторождения Камкор // Тр. ИГН им. К.И. Сатпаева, 1966. Т. 15. С. 71-81.

**Хаин В.Е.** История и методология геологических наук / В.Е. Хаин, А.Г. Рябухин, А.А. Наймарк. – М.: Издат. центр «Академия», 2008. – 416 с.

**Хаин В.Е., Ломизе М.Г.** Геотектоника с основами геодинамики: учебник. – 2-е изд., испр. и доп. – М.: Изд-во «КДУ», 2005. – 560 с.

**Харленд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин П.Г., Пиктон К.А.** и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1984. 140 с.

**Хераскова Т.Н.** Структурные связи Казахстана и Тянь-Шаня в конце рифея-раннем кембрии // Проблемы геологии Урало-Монгольского пояса. М., 1999.

**Хераскова Т.Н.** Геодинамика и палеогеография в Палеоазиатском океане и на его окраинах в венде-раннем кембрии // Тектоника Азии. Тезисы совещания. М.: 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. Вып. 2. 2001. С. 4-12.

**Щебуняев М.П., Аракелянц М.М., Ляпичева А.А.** Первая находка раннепалеозойских щелочных ультрамафитов на северо-востоке Центрального Казахстана // ДАН СССР. Т.254. 1980. №6. С.1440-1442.

**Щебуняев М.П.** Геологические условия локализации колчеданного оруденения в Майкаинском рудном поле (Центральный Казахстан). Геология рудных месторождений. Т. XXV (2). М.: Наука, 1983. С. 34-43.

**Юричев А.Н., Чернышов А.И.** Рудная минерализация дунит-гарцбургитового комплекса (северо-запад Восточного Саяна) // Геология и полезные ископаемые. Известия Томского политехнического университета. 2012. Т.321. №1. С. 69-75.

**Якубчук А.А., Степанец В.Г., Герман Л.Л.** Рои пластинчатых даек, субпараллельных в офиолитовых массивах – свидетели спрединга // ДАН СССР.1988. Т. 298. № 5. С. 1193-1197.

- Якубчук А.А., Степанец В.Г., Новикова М.З. и др.** О выявлении осевой палеосрединговой 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: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. М.: Изд-во МГУ, 1991. 16 с.
- Abratis, M.** Geochemical variations in magmatic rocks from southern Costa Rica as a consequence of Cocos Ridge Subduction and uplift of the Cordillera de Talamanca. Dissertation, Göttingen, 1998, 136 s.
- Anderson, R.N., DeLong, S.E., Schwarz, W.M.** Geophysical and petrochemical constraints at convergent plate boundaries. II. A thermal model for subduction with dehydration in the downgoing slab // *J.Geol.* 1978. Vol. 86. № 6. P.731-739
- Alabaster, T., Pearce, J.A., Malpas, J.** The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite complex // *Contrib. Miner. Petrol.*; 1982. 81. P. 168-183.
- Alexyutin M.V.** Paleotectonic history of Kazakhstan during the Paleozoic. The Dissertation. München. 2005. 91p.
- Anders, E. & Grevesse, N.** Abundance of the element. Meteoritic and Solar. *Geochim. Cosmochim Acta* 53. 1989. P. 197-214.
- Amstutz, G.C.** Spilites and Spilitic Rocks. New York –Heidelberg-Berlin: Springer 1974.
- Arai, S.** Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation. *Chemical Geology*, 1994. 113. P. 191–204.
- Armienti, P. & Gasperini, D.** Do We Really Need. Mantle Components to Define Mantle Composition? // *Journal of petrology*, 2007. Vol. 48. № 4. P. 693-709.
- Augé, T.** Etude mineralogique et petrographique des roches basiques et ultrabasiques du complexe ophiolitique du Noral, Oman [Thèse]. Univ. D'Orleans. 1982.
- 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. & Tang, Z.** Chrome spinels from the Jinchuan Ni–Cu sulphide deposit, Gansu Province, People's Republic of China. 1999. *Economic Geology* 94. P. 343–356.
- Barnes, S.J. & Roeder, P.L.** The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks // *Journal of Petrology*. 2001. Vol. 42. № 12. P. 2279-2302.
- Barnes, S.-J., Melekh, V., Sokolov, S.V.** The composition and mode of formation of the Pechenga nickel deposits, Kola peninsula, northwestern Russia: *Canadian Mineralogist*, 2001. Vol. 39. P. 447–472.
- Batanova, V.G., Pertsev, A.N., Kamenetsky, V.S. et al.** Crustal Evolution of Island-Arc Ultramafic Magma: Galmoenan Pyroxenite-Dunite Plutonic Complex, Koryak Highland (Far East Russia) // *J. Petrology*. Vol. 46. № 7. 2005. P. 1345-1366.
- Bazhenov, M.L., Collins, A.Q, Degtyarev, K.E., Levashova, N.M., Mikolaichuk, A.V., Pavlov, V.E., Van der Voo, R.** Palaeozoic northward drift of the North Tien Shan (Central Asia) as revealed by Ordovician and Carboniferous paleomagnetism, *Tectonophysics*, 2003. .Vol. 366. P. 113-141.
- Bazhenov, M. L., Levashova, N. M., Degtyarev, K. E., Van der Voo, R., Abrajevitch, A. V., McCausland, P. J.A.** Unraveling the early–middle Paleozoic paleogeography of Kazakhstan on the basis of Ordovician and Devonian paleomagnetic results// *Gondwana Research*, № 22, 2012. P. 974–991.
- Beccaluva, L.** Magma affinities and fractionation trends in ophiolites // *Ophioliti*, 1987. № 12. 1. P. 239-254.
- Beccaluva, L., Cameron, W.E., Nisbet, E.G., Dietrich, V.J.** Boninites, komatiites and ophiolitic basalts. *Nature*. Vol. 280. 1979. P. 550-553.
- Beccaluva, L., Girolamo, P.D., Macciotta, G., Morra, V.** Magma affinities and fractionation trends in ophiolites. *Ophioliti* 1983. Vol. 8. № 3. P. 307-324.



- Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G.B., Zeda, O.** 1989. Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator. *Chem. Geol.*, 77. P.165-182.
- Ben Othman, D., White, W.M. and Patchett, J.** The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis and crust-mantle recycling // *Earth and Planetary Science Letters* 94: 1989. 36. 912 p.
- Bergstrom, S.M., Xu Chen, Gutierrez-Marco, J.C., and Dronov, A** Ordovician Chronostratigraphic Chart --- showing correlation of regional chronostratigraphic schemes with the new global stages and series for the Ordovician System. *Lethaia*, 2008. P.1502-3931.
- Best, M.G.** Amphibole-bearing cumulate inclusions, Grand Canyon, Arizona, and their bearing on silica-undersaturated hydrous magmas in the upper mantle // *J. Petrol.* 1975. Vol. 16.P. 212-236.
- Boninites** // Ed.: A.J. Crawford. Unwin Hyman, London, 1989. 465 p.
- Boudreau, A.E., Mathez, E.A., McCallum, I.S.** Halogen geochemistry of the Stillwater and Bushveld complexes: evidence for transport of the platinum group elements by Cl-rich fluids // *J. Petrol.*, 1986. 27, 4.
- Boudreau, A.E. & Hoatson, D.M.** Halogen variations in the Paleoproterozoic Layered mafic-ultramafic intrusions of East Kimberley, Western Australia: Implications for platinum group element mineralization // *Economic Geology*, 2004. Vol. 99. P. 1015-1026.
- Bradshaw, G.D.** Geology and genesis of the Wolverine polymetallic volcanic rock-hosted massive sulphide (VHMS) deposit, Finlayson Lake district, Yukon, Canada: Unpubl. M.Sc. thesis, The University of British Columbia, 2003. P. 172.
- Brenan, J.M., Shaw, H.F., Ryerson, F.J. and Phinney, D.L.** Experimental-Determination of Trace-Element Partitioning between Pargasite and a Synthetic Hydrous Andesitic Melt. *Earth and Planetary Science Letters* 135(1-4), 1995. P. 1-11.
- Brown, L., Klein J., Middleton, R., Sacks, I.S., Tera, F.** 10Be in island-arc volcanoes and implications for subduction // *Nature*, 1982. Vol. 299. № 5885. P. 718-720.
- Burns, L.E.** The Border Ranges ultramafic and mafic complex, South Central Alaska: cumulate fractionates and island arc volcanics. *Canadian Journal of Earth Sciences* 22. 1985.P. 1028–1038.
- Cabanis, B. & Lecolle, M.** 1989. Le diagramme La/10-Y/15- Nb/8; un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et/ou de contamination crustale. The La/10- Y/15-Nb/8 diagram; a tool for distinguishing volcanic series and discovering crustal mixing and/or contamination; *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, Serie 2, Mecanique, Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*, 309(20). P. 2023-2029.
- Cameron, W.E., Nisbet, E.G., Dietrich V.J.** Boninites, komatiites and ophiolitic basalts // *Nature*. 1979. Vol. 280. P. 550-553.
- Candela, P.A. & Piccoli, P.M.** Model ore-metal partitioning from melts into vapour and vapor/brine mixtures. In *Magmas, Fluids, and Ore Deposits* (ed. J. F. H. Thompson). 1995. Vol. 23. P. 101–127. Min. Ass. Canada.
- Chopin, C.** Ultrahigh-pressure metamorphism: tracing continental crust into the mantle // *EPSL* 212, 2003. P. 1-14.
- Chou, I.M.** Phase relations in the system NaCl-KCl-H<sub>2</sub>O. III: Solubilities of halite in vapor-saturated liquids above 445°C and redetermination of phase equilibrium properties in the system NaCl-H<sub>2</sub>O to 1000°C and 1500 bars. *Geochim. Cosmochim. Acta* 51. 1987. P. 1965–1975.
- Churikova, T., Dorendorf, U., Worner, G.** Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation. *J. Petrology*. Vol. 42. № 8. 2001. P. 1567-1593.
- Coleman, R.G.** Ophiolites. *Ancient Oceanic Lithosphere?* Springer-Verlag, 1977. 261 p.
- Collins, A.Q., Degtyarev, K.E., Levashova, N.M., Bazhenov, M.L.** Van der Voo, R., Early Paleozoic paleomagnetism of east Kazakhstan: implications for paleolatitudinal drift of tectonic elements within the Ural–Mongol belt, *Tectonophysics*. Vol. 377. 2003. P. 229– 247.



- Coney, P. J., Jones, D. L., Monger, J. W. H.** Cordilleran suspect terranes. 1980. *Nature*. Vol. 288. P. 329-333.
- Condie K.C.** Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: Tracking deep mantle sources and continental growth rates with time // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2003. 4(1). 1005. doi:10.1029/2002GC000333.
- Condie K.C.** High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // *Lithos*. 2005. Vol. 79. P. 491–504.
- Conrad, W.K. & Kay, R.W.** Ultramafic and mafic inclusions from Adak Island: crystallization history, and implications for the nature of primary magmas and crustal evolution in the Aleutian Arc. *Journal of Petrology*. Vol. 25. 1984. P.88–125.
- Coombs, M L., Sisson, T.W., Kimura, J.I.** Ultra-high chlorine in submarine Kilauea glasses: evidence for direct assimilation of brine by magma // *EPSL*, 2004. Vol. 217. 1 3-4. P. 297-313.
- Crawford, A.J., Falloon, T.J., Green, D.H.** Classification, petrogenesis and tectonic setting of boninites, in: A.J. Crawford (Ed.), *Boninites*, Unwin Hyman, 1989. P. 1-49.
- Danzushevsky, L.V., Sobolev, A.V., Fallon, T.J.** North Nongan High/Ca Boninite petrogenesis: the role of Samoan plume and subduction zone-transform fault transition. *J. Geodynamic*. Vol. 20. № 3. 1995. P. 219-241.
- DeBari, S.M., Kay, S.M., Kay, R.W.** Ultramafic xenoliths from Adagdak volcano, Adak, Aleutian Islands, Alaska: deformed igneous Cumulates From the Moho of an Island Arc. *Journal of Geology* 95, 1987. P.329–341.
- DeBari, S.M. & Coleman, R.G.** Examination of the deep levels of an Island Arc: evidence from the Tonsina ultramafic–mafic assemblage, Tonsina, Alaska. *Journal of Geophysical Research* 94, 1989. P.4373–4391.
- Debrenne F. & Zhuravlev A.** Irregular Archaeocyaths. *Cahiers de Paleontologie*. Editions du CNRS, Paris. 1992. 173 p.
- Degtyarev, K.E. Tectonic Evolution of Early Paleozoic Island Arc Systems and Continental Crust Formation in the Caledonides of Kazakhstan and the North Tien Shan // *Geotektonika*, 2011. Vol. 45. № 1, pp. 28–57.
- Die Erde.** Natur und Wissen 2. Verlagsgruppe Bertelsmann International GmbH, München, 1984. S. 159.
- Dick, H.J.B. & Bullen, T.** Chromium spinel as petrogenetic indicator in abyssal and alpine type-peridotites, and spatially associated lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. 86. 1984. 54–76.
- Dick, H.J.B.** Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism. In: Sanders A. D. & Nirry M. J. (eds) *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, 1989. Special Publication 42. P. 71-105.
- Dickin, A.P.** Radiogenic isotope geology. Cambridge University Press, 1997. 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*. Vol. 145. № 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. Vol. 175. P. 69-86.
- Ermolov, P.V. & Stepanets, W.G.** Contribution to development of views on history of Paleoaasian Ocean: Kasakhstan // Report No. 4. Of The IGCP PROJECT 283: Geodynamic evolution of Paleoaasian 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.* Vol. 83. 1972. P. 3281-3298.
- Ewart, A., Collerson, K.D., Regelous, M., Wendt J. I. and Niu Y.** Geochemical Evolution within the Tonga-Kermadec-Lau Arc-Back-arc Systems the Role of Varying Mantel Wedge Composition in Space and Time. // *J. of Petrol.*; 1998. Vol. 39. № 3. P. 331-368.
- Fabricius, F., Friedrichsen, H., Jacobschagen, 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.** Melting of Refractory Mantel at 1. 5, 2 and 2.5 GPa under Anhydrous and H<sub>2</sub>O-undersaturated Conditions: Implications for the Petrogenesis of High-Ca Boninites and the Influence of Subduction Compontnts on Mantel Melting. *Journal of Petrology*. 2000. Vol. 11. № 2. P. 257-283.
- Fortey, R.A. & Cocks, L.R.M.** Palaeontological evidence bearing on global Ordovician-Silurian continental reconstructions. *Earth-Science Reviews*. 61. 2003. P. 1-63.
- Fitton, J.G.** The OIB paradox. In: Foulger, G.R. & Jurdy, D.M. (eds). *Plates, plumes, and planetary processes*. Geological Society of America, 2007. Special Paper. Vol. 430. P. 387-412.
- Futa, K. & Stern, C.R.** Sr and Nd isotopic and trace element composition of Quaternary volcanic centers of southern Andes. *Earth and Planetary Science Letters* 88. 1988. P.253-263.
- Gallagher, K., Hergert, L.M., McDermott, F.** Trace element fractionation processes in the generation of island arc basalts // In: "Melting and melt movement in the earth" (eds. Cox et al.), 1993.S. 179-191; Cambridge.
- Gertisser, R. & Keller, J.** Trace-element and Sr, Nd, Pb and O isotope variations in medium-K and high-K volcanic rocks from Merapi Volcano, Central Java, Indonesia: evidence for the involvement of subductedsediments in Sunda Arc magma genesis. *J. Petrol.* 2003. Vol. 44. P. 457-489.
- Gill, J.B., Hiscott, R.N., Vidal, Ph.** Turbidite geochemistry and evolution of the Izu-Bonin arc and continents. 1994. *Lithos* 33. P. 135-168.
- Hamer, R.D.** Petrogenetic aspects of the Jurassic-Early Cretaceous volcanism, northernmost Antarctic Peninsula. En Oliver R.J., James P.R. y Jago J.B. (eds). *Antarctic Earth Sciences*, Canberra, Australian Academy of Sciences y Cambridge University. 1983. P. 338- 342, Cambridge.
- Harmon, R. S. & Hoefs, J.** Oxygen isotope heterogeneity of the mantle deduced from global 18O systematics of basalts from different geotectonic settings, *Cont. M.Petrol.* 1995. Vol. 120. P. 95-114.
- Hawkesworth, C.J., Sauders, A.D., Tarney, J.** The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the Scotia Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1979. Vol. 43. P. 555-572.
- Hawkesworth, C.J., Gallagher, K., Hergt, J. M., McDermott, F.** 1993. Mantle and slab contributions in arc magmas. *Ann. Revs. Earh.Planet. Sci.* Vol. 21. P.175-204.
- Heinhorst, A.J., Lehmana, B., Ermolov, P., Serykh, V., Zhurutin, S.** Paleozoic crustal growth and metallogeny of Central Asia: evidence from magmatic-hydrothermal ore systems of Central Kazakhstan. *Tectonophysics* . Vol. 328. 2000. P. 69-87.
- Hellebrand, E., Snow, J.E., Dick, H.J. B., Hofmann A.W.** Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites // *Nature*. Vol. 410. 2001. P. 677-681.
- Hergt, J.M. & Farley, K.N.** 26. Major Element, trace Element, and Isotope (Pb, Sr, and Nd) variations in site 834 basalts: Implications for the initiation of Back arc opening. // *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*, 1994. Vol. 135. P 471-485.
- Hergt, J.M. & McDermott, F.** Trace element fraction processes in the generation of island arc basalts // *Melting and melt movement in the earth* (eds. Cox et al.), Cambridge, 1993. P. 179-191.
- Herzig, P.M. & Petersen, S.** Polymetallic Massive Sulphide Deposits at the modern Seafloor and their Resource Potential // *International Seabed Authority*, 2000. P. 7-35.
- Hofmann, A.W.** Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism, *Nature*, 1997. Vol. 385. P. 219-229.
- Himmelberg, G.R. & Loney, R.A.** Characteristics and petrogenesis of Alaskan-type ultramafic-mafic intrusions, Southeastern Alaska. *US Geological Survey Professional Paper*, 1564. 1995. 47 p.
- Ikeda, Y.** 1990. CeN/SrN/SmN: A trace element discriminant for basaltic rocks from different tectonomagmatic environments, *N. Jb. Miner. Mh. Jg.*, 4. P. 145-158.
- Irvine, T.N. & Baragar W.R.A.** A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 1971. 8. P. 523-548.

- Ishii, T., Robinson, P.T., Maekawa, H., Fiske, R.**, 1992. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamonts in the Izu–Ogasawara– Mariana forearc, Leg 125. In: Fryer, P., Pearce, L.B., Stokking, L.B. (Eds.), Proc. Ocean Drill. Prog., College Station, TX (Ocean Drilling Program). P. 445–485.
- Ishikawa, T., Nagaishi, K. and Umino S.** Boninitic volcanism in the Oman ophiolite: Implications for thermal condition during transition from spreading ridge to arc // *Geology*, 2002. Vol. 30. № 10. P. 899-902.
- Iwamori, H.** Transportation of H<sub>2</sub>O 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. Vol. 95. P. 2661-2678.
- Kamenetsky, V.S., Everard, J.L., Crawford, A.J. et al.** Enriched End-member of Primitive MORB Melts: Petrology and Geochemistry of Glasses from Macquarie Island (SW Pacific) // *Journal of Petrology*. Vol. 41. № 3. 2000. P. 411-430.
- Kamenetsky, V.S., Crawford, A.J., Meffre, S.** Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. *J. Petrol.* 2001. Vol. 42. P. 655–671.
- Kamenetsky, V.S., Sobolev, A.V., Joron, J.L., Semet, M.P.** Petrology and geochemistry of Cretaceous ultramafic volcanics from Eastern Kamchatka. // *Journal of Petrology*. 1995. Vol. 36. C 637-662.
- Karig, D.E.** Ridges and Basins of the Tonga - Kermadec Island Arc System // *J. Geophys. Res.* 1970. Vol. 75, № 2. P. 239-254.
- Karig, D.E.** Structural history of the Mariana Island arc system // *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1971, v. 42. P. 323-344.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Marquez, M.** Evidence in Cerro Pampa Volcanic rocks for slab-melting prior ridge-trench collision in 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. Vol. 202. №. 2. P. 361-377.
- Kepezhinskas, P.K., Taylor, R.N, Tanaka, H.** Geochemistry of Plutonic Spinel from the North Kamchatka Arc: Comparisons with Spinel from Other Tectonic Settings. *Mineralogical Magazine - MINER MAG* 01/1993; 57(389), P. 575-589
- Klein, E.M. & Langmuir, C.H.** Global correlation of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness // *J. Geoph. Res.*, 92. 1987. P. 8089-8115.
- Klein, E.M. & Karsten, J.L.** Ocean-ridge basalts with convergent-margin geochemical affinities from the Chile Ridge // 1995. *Nature*. Vol. 374. P. 52-57.
- Kilian, R.** Magmatismus und Stoffkreislauf an aktiven Kontinentalrändern, untersucht am Beispiel der südlichen Anden // *Zeitung. Dt. geol. Ges.*; 1997, 148/1. S. 105-152.
- Kornprobst, J., Piboule, M., Boudeulle, M., Roux, L.** Corundum-bearing garnet pyroxenites at Beni-Bousera (Morocco): An exceptionally Al-rich clinopyroxene from “grosopydites” associated with ultramafic rocks // *Terra Cognita*, 1982. 2. P. 257-259.
- Lassiter, J.C., Hauri, E.H., Nikogosian, I.K.** Chlorine–potassium variations in melt inclusions from Raivavae and Rapa, Austral Islands: constraints on chlorine recycling in the mantle and evidence for brine-induced melting of oceanic crust // *Earth Planet. Sci. Lett.*; 2002. Vol. 202. 1.3-4. P. 525-540.
- LeBas, M.H.** The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage: *American Journal of Science*, 1962. Vol. 260. P. 267-288.
- López-Escobar, L., Kilian, R., Kempton, P., Tagiri, M.** Petrography and geochemistry of Quaternary rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes between 418300 and 468000S, Chile. *Revista Geológica de Chile* 20 (1). 1993. P-33–55.
- Loucks, R.R.** Discrimination of ophiolitic from nonophiolitic ultramafic-mafic allochthons in orogenic belts by the Al/Ti ratio in clinopyroxene: *Geology*, 1990. Vol. 18. P. 346–349.
- Macciotta, G., Piccardo, G.B., Zeda, O.** Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator // *Chem. Geol.*, 1989. 7. P. 165-182.

- Macdougall, J.D. & Lugmair, G.W.** Sr and Nd isotopes in basalts from the East Pacific Rise: significance for mantle heterogeneity // *Earth and Planetary Science Letters* 77. 1986. P. 273–284.
- Macpherson, C.G. & Hall, R.** Tectonic setting of Eocene boninite magmatism in the Izu-Bonin-Mariana forearc // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001. 186. P. 215-230.
- Marini, J.-C., Chauvel, C., Maury, R.C.** Hf isotope compositions of northern Luzon arc lavas suggest involvement of pelagic sediments in their source // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2005. Vol. 149, Issue 2, pp 216-232.
- McKenzie, D. & O’Nion, R.K.** Mantle reservoirs and ocean island basalts. 1983. *Nature*. Vol. 301. P. 229–231.
- 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.
- Mochalov, A.G. & Khoroshilova, T.S.** The Kondyor alluvial placer of platinum metals. // *Proc. Int. Platinum Symp.* Theophrastus Press, Athens, Greece. 1998. P. 206-220.
- Monger, J.W.H., Price, R.A., Tempelman-Kluit, D.J.** Tectonic accretion and the origin of the two major metamorphic and plutonic belts in the Canadian Cordillera // *Geology*. 1982, v. 10. P. 70-75.
- Moore, T.** The Arctic Alaska Superterrane. *Geologic studies by U.S. Geological Survey*. 1991. P. 238-243.
- Moore, E.** Ultramafics and orogeny, with models of the US Cordillera and the Tethys. 1970. *Nature*. Vol. 228. P. 837–842.
- Mitchell R.H. & Kjarsgaard, F.R.** Solubility of niobium in the system CaCO<sub>3</sub> - CaF<sub>2</sub> - NaNbO<sub>3</sub> at 0.1 GPa pressure: Implications for the crystallization of pyrochlore from carbonate magma // *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 148, 2004. P. 281-287.
- Miyashiro, A.** The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc // *EPSL*. 1973. Vol. 19. P. 218-224.
- Mullen, E.D.** 1983. MnO/TiO<sub>2</sub>/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>. A minor element discrimination for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters* 62. P. 53–62.
- Murphy, J.B. & Nance, R.D.** Gebirgsgürtel und der Superkontinent- Zyklus. *Geodynamik und Plattentektonik: Beiträge aus Spektrum der Wissenschaft mit einer Einf. von Peter Giese (Hrsg.)* // Heideberg; Berlin; Oxford: Spektrum, Akad. Verl., 1995. P.52-60.
- Nikitin, I.F.** Early Geosynclinal Ordovician Siliceous and Jasper-Basaltic Formations of Kazakhstan. In: *Aspects of the geology of Kazakhstan: a collection of papers honoring the 70th birth bay of Academician A. A. Abdulin. Contributions to Eurasian Geology*. Occ. Pub. ESRI, New series no. 12 b, University of South Carolina and Utah. 1995. P. 19-33.
- Nikitin, I.F., Popov, L.E., Bassett, M.G.** Late Ordovician rhynchonelliformean brachiopods of north-eastern Central Kazakhstan. 2006. P.223–294 In BASSETT, M.G. and DEISLER, V.K. (eds). *Studies in Palaeozoic palaeontology*. National Museum of Wales Geological Series No. 25, Cardiff. ISBN 0 7200 0550 7.
- Nicholson, K.N., Picard, P.M., Black, P.M.** A comparative study of Late Cretaceous ophiolitic basalts from New Zealand and New Caledonia: implications for the tectonic evolution of the SW Pacific // *Tectonophysics*. Vol. 327. №. 3. 2000. P. 157-171(15).
- Nixon, G.T., Cabri, L.J. & Laflamme, J.H.G.** 1990. Platinum group-element mineralization in lode and placer deposits associated with the Tulameen Alaskan-type complex, British Columbia. *Canadian Mineralogist*, 1990. Vol.. 28. P. 503-535.
- Niu, Ya. & Hekinian, R.** Spreading-rate dependence of the extent of mantle melting beneath ocean ridges // *Nature*. 23 Jan. 1997. Vol. 385. P. 326-329.
- Nokleberg, W.J., Parfenov, L.M., Monger, J.W.H. et al.** Circum-North Pacific tectonostratigraphic terrane map. USGS, Open-File Report 94-714, Pamphlet. 1994. 221 p.
- Ohara, Y. Reviews on mantle peridotites from the Philippine Sea backarc spreading systems // *RHOR*, 2003. № 39. P. 63-83.

- Oxburgh, E.R. & Parmentier, E.M.** Thermal processes in the formation of continental lithosphere // *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.* A288.1978. P. 415-429.
- Quinby-Hunt, M.S. & Turekian, K.K.** Distribution of elements in sea water // *EOS* 64: 1983. P. 130-132.
- Parkinson, L.J. & Pearce, J.A.** 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. 1998. P. 1577-1618.
- Peacock, S.M.** Fluid process in subduction zones // *Science*. 1990. Vol. 248. № 4953. P. 329-337.
- 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.
- Pearce, J.A. & Cann, J.R.** Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // *EPSL* 19. 1973. P. 290-300.
- Pearce, J., Lippard, S.J., Roberts, S.** Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites, in *Marginal Basin Geology*, edited by B. P. Kokelaar and M. F. Howells, *Geol. Soc. Spec. Publ.* Vol. 16, 1984. P. 77-94.
- Pearce, J.A., Baker, P.E., Harvey, Luff, I.W.** Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the south Sandwich Island Arc. -*Journal of Petrology*, 1995. Vol. 35. P. 1073-1109.
- Pearce, J.A. & Peate, D.W.** Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1995. Vol. 23. P. 251-285.
- Pearce, J. A., Stern, R. J., Bloomer S.H., Fryer, P.** 2005. Geochemical Mapping of the Mariana Arc-Basin System: Implications for the Nature and Distribution of Subduction Components, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6, 2004GC000895.
- Percival, I.G., Popov, L.E., Zhan, R.B., Ghobadi Pour, M.** Patterns of Origination and Dispersal of Middle to Late Ordovician Brachiopods: Examples From South China, East Gondwana, and Kazakh Terranes // Gutiérrez-Marco, J.C., Rábano I. and García-Bellido, D. (eds.), *Ordovician of the World. Cuadernos del Museo Geominero*, 14. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid. 2011. ISBN 978-84-7840-857-3
- Percival I.G.** Biotic characteristics of Ordovician deep-water cherts from Eastern Australia *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 367–368, 2012. P. 63–72.
- Peccerillo, A.** Quaternary magmatism in Central-Southern Italy: a new classification scheme for volcanic provinces and its geodynamic implications. *Bollettino della Società Geologica Italiana, Volume Speciale n. 1.* 2002. P. 113-127.
- Plank, T. & Langmuir, C.H.** The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // *Chemical Geology*, 1998. Vol. 145. P. 325-394.
- Pober, E. & Faupl, P.** The chemistry of detrital chromian spinels and its implications for the geodynamic evolution of the Eastern Alps. // *Geologische Rundschau*, 1988, 77. P. 641-670.
- Poli1, S. & Schmidt, M. W. *Petrology Of Subducted Slabs.* *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2002. Vol. 30. P.207–242.
- Popov, L.E. & Holmer, L.E.** Cambrian-Ordovician lingulate brachiopods from Scandinavia, Kazakhstan, and South Ural Mountains // *Fossils and Strata*, 1994. Vol. 35. P. 1-156.
- Popov, L.E. & Tolmacheva, T.J.** Conodont distribution in a deep-water Cambrian-Ordovician Boundary Sequence from South-Central Kazakhstan // *Ordovician Odyssey: Short Papers for the International Symposium on Ordovician System.* Las Vegas, Nevada, 1995, USA. P. 121-124.
- Popov, L.E., Bassett, M.G., Zhemchuzhnikov, V.G., Holmer L.E. & Klishevich, I.A.** Gondwanan faunal signatures from Early Palaeozoic terranes of Kazakhstan and Central Asia: evidence and tectonic implications // *Geological Society, London, Special Publications* 2009. Vol. 325. P. 23-64.
- Popov, L.E. & Cocks, L.R.M.** *Journal of Systematic Palaeontology* (2014): Late Ordovician brachiopods from the Chingiz Terrane, Kazakhstan, and their palaeogeography, *Journal of Systematic Palaeontology*, DOI:10.1080/14772019.2013.837844

- Powell, C.S.** Innenansichten der Erde. Geodynamik und Plattentektonik // Beiträge aus Spektrum der Wissenschaft mit einer Einf. Von Peter Giese (Hrsg.) // Heidelberg; Berlin, Oxford: Spektrum, Akad. Verl.; 1995. S. 10-20.
- Rampone, E., Piccardo, G.B., Vannucci, R., Bottazzi, P., Ottolini, L.** Subsolidus reactions monitored by trace element partitioning: The spinel- to plagioclase-facies transition in mantle peridotites // Contrib. Mineral. Petrol., 1993. Vol. 115. P. 1-17.
- Regelous, M., Wendt, J.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 // Journal of Petrology. 1998. Vol. 39. № 3. P. 331-368.
- Regelous, M. & Hofmann, A.W.** Geochemistry of lavas from the Emperor Seamounts, and the geochemical evolution of Hawaiian magmatism since 85 Ma. EOS Transactions, American Geophysical Union 80, 1999. F1102.
- Regelous, M., Hofmann, A.W., Abouchami W., Galer S.J.G.** Geochemistry of Lavas from the Emperor Seamounts, and the Geochemical Evolution of Hawaiian Magmatism from 85 to 42 Ma // Journal of Petrology, 2003. Vol. 44. Number 1. P. 113-140.
- Regelous, M., Niu, Y., Wendt, J.I., Greig, A. & Collerson, K. D.** Variations in the geochemistry of magmatism on the East Pacific Rise at 10°30'N since 800 ka // EPSL 168. 1999. P. 45-63.
- Rollinson, H.R.** Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific and Technical, England, 1993. 352 p.
- Sato, T.** Origin of the Green Tuff metal province of Japan // Geol. Assoc. Canada, Special Paper, 1976. № 14. P. 105-120.
- Savin, S.M.** The history of the earth's surface temperature during the past 100 million years // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1977. Vol. 5. P. 319-355.
- Saunders, A.D. & Tarney, M.J.** The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the East Scotia Sea // Geochim. cosmochim. Acta. 43, 1979. P. 555-572.
- Saunders, A.D., Norry, M.J., Tarney J.** Fluid influence on the trace element compositions of subduction zone magmas // Phil. Trans. R. Soc. Lond.; 1991. A. 335. P. 377-392.
- Saunders, A.D., Tarnez, J., Weaver, S.D.** 1980. Transverse geochemical variations across the Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calcalkaline magmas // EPSL, 46. P. 344-360.
- Serri, G. & Saitta, M.** Fractionation trends of the gabbroic complexes from high-Ti and low-Ti ophiolites and the crust of the major oceanic basins: a comparison // Ofioliti, 5, 2/3, 1980. 241 p.
- Sharp, Z.D. & Barnes, J.D.** Water-soluble chlorides in massive seafloor serpentinites: a source of chloride in subduction zones // EPSL, 2004. 226. P. 243-254.
- Sengör, A.M.C. & Yilmaz, Y.** Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach // Tectonophysics. 1981. Vol. 75. P.181-241.
- Sengör, A.M.C., Natal'in, B.A., Burtman, V.S.,** Evolution of the Altaid tectonic collage and Palaeozoic crustal growth in Eurasia // Nature. Vol. 364. 1993. P. 299-307.
- Sengör, A.M.C. & Natal'in, B.A.** Turkic-type orogeny and its role in the making of the continental crust // Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 1996. 24. P. 263-337.
- Serri, G. & Saitta, M.** Fractionation trends of the gabbroic complexes from high-Ti and low-Ti ophiolites and the crust of the major oceanic basins // Compariso.-Ofioliti, 1980. Vol. 5, № 2/3.
- Scotese, C.R.** Continental Drift, 7th edition, PALEOMAP Project, Arlington, Texas, 1997. 79 p.
- Slansky, E., Johan, Z., Ohnenstetter, M., Bah'on, L.M. and Suppel, D.** Platinum mineralization in the Alaskan-type intrusive complexes near Fifield, N.S.W., Australia. Part 2. Platinum-group minerals in placer deposits at Fifield. Mineral. Petrol., 1991. 43. P.161-80.
- Smethurst, M.A., Khramov, A.N., Pisarevsky, S.** Palaeomagnetism of the Lower Ordovician Orthoceras Limestone, St. Petersburg, and a revised drift history for Baltica in the early Palaeozoic // Geophys. J. Int. 133. 1998. P. 44-56.

- Sobolev, A.V. & Danyushevsky, L.V.** Petrology and Geochemistry of Boninites from the North Termination of the Tonga Trench: Constraints on the Generation Conditions of Primary High-Ca Boninite Magmas // *J. Petrology*. 1994, v. 35, N 5. P. 1183-1211.
- 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.
- Spry, P.G. & Scott, S.D.** The stability of zincian spinels in sulfide systems and their potential as exploration guides for metamorphosed massive sulfide deposits. *Econ. Geol.* 1986. 81, 1446-63.
- 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.
- Stepanets, V.G. & Gridina, N.M.** Upper Ordovician Olistostromes of the Agyrek and Kosgombai Mountains: Problems of Correlation between Lower Paleozoic Sedimentary and Sedimentary-Volcanogenic Complexes in Central Kazakhstan // *ISSN 0869 5938, Stratigraphy and Geological Correlation*, 2011. Vol. 19, №. 5, P. 473-485.
- Stern, R.J.** Subduction zones, *Rev. Geophys.*, 2002. 40(4), 1012.
- Straub, S.M. & Layne, G.D.** The systematics of chlorine, fluorine, and water in Izu arc front volcanic rocks // Implications for volatile recycling in Subduction zones // *GCA*, 2003. Vol. 67. 1 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. Vol. 10. P. 231-255.
- Symonds, R B., Rose, W.L., Bluth, G.J.S., Gerlach, T.M.** Volcanic-gas studies: Methods, results and applications. In *Volatiles in Magmas* (eds. M. R. Carroll and J. R. Holloway), 1994. P. 1-66. *Min. Soc. Am.* 30.
- Tatsumi, Y., Shinjoe, H., Ishizuka, H., Sager, W.W., Klaus, A.** Geochemical evidence a mit-Cretaceous super plume // *Geology*. Vol. 26. N.2. 1998. P. 151-154.
- Tarney, J., Saunders, A.D., Matthey, D.P., Wood, D.A.** Geochemical aspects of back-arc spreading in the Scotia Sea and western Pacific. *Phil. Trans. R. Soc. London.* A300, 1981. P. 363-285.
- Tera, F., L. Brown, J. Morris, I.S. Sacks, J. Klein, E.M.** Sediment incorporation in island - arc magmas: inferences from  $^{10}\text{Be}$  // *GCA*, 1986. 50. P. 535-550.
- Toksöz, M.N. & Bird, P.** Formation and evolution of marginalbasins and continental plateaux. In: M.Talwani and W.C.Pitman III (Eds.), *Islands arcs, deep sea trenches, and back-arc basins.* Maurice Ewing Se., 1, *Am.Geophys.Union*, Washington, D.C., 1977. P. 379-393.
- Tolmacheva, T.J., Danelian, T., Popov L.E.** Evidence from 15 m.y. of continuous deep-sea biogenic siliceous sedimentation in early Paleozoic oceans // *Geology*, 2001. Vol. 29. No. 8. P.755-758.
- Trench, A. & Torsvik, T.H.** The Lower Palaeozoic apparent polar wander path for Baltica: paleomagnetic data from Silurian limestones of Gotland, Sweden // *Geophys. J. Int.* 1991. 107. P. 373-379.
- Torsvik, T.H. & Rehnstrom, E.F.** The Tornquist Sea and Baltica-Avalonia docking. *Tectonophysics* 362. 2003. P. 67-82.
- Torsvik, T.H. & Trench, A.** Ordovician magnetostratigraphy: Llanvirn-Caradoc limestones of the Baltic platform // *Geophys. J. Int.* 1991. P. 171-184.



- Turner, S., Foden, J., George, R., Evans, P. Rates and processes of potassic magma evolution beneath Sangeang Api volcano, East Sunda arc, Indonesia- *Journal of Pet.*, 2003. Vol. 44. N-3.P. 491-515.
- Ueno, H., Hamasaki, H., Murakawa, Y., Kitazono, S., Takeda T.** Ore and gangue minerals of sulphide chimneys from the North Knoll, Iheya Ridge, Okinawa Trough, Japan // *Jamstec J. Deep Sea Res.*, 22, 2003. P. 49-62.
- Uyeda, S. & Kanamori, H.** Back-arc opening and mode of Subduction // *Journal of Geophysical Research*, 1979. 84. P. 1049-1061.
- Verma, S.P.** 2010. Statistical Evaluation of Bivariate, Ternary and Discriminant Function Tectonomagmatic Discrimination Diagrams. *Turkish Journal of Earth Sciences (Turkish J. Earth Sci.)*. Vol. 19. P. 185–238.
- Watkins, J.S., McMillen, K.J., Bachman, S.B.** Tectonic synthesis, Leg 66: transect and vicinity // *Init. Rep. Deep Sea drill. Proj.*; 1981. 66. P. 837-849.
- Weaver, B.L.** Trace element evidence for the origin of ocean-island basalts // *Geology*, 19, 1991. P.123-126.
- Weaver B.L.** The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1991. Vol. 104. P. 381–397.
- Webster, J.D., Kinzler, R.L., Mathez, E.A.** Chloride and water solubility in basalt and andesite melts and implications for magmatic degassing // *Geoch. et Cosmochimica Acta*, 1999. Vol. 63. № 5. P. 729–738.
- Wilhem, C., Windley, B.F., Stampfli, G.M.** The Altaids of Central Asia: A tectonic and evolutionary innovative review // *Earth-Science Reviews* 113, 2012. P. 303–341.
- Willmore, C.C., Boudreau, A.E., Spivack, A., Kruger, F.J.** Halogens of Bushveld Complex, South Africa: 37Cl and Cl/F evidence for hydration melting of the source region in a back-arc setting // *Chemical Geology*, 182, 2002. P. 503-511.
- Wilson, M.** *Igneous Petrogenesis – A global tectonic approach.* Unwin Hyman, London, 1989. S. 466.
- Wood, D.A.** The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth Planet. Sci. Lett.* 50. 1980. P. 11–30.
- Xiao, W., Huang, B., Han C., Sun, S., Li, J.** // A review of the western part of the Altaids: A key to understanding the architecture of accretionary orogens. *Gondwana Research* 18, 2010. P. 253–273.
- Xiao, W., Han, C., Yuan, C., Sun, M., Zhao G., Shan, Y.** Transitions among Mariana-, Japan-, Cordillera- and Alaska-type arc systems and their final juxtapositions leading to accretionary and collisional orogenesis. From: Kusky, T. M., Zhai, M.-G. & Xiao, W. (eds) *The Evolving Continents: Understanding Processes of Continental Growth.* Geological Society, London, Special Publications, 338. P.35–53. DOI: 10.1144/SP338.3 0305-8719/10/\$15.00 # The Geological Society of London 2010.
- Yogodzinsky, G.M., Volynets, O.N., Seliverstov, N.I.** Magnesian andesites and the subduction component in a strongly calcalkaline series at Piip Volcano, far western Aleutians // *Journal of Petrology*. 1994. Vol. 34. P. 163-204.
- Yogodzinski, G.M., Kay, R.W., Volynets, O.N., Koloskov, A.V., Kay, S.M.** Magnesian andesite in the western Aleutian Komandorsky region; implications for slab melting and processes in the mantle wedge // *GSA Bulletin*, 1995. Vol. 107. № 5. P. 505-519.
- Zhou M.F., Yang Z.X., Song X.Y. et al.** Magmatic Ni-Cu-(PGE) sulfide deposits in China // Cabri L.J. (ed.) *The geology geochemistry mineralogy and mineral beneficiation of the platinum-group elements.* Can. Inst. Min. Metall. Petrol. Spec. Vol. 54. 2002. P. 619-636.
- Zhylkaidarov A.M.** Conodonts from Ordovician of Central Kazakhstan // *Acta Paleont. Polonica*, 1998. Vol. 43, № 1. P.53-68.
- Zindler, A. & Hart, S.** *Chemical Geodynamics.* Annual Review of Earth and Planetary Sciences 14. 1986. P. 493-571.



**MINISTRY OF EDUCATION AND SCIENCE OF THE REPUBLIC  
OF KAZAKHSTAN  
LLP "INSTITUTE OF COMPREHENSIVE EXPLOITATION OF  
MINERAL RESOURCES"  
KARAGANDA STATE TECHNICAL UNIVERSITY**

STEPANETS V.G.

The book describes problems in geology, petrography, geodynamics and metallogeny of Central Kazakhstan ophiolites. The platinum metallogeny of concentrically zonal pyroxenite-dunite and norite-kortlandite complexes has been studied. The main focus is a description of geological columns and petrogeochemical characterization of sedimentary-volcanogenic and plutonic complexes of different early Palaeozoic ophiolite associations. The geochemical composition of volcanic rocks indicates the presence of a transitional mantle type involved in magma-producing subduction zones of the Kazakhstan segment in the Paleo-Asian Ocean and the influence of cold plumes on the formation of titanium-rich basaltic rocks. It is postulated that differentiated volcanic rocks and associated chromite dunites have origin of chloride nature. The terrane nature of folded structures of Central Kazakhstan is proposed through geodynamic reconstructions. Palinspastic reconstructions show the near-equatorial location of the Kazakhstan continent in the middle and late Ordovician.

The monograph is aimed at a wide range of professionals in the area of natural sciences: scientists, exploration and production geologists and students of ophiolites and their petrogenesis.

Editor-in-Chief:  
G.S. Biske

Reviewers:  
R.M. Antonyuk, P.A. Mukhin, L.E. Popov





Люблю книги  
ljubljuknigi.ru



yes  
**I want morebooks!**

Покупайте Ваши книги быстро и без посредников он-лайн - в одном из самых быстрорастущих книжных он-лайн магазинов!  
Мы используем экологически безопасную технологию "Печать-на-Заказ".

Покупайте Ваши книги на  
**[www.ljubljuknigi.ru](http://www.ljubljuknigi.ru)**

Buy your books fast and straightforward online - at one of the world's fastest growing online book stores! Environmentally sound due to Print-on-Demand technologies.

Buy your books online at  
**[www.ljubljuknigi.ru](http://www.ljubljuknigi.ru)**

OmniScriptum Marketing DEU GmbH  
Heinrich-Böcking-Str. 6-8  
D - 66121 Saarbrücken  
Telefax: +49 681 93 81 567-9

info@omniscrptum.com  
www.omniscrptum.com

OMNIScriptum



