

Горно- геологический журнал

научно-технический и производственный журнал



2012. №1-2 (29-30)

ISBN 9965-431-42-7



Н. Н. Джафаров,
главный редактор



Ф. Н. Джафаров,
зам. главного редактора



Т. М. Каскевич,
ответственный секретарь



Т. И. Исакова,
компьютерная обработка и верстка



И. Я. Хафизов,
дизайн

Указом Президента Республики Казахстан № 164 от 20 октября 2011 года День геолога официально включен в перечень профессиональных праздников и будет отмечаться в первое воскресенье апреля, как традиционно отмечают каждый год.

Редакция “Горно-геологического журнала” поздравляет всех геологов, тех, кто связал свою судьбу с геологией и в душе себя считает геологом, с профессиональным праздником, новых открытий, удачного полевого сезона и всех земных благ, дорогие коллеги!

Редакция Горно-геологического журнала и члены редакционной коллегии поздравляют заместителя главного редактора Джафарова Физули Наджаф оглы с избранием членом-корреспондентом международной академии минеральных ресурсов (МАМР, г. Москва) и желают ему здоровья, счастья, жизненных и творческих успехов!

Горно-геологический журнал приглашает к сотрудничеству

Уважаемые читатели “Горно-геологического журнала”!

За период издания мы приобрели широкий круг авторов и читателей не только в Казахстане, но и в странах ближнего и дальнего зарубежья: России, Азербайджане, Узбекистане, Кыргызстане, Китае, Германии, Великобритании. Авторами публикаций являются руководители предприятий, представители научных центров, видные ученые, а так же инженеры, которые делятся своим накопленным опытом и знаниями. На страницах журнала публикуются статьи как практического направления, так научного и познавательного характера, материалы научно-практических конференций, совещаний, проводимых в стране, имеется раздел «Юбилейные даты», где коллеги поздравляют юбиляров, связавших свою трудовую деятельность с горно-геологической отраслью, и страница с рекламной информацией.

Если у вас есть материалы или рекламная информация, которыми вы хотели бы поделиться с читателями нашего журнала, пишите нам, звоните или присылайте по электронной почте.

Выписывайте, читайте «Горно-геологический журнал» и Вы узнаете много нового и полезного. Годовая подписка на журнал составляет всего 3 тыс. тенге.

Для оформления подписки на “Горно-геологический журнал” необходимо перечислить на расчетный счет № KZ41319M010000392612 в АО “БТА Банк” БИК АВКЗ KZ KX КБе 17 необходимую сумму и прислать в адрес редакции копию платежного поручения с указанием почтового адреса и телефона.

Наш адрес: 110700 г. Житикара, Республика Казахстан, Костанайская область, 4 мкрн., д. 5а ТОО “Асбестовое ГРП”

Редакция Горно-геологического журнала

E-mail: nizamid@mail.ru.

Контактные телефоны: 8 (714 35) 2-22-72; 2-35-60. Факс 8 (714 35) 2-22-72.



Главный редактор

Н. Н. Джафаров, д.г.-м.н.,
академик НИА РК и МИА

Зам. главного редактора

Ф. Н. Джафаров, к.г.-м.н.,
член-корреспондент МАМР

Ответственный секретарь

Т. М. Каскевич

Ученый секретарь

Е. В. Альперович-Ландо,
академик МАИ

Редакционная коллегия:

А. Б. Бегалинов, д.т.н., профессор
О. Б. Бейсеев, д.г.-м.н., профессор
С. Ж. Галиев, д.т.н., профессор
К. К. Жусупов, д.т.н., академик МАИН
Л. И. Кованова, к.т.н.
А. Р. Ниязов, д.г.-м.н., профессор

*Учредитель ТОО «Асбестовое
геологоразведочное предприятие»*

*Журнал зарегистрирован Министерством
культуры и информации РК 22.02.2007 г.
Свидетельство о регистрации № 8109-Ж.
Первичное свидетельство о постановке на учет
№ 3561-Ж от 04.02.2003 г.*

Адрес редакции:

110700, г. Житикара, 4 мкр. 5«А»
Тел./факс: 8(71435) 2-22-72
E-mail: nizamid@mail.ru

Литературная обработка

М. К. Прокофьева

Дизайн

И. Я. Хафизов,
Т. И. Исакова

Переводчик

С. К. Биримжанова

Компьютерная обработка

Т. И. Исакова

*Подписано в печать 1.03.2012
Формат 84X108.1/8 Бум. офсетная.
Уч.-изд. л. 4,8. Тираж 500 экз.*

ISBN 9965-431-42-7

© ТОО «Асбестовое геологоразведочное
предприятие», 2012

Отпечатано в ТОО «Костанайполиграфия»,
г. Костанай, ул. Мауленова, 16

ДЖАФАРОВ Н. Н., ДЖАФАРОВ Ф. Н.
**О ПОДГОТОВКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
К ПРОМЫШЛЕННОМУ ОСВОЕНИЮ
(на примере Жетыгаринского рудного района)
(Республика Казахстан) 3**

СТЕПАНЕЦ В. Г., ГРИДИНА Н. М.
**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ГОР
АГЫРЕК И КОСГОМБАЙ
(СЕВЕРО-ВОСТОК
ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА)
(Федеративная Республика Германия,
Республика Казахстан) 7**

*СТЕПАНЕЦ В. Г., АНТОНЮК Р. М.,
КРЯЖЕВА Т. В., МАРЧЕНКО И. А.*
**РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ
НАДСУБДУКЦИОННЫЕ
ОФИЛИТЫ АГЫРЕК-АРСАЛАНСКОЙ
АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ
СЕВЕРО-ВОСТОКА ЦЕНТРАЛЬНОГО
КАЗАХСТАНА
(Федеративная Республика Германия,
Республика Казахстан) 25**

СТЕПАНЕЦ В. Г.
**СОСТАВЫ КЛИНОПИРОКСЕНИТОВ,
СР-ШПИНЕЛИДОВ И ПРОБЛЕМЫ
ИДЕНТИФИКАЦИИ ОФИЛИТОВ
ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА
(Федеративная Республика Германия. 53**

ЮБИЛЕЙНЫЕ ДАТЫ

**Амантаю Рустемовичу
Ниязову – 75 лет. 72**



Editor

N. N. Jafarov, dr. of geological sciences,
academician NEA RK and IEA

Co-editor

F. N. Jafarov, candidate of geological sciences,

Secretary

T. M. Kaskevitch

Secretary of sciences

E. V. Alperovitch-Lando, academician IAI

EDITORIAL BOARD:

A. B. Begalinov, dr. of technical sciences, professor

O. B. Beiseyev, dr. of geological Sciences, professor

S. G. Caliev, dr. of technical sciences, professor

K. K. Zhusupov, dr. of technical sciences,
academician IAIS

L. I. Kovanova, candidate of technical sciences

A. R. Niyazov, dr. of geological Sciences, professor

*The magazine is registered in the
Ministry of Culture, Information and
Publik Consent of the Republik of Kazakhstan.*

Certificate of registration

№ 8109-Ж dated 22.11.2007

Address of editorial office:

5 "A" house, microdistrict 4
Zhitikara Kostanai Region, 110700
Republik of Kazakhstan
Tel./fax:8(71435) 2-22-72
E-mail: nizamid@mail.ru,

Literature processing

M. K. Prokofyeva

Design **I. Y. Hafizov**,

T. I. Issakova

Translator

S.K.Birimzhanova

Computer processing

T. I. Issakova

ISBN 9965-431-42-7

© "Asbestos Geological prospecting
enterprise" LTD, 2011

N. N. JAFAROV, F. N. JAFAROV

**PREPAREDNESS OF DEPOSITS FOR
INDUSTRIAL DEVELOPMENT
(BY THE EXAMPLE
OF DZHETYGARINSKY
ORE DISTRICT) 3**

V. G. STEPANETS, N. M. GRIDINA

**GEOLOGICAL STRUCTURE
OF AGYREK AND KOSGOMBAI MOUNTAINS
(NORTH-EAST OF CENTRAL KAZAKHSTAN) . . 7**

V. G. STEPANETS, R. M. ANTONYUCK,

T. V. KRYAZHEVA, I. A. MARCHSENKO

**EARLY PALEOZOIC OVERSUBDUCTION
OPHIOLITES OF AGYREK-ARSALAN
ACCRETION DOMATIC CRYSTAL
OF NORTH-EAST OF CENTRAL
KAZAKHSTAN 25**

V. G. STEPANETS

**COMPOSITIONS OF CLINOPYROXENITES,
CR-SPINELS AND PROBLEMS
OF IDENTIFICATION OF OPHIOLITES
OF CENTRAL KAZAKHSTAN 54**

ANNIVERSARIES

Niyazov Amantai Rustemovich 73

О ПОДГОТОВКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ К ПРОМЫШЛЕННОМУ ОСВОЕНИЮ (на примере Джетыгаринского рудного района)



Н. Н. ДЖАФАРОВ,
д. г.-м. н., академик
НИИ РК и МИА,
ТОО «Асбестовое ГРП»,
г. Житикара, Республика Казахстан



Ф. Н. ДЖАФАРОВ,
к. г.-м. н., член-корреспондент
МАМР,
ТОО «КазКопер»,
г. Алматы, Республика Казахстан

Дамыған инфрағрылымның ығпалы, ғнеркғсіптік игеру ғшін кғмбесініг кен орнылардың дайындығына энергетикалығ, су, еғбек жғне басға ғлкеніг ғорларының бар болуы ғаралып шығған.

Рассмотрено влияние развитой инфраструктуры, наличие энергетических, водных, трудовых и др. ресурсов региона на подготовленность месторождений полезных ископаемых для промышленного освоения.

The effect of the developed infrastructure, availability of energy, water, labor and other resources in the region on the preparedness of mineral resources for industrial development.

Джетыгаринский рудный район является одним из уникальных уголков республики, где на небольшой площади в недрах сосредоточено множество месторождений ценных полезных ископаемых (см. рисунок). Однако наличие месторождений не является гарантией, хотя и считается основой для экономического развития региона [1]. Экономика возродится только тогда, когда начнется промышленное освоение месторождений.

Город Житикара исторически развивался благодаря добыче различных полезных ископаемых и дальнейшее развитие региона и города в ближайшее время будет связано, в основном, с горной отраслью.

На сегодняшний день главным в горнорудном производстве региона является хризотил-асбест. АО «Костанайские минералы» в течение более 46 лет эксплуатирует уникальное по масштабам месторождение. Обеспеченность сырьевыми ресурсами комбината высокая. По подсчитанным запасам хризотил-асбеста Джетыгаринский рудный район занимает лидирующее место в Казахстане: балансовые запасы составляют 100 % балансовых запасов страны и 10 % – мировых. Несмотря на

сложности на мировом рынке добыча хризотил-асбеста на комбинате, который является единственным в своем роде в Казахстане стабилизировалась и наметились тенденции на ее увеличение. Доведение производства хризотил-асбеста в ближайшие годы до 300 тыс. т в год как результат модернизации производства будет способствовать развитию экономики региона.

Джетыгаринское месторождение хризотил-асбеста является комплексным – вскрышные породы месторождения изучены как строительный камень, на восточном борту действующего карьера обнаружено небольшое месторождение нефрита. Хотя они не могут конкурировать с основным полезным компонентом по масштабам добычи, но, несомненно, являются фактором, повышающим эффективность эксплуатации месторождения. Кроме того, к потенциальным попутным полезным ископаемым можно отнести различные флотоконцентраты из отходов асбестового производства [2] и получение магния из серпентинитов.

Одним из перспективных направлений в развитии экономики региона является освоение золоторудных месторождений. В рудном районе установлено около 50 месторождений и рудопроявлений [3]. Золотодобыча в Житикаре имеет вековую

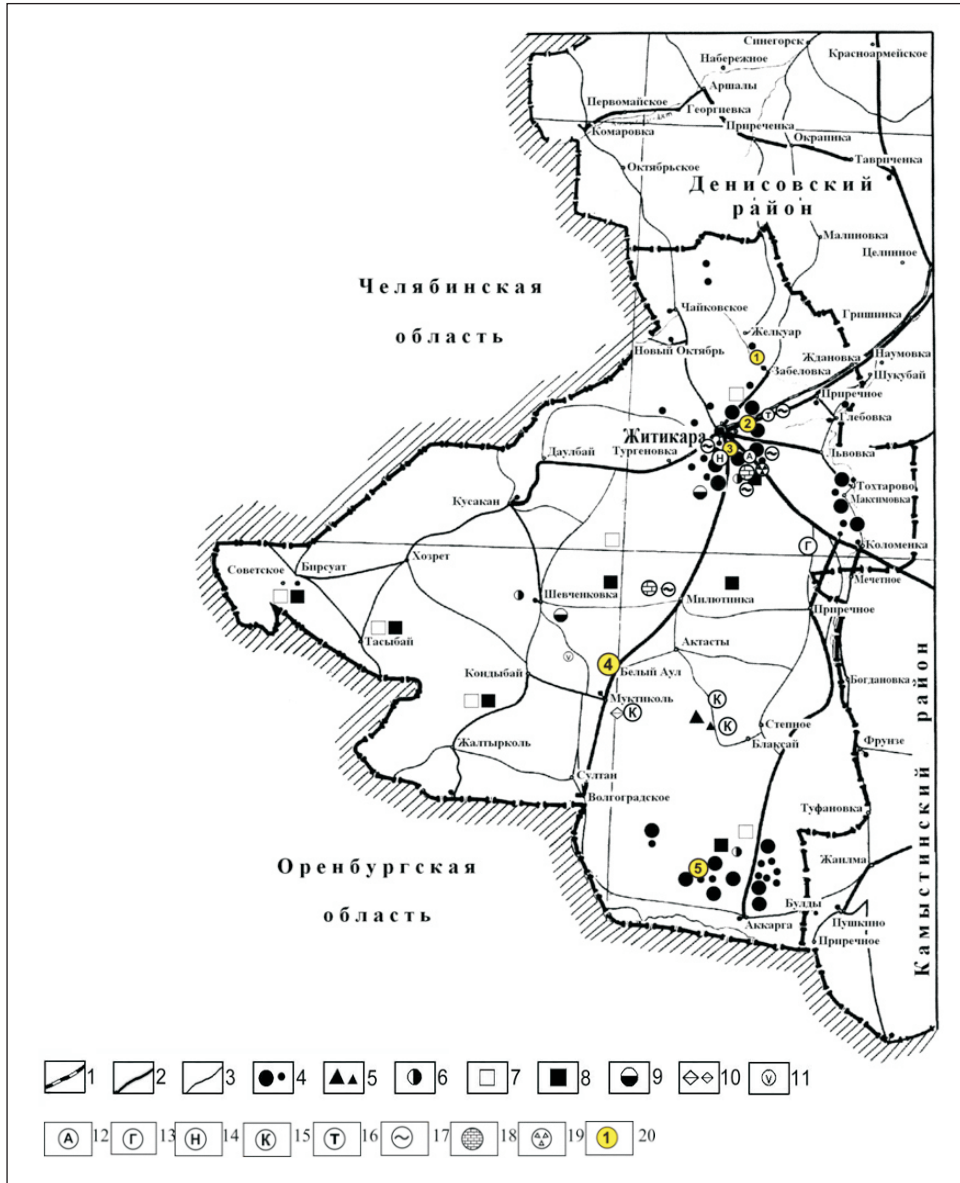


Схема расположения месторождений полезных ископаемых Джетыгаринского рудного района:
 1 – железные дороги; 2 – дороги с твердым покрытием; 3 – степные дороги. Рудные полезные ископаемые: 4 – месторождения золота, рудопроявления; 5 – месторождение железных руд, рудопроявление; 6 – рудопроявления меди; 7 – рудопроявления хромитов; 8 – месторождения кобальт-никелевых руд; 9 – месторождения титана, иттрия и редких земель; 10 – месторождение алюмогематитов, рудопроявление; 11 – рудопроявление тантала, ниобия. Месторождения нерудных полезных ископаемых: 12 – хризотил-асбест; 13 – гранит; 14 – нефрит; 15 – каолиновые глины; 16 – тальки; 17 – глина; 18 – известняки; 19 – строительный камень; 20 – месторождения подземных вод утвержденных ГКЗ и ТКЗ и их номера: 1-2 – Джетыгаринское месторождение: 1 – Забеловский участок; 2 – Восточно-Джетыгаринский участок; 3 – Отвальное месторождение; 4 – Милютинское месторождение; 5 – Дзержинское месторождение.

историю, 100 лет назад началась отработка Джетыгаринского месторождения золота и продолжалась почти 50 лет вплоть до начала эксплуатации Джетыгаринского месторождения хризотил-асбеста. За этот период было добыто 30 т золота. В девяностые годы прошлого века на Тохтаровском месторождении производилась добыча золото-содержащих руд с последующей отправкой для дальнейшего обогащения на обогатительные фабрики за пределами региона.

В 2003 г. ТОО «Метал Трэйдинг» на базе Комаровского и Элеваторного месторождений начата добыча золота и продолжается по сегодняшний день. С 2007 г. с перерывами возобновилась отработка Тохтаровского месторождения. Обогащение золота на этих месторождениях проводится методом кучного выщелачивания.

Среднегодовой объем добычи золота в районе варьирует в пределах 1 т в год, что не отражает возможности ресурсной базы. Разведанные запасы рудного района позволяют довести производство золота до 5 т ежегодно. Перспективы наращивания запасов золота имеются. Прогнозные ресурсы золота рудного района геологами оцениваются более 400 т [4]. Для увеличения золотодобычи в регионе необходимо строительство современной фабрики по обогащению золотосодержащих руд.

Месторождения силикатных кобальт-никелевых руд занимают особое место в минерально-сырьевом потенциале района, только разведанные запасы никеля составляют почти 1 млн. т. Среди месторождений района самые перспективные Шевченковское и Кундыбайское, они подготовлены к промышленному освоению и находятся в ожидании начала эксплуатации. Перспективными являются Милютинское месторождение, запасы которого по результатам геологоразведочных работ, выполненных в 2006–2008 гг., увеличились более чем в 5 раз, не исчерпали свой потенциал и Джетыгаринское, особенно участок Зиганша, Берсуатское и Подольское месторождения. Горнотехнические и гидро-геологические условия отработки месторождений простые. Расстояние от Шевченковского месторождения до города составляет около 50 км, от Кундыбайского – 65

км, от Милютинского – 30 км.

Кундыбайское месторождение иттрия и редких земель по масштабам оруденения, набору и количеству полезных компонентов является уникальным и заслуживает особого внимания. В рудах месторождения заключен целый набор редкоземельных элементов, особую ценность составляет тяжелая группа лантаноидов. Производство редкоземельных металлов является важным стратегическим направлением для региона и в целом для страны.

Кроме вышеназванных направлений заслуживает внимание изучение месторождений природно-легированных никелем и кобальтом железных руд, хромитов, талька, гранитов, каолинов, кирпичных глин и мн. др.

Несмотря на обилие месторождений различных полезных ископаемых в Джетыгаринском рудном районе, за всю его историю обрабатывались единичные – золоторудные, асбестовое месторождение, месторождения строительных материалов, небольшие тела хромитов и месторождения подземных вод. По многим месторождениям рудного района были подсчитаны запасы, по некоторым они утверждены в соответствующих государственных инстанциях, некоторые ждут своей очереди, когда они также будут разведаны, уточнены и подсчитаны запасы.

Оценка перспектив освоения месторождения – одна из важнейших стадий его изучения. Подготовка месторождения к промышленному освоению начинается сразу же после его обнаружения и продолжается в течение всего периода изучения. Но только после геолого-экономической оценки определяется целесообразность эксплуатации месторождения. Для этого изучается множество факторов: потребность в полезном компоненте на внутреннем и внешнем рынке, количество и качество полезного компонента, горно-геологические и гидрогеологические условия эксплуатации месторождения, технология обогащения руд и т. д.

Кроме них также обязательно учитывается отдаленность объекта от промышленно-развитого центра, наличие сети дорог, обеспеченность энергетическими, трудовыми и водными ресурсами региона, наличие местных строительных материалов, климатические условия и др. Все это, вместе взятое,

определяет экономическую целесообразность разработки месторождений полезных ископаемых.

Многие месторождения расположены недалеко от г. Житикары в радиусе от 3–5 км до 50–70 км. Расстояние от г. Житикары до областного центра г. Костанай 230 км и дорога требует обновления. Железнодорожная станция Житикара расположена в 12 км от районного центра и обеспечивает поставку продукции по всем направлениям внутри страны и за ее пределами. Дорожная сеть в районе так же требует обновления, но развита достаточно широко, и практически все населенные пункты связаны с районным центром г. Житикара дорогами с твердым покрытием.

Электроснабжение района и города осуществляется от подстанции 500/110/35/6 кВ «Житикара», которая имеет связь с Ириклинской ГРЭС (Россия), подстанцией «Сокол» (г. Рудный) по линии ЛЭП 500 кВ и с подстанцией «Лисаковск» двумя воздушными ЛЭП-110 кВ.

Наземные водные ресурсы района представлены р. Тобол и его притоками р. Шортанды и р. Желкуар, природными и искусственными водоемами. В районе разведано 20 месторождений подземных вод с суммарными запасами 40 тыс. м³/сут. Сам город водой обеспечивается из водохранилища емкостью 39,7 млн. м³, построенного на реке Желкуар в 17 км от города и за счет Шортандинского

месторождения подземных вод.

Анализ потребности на мировом рынке полезных ископаемых, обнаруженных в Джетыгаринском рудном районе, показывает, что они востребованы, количество и качество их достаточны для освоения. Однако по многим месторождениям этот процесс тормозится по разным причинам, среди которых, по-нашему мнению, важное значение имеют технологические, экологические, недостаток водных, энергетических ресурсов, неразвитая инфраструктура и т. д. Геолого-экономические расчеты показывают на необходимость больших финансовых вложений, что пугает инвесторов, которые, к сожалению, не всегда учитывают выше-названные факторы при оформлении контрактов на недропользование и берут на себя заранее невыполнимые обязательства.

Для обеспечения своевременной подготовки месторождений к промышленному освоению и начала добычных работ необходимо более детально изучить факторы, влияющие на геолого-экономическую оценку месторождений. При составлении долгосрочных программ социально-экономического развития предусмотреть меры по развитию инфраструктуры и ресурсной базы регионов, а инвесторам разработать современные, энерго- и ресурсосберегающие, экологически безвредные технологии с более полным и комплексным обогащением полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Сатпаев К. И.* Избранные труды. Т. I, II. Алма-Ата: Наука, 1968. Т. I. 280 с., Т. II. 222 с.
2. *Джафаров Н. Н., Джафаров Ф. Н.* Комплексное использование отходов обогащения Джетыгаринского месторождения хризотил-асбеста как источник повышения эффективности производства // Горно-геологический журнал № 2, г. Житикара. 2003.
3. *Джафаров Н. Н., Джафаров Ф. Н.* Полезные ископаемые Джетыгаринского рудного района (Костанайское Зауралье). Алматы: Алем. 2002. 244 с.
4. Геологической службе Северного Казахстана – 50 лет. Костанай, 2001.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ГОР АГЫРЕК И КОСГОМБАЙ (СЕВЕРО-ВОСТОК ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА)

Светлой памяти Игоря Федоровича Никитина посвящается



В. Г. СТЕПАНЕЦ,
*доктор естественных наук,
г. Вильгельмсхафен,
Федеративная Республика
Германия*



Н. М. ГРИДИНА, *палеонтолог,
ТОО «Центргеолсъемка»,
г. Караганда, Республика Казахстан*

Солтүстік-шығыс Орталық Қазақстанның Ағырек және Косгомбай тауларының астыңғы-палеозойдың тұнба және тұнба-жанар жанар тау гендігі кейінгі ғалдырулардың, олардың жас шамасы, жинақталуының тізбек анықтап алған және жапсарлас аудандарымен олардың корреляциясы орындалған стратиграфия және палеомагнетизм бойынша материалдар осы бапта қорытқан. Орталық Қазақстанның палеозойдың аккреция призмасының кең дамыған Ағырек-Арсаландық шектердегі олистостромовдың кейінгі ғалдырулардың катский жас шамасы дәлелдейді. Кремнийлі біздіксіз тілулерде ғш стратиграф дегейлері ерекшеленген: *Paracordylodus gracilis*, *Periodon flabellum* және *Paroistodus horridus* ғабаттар. Түменгі кембрий карбонат – базальтті, орташа – жоғары кембрий – карбонатты, жоғары кембрийлі – түменгі ордовикті карбонатты – терригенні, түменгі және орташа ордовик жанар тау гендік, туфоген – кремнийлі, офиолит меланждарымен байланыстыратын кремнийлі ғалдырғытар біртүтас түменгі палеозой офиолит ғауымдастығыға жатпайды екені анықталған.

В данной статье обобщены материалы по стратиграфии и палеомагнетизму нижнепалеозойских осадочных и осадочно-вулканогенных отложений гор Агырек и Косгомбай северо-востока Центрального Казахстана, уточнен их возраст, последовательность накопления и выполнена их корреляция со смежными районами. Доказывается катский возраст олистостромовых отложений, широко развитых в пределах Агырек-Арсаланской аккреционной призмы палеозой Центрального Казахстана. В кремнистых непрерывных разрезах выделены три стратиграфических уровня: слои с *Paracordylodus gracilis*, *Periodon flabellum* и *Paroistodus horridus*. Установлено, что нижнекембрийские карбонатно-базальтовые, средне-верхнекембрийские карбонатные, верхнекембрийские-нижнеордовикские карбонатно-терригенные, ниже- и среднеордовикские вулканогенные, туфогенно-кремнистые, кремнистые толщи, ассоциирующие с офиолитовыми меланжами, не принадлежат единой нижнепалеозойской офиолитовой ассоциации.

The analysis of data on the stratigraphy of Lower Paleozoic sedimentary and sedimentary–volcanogenic sequences in central Kazakhstan made it possible to specify their ages, structural relationships, and correlation with coeval sections of neighboring areas. It is shown that olistostromes widespread in the Agyrek–Arsalan accretionary wedge of the central Kazakhstan Paleozooides are of Katian age. Three stratigraphic units are defined in continuous siliceous sections: *Paracordylodus gracilis* Beds, *Periodon flabellum* Beds, and *Paroistodus horridus* Beds. It is established that Lower Cambrian carbonate–basaltic, Middle–Upper Cambrian carbonate, Upper Cambrian–Lower Ordovician carbonate–terrogenous, and Lower–Middle Ordovician volcanogenic, tuffaceous–siliceous, and siliceous sequences associated with serpentinite melange belong to different lithotectonic zones of Early Paleozoic basins.

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы, благодаря находкам конодонтов, существенно уточнена стратиграфическая схема кремнисто-вулканогенных нижнепалеозойских отложений Казахстана [40, 14, 55, 25, 9, 21, 56]. Однако в отдельных районах Центрального Казахстана и, в первую очередь, в пределах Агырек-Арсаланской аккреционной призмы (рис. 1), оставалась неясна последовательность формирования кремнисто-вулканогенных, кремнистых и кремнисто-терригенных отложений, повсеместно ассоциирующих с офиолитовыми меланжами.

Стратиграфический объем, последовательность накопления, тектоническое положение кремнистых, кремнисто-вулканогенных толщ, как и возраст олистостромы гор Агырек и Косгомбай, являются предметом продолжительных дискуссий [17, 18, 7, 12, 32, 34, 26, 35, 25, 30].

Впервые о наличии олистостром у западных склонов гор Агырек упомянуто в работе Н. К. Ившина [17]. Несколько позднее, описывая терригенно-кремнистые отложения гор Агырек, С. П. Конева [18] отмечает наличие глыб известняков с разновозрастной фауной кембрия в пачке «Е». Впоследствии Р. М. Антонюк при описании нерасчлененных отложений кембрия [27] отмечает, что эта пачка с глыбами «напоминает собой олистострому», возраст которой, по мнению Н. К. Двойченко [12], соответствует середине верхнего ордовика.

На этот период матрикс агырекской олистостромы фаунистически не был датирован, и, естественно, время её формирования определялось с учетом структурного положения и корреляции терригенных отложений с формационными аналогами смежных районов. Такой анализ дал основание М. З. Новиковой [26] датировать возраст агырекской олистостромы в объеме $O_{3sa}(F)$ и O_{3ka} , сопоставляя её с разрезами Оленты-Шидертинского района [29].

Тектонические покровы вулканогенных толщ описываемого района ранее выделялись Р. М. Антонюком [3, 27] в вендско-нижнекембрийскую майкаинскую свиту, а

толщи силицитов и ассоциирующие с ними терригенные отложения в нижне-верхнекембрийскую косгомбайскую свиту, отвечающие второму и первому океаническим слоям соответственно.

Находки конодонтов в косгомбайских силицитах позволили С. П. Коневой [18], Н. К. Двойченко [12] отнести их к нижнему ордовика. Несколько позже Л. А. Курковской, М. З. Новиковой, Н. А. Герасимовой [26] были обнаружены конодонты дапинского и нижней части дарривилского ярусов в силицитах, а в прослоях туффитов среди пиллоу-базальтов – конодонты флоского яруса, что позволило им выделить две толщи: базальтовую (нижнюю) и кремнистую (верхнюю).

Противоречия в определении возраста, последовательности накопления кремнисто-вулканогенных, кремнистых, кремнисто-терригенных отложений были обусловлены прежде всего тем, что при сборах фауны не учитывалось то, что они проводились в тектонически разобщенных блоках. Кроме того, послонные сборы фауны ни в одном блоке сделать не удалось, все находки конодонтов носили единичный характер, что приводило к противоречивым выводам об их возрасте и последовательности накопления [3, 18, 7, 27, 12, 32, 26, 35, 25].

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. [34]. Значительная часть результатов этих исследований не была опубликована и не была выполнена корреляция олистостромовых, карбонатно-базальтовых, кремнистых и кремнисто-вулканогенных толщ со смежными районами (см. рис. 1). В настоящее время аналогичные исследования на этой территории Центрального 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 [46].

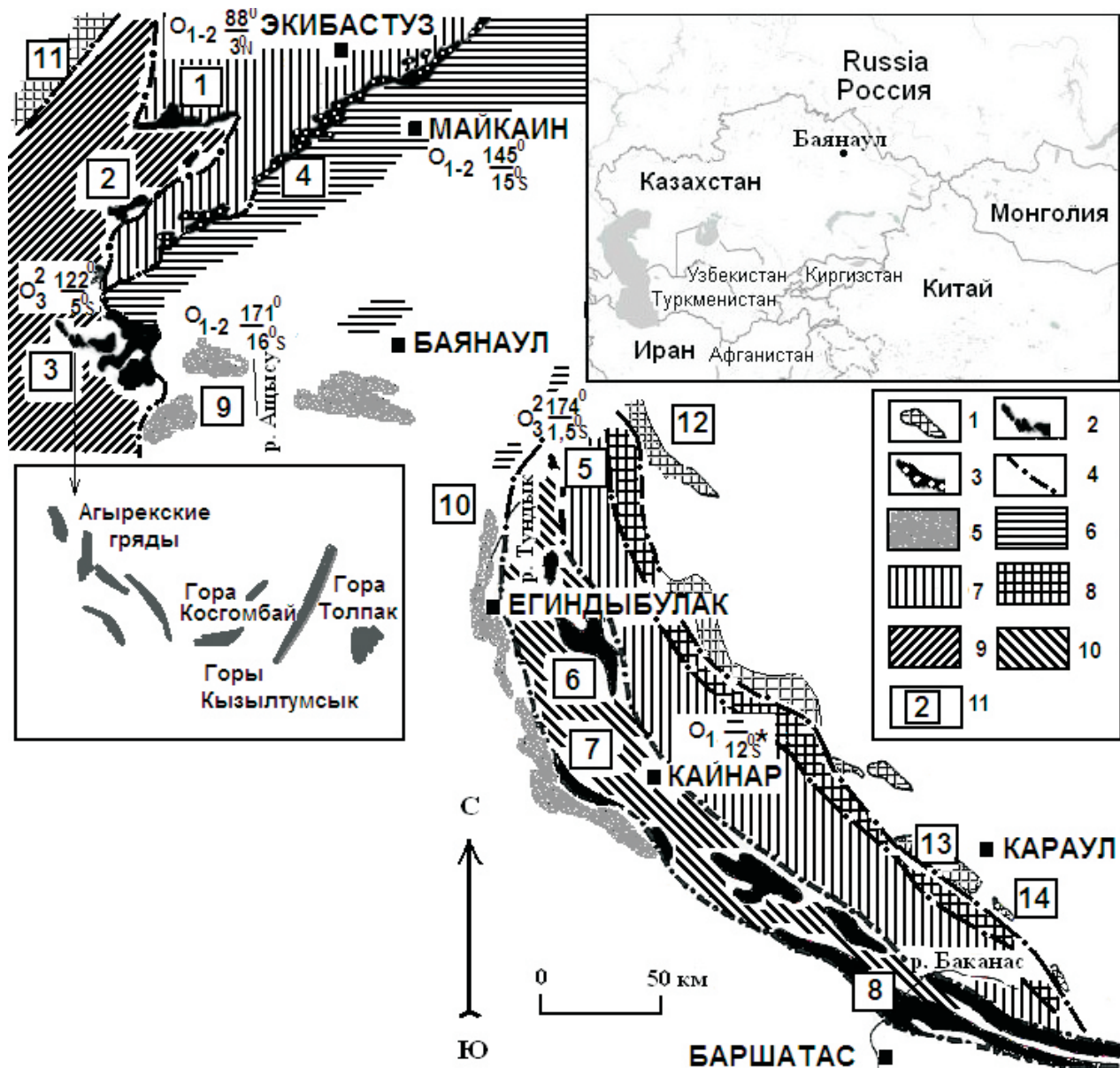


Рис. 1. Схема структурно-формационных зон северо-востока Центрального Казахстана, Юго-Западного Предшынгызья и сопредельных территорий, составлена с использованием материалов [24, 5, 11, 38]: 1 – Ерментау-Найманжальский аккреционный клин; 2 – Агырек-Арсаланская аккреционная призма; 3 – Богембай-Ангренсорская сутура преддуговых офиолитов; 4 – границы структурно-формационных зон; 5-10 – структурно-формационные зоны: 5 – Баянаул-Акшатауская, 6 – Ангренсор-Майкаинская, 7 – Кендыкты-Шынгызская, 8 – Аркалыкская, 9 – Шакшанская, 10 – Отызбес-Арсаланская; 11 – географические пункты: 1 – оз. Майсор, ур. Сергели и г. Байахмет, 2 – ур. Одак; 3 – г. Агырек и Косгомбай, 4 – г. Адильбек и Балааркалык, 5 – г. Майлжен, 6 – г. Токай, 7 – г. Отызбес, 8 – г. Ушкызыл, р. Арсалан, 9 – ур. Караулчеку, 10 – левобережье р. Балатундык, 11 – г. Ерментау, 12 – г. Токсамбай, 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 [4, 19, 47]. Полярность палеоширот ордовикских осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов, опубликованная в работах Антоюка [4] и Куренкова [19], приведена в соответствие с методикой, разработанной М. В. Алексютиным [44].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Результаты детальных исследований отложений гор Агырек и Косгомбай М. З. Новиковой [26], С. П. Коневой [18], А. В. Авдеева [1], а также личные наблюдения авторов статьи послужили основанием для объединения их в три структурно-формационные единицы первого порядка (см. рис. 1 (3), рис. 2).

Пар- и неоавтохтонные комплексы. Нами к паравтохтону отнесена катская карбонатно-терригенная толща (среднекембрийская граувакковая по В. Ф. Беспалову [7], средневерхнеордовикская терригенная по Р. М. Антониюку [27], сандбская флишоидная еркебидайская толща по М. З. Новиковой [26]) и наращивающая ее фронтальная олистострома [35].

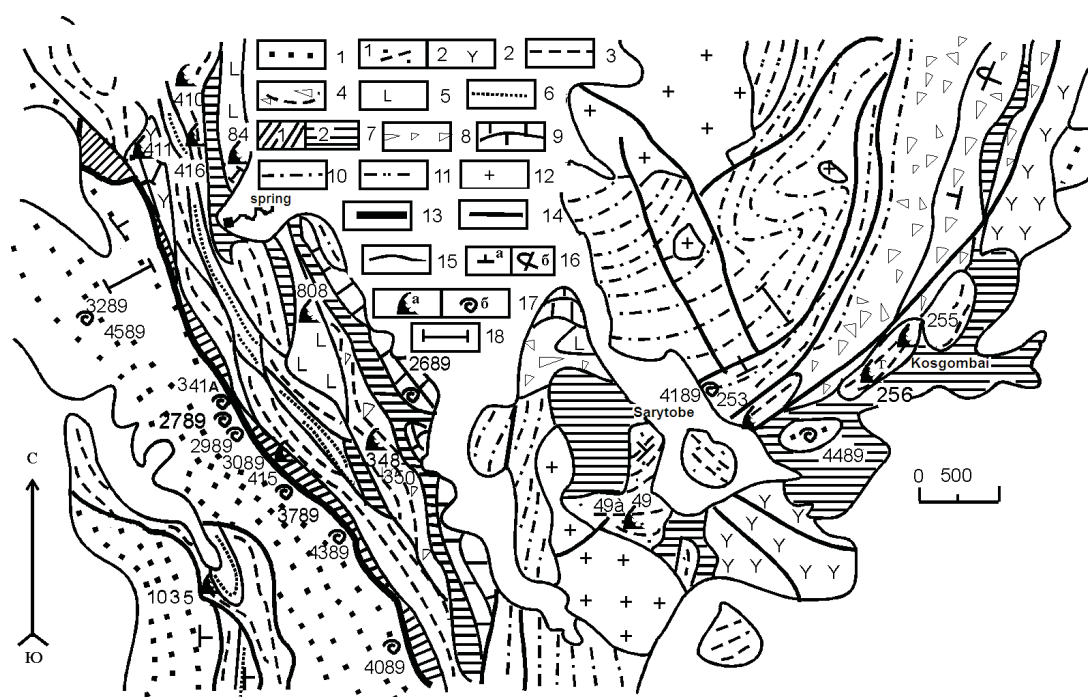


Рис. 2. Геологическая схема района (координаты центра участка: 50.8° с. ш., 74.2° в. д.) горы Косгомбай и Агырекских гряд (по В. Г. Степанцу, Н. М. Гридиной, В. Е. Конику, схема составлена с использованием материалов Новиковой [26]): 1 – отложения паравтохтона, карбонатно-терригенная толща ($Dec_a=98^{\circ}$, $Inc_a=11^{\circ}$, $\alpha_{95}=8^{\circ}$ по [19]); 2-7 – аллохтонные толщи: 2 – щелочнобазальт-туфогенно-кремнистая: 2,1 – туфогенно-кремнистые отложения, 2,2 – щелочные базальтоиды ($Dec_a=110^{\circ}$, $Inc_a=-3^{\circ}$, $\alpha_{95}=15^{\circ}$ по [19]); 3 – косгомбайские силициты; 4 – кремнеобломочные породы; 5 – толеитовые базальты ($Dec_a=115^{\circ}$, $Inc_a=-6^{\circ}$, $\alpha_{95}=21^{\circ}$ по [4]); 6 – граувакковые песчаники еркебидайского облика, 7 – меланжи: 7,1 – полимиктовый, 7,2 – олигомиктовый; 8-11 – отложения неоавтохтона ($Dec_a=122^{\circ}$, $Inc_a=10^{\circ}$, $\alpha_{95}=14^{\circ}$ по [19]): 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 , α_{95} – угол овала доверия.

Карбонатно-терригенная толща обнажается только вдоль западного склона Агырекских гряд (рис. 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, обн. 2789). В районе обнажения 2789, где ранее А. Г. Поспеловым [18] были определены микрофитолиты верхов позднего кембрия-ордовика, В. Е. Конином обнаружены кораллы катского яруса, скорее всего, слоев с *Holorynchus giganteus*: *Agetolites cf. minor Lin*, *Agetolitella prima Kim*, *Hemiagetolites cf. columellus Koval.*, *Palaeofavosites? sp.*, *Catenipora sp.*, *Rhabdotetradium sp.*, *Heliolites? sp.*, *Propora sp.*, *Plasmoporella cf. grata Poltavzeva*. Структурно выше обнажаются агырекские олистостромы. Они нами

подразделены на фронтальную и тыловую олистостромы. 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 замещают ее верхи по латерали.

Здесь в карбонатно-глинистую бесструктурную массу и алевролит-песчаный матрикс, часто интенсивно рассланцованный, заключены глыбы и блоки яшм, афировых базальтов, известняков, из глыб которых собраны органические остатки всех отделов кембрия [17, 18]. Редко встречаются блоки миндалекаменных базальтов с линзами перетертых известняков ботомского яруса [17], неизвестные в автохтонном залегании в пределах палеозойд северо-востока Центрального Казахстана [7]. Известен блок алевролитов и известковистых песчаников, датированных конодонтами верхнего кембрия – тремадока [12]. В этом же блоке Н. М. Гридиной (рис. 2, обн. 341А) обнаружены и определены конодонты: *Gapparodus bokononi* (Landing), *Phakelodus tenuis* (Muller), *Mamillodus sp.*, *Proacontiodus sp.*

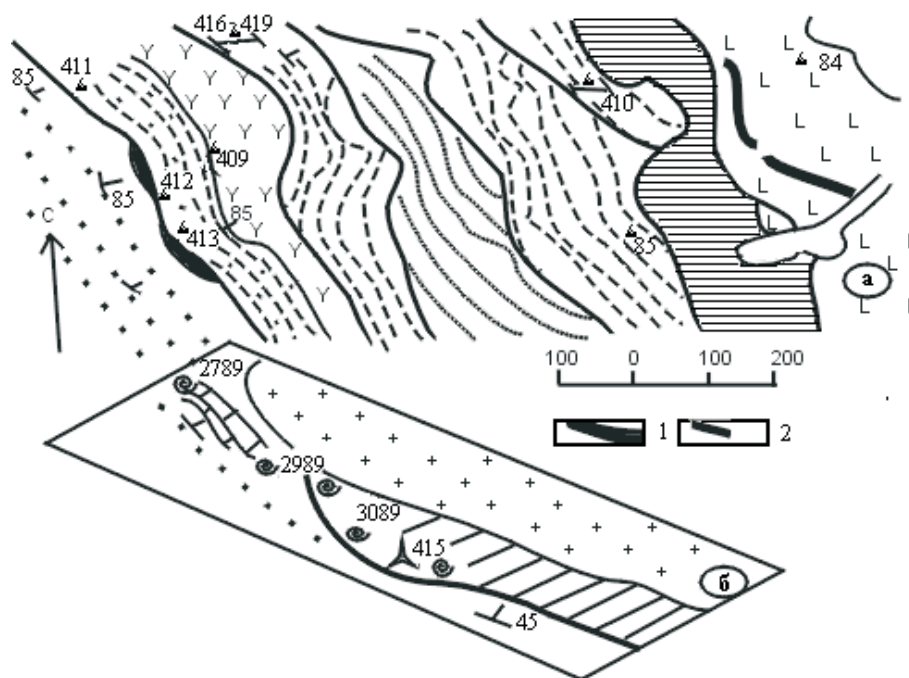


Рис. 3. Детальная схема - врезка к геологической схеме района Агырекских гряд: а – северо-западного окончания, б – центральной части. 1 – листвениты, 2 – среднедевонские гранит-порфиры. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

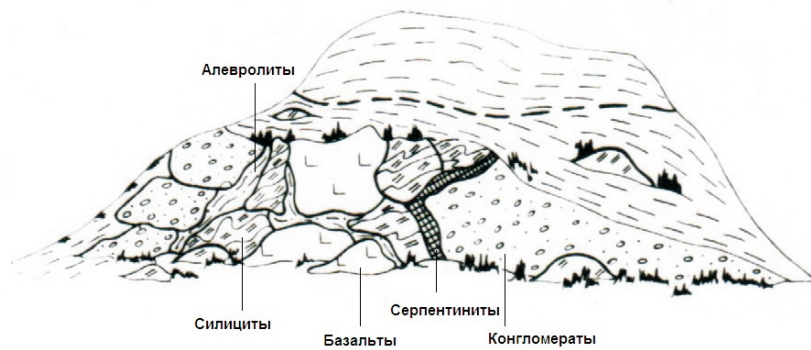


Рис. 4. Пример строения фронтальной олистостромы в районе горы Косгомбай

Также присутствуют обрывки пластов конгломератов, гравелитов, песчаников, наполненных офиолитовой кластикой и яшмами, глыбы известняков и известняковых конглобрекций охарактеризованы поздне-ордовикскими кораллами, скорее всего, верхней половины катского яруса (рис. 3(б), обн. 2989): *Agetolites sp.*, *Fletcheriella sp.*, *Nyctopora sp.*, *Reuschia sp.*, *Propora tumulosa Hill*, *Heliolites cf. ramosus Kovalevskii*, *Vermiporella sp.* и слоев с *Holorynchus giganteus* (обн. 4389).

В горах Косгомбай (рис. 2) агырекская фронтальная олистострома обнажается фрагментарно, вскрываясь в виде небольших эрозионных окон из-под олигомиктового серпентинитового меланжа (рис. 4). В ее составе так же, как и в горах Агырек, обнаружены глыбы известняков, содержащие кораллы катского яруса, скорее всего, слоев с *Holorynchus giganteus* (обн. 4489).

Структурно выше обнажаются тектонические покровы редуцированных разрезов разновозрастных осадочных, осадочно-вулканогенных толщ и серпентинитовых меланжей, запечатанные неоавтохтонными карбонатно-терригенными отложениями чокпарского горизонта (катский ярус), низы которых по вертикали и латерали замещаются тыловой олистостромой. Наиболее широко тыловая олистострома распространена к северу от горы Косгомбай.

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.*, *Plasmoporella sp.* 1, 2, видимо, позднего ката, чокпарский горизонт Казахстана.

По латерали олистострома 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 *Holorynchus giganteus*. Вверх по разрезу агырекская олистострома наращается карбонатно-терригенной толщей, документированной брахиоподами [22] и граптолитами [27] верхов катского яруса. На севере Шакшанской зоны она соответствует верхам разреза тынкудукской серии [29]. Карбонатно-терригенная толща постепенно сменяется зеленоцветными ниже-силурийскими алевролитами караайгырской свиты [27].

Аллохтонные комплексы Агырек-Косгомбайского района подразделяются нами на серию толщ, резко отличающихся литологическим составом, но близких по возрасту: косгомбайских силицитов ($O_1fl_1 - O_2da$), граувакковую (O_3f), щелочнобазальт-туфогенно-кремнистую ($O_1trf - O_2da$) и толеитовых базальтов (O_1fl), террегенно-кремнистую (O_1fl) и серпентинитовые меланжи.

Распространение аллохтонов отображено на рис. 2, а их положение в разрезе показано на рис. 5. На схеме отчетливо видно, что аллохтонные комплексы четко структурированы в разрезе агырекской олистостромы.

Нижний пакет покровов сложен полимиктовым серпентинитовым меланжем и фрагментами разрезов щелочнобазальт-туфогенно-кремнистой толщи. Полимиктовый серпентинитовый меланж обнажа-

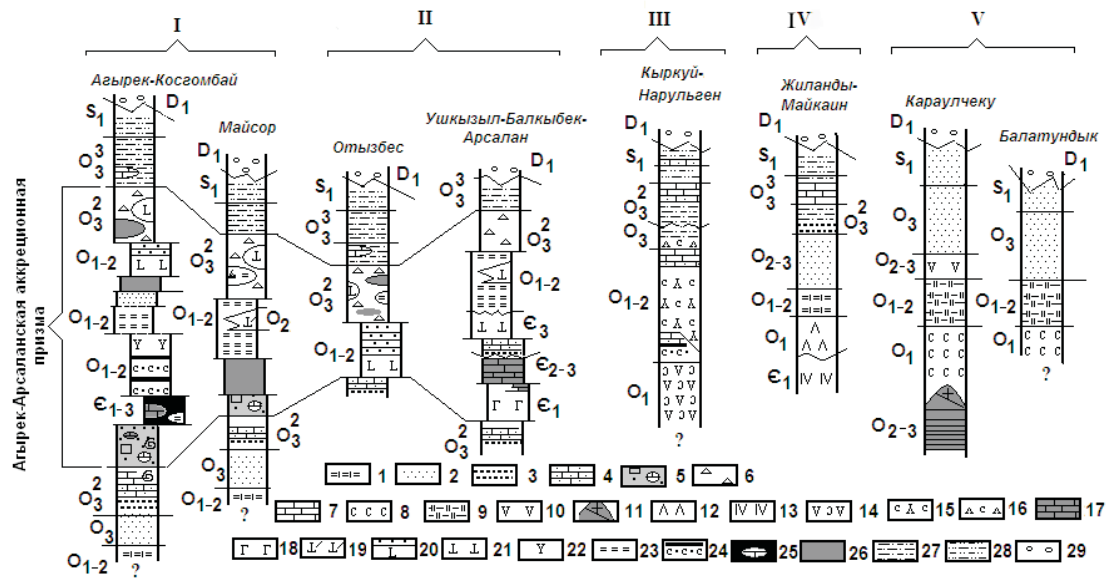


Рис. 5. Схематизированные разрезы нижнепалеозойских образований северо-востока Центрального Казахстана и Юго-Западного Предшынгызья: I-V – структурно-формационные зоны: I – Шакшанская, II – Отызбес-Арсаланская, III – Кендыкты-Шынгызская, IV – Ангрэнсор-Майкаинская, V – Баянаул-Акшатауская.

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 вулканиты, 11 – надсубдукционные плутонические офиолиты, 12 – щелочные риолиты и базальты, 13 – зеленые туфы, 14 – низкотитанистые, высокоглиноземистые порфиоровые 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 вулканиты, 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.

ется в виде узкой прерывистой полосы вдоль юго-западного склона Агырекских гряд максимальной шириной до 150 м, протяженностью более 8,5 км (рис. 2). В интенсивно меланжированные гарцбургитовые хризотиллизардитовые серпентиниты, милониты и листвениты по ним «закатаны» глыбы тектонизированных нижнекембрийских миндалекаменных щелочных оливиновых базальтов и диабазов, имеющих петрогеохимические черты сходства с внутриплитными low-Ti ($TiO_2=1,90$ мас.%) базальтами ($Al_2O_3=13,20$ мас.%, Sr=260 г/т, Rb=24 г/т, Nb=18 г/т Y=22 г/т Cr=240 г/т, Ni=120 г/т) и high-Ti ($TiO_2=2,50$ мас.%) базальтами ($Al_2O_3=13,20$ мас.%, Sr=98 г/т, Rb=11 г/т, Nb=11 г/т Y=28 г/т, Cr=35 г/т, Ni=34 г/т). Также встречаются голубовато-серые, серые сланцы и мелкие редкие глыбы брекчий глаукофановых сланцев [27, 1]. Наиболее широко в составе полимиктового меланжа распространены глыбы железистых кварцитов, пестро-окрашенных силицитов и кремнеобломочных пород с конодонтами флоского яруса (рис. 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. 2, обн. 3089): *Vologdinocyathus borovikovi (Konjuschkov)*, *Korovinella vistulata (Konjuschkov)*, характерными, по заключению А. Ю. Журавлева, для раннего кембрия. Встречаются глыбы (рис. 2, обн. 3789) перекристаллизованных известняков с кораллами слоев с *Holorynchus giganteus*.

И. Е. Кузнецовым [26] описаны своеобразные офиолитовые кластиты, состоящие из обломков серпентина, биотита, хлорита, хромшпинели и амфибола, сцементированные хлорит-серпентиновым материалом.

Маломощные покровы щелочно-базальт-туфогенно-кремнистой толщи обнажаются вдоль западного склона Агырекских гряд. Мощные выходы щелочных базальтоидов широко развиты в окрестности

фермы Сарытобе (рис. 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 et Clark)*, *Baltoniodus sp.*, ? *Acodus deltatus Mc Tavish*, Л. А. Курковской был обнаружен (обн. 49а) обломок платформенного конодонта среднеордовикского облика и *Protopanderodus cf. rectus (Lind.)*.

Наиболее полно фаунистически охарактеризованный разрез щелочнобазальт-туфогенно-кремнистой толщи сохранился у северо-западного подножья Агырекских гряд (рис. 3 (а)). Здесь через лиственитовую зону мощностью не более 8 м, налегая на терригенно-карбонатные отложения паравтохтона, обнажается пестрая толща (до 72 м) светло-серых, темно-зеленых кремней, алевролитов, алевротуффитов, 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*, *M 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)*, *Histiodella cf. holodontata (Ethington et Clark)*, *Paroistodus sp.* Выше обнажается толща (до 72 м) лилово-серых, темно-серых миндалекаменных фонотэфритов, тефритов и трахибазальтов с пластами красных массивных яшм [37]. Щелочные базальтоиды крайне обогащены элементами с высокочarged ионами (Nb<65 г/т, Zr<760 г/т, Y<40 г/т, Rb<75 г/т, $TiO_2<3,70$ мас.%, $P_2O_5<1,12$ мас.%) и обеднены когерентными элементами (Cr<160 г/т, Ni<140 г/т), что сближает их с суперплюмами острова

Сахалин [52].

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

На севере западного склона Агырекских гряд (рис. 2, 3(a)) в одном из фрагментов слабо нарушенной моноклинали силицитов, азимут простирания 80° , угол падения 60° , Н. М. Гридиной описан [35], 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, *M* элемент *Tropodus sweeti* (Serpagli), *Ansella?* sp., *Paroistodus proteus*; 2) низов дапинского яруса среднего ордовика, вероятно зоны *B. navis*, включая *Baltoniodus cf. navis* Lindström, *Oepikodus intermedius* (Serpagli), *Periodon flabellum* (Lindström), *Paroistodus* sp.; 3) верхов дапинского яруса, зона без названия – с редкими конодонтами *Periodon flabellum* (Lindström); 4) низов дарривилского яруса, включая *Paroistodus horridus* (Barnes et Poplawski), *Periodon flabellum* (Lindström).

В центральной части межгрядовых понижений Агырекских гряд вскрывается толща фаунистически недатированных граувакк. Толща сложена зелеными скорлуповатыми граувакковыми высокомагнитными песчаниками, гравелитами, реже конгломератами. Мощность пластины условно оценивается в 300 м. По литологическому составу и структурно-текстурным особенностям граувакки условно сопоставляются с породами стратотипического разреза еркебидаикской свиты [22].

На граувакковую толщу надвинут покров интенсивно дислоцированных силицитов, мощностью более 300 м, содержащих только конодонты дапинского яруса (обн. 410): *Paracordylodus gracilis* Lindstrom, *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 (рис. 2).

Матрикс меланжа сложен тектонизированными до сланцев лизарди-товыми, хризотилловыми, хризотил-асбестовыми гарцбургитовыми серпентинитами, в которые заключены будины дунитов, хромитов, гранатсодержащих перидотитов, габброидов, габбро-амфиболитов, амфиболитов, диабазов, бонинитов, реже диоритов, кварцевых диоритов и плагиигранитов, 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. 2), небольшие глыбы аналогичных базальтов встречаются в серпентинитовом меланже и тыловой олистостроме. Массивные лавы прослоены туфопесчаниками, кремнистыми алевротуффитами, миндалекаменные базальты содержат линзы известняков, в пиллоу-базальтах встречаются редкие будины сургучно-красных яшм (рис. 2, обн. 84) с конодонтами: *Oepikodus evae* Lindström, *Drepanodus arcuatus* Pander, *?Periodon* sp. [26], а в обн. 808 *Paracordylodus gracilis* Lindström, *Oepikodus communis* (Ethington et Clark), *Acodus (?) longibasis* (Mc Tavish) [34, 35], по данным Л. А. Курковской нижней и средней части допина. Толеитовые ($Al_2O_3 < 17,0$ мас.%) базальты обеднены K_2O (0,10-0,42 мас.%), обогащены Na_2O (<5,54 мас.%), TiO_2 (1,11-1,55 мас.%), $FeO_{\text{общ}}$ (<11,91 мас.%) и характеризуются флюктуациями когерентных элементов (Cr: 32-170 г/т, Ni: 22-54 г/т), что отвечает составам базальтов задуговых спрединговых бассейнов [8]. Близкие по составу пиллоу-базальты, судя по петрохимическому составу, обнажаются также в составе сложнодислоцированных покровов у северных отрогов горы Толпак (рис. 1 (3)), здесь они ранее включались в толпакскую свиту венда [3], позже в базальт-туфогенно-кремнистую толщу раннего и среднего ордовика [33].

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. 2, обн. 348-350) обнаружены только конодонты флоского яруса нижнего ордовика: *Paracordylodus gracilis* Lindstrom, *Tropodus sweeti* (Serpagli), *Periodon* sp.

ОБСУЖДЕНИЕ, ДИСКУССИИ И КОРРЕЛЯЦИЯ АЛЛОХТОНОВ И ОЛИСТОСТРОМОВ

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 [28]. Этой классической схеме строения верхов разреза

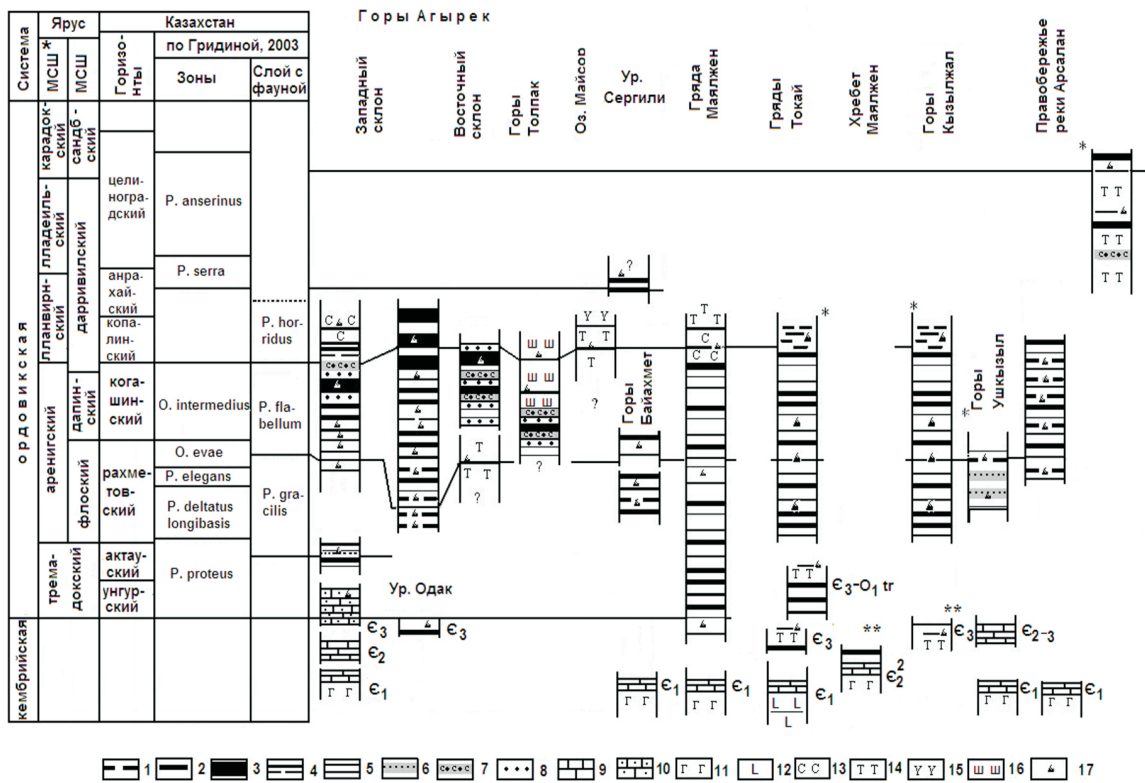


Рис. 6. Схема сопоставления аллохтонных комплексов Агырек-Арсаланской аккреционной призмы: 1-6 – литологическая характеристика силицитов: 1 – фарфоровидные кремни, 2 – преимущественно красные кремни, 3 – массивные, красноватые радиолариты, 4 – чередование зеленых и красных радиоларитов, 5 – зеленые кремни, 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 – внутриплитные базальты балкыбекской формации; 12 – внутриплитные вулканиты карабулакской формации; 13-16 – островодужные комплексы: 13 – щелочные базальты, 14 – толеитовые базальты, 15 – известково-щелочные и 16 – шошонит-латитовые вулканиты; 17 – конодонты. МСШ – Международная стратиграфическая шкала 2008 г., МСШ* – по (Харленд и др., 1984). Сравнительные разрезы, построенные по данным * (Tolmacheva et al. 2009) и ** (Дегтярева, 1999). Черными линиями показаны границы слоев с фауной.

офиолитовых ассоциаций придерживались и наши предшественники [3, 12, 26], распространяя ее на всю территорию выходов офиолитов Центрального Казахстана принимая априори все базальты как океанические [3]. Примером тому является принятая ранее Р. М. Антонюком [3] последовательность: внизу – базальты майкаинской свиты, вверху – силициты косгомбайской свиты, а М. З. Новикова и её коллеги [26] объединяли их в косгомбайскую серию.

Следует отметить, что за стратотип майкаинской свиты ранее Р. М. Антонюком [3] был принят разрез кремнисто-вулканогенных отложений, обнажающийся восточнее месторождения Майкаин, находящийся за пределами Агырек-Арсаланской аккреционной призмы (рис.1). Современные петрогеохимические данные вулканитов майкаинской серии [39] дают основание сопоставить их с вулканитами 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 [35], эта последовательность нарушена в структурах аллохтонов гор Агырек.

Первым и бесспорным примером этому является разрез щелочнобазальт-туфогенно-кремнистой толщи, обнажающийся в горах Агырек. Яшмы туфогенно-кремнистой пачки, залегающей структурно ниже щелочных базальтоидов, содержат раннеордовикские (флоский ярус) конодонты *P. elegans* – *O. evae* и среднеордовикские (нижний дарривил) конодонты зоны *M. ozarkodella*. Присутствие конодонтов *Paracordylodus gracilis Lindström*, характерных для верхов тремадока и низов фло, в аналогичных отложениях района фермы Сарытобе (рис. 2) не исключает, что нижняя граница щелочнобазальт-туфогенно-кремнистой толщи может опуститься до тремадока включительно (рис. 4).

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 «стерильных» силицитов конодонтов зон *P. elegans* – *M. ozarkodella* свидетельствует, что толеитовые базальты, содержащие кремнисто-туфогенные прослои с конодонтами *O. evae* и более древние [35], синхронны по времени образования низам косгомбайских силицитов, а не подстилают их (рис. 4), как было принято ранее [26].

Схема: внизу – базальты, а – вверху кремнисто-терригенные отложения – вполне приемлема, по-видимому, для разрезов северных отрогов гор Толпак. Здесь толеитовые базальты, отвечающие составу вулканитов задуговых спрединговых бассейнов [34], аналоги толеитовых базальтов восточного склона Агырекских гряд, надстраиваются кремнисто-терригенными отложениями дарривилского яруса (среднего ордовика) с горизонтами внутриформационных конглобрекций [33].

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* дарривилского яруса среднего ордовика (рис. 4). В урочище Одак (рис. 1, (2)) в глыбе кремней известны позднекембрийские конодонты *Phakelodus tenuis* (Muller), *Prooneotodus gallatini* (Muller), *P. rotundatus* (Druce et Jonas), *Eoconodontus* (*E.*) *notchpeakensis* (Muller), определения Л. А. Курковской [30], а в районе урочища Сергели (рис. 1 (1)) в пестроокрашенных силицитах определены позднедарривилские конодонты зоны *P. serra* [37]. В юго-западной гряде гор Агырек М. З. Новикова [26] предполагает несогласное налегание песчаников еркебидаикского облика с конгломератами в основании на силициты, содержащие конодонты среднего и

позднего допина (рис. 2, обн. 1035), однако фаунистически эта граница осталась неизученной. Нижняя граница еркебидаикской свиты в пределах Шакшанской зоны проводится по основанию ката [56], и поднимать верхнюю границу

возраста косгомбайских силицитов до сандбского яруса в данном регионе, как предлагают [43], нет достаточных оснований. К тому же не исключено, что терригенно-кремнистые отложения, обнажающиеся в юго-западной части Агырекских гряд (рис. 2), могут быть фрагментом разреза ержанской свиты, широко развитой у озера Сасыксор Восточного Ерментау [27]. Однако эти предположения требуют дополнительного картирования и детальныx послойных сборов конодонтов в кремнистых породах, обнажающихся в юго-западных грядах гор Агырек.

Однозначно определить полный стратиграфический объём косгомбайских силицитов не представляется возможным, 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. Верхнекембрийский 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 [50], а также и в силицитах найманжальской свиты [14] Ерментау-Найманжальской аккреционной призмы Центрального Казахстана (рис. 1).

Мощность косгомбайских силицитов значительно меньше, чем указывают [27, 26], 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. 1 (12)) Ерментау-Найманжальской аккреционной призмы [9], для бурубайтальской свиты Западного Прибалхашья [50] и для силицитов горы Адильбек (рис. 1 (4)) Богембай-Ангренсорской офиолитовой сутуры [34].

Несмотря на четко выраженное структурирование аллохтонных комплексов агырекской олистостромы (см. рис. 5), 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 таковых 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 (рис. 6).

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, бонинитов [34]. 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 – какие толщи вулканических пород подстилали косгомбайские силициты и имеют ли эти вулканические породы океаническое происхождение. Нижняя граница силицитов повсеместно сорвана, и нигде не удается установить тип фундамента этих отложений.

В этой связи интересно заметить, что в подошве аллохтонов косгомбайских силицитов, вскрывающихся в составе верхнекатских аккреционных призм восточного борта Шакшанской зоны, чьи разрезы сопоставляются с фациями задугового бассейна [34,38], как правило, обнажаются блоки нижнекембрийской карбонатно-базальтовой балкыбекской толщи (рис. 4).

Например, на западном склоне Агырекских гряд (рис. 1 (3); рис. 4), на северном склоне Байахметских гряд (рис. 1 (1), рис. 4). Такую же позицию занимают блоки нижнекембрийских базальтов в горах Маялжен (рис. 1 (5), рис. 4) и Ушкызыл (рис. 1 (8), рис. 6) Юго-Западного Предшынгызыя. Следовательно, мы имеем полное сходство разрезов нижнекембрийских карбонатно-базальтовых аллохтонов балкыбекской формации в пределах Агырек-Арсаланской

аккреционной призмы. Однако возраст аллохтонов ордовикских островодужных комплексов постоянно меняется (рис. 6).

Формационную аналогию с фрагментами разрезов тектонических покровов агырекской олистостромы имеют аллохтоны ранне-среднеордовикских вулканогенных и кремнисто-туфогенно-терригенных отложений гор Отызбес (рис. 1 (7)). Здесь, как и в горах Агырек, тектонические покровы запечатаны верхнекатской (отызбесской) олистостромой, возраст которой надежно документирован брахиоподами чокпарского горизонта позднего ката [26], сменяющейся вверх песчаниками, алевролитами, в низах с раннелландоверийскими граптолитами [6]. 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 [26] левобережья р. Балатундык (рис. 1 (10)). Последние являются составной частью Баянаул-Акшатауской зоны [4], где флишоидные отложения накапливались на протяжении верхнего ордовика и нижнего силура (рис. 5), а их разрезы не содержат олистостромы, сопровождающие доскладчатые тектонические покровы, формирующиеся, как правило, после накопления терригенного флиша. Учитывая позднеордовикское время формирования олистостромы гор Отызбес, данную систему конседиментационных тектонических покровов целесообразно относить к структурам Агырек-Арсаланской аккреционной призмы (рис. 1 (7)). Этому выводу не противоречит и присутствие в горах Отызбес блоков позднекембрийских - раннеордовикских алевролитов и песчаников [24], аналогичные отложения встречаются и в горах Агырек. В пределах Баянаул-Акшатауской зоны на нижнеордовикском стратиграфическом уровне располагается диабаз-спилитовый караулчекинский комплекс, залегающий в основании ранне-верхне-

ордовикской вулканогенно-туфогенно-кремнистой аозекской свиты, чьи разрезы являются возрастными и формационными аналогами кувской свиты левобережья Балатундык (рис. 5). Их отложения сопоставляются с фациями преддуговых бассейнов [34], что хорошо согласуется с присутствием в фундаменте паравтохтона урочища Караулчеку расслоенных мафит-ультрамафитов, чьи верлиты и лерцолиты содержат высокотитанистые и высокожелезистые хромшпинелиды [36], характерные для перидотитов преддуговых бассейнов [45].

Аналогами агырекской олистостромы являются и тектонические покровы, обнажающиеся в междуречье Самсы-Баканас-Арсалан (рис. 1 (8)) Юго-Западного Предшынгызья [24, 25]. Здесь широко распространены блоки средне- и верхнекембрийских известняков, покровы нижнекембрийских балкыбекских базальтов, фрагменты которых известны в составе полимиктового меланжа и агырекской фронтальной олистостромы.

В междуречье Самсы-Баканас-Арсалан наиболее широко распространены олистоплаки пестроцветных ушкызылских силицитов раннего и среднего высокожелезистых балгашокинских базальтов среднего и позднего ордовика [56].

Если петрологическая корреляция раннекембрийских базальтов карбонатно-базальтовой балкыбекской формации этих двух районов не вызывает сомнения, то аналоги балгашокинских базальтов в пределах восточного борта Шакшанской зоны не известны.

Выявленные нами петрогеохимические особенности вулканитов балкыбекской формации, формировавшихся в пределах балкыбекского гайота или симаунта (Азербайев, 2009), дают основание сопоставить их с плюмовыми базальтами островов подводного хребта Кинан бассейна Сикоку Филиппинского моря (Sato et al., 2002).

Верхнекатские пар- и неавтохтонные отложения, в которые заключены аллохтонные комплексы Агырек-Арсаланской аккреционной призмы, в двух пунктах охарактеризованы палеомагнитными данными (рис. 1).

В горах Агырек и Косгомбай пар- и

неоавтохтонные отложения характеризуются $Dec_a=110^\circ$ и $Ia=5^\circ S$, а для верхнекавказских отложений гор Маялжен известна $Ia=1^\circ S$ [19], эти данные дают основание обосновать приэкваториальную, субширотную ориентировку Агырек-Арсаланской аккреционной призмы, простирающуюся более чем на 1500 км.

Этому не противоречат и палеомагнитные данные осадочно-вулканогенных отложений Кендыкты-Шынгызской палеоостровной дуги [4, 47], тектонически сопряженной с Агырек-Арсаланской аккреционной призмой (рис. 1).

В нижнем палеозое Казахстанский палеобассейн, по-видимому, находился в области влияния Балтоскандийского палеобассейна и был отгорожен от Сибирского палеобассейна, большая часть которого располагалась в северных широтах, системой кулисообразных островных дуг и прилегающих к ним микроконтинентов.

О нахождении Казахстанского 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 [55, 56, 9 и смотри следующую главу].

2) в междуречье Оленты-Шидерты и на востоке Шынгызского хребта встречаются ордовикские брахиоподы, близкие по составу Южно-Уральским [51, 48], а позднекембрийские и тремадокские трилобиты близки к Балтийским комплексам [48].

3) позднеордовикские кораллы, трилобиты и брахиоподы северо-востока Центрального Казахстана, Шынгыза и Предшынгызья несут черты большого сходства с фауной Южного Китая и Австралии, и только некоторые группы позднеордовикского бентоса встречаются также в Балтии и Северном Китае [48].

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ И КОРРЕЛЯЦИЯ С МЕЖДУНАРОДНОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛОЙ ОРДОВИКА

Присутствие кораллов слоев с *H. 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.

Составы тектонических покровов отражают разрезы различных структурно-формационных зон нижнепалеозойских бассейнов Центрального Казахстана, тяготеющие к приэкваториальной области Палеоазиатского океана.

Меланжированные перидотиты и тектонически совмещенные с ними нижнекембрийские карбонатно-базальтовые, нижеордовикские базальт-туффитовые, ниже-среднеордовикские щелочнобазальт-туфогенно-кремнистые и кремнистые толщи, «запечатанные» катской олистостромой, не принадлежали ранее единой нижнепалеозойской офиолитовой ассоциации.

Нижекембрийские и ордовикские вулканиты не являются геохимическими аналогами MORB, резко выраженные колебания когерентных элементов и магния сближают их с вулканитами спрединговых задуговых бассейнов.

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.

На основе анализа конодонтов в непрерывных разрезах нижнего и среднего ордовика (флоский – дарривилский ярусы) Н. М. Гридиной [35] выделены три комплекса, последовательно сменяющих друг друга слоев с фауной.

Слои с фауной соответствуют «акме-зоне», т. е. слоям, в которых представлен расцвет или максимум развития какого-либо таксона, а не полный предел его распространения.

Под максимумом развития можно понимать обилие экземпляров вида или число видов в роде [20]. Ниже приведем характеристику выделенных слоев с фауной и сопоставление их с конодонтовой шкалой Балтоскандии [13, 49] и Международной стратиграфической шкалой [46].

1. Слои с *Paracordylodus gracilis*: а) зона *Prioniodus elegans*: *Paracordylodus gracilis*, *Prioniodus elegans*, *Acodus deltatus longibasis*, *Paroistodus proteus*, *Protopanderodus robustus*, *Tropodus sweeti*, *Drepanodus arcuatus*, *Protoprioniodus sp.*, *Bergstroemognathus sp.*, *Drepanodus sp.*; б) зона *Oepikodus evae*: *Paracordylodus gracilis*, *Oepikodus evae*, *Prioniodus elegans*, *Periodon flabellum*, *Drepanodus arcuatus*, *Tropodus sweeti*, *Acodus aff. emanuelensis*, *Acodus aff. deltatus*, *Paroistodus sp.*, *Protoprioniodus sp.*, *Drepanodus sp.*, *Oistodus sp.* Слои с *Paracordylodus gracilis* сопоставляются с верхами латорпского горизонта Балтоскандии, последовательно включая зоны *Prioniodus elegans* и *Oepikodus evae*, и соответствуют верхам рахметовского горизонта Казахстана, верхам флоского яруса нижнего ордовика Международной стратиграфической шкалы (МСШ, рис. 4).

2. Слои с *Periodon flabellum*: *Periodon flabellum*, *Oepikodus intermedius*, *Baltoniodus navis*, *Prioniodus aff. oepkii*, *Oepikodus aff. communis*, *Paroistodus sp.*, *Paroistodus originalis*, *Drepanodus arcuatus*, *Protoprioniodus sp.*, *Paracordylodus sp.*, *Drepanodus sp.*, *Oistodus sp.* Слои с *Periodon flabellum* сопоставляются с волховским и низами кундаского горизонтов Балтоскандии и соответствуют когашикскому горизонту Казахстана, дапинскому ярусу среднего ордовика (МСШ, рис. 4). Следует подчеркнуть, что в основании слоев с *Periodon flabellum* широко развит *Oepikodus intermedius* – вид, не характерный для Балтоскандии, но он описан E. Serpagli [53] в Аргентине в формации Сан Хуан, в средней и верхней частях зоны «P», сопоставляемой с зоной *B. triangularis – navis*. Есть данные, что *O. intermedius* достаточно широко развит в Центральном Казахстане и выделяется в зону *O. intermedius*, соответствующую зоне *B. triangularis – navis*. Верхняя часть слоев с *Periodon flabellum* представлена очень обедненным составом — это элементы *P. flabellum* и очень редко обнаруживаются остальные виды.

3. Слои с *Paroistodus horridus*: *Paroistodus horridus*, *Periodon flabellum*, несколько выше появляются *Periodon aculeatus*, *Histioidella cf. holodentata*, *Paroistodus sp.* 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, низы дарривилского яруса среднего ордовика (МСШ, рис. 4), *Paroistodus horridus* широко распространен в Центральном Казахстане, имеются многочисленные находки его в кремнистых толщах, кроме того, он описан в известняках узунбулакской свиты [16], низы которой являются стратотипом копалинского горизонта.

Проведенные исследования только обозначили основные проблемы и выявили объекты, дальнейшее изучение которых позволило бы нам приблизиться к пониманию геодинамической истории развития палеозойского Центрального Казахстана.

Следует продолжить поиск слабо тектонически нарушенных блоков кремнистых пород, в пределах которых можно было бы провести послонные сборы конодонтов с целью обнаружения кембрийских и тремадокских уровней как в косгомбайских силицитах, так и в кремнисто-терригенных отложениях в районе Агырекских гряд.

Учитывая крайне высокие концентрации циркония в суперплюмовых базальтоидах Агырекских гряд, следует отобрать пробу на предмет обнаружения циркона, продолжить поиск конодонтов в яшмах, прослаивающих базальтоиды. Эти исследования целесообразно провести у западных склонов Агырекских гряд с целью наращивания информации в пределах объекта, где ранее был описан их стратотипический разрез.

В пределах Агырек-Арсаланской аккреционной призмы следует более детально изучить геохимический состав нижекембрийских базальтов с целью установления, являются ли они производными обогащенной (U+Th/Pb) мантии или они отвечают составу ЕМ. Эти данные позволят разрешить многолетний спор, являлись ли структуры Центрального Казахстана в раннем кембрии составной частью мирового Палеоазиатского океана [3], формировались ли они в пределах малых океанических бассейнов [31] или являлись составной частью надсубдукционных комплексов [34].

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы благодарят палеонтологов Ольгу Игоревну Никитину (Алматы, Казахстан), Татьяну Юрьевну Толмачеву (Санкт-Петербург, Россия) и Леонида Евгенича Попова (Валес, Англия) за корректуру списков фауны и полезные комментарии.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Авдеев А. В.* Геология офиолитовых зон Казахстана. Новосибирск. Автореферат дис. д-р. геол.- мин. наук, 1986, 32 с.
2. *Азербает Н. А.* Зональность, этапность и стадийность развития Шынгыс-Тарбагатайской островной дуги в кембрии (Казахстан) // Геология морей и океанов. Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Том V. Москва. ГЕОС. 2009. С. 200-204.
3. *Антонюк Р. М.* Вулканогенно-кремнистые формации Центрального Казахстана // Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. Изд-во МГУ, 1971. С. 152-160.
4. *Антонюк Р. М., Евсеенко Р. Д., Степанец В. Г., Гранкин М. С., Мальченко Е. Г.* 1995. Геодинамическая карта Казахстана. Серия Центрально-Казахстанская. М. 1: 1500000. 251 с. (Фонды)
5. *Антонюк Р. М., 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.
6. *Бандалетов С. М.* Силур Казахстана, Алма-Ата, Наука КазССР, 1969, 155 с.
7. *Беспалов В. Ф.* Система тектонических покровов Казахстана // Геотектоника, 1980. 2. С. 78-94.
8. *Геология окраинных бассейнов:* М.: Мир, 1987. 464 с.
9. *Гридина Н. М.* Конодонты в кремнистых отложениях северо-востока Центрального Казахстана // Геонауки в Казахстане. МГК-32. Доклады Казахстанских геологов. 2003. С. 135-140.
10. *Дегтярев К. Е.* Тектоническая эволюция раннепалеозойской окраины в Казахстане. М. Наука, 1999. 119с.
11. *Дегтярев К. Е., Рязанцев А. В.* Кембрийская коллизия дуга-континент в палеозоидах Казахстана // Геотектоника, 2007, №1, с. 71-96.
12. *Двойченко Н. К., Абаимова Г. П.* Конодонты и биостратиграфия вулканогенно-кремнистых толщ палеозоя Ц. Казахстана // Труды Института геологии и геофизики. Новосибирск, Наука, 1986. С. 160-177.
13. *Дубинина С. В.* Зональная стратиграфия пограничных отложений кембрия и ордовика Казахстана по конодонтам: Автореф. дисс. канд. геол. – минер. наук. М., 1990. 25 с.
14. *Ергалиев Г. Х., Мясников А. К., Никитин И. Ф. и др.* Новые данные по палеозою Семипалатинского полигона // Геология Казахстана, 1998. № 4. С. 11-32.
15. *Жаутиков Т. М.* Новые данные об археоциатах нижнего кембрия хребта Чингиз // Стратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия СССР. Новосибирск, 1976. Вып.286. С. 127-141.
16. *Жилкайдаров А. М.* Конодонты и стратиграфия вулканогенно-кремнистых отложений ордовика Юго-Западного Предчингизья: Автореф. дисс. канд. геол. – минер. наук. Новосибирск, 1991. 18 с.
17. *Ившин Н. К.* Биостратиграфия и трилобиты нижнего кембрия Центрального Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1978. 107с.
18. *Конева С. П.* Стенотекоиды и беззамковые брахиоподы нижнего и низов среднего кембрия Ц. Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1979. 124с.
19. *Куренков С. А., Диденко А. Н., Симонов В. А.* Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294. с
20. *Международный стратиграфический справочник.* М., 1978. 226 с.
21. *Никитина О. И., Толмачева Т. Ю., Рязанцев А. В.* Стратиграфия, районирование и основные типы палеобассейнов ордовика северной Бетпак-Далы (Центральный Казахстан) // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2008. № 6. С.8-23.
22. *Никитин И. Ф.* Ордовик Казахстана. Ч. 1. Алма-Ата. Наука КазССР, 1972. 242с.

23. Никитин И. Ф., Жилкайдаров А. М., Фрид Н. М. Ордовикские кремнисто-базальтовые комплексы Юго-Западного Предчирчингизья // Изв. АН РК. Сер. геол. 1992. №4. С. 57-70.
24. Никитин И. Ф., Гридина Н. М., Жилкайдаров А. М., Степанец В. Г. О возрасте кувской свиты и районирование ордовикских отложений Западного Предчирчингизья // Геология Казахстана, 1995. №2. С. 32-41.
25. Никитин И. Ф. Ордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы Казахстана // Геология и геофизика, 2002. Т. 43. С. 512-527.
26. 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.
27. Объяснительная записка. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаба 1: 500 000. Серия Центрально-Казахстанская. А-А. 1981. 324 с.
28. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника, 1969. №4. С. 5-23.
29. Рязанцев А. В., Румянцева Г. Ю. Ордовикские олистостромы Оленти-Шидертинского района (северо-восток Ц. Казахстана) // Бюл. МОИП, отд. геол., 1987, т. 62, вып. 4. С. 42-52.
30. Рязанцев А. В. Структурная зональность нижнепалеозойских комплексов в Бошекульской островодужной системе на северо-востоке Центрального Казахстана // Очерки по региональной тектонике. Т. 2: Казахстан, Тянь-Шань. Полярный Урал. М.: Наука, 2005. С. 5-39.
31. Сеитов Н. С. Тектоника плит и офиолитовые зоны Казахстана (принципы умеренного мобилизма). Алма-Ата, 1988. 112с.
32. Степанец В. Г. Два типа офиолитовых ассоциаций северо-востока Центрального Казахстана // Петрология и минералогия Казахстана: Тез. Док. А-Ата:1988. С.78-81.
33. Степанец В. Г. Проблема офиолитовых террейнов Казахстана (на примере гор Толпак) // Офиолиты Казахстана. Караганда. 1990. С. 50-65.
34. Степанец В. Г. Петрология и геологическая позиция офиолитов Северо-Востока Ц. Казахстана: Дисс. канд. геол.- мин. наук. ИГН АН РК. Алма-Ата, 1992. 325 с.
35. Степанец В. Г., Гридина Н. М., Коник В. Е. Верхнеордовикские олистостромы и стратиграфия вулканогенно-кремнистых комплексов гор Агырек и Косгомбай (Центральный Казахстан) // Геология Казахстана. 1998. №1. С. 12-23.
36. Степанец В. Г. Составы шпинелидов как индикаторы геодинамических обстановок надсубдукционных мафит-ультрамафитов (на примере офиолитов Центрального Казахстана). // Металлогения древних и современных океанов-2007. Гидротермальные и гипергенные рудоносные системы. Т. I. Научное издание. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007 г. С. 60-67.
37. Степанец В. Г. Тектоника, геохимия и генезис лланвирнских суперплюмов офиолитов Казахстана // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2008. №6. С. 30-38.
38. Степанец В. Г. Офиолиты северо-востока Центрального Казахстана. Нордерштедт. БОД. 2008. 172с.
39. Степанец В. Г., Антонюк Р. М. Тектоническое положение и магматическая эволюция вулканитов Майкаинского рудного района // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2009. №4. С.10-20.
40. Стецюра. М. М. Петрохимические критерии петрогенеза базальтов Акшатауской структурно-формационной зоны // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2006. №2. С. 15-21.
41. Харленд У. Б., Кокс А. В., Ллевеллин П. Г. Пиктон К. А. Г. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 140 с.
42. Хераскова Т. Н. Венд-кембрийские формации каледонид Азии. М.: Наука, 1986. 248 с.
43. Якубчук А. А., Степанец В. Г., Новикова М. З. и др. О выявлении осевой палеоспрединговой зоны в ордовикских офиолитах Центрального Казахстана // ДАН СССР. 1989. Т. 307. №5. С. 1198-1201.

44. *Alexyutin M. V.* Paleotectonic history of Kazakhstan during the Paleozoic. The Dissertation. Munchen. 91p.
45. *Azer M. K. & Stern R. J.* Neoproterozoic (835–720 Ma) Serpentinites in the Eastern Desert, Egypt: Fragments of Forearc Mantle // *The Journal of Geology*, 2007, V. 115. P. 457–472.
46. *Bergström S. M., Chen X., Gutierrez-Marco J. C. & Dronov A.* The new chronostratigraphic classification of the Ordovician System and its relations to major regional series and stages and ¹³C chemostratigraphy // *Lethaia*. 2008. №10. P. 1–11.
47. *Collins, A. Q., Degtyarev, K. E., Levashova, N. M., Bazhenov, M. L. Van der Voo, R.* Early Paleozoic paleomagnetism of east Kazakhstan: implications for paleolatitudinal drift of tectonic elements within the Ural–Mongol belt, *Tectonophysics*, 377. 2003. P. 229–247.
48. *Fortey, R. A. & Cocks, L. R. M.* 2003, Palaeontological evidence bearing on global Ordovician–Silurian continental reconstructions. *Earth-Science Reviews*. 61. P. 1–63.
49. *Lofgren A.* Arenigian and Llanvirnian conodonts from Jamtland. northorn Sweden // *Fossils and Strata*. 1977. N 13. P. 129.
50. *Popov, L. E & Holmer, L. E.* Cambrian-Ordovician lingulate brachiopods from Scandinavia, Kazakhstan, and South Ural Mountains // *Fossils and Strata*, 1994, 35. P. 1–156.
51. *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.
52. *Regelous, M., Hofmann, A. W., Abouchami W. and Galer S. J. G.* Geochemistry of Lavas from the Emperor Seamounts, and the Geochemical Evolution of Hawaiian Magmatism from 85 to 42 Ma // *Journal of Petrology*, 2003, Volume 44. Number 1. P. 113–140.
53. *Serpagli E.* Lower Ordovician Conodonts from Precordillera Argentina (Province of San Juang // *Bull. de la Societa Paleontol. Italiana*. 1974. V. 13, N 1–2. P. 17–98.
54. *Tatsumi, Y., Shinjoe, H., Ishizuka, H., Sager, W. W., Klaus, A.* Geochemical evidence for a mid-Cretaceous superplume // *Geology*, 1998. V. 26. №2. P. 151–154.
55. *Tolmacheva, T. Yu., Danelian, T., Popov, L. E.* Evidence from 15 m.y. of continuous deep-sea biogenic siliceous sedimentation in early Paleozoic oceans // *Geology*, 2001. V. 29. No. 8. P. 755–758.
56. *Tolmacheva T. Yu., Degtyarev K. E., Ryazantsev A. V., Nikitina O. I.* Conodonts from the Upper Ordovician Siliceous Rocks of Central Kazakhstan // *Paleontological Journal*, 2009, V. 43, № 11. P. 1–15.

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ НАДСУБДУКЦИОННЫЕ ОФИОЛИТЫ АГЫРЕК-АРСАЛАНСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА



В. Г. СТЕПАНЕЦ,
доктор естественных наук,
г. Вильгельмсхафен,
Федеративная Республика Германия;
Институт проблем освоения недр,
г. Караганда,
Республика Казахстан



Р. М. АНТОНЮК,
к.г.-м.н.,
ТОО «Центргеол-съемка»,
г. Караганда,
Республика Казахстан



Т. В. КРЯЖЕВА
к.г.-м.н.,
КарГТУ,
г. Караганда,
Республика Казахстан



И. А. МАРЧЕНКО
преподаватель,
КарГТУ,
г. Караганда,
Республика Казахстан

Орталық Қазақстанның солтүстік-шығыстық Агырек-Арсалан аккрециондық призмасының ертепалеозойдік офиолиттер океандық ғабықтың аналогтер болып табылмаған емес, бірақ субдукцияның аймағына бататын океаниялық тағталардан ғырып алынған терең океаниялық тінбалардың жғне аралды ғамыты шығу тегінің магмалық жыныстарының тектоникалық ғоспасы болуы бапта постулаттайды. 3-ші кестесі. 9-шы суреті. Кітапхана 111.

В статье постулируется, что раннепалеозойские офиолиты Агырек-Арсаланской аккреционной призмы северо-востока Центрального Казахстана не являются аналогами океанической коры, а представляют собой тектоническую смесь магматических пород островодужного происхождения и глубоководных океанических осадков, соскобленных с океанических плит, погружающихся в зоны субдукции. Табл. 3. Рис. 9. Библ. 111.

The article postulates that early Paleozoic ophiolites of the Agyrek-Arsalan accretionary prism of the north-east part of the Central Kazakhstan are not analogous to the oceanic crust, but they represent a tectonical composition of the igneous rock of island-arc origin and deep-water ocean deposits scraped out from the oceanic plates, plunging into subduction zones.. Table 3. Figure 9. Reference 111.

ВВЕДЕНИЕ

За последние три десятилетия благодаря развитию конодонтовой биостратиграфии в Казахстане [8, 28, 15, 17, 22, 101, 9] достигнуты значительные успехи в разработке местных стратиграфических схем кембрийских и ордовикских осадочно-вулканогенных комплексов офиолитовых ассоциаций [35, 44, 46, 47, 32, 33, 36, 48, 18, 10, 59, 34, 13, 31 и многие др.]. При этом меньше уделялось внимания изучению вещественного

состава вулканитов этих комплексов. Чтобы восполнить этот пробел, предлагается рассмотреть петрогеохимические данные по вулканогенным породам офиолитов Агырек-Арсаланской аккреционной призмы северо-востока Центрального Казахстана (рис. 1), не опубликованные ранее в открытой печати, полученные авторами в процессе работы над геодинамической картой Центрального Казахстана [2].

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Аналитическим материалом служили образцы, отобранные В.Г. Степанцом в процессе палеомагнитных исследований [53], выполненных в рамках проекта геодинамическая карта Центрального Казахстана [2]. Особо следует отметить, что пробы отбирались из наименее тектонически деформированных и метаморфически измененных пород. Опробование проводилось, как правило, по профилям вкрест простирания только фаунистически датированных вулканогенных толщ. Практически все пробы были проанализированы на петрогенные окислы в ЦХЛ ПГО «Центрказгеология» и только пробы по массиву Центральный Толпак проанализированы в ИПКОН НАН РК г. Караганды. В ЦХЛ ПГО «Центрказгеология» рентгенофлуоресцентным и количественным атомно-эмиссионным методами анализов в вулканиках было изучено распределение литофильных элементов с высоко заряженными ионами (HFSE – Nb, Ta, Zr, Y, Ti), с крупными ионными радиусами (LILE – Ba, Sr), а распределение когерентных элементов (Co, Ni, Cr), Na, K, Rb, Li методом фотометрии пламени. U, Th определялись рентгено-спектральным и химическим методами. Выбор REE, HFSE и когерентных элементов был определен тем, что они неподвижны при метаморфических процессах [41] и являются наиболее информативными при построении дискриминационных диаграмм, позволяющих судить о геодинамической природе содержащих их вулканитов. В габброидах и перидотитах микронзондовым методом в лабораториях МГУ РФ и ИГН НАН РК были изучены составы порообразующих, аксессуарных и рудных минералов.

ВЕЩЕСТВЕННАЯ ТИПИЗАЦИЯ ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

В настоящее время общепризнано, что породы офиолитовой ассоциации являются неотъемлемой составной частью покровно-складчатых поясов современных континентов.

Впервые термин «офиолиты» был предложен французским геологом А. Броньяром [65] для магматических пород (перидотитов, габбро, диабазов и вулканогенных пород), образующих серпентинитовый меланж в Северных Апеннинах. Впоследствии Н. Хесс [79] назвал сочетание перидотитов (серпентинитов), диабаз-спилитов и кремнистых пород, ранее детально описанное Г. Штейнманном [103], «штеймановской триадой», образование которой он генетически связывал с геологическими процессами, протекающими над дном океана.

Благодаря интенсивному развитию в 60-е годы прошлого столетия основных положений тектоники литосферных плит [80], заложенных еще в начале двадцатого столетия немецким метеорологом А. Вегенером [109], офиолиты стали интерпретировать как реликты океанической коры геологического прошлого [70, 67, 39, 1, 25].

Такое понимание природы офиолитов дало основание рассматривать зоны серпентинитовых меланжей в пределах Урало-Монгольского позднепротерозойско-палеозойского покровно-складчатого пояса как реликты структур Палеоазиатского океана [23, 26, 71, 40].

Однако следует отметить, что исключительно океаническая гипотеза происхождения офиолитов, отмеченная в решении Пенроузской конференции 1972 г., в период ее наивысшей популярности [25], была позднее подвергнута критике [73, 92]. Впоследствии было доказано, что офиолиты формируются в различных геодинамических обстановках.

Перидотиты офиолитовых ассоциаций срединно-океанических (MOR) и окраинно-морских хребтов (MBR), как правило, представлены лерцолитами и не содержат рудных сегрегаций хромитов, их вулканогенные составляющие отвечают примитивным базальтам с характеристиками NMORB [64, 96].

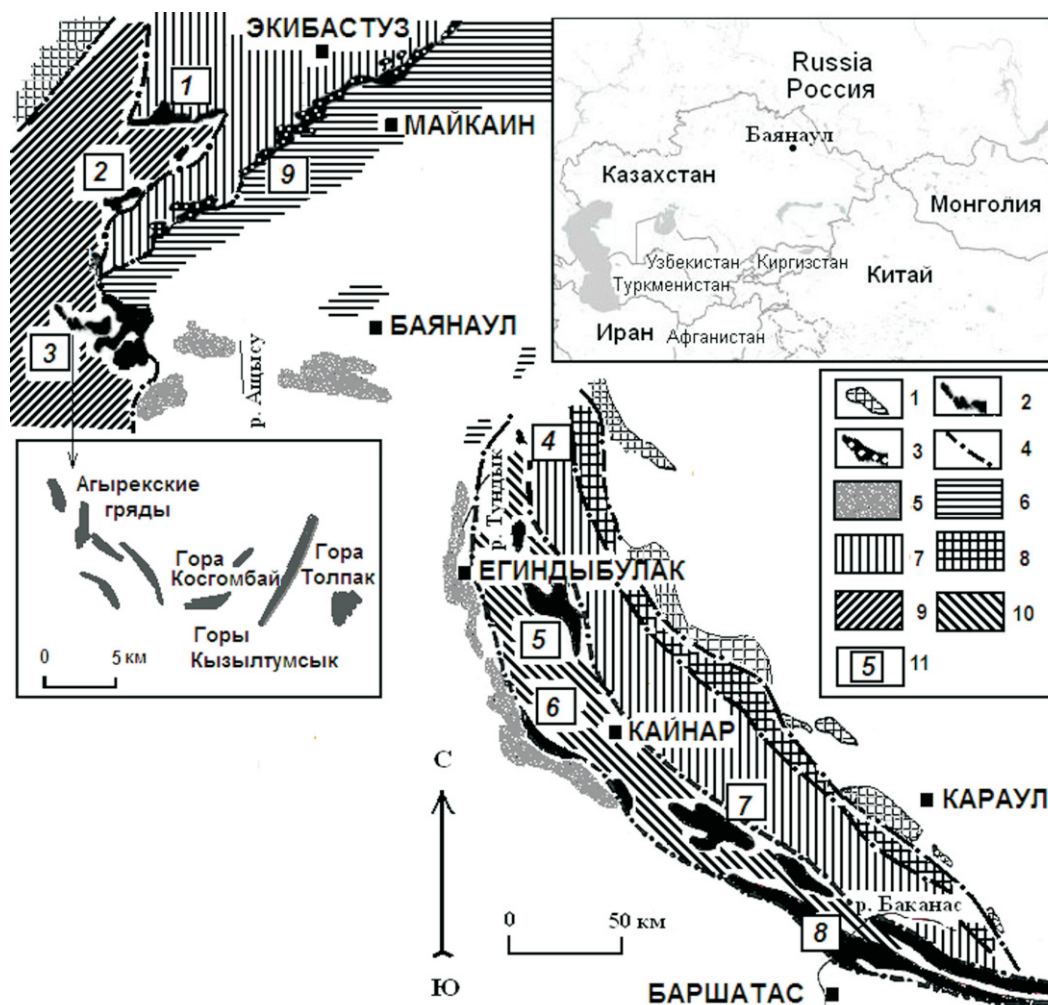


Рис. 1. Схема структурно-формационных зон северо-востока Центрального Казахстана, Юго-Западного Предшынгызья и сопредельных территорий, составлена с использованием материалов Никитина и др. [2], Антонюка и Васюкова [3], Дегтярева и Рязанцева [12], Степанца [45]: 1-2 – аккреционные призмы: 1 – Ерейментау-Найманжальская, 2 – Агырек-Арсаланская; 3 – Богембай-Ангренсорская сутурная зона; 4 – границы структурно-формационных зон; 5-10 – структурно-формационные зоны: 5 – Баянаул-Акшатауская, 6 – Ангренсор-Майкаинская, 7 – Кендыкты-Шынгызская, 8 – Аркалыкская, 9 – Шакшанская, 10 – Отызбес-Арсаланская; 11 – географические пункты: 1 – оз. Майсор, ур. Сергили и г. Байахмет, 2 – ур. Одак; 3 – г. Агырек, Косгомбай и г. Толпак, 4 – г. Маялжен, 5 – г. Токай, Карадыр и Карабулак, 6 – г. Отызбес, 7 – г. Мизек и р. Карасу, 8 – г. Ушкызыл, р. Арсалан, 9 – г. Балааркалык.

Перидотиты офилитовых ассоциаций спрединговых задуговых бассейнов (ВAB), в отличие от офилитов срединно-океанических хребтов, содержат рудные сегрегации хромитов, их вулканогенные члены представлены как MORB, так и островодужными толеитовыми (IAT), известково-щелочными базальтами (CAB), обедненными когерентными элементами [96], или даже плюмовыми базальтами (WPB)

[102]. Габброиды и перидотиты содержат низкоглиноземистые пироксены, что резко отличает их от абиссальных аналогов [85]. Габброиды характеризуются присутствием керсутита [6] и циркона [47,51], а перидотиты содержат высокохромистую шпинель [69], все они имеют низкий уровень концентрации иттрия [96], тогда как ассоциирующие с ними вулканиты характеризуются высокими концентрациями иттрия.

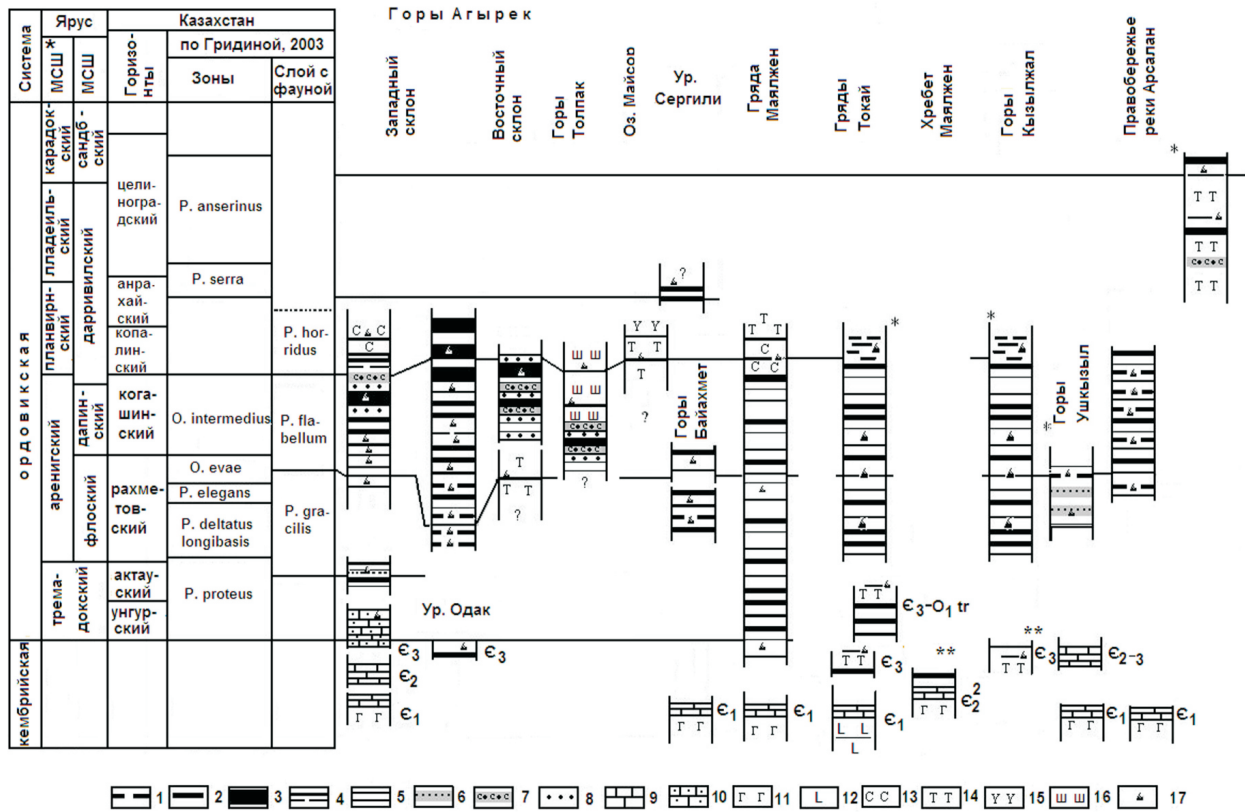


Рис. 2. Схема сопоставления аллохтонных комплексов Агырек-Арсаланской аккреционной призмы: 1-6 – литологическая характеристика силицитов: 1 – фарфоровидные кремни, 2 – преимущественно красные кремни, 3 – массивные, красноватые радиолариты, 4 – чередование зеленых и красных радиоларитов, 5 – зеленые кремни, 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 – внутриплитные базальты балкыбекской формации; 12 – внутриплитные вулканиты карабулакской формации; 13-16 – островодужные комплексы: 13 – щелочные базальты, 14 – толеитовые базальты, 15 – известково-щелочные и 16 – шошонит-латитовые вулканиты; 17 – конодонты. МСШ – Международная стратиграфическая шкала 2008 г., МСШ* – по [56]. Сравнительные разрезы, построенные по данным *Tolmacheva et al. [108] и **Дегтярева [10]. Черными линиями показаны границы слоев с фауной.

Перидотиты офиолитовых ассоциаций преддуговых бассейнов (FAB) содержат рудные скопления титаномагнетитов [47, 63], для них характерно присутствие высокотитанистой шпинели и обогащение иттрием [47], их вулканогенные комплексы отвечают low-Al известково-щелочным вулканитам и бонинитам [104, 47]. Последующее лавление гидратированной астеносферной мантии производит офиолиты островодужного толеитового состава [96].

Приведенные выше критерии типизации офиолитов дают основание сделать вывод о

том, что лишь одно нахождение пород офиолитовой триады в пределах складчатых областей континентов, без учета их петрологических и металлогенических особенностей, не дает нам основание интерпретировать это сочетание пород как реликты океанической коры, что зачастую постулируется в работах тектонистов, занимающихся геодинамическими реконструкциями палеозойских отложений Казахстана [1, 42, 60, 40, 10, 55, 87, 30, 12, 5, 14].

Ниже на примере офиолитовых террейнов Агырек-Арсаланской аккреционной призмы предлагается более подробно рассмотреть состав надсубдукционных офиолитов, обладающих петрологическими признаками офиолитов спрединговых задуговых и преддуговых бассейнов.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ ОФИОЛИТОВЫХ ТЕРРЕЙНОВ АГЫРЕК-АРСАЛАНСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ПРИЗМЫ

Балкыбекская раннекембрийская карбонатно-базальтовая формация *Вещественный состав и тектоническое положение*

В пределах Агырек-Арсаланской аккреционной призмы (рис. 1) известны террейны карбонатно-базальтовой балкыбекской формации, запечатанные верхнекатской олистостромой [45]. Все известные в настоящее время географические пункты их нахождения отображены на рис. 2.

Наиболее полный разрез формации сохранился в районе р. Балкыбек [52], 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 [21]. Аналогичные образования известны юго-восточнее пос. Кайнар в горах Мизек и в верховье реки Карасу [32].

В горах Агырек встречаются редкие террейны миндалекаменных базальтов с линзами известняков ботомского яруса [24]. Последние совместно с блоками диабазов являются составной частью полимиктового серпентинитового меланжа. Реже известны мелкие глыбы глаукофановых сланцев [38] и единичные глыбы хромитов [47].

Петрогеохимия

При петрохимическом анализе вулканитов балкыбекской формации были использованы данные табл. 1(1-5). Это ранее опубликованные материалы М. М. Стецурь [52] и материалы И. В. Глухана (табл. 1(60-63)), которые включались в расчет средних содержаний элементов в горных породах Центрального Казахстана [7].

Вулканиты карбонатно-базальтовой балкыбекской формации представлены low-Al/high-Ti корунд-нормативными толеитовыми базальтами (табл. 1(1-5, 60-63), рис. 3(a)). По соотношениям некогерентных элементов они могут быть сопоставимы с внутриплитными базальтами (рис. 3(c,d), рис. 4 (b)). Однако значительная их часть обеднена Sr, MgO, Cr и Ni, что отличает их от OIB Полинезийского [72], Канарского [66] и Исландского плюмов [74]. На диаграмме Sr/Y-Y (рис. 4(a)) они располагаются в полях базальтов островодужных комплексов. Надежным типоморфным признаком магм надсубдукционного происхождения являются отношения Th/Zr, Nb/Zr (рис. 5(a)), что вполне согласуется с крайне непостоянными содержаниями MgO, Ni, Cr и высокими концентрациями Na₂O в базальтах балкыбекской формации.

Высокие концентрации Pb, Li и U относительно Nb (рис. 5(b)) свидетельствуют о контаминации коровым материалом магмы базальтов балкыбекской формации. Наиболее вероятными геохимическими аналогами балкыбекских базальтов (рис. 8(a)), учитывая их высокие концентрации HFSE, могут быть кайнозойские плюмовые базальты островов подводного хребта Кинан бассейна Сикоку Филиппинского задугового бассейна [102].

Межэлементные отношения Ba/Nb = 17,6, Zr/Nb = 7,6-9,2, Rb/Nb = 1,0-1,35, Nb/Pb = 3,3-5,3, Th/Nb = 0,10-0,17 базальтов балкыбекской формации коррелируются с данными внутриплитных базальтов в рамках конечного мантийного компонента EMI-обогащенная мантия 1 [111, 82].

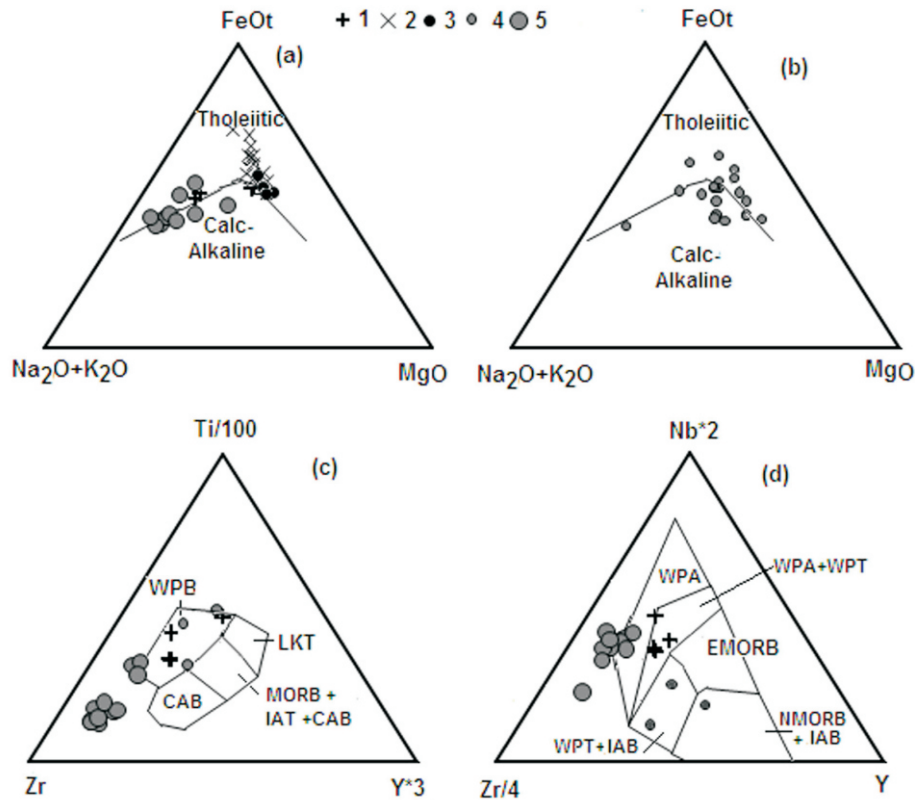


Рис. 3. (a, b) $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{FeOt}$ [83], (c) $\text{Zr}-\text{Y}^*3-\text{Ti}/100$ [94], d) $\text{Zr}/4-\text{Nb}^*2-\text{Y}$ [91].

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. 1-3 – базальты балкыбекской формации: 1 – гор Агырек, 2 – реки Арсалан по [52], 3 – гор Мизек и реки Карасу; 4 – вулканиты карабулакской формации гор Токай; 5 – дарривилские базальты гор Агырек.

Таблица 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 (57-59) примитивных базальтах гор Балааркалык, нижнекембрийских базальтах (60-63) гор Мизек

№ пр.	2106	2107	2107a	1015	32	22	25	27	27a	28	31б	31в
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	44,22	37,00	36,83	42,06	42,06	50,96	52,27	49,46	49,08	51,24	52,23	50,21
TiO ₂	2,5	1,90	1,85	2,00	2,00	1,45	0,65	1,50	1,55	1,22	1,35	1,35
Al ₂ O ₃	13,20	13,20	13,20	13,84	13,84	14,91	16,09	14,34	14,65	14,60	14,84	14,44
Fe ₂ O ₃	7,5	2,64	2,90	6,89	10,13	5,25	5,26	4,41	4,78	4,62	3,59	4,5
FeO	5,23	4,17	3,94	2,92		5,73	5,58	7,53	7,61	6,53	6,80	6,33
MnO	0,15	0,11	0,11	0,13	0,13	0,16	0,15	0,18	0,16	0,15	0,18	0,19
MgO	4,54	1,86	1,86	4,64	4,64	4,74	4,06	5,33	5,29	5,89	4,32	5,03
CaO	7,68	17,43	17,53	10,83	10,93	8,35	8,14	8,50	8,30	6,84	6,84	9,64
Na ₂ O	3,20	3,70	4,05	2,76	2,76	4,74	4,74	5,54	4,70	4,78	5,40	4,36
K ₂ O	0,10	0,80	0,90	0,78	0,78	0,31	0,18	0,11	0,10	0,38	0,38	0,18
P ₂ O ₅	0,46	0,47	0,47	0,49	0,49	0,13	0,08	0,13	0,14	0,12	0,14	0,13

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	2,73
Сум.	99,16	99,69	100,07	100,1	100,33	99,15	99,01	98,60	99,01	98,65	98,50	99,09
CO ₂	4,05	13,73	13,72	8,14	0,20	0,33	0,20	0,20	0,25	0,99	0,25	0,29
Собщ	-	-	-	-	-	0,005	0,005	0,03	0,033	0,008	0,013	0,005
Li(г/т)						<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Rb	11	24	23			<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Y	23	22	22	15		29	12	21	33	27	33	26
Zr	120	160	156	120		66	50	72		72	66	66
Nb	18	18	17	20		5,4	5	6		6,4	5	6,4
Cr	35	240	243	200		66	43	32		170	36	96
Ni	34	120	124	150		38	34	22		54	29	36
Sr	98	260	257	300		130	460	78		180	120	103

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

Таблица 1. (Продолжение 1)

№ пр.	31г	31д	31е	20	21	4	6	6а	7	613-1	613-2	613-3
П.№	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	51,38	48,72	50,36	51,63	52,13	48,63	50,22	49,90	43,70	49,60	48,60	50,80
TiO ₂	1,37	1,47	1,41	1,11	1,22	2,05	2,12	2,15	3,20	2,04	1,98	2,10
Al ₂ O ₃	14,16	14,65	14,66	14,72	15,05	15,32	15,68	15,62	13,52	16,20	15,50	16,20
Fe ₂ O ₃	4,26	5,42	4,7	4,33	4,03	4,14	4,94	5,25	6,17	4,78	6,00	5,30
FeO	6,76	6,72	6,85	5,79	6,20	4,29	3,70	3,91	4,06	3,71	2,61	4,32
MnO	0,18	0,17	0,20	0,16	0,17	0,13	0,10	0,09	0,14	0,12	0,13	0,13
MgO	5,56	5,49	5,74	5,07	4,70	2,01	2,20	2,31	5,18	2,06	1,34	2,46
CaO	7,67	8,49	8,35	7,83	7,36	6,84	5,29	5,18	9,12	5,39	6,70	4,23
Na ₂ O	4,78	3,82	4,14	5,24	5,40	2,56	3,12	3,30	2,86	1,06	3,58	2,04
K ₂ O	0,13	0,13	0,22	0,42	0,34	6,24	6,08	5,60	2,58	8,52	5,42	6,80
P ₂ O ₅	0,12	0,14	0,13	0,12	0,13	1,08	1,12	1,10	0,94	1,05	1,04	1,08
П.п.п	2,43	3,09	2,27	2,66	2,55	5,65	4,28	4,39	7,35	4,66	6,05	4,10
Сум.	98,80	98,31	99,03	99,08	99,28	98,94	98,85	98,80	98,82	99,19	98,95	99,56
CO ₂	0,20	0,20	0,20	0,73	0,51	3,37	2,05	1,93	4,39	2,33	4,05	1,23
Собщ	0,005	0,011	0,005	0,005	0,055	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005
Li(г/т)	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	35	15	<10	15
Rb	<10	<10	<10	<10	<10	72	75	65	30	75	47	70
Y	37	26	28	18	30	20	37	37	24	30	40	33
Zr	74	72	59	62	66	520	540	510	350	710	730	760
Nb	5,4	6,6	5	5	5	54	56	55	35	30	65	65
Cr	76	120	84	140	80	12	11	11	160	10	11	10
Ni	36	50	44	43	31	36	32	30	140	29	23	25
Sr	130	130	130	190	150	210	350	340	400	160	190	200

**Карабулакская кембрийская
карбонатно-кремнисто-вулканогенная
формация**

*Вещественный состав и
тектоническое положение*

В горах Токай, Караадыр и Карабулак вскрываются кембрийские карбонатно-кремнисто-вулканогенные террейны, выделяемые ранее в карабулакскую свиту [38]. В их разрезах, по сравнению с балкыбекскими террейнами, 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. По неопубликованным данным Н. М. Исаева (1973), в линзах известняков карабулакских базальтов содержатся микрофитолиты раннего кембрия, а силициты, прослаивающие базальты, охарактеризованы, по данным Л. А. Курковской, конодонтами *Furnishina* sp. позднего кембрия.

Выше фрагментарно обнажается терригенно-кремнистая толща, содержащая аналогичные конодонты.

В тектонических покровах токайских силицитов, представленных переслаиванием фтанитов и яшм, прослоенных кремнистыми

аргиллитами и алевролитами, Н. К. Двойченко и Б. Ш. Клиnger (1983) в верхней части разреза обнаружили брахиоподы, радиолярии и многочисленные четырех- и шестилучевые спикулы губок среднего и поздне-кембрийского возраста и конодонты позднего кембрия. Позже Л. А. Курковской (1984) в токайских силицитах были найдены конодонты с широким диапазоном возраста – от позднего кембрия до тремадока включительно.

Петрогеохимия

Вулканыты карабулакского террейна принадлежат различным петрохимическим сериям пород (табл. 2(41-57), рис. 3(b)), что отличает их от базальтов балкыбекской формации (рис. 3(a)).

High-Ti недосыщенные кремнеземом оливин- и корунд-нормативные щелочные базальты, с явно выраженной глиноземистой специализацией (табл. 2(43-46)), и high-Ti/low-Al кварц-нормативные толеитовые базальты (табл. 2(47-48)) имеют близкие геохимические характеристики с внутриплитными базальтами (рис. 3(c), 4(b)), которые наряду с высокими концентрациями Nb (41 г/т) обогащены Li (13 г/т), Pb (5,2 г/т), U (3 г/т), что свидетельствует о контаминации их магмы коровым материалом (рис. 5(b)), а отношения Th/Zr, Nb/Zr (рис. 5(a)) сближают их с базальтами надсубдукционных обстановок.

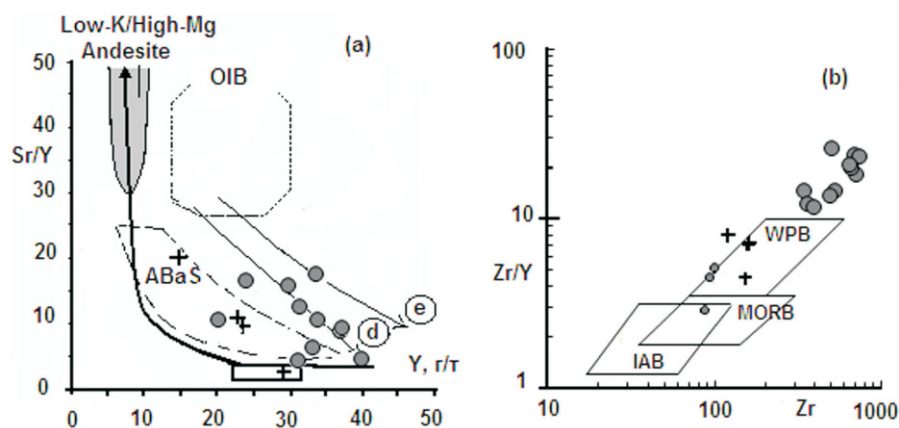


Рис. 4. Диаграммы отношений (a) Sr/Y-Y [88], (d) Zr/Y-Zr [98].

Поля: MORB – базальты срединно-океанических хребтов, OIB – базальты океанических островов, WPB – внутриплитные базальты; IAB – базальты островных дуг, тренды фракционирования четвертичных вулканитов южных Анд [88]; d – low-K базальтов, e – high-K базальтов, ABaS – поле составов вулканитов Лау-Тонга-Кермадек островодужной системы [77]; Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

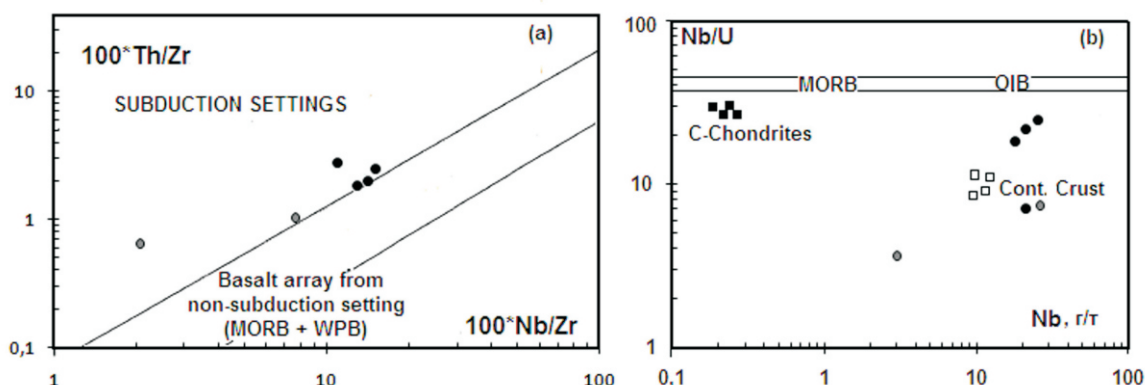


Рис. 5. Диаграммы отношений (а) $100 \cdot \text{Th}/\text{Zr}$ - $100 \cdot \text{Nb}/\text{Zr}$ [95], (б) Nb/U - Nb [81].

Условные обозначения см. на рис. 3.

Med-Ti оливин-нормативные базальты и трахибазальты с крайне непостоянными концентрациями K_2O , Na_2O и Al_2O_3 (табл. 2(41,42, 49-55)) также близки по петрохимическим характеристикам внутриплитным базальтам. Резкое снижение концентраций MgO и одновременное увеличение роли Na_2O в вулканитах (табл. 2(49, 54, 56, 57)) карабулакского террейна указывает на вовлечение их магматического резервуара в область влияния зоны субдукции.

Межэлементные отношения $\text{Zr}/\text{Nb} = 5,3-12,0$, $\text{Rb}/\text{Nb} = 0,4$, $\text{Nb}/\text{Pb} = 7,8$, $\text{Th}/\text{Nb} = 0,5-0,13$ базальтов карабулакской формации не коррелируются с данными внутриплитных базальтов в рамках конечных мантийных компонентов: DMM—деплементированная мантия, EM I—обогащенная мантия 1, EM II—обогащенная мантия 2, и NIMU—обогащенная ($\text{U}+\text{Th}/\text{Pb}$) мантия, образованная впервые 1,5-2,0 млрд. лет назад [111,82]. Относительно низкие концентрации Rb, Nb, Th, а повышенные — Pb, U указывают, что они являются производными смещенных компонентов EM I+ (EM II).

Осадочно-вулканогенная формация флоского яруса нижнего ордовика

Вещественный состав и тектоническое положение

Террейны данной формации встречаются в горах Агырек, у северных отрогов гор Толпак (рис. 1(3)) и в горах Отызбес (рис. 1(6)) и сложены они преимущественно базальтами.

Массивные лавы прослоены туфо-песчаниками, кремнистыми алевротуффитами. Миндалекаменные базальты содержат линзы известняков, а в пиллоубазальтах встречаются редкие будины сургучно-красных яшм с конодонтами флоского яруса [36].

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. 1(8-17)) отвечают 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. 6(a)) фигуративные точки флоских базальтов хорошо аппроксимируются единым трендом. Такое направление тренда характерно для базальтов задуговых бассейнов (BABB) юго-западной части Тихого океана [41].

На задуговую природу флоских базальтов указывают отношения Cr-Y (рис. 6(b)) и Sr/Y-Y (рис. 7). Это очевидно и при анализе спайдерграмм (рис. 8(b)), где отчетливо видны их отклонения по Mg, Ni, Cr, K, Sr и Rb от NMORB.

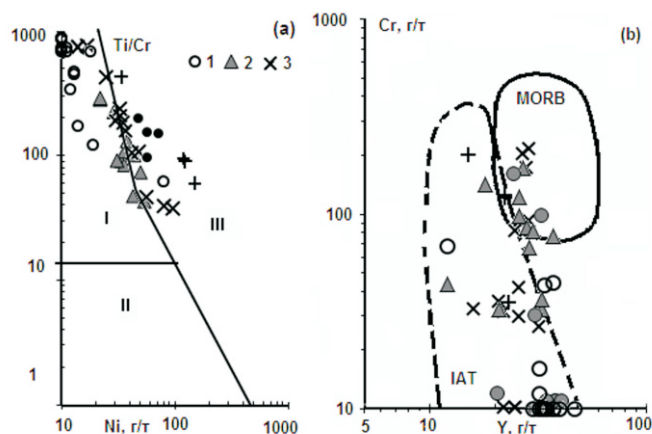


Рис. 6. Диаграммы (а) Ti/Cr-Ni [64], (b) Cr-Y [96] вулканитов Агырек-Арсаланской аккреционной призмы: Поля составов пород: I – умернотитанистые островодужные серии, II – низкотитанистые островодужные серии, III – высокотитанистые серии срединно-океанических хребтов, океанических островов, задуговых бассейнов; 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. Остальные условные обозначения смотри на рис. 3.

Будины из серпентинитового меланжа (табл. 2(28-30)) представлены high-Fe и low-Fe диабазами. 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_2 , высокими MgO, CaO, низкими содержаниями TiO_2 и Al_2O_3 , что сближает их с high-Ca бонинитами офиолитов преддуговых бассейнов [66].

Офиолиты террейна Центральный Толпак флоского яруса нижнего ордовика
Вещественный состав и тектоническое положение

Террейн Центральный Толпак вскрывается у северо-западных отрогов гор Толпак (рис. 1(3)). В его основании обнажается разрез (более 750 м) чередующихся серпентинизированных гарцбургитов, дунитов и вебстеритов, которые постепенно сменяются верлитами, клинопироксенитами, дунитами, с

тонкими параллельными прослоями кумулата высокохромистого феррихромпикотита, гарцбургитами, габброноритами, цирконсодержащими (477–480 млн. лет) габброноритами [47]. Выше наслаиваются габбронориты, роговообманковые, диопсидовые и оливиновые габбро, которые на отдельных участках прослоены горизонтами анортозитов, 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 plutonic офиолитов и образуют своеобразный расслоенный комплекс.

Петрогеохимия

Микродиориты и кварцевые диабазы по петрогеохимическому составу отвечают low-K/Mg, med-Ti породам с повышенной щелочностью натрового типа, крайне низкими концентрациями когерентных элементов и умеренно повышенными концентрациями Nb и высокими – Y (табл. 1 (43-51)).

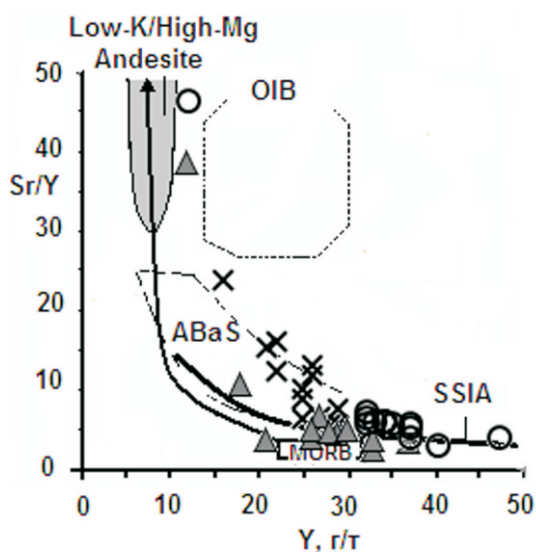


Рис. 7. Диаграмма Sr/Y-Y [88].
Условные обозначения см. на рис. 3.

На их принадлежность к островодужным толеитам указывают низкие концентрации Ti, Cr, Ni (рис. 6(a)) и отношения Cr к Y (рис. 6(b)). На диаграмме Sr/Y-Y (рис. 7) фигуративные точки кварцевых диабазов образуют хорошо аппроксимированную линию, локализованную вдоль тренда фракционирования вулканитов SSIA. От деплетированных вулканитов SSIA [97] 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 [51], что в совокупности указывает на их надсубдукционную природу.

Толпакская туфогенно-кремнисто-вулканогенная формация дапинского - дарривилского ярусов среднего ордовика.

Вещественный состав и тектоническое положение

Туфогенно-кремнисто-вулканогенная формация является составной частью Толпакского террейна [46]. Его ядерная часть обнажается на вершине горы Толпак (рис. 1 (3)), которая сложена фаунистически недатированными пестроцветными пепловыми витрокластическими туфами

дацитового состава и туффитами с примесью пеплового материала кислого состава, мощностью до 300 м.

Крылья антиформы слагают миндалекаменные порфировые пиллоу-лавы трахибазальтов и базальтовые трахиандезиты, реже встречаются массивные афировые трахиандезиты. Вулканиты прослоены яшмами, содержащими конодонты дапинского и дарривилского ярусов [46]. Общая мощность толщи не более 200 м. Вулканиты прорваны лакколитом 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 Na_2O над K_2O и высокими концентрациями P_2O_5 (табл. 2 (9-27)) и отвечают породам известково-щелочной, высококалиевой и шшонитовой серий. В целом вулканиты толпакского комплекса характеризуются умеренными концентрациями $TiO_2 < 0,92$ мас. % и низкой магнезиальностью ($Mg\# = 22,5-51,5$).

Результаты спектрального анализа, выполненные М.З. Новиковой [61], свидетельствуют, что вулканиты толпакского комплекса обогащены HFSE, что не характерно для вулканитов островодужных комплексов, производных деплетированной мантии. Высокие отношения $K_2O/TiO_2 = 1,0-5,6$, концентрации Nb (4,8 г/т) и высокие концентрации Pb (7,3 г/т) свидетельствуют о контаминации исходных магм вулканитов сиалическим коровым материалом.

Диабазы, обнажающиеся в подошве Толпакского террейна, относятся к примитивным *med-K/Ti* породам, содержащим низкие концентрации P_2O_5

(табл. 2 (34-38)). По характеру распределения основных петрогенных окислов они отвечают составу островодужных толеитов, т. е. не являются подводными каналами для вулканитов вышележащего Толпакского террейна.

Кремнисто-щелочно-базальтовая формация дарривилского яруса среднего ордовика

Вещественный состав и тектоническое положение

Щелочные базальтоиды, прослоенные силицитами и яшмами, в горах Агырек, Кызылтумсык, образуют террейны (рис. 1(3)). 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 [49, 50].

Щелочные базальтоиды по минеральному составу подразделяются на лейкократовые (плагиоклазовые) и меланократовые (авгитоплагиоклазовые) 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.

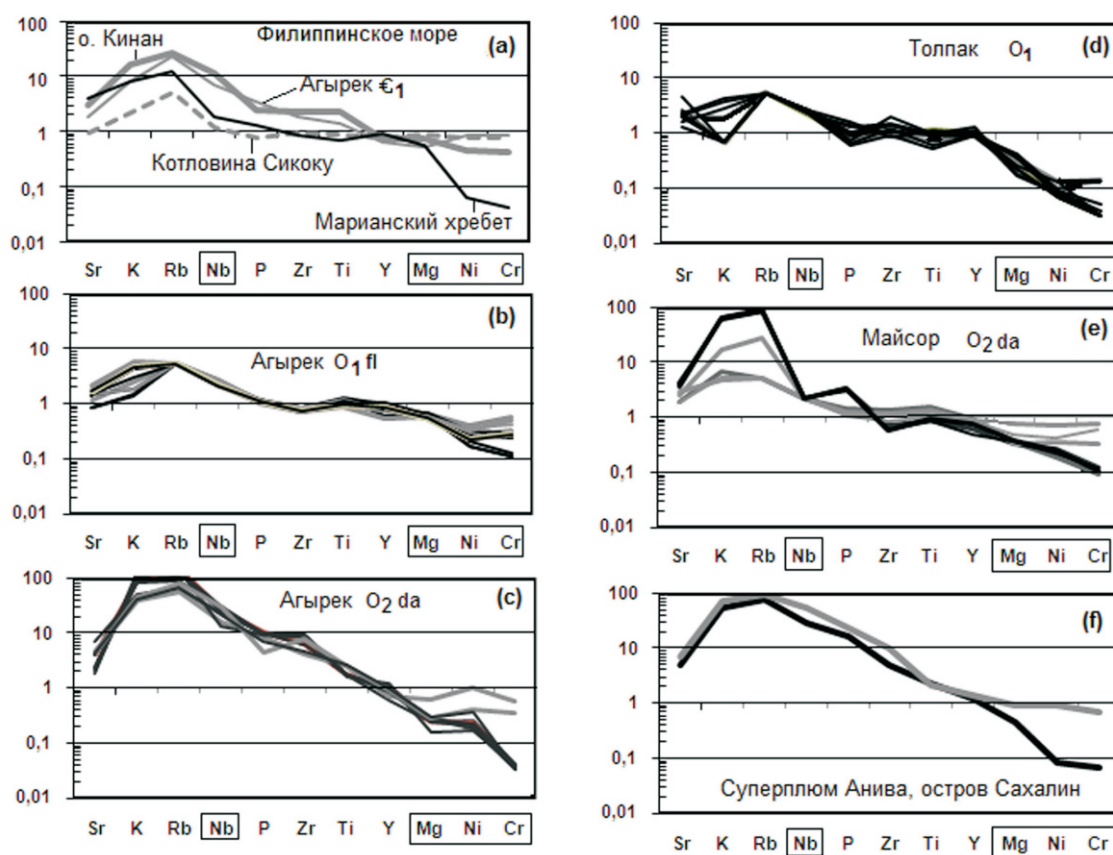


Рис. 8. Спайдерграммы содержания элементов, нормированных к NMORB [105], вулканитов Агырек-Арсаланской аккреционной призмы и кайнозойских островодужных систем. Вулканиты Филиппинского моря: плюмовые базальты острова Кинан [102], базальты котловины Сикоку и Марианского хребта [99], базальты суперплюма Анива острова Сахалин [106]. Черными линиями показаны вулканиты крайне обедненные Mg, Ni, Cr.

Петрогеохимия

По петрохимическому составу (табл. 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 ультракалиевым фонотефритам (полевошпатовым). Меланократовые – корунд-нормативным тефритам (базальтоидным) и кварц-нормативным трахибазальтам.

Характер накопления элементов с HFSE дарривилских high-Zr щелочных базальтов в общих чертах соответствует составам вулканитов с внутриплитными геохимическими характеристиками или их фигуративные точки образуют самостоятельные поля (рис. 3(с,d), 4(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 [72, 107] и континентальных рифтов [86].

На диаграмме Sr/Y-Y (рис. 4(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 (рис. 8 (f)) острова Сахалин [106].

Крайне низкие концентрации Ni, Cr, Sr, Mg и высокие Ba [61], K, Rb суперплюмовых high-Zr щелочных базальтов можно объяснить перемещением мантийного плюма в зону субдукции. Этот вывод согласуется и с величиной дискриминанты $D1 < 210$ [16], что значительно ниже предельной величины плюмовых океанических ассоциаций.

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, вероятно, обусловлены смешением компонентов ТМ (переходная мантия)+ЕМІ и присутствием незначительной доли компонента ЕМІІ.

Таблица 1. (Продолжение 2)

№ пр.	613-4	613-5	613-6	613-7	2134-1	2134-2	2134-3	2134-5	2134-6	2134-9
П.№	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
SiO ₂	50,30	46,00	49,50	48,40	49,40	51,40	48,00	50,70	53,70	52,60
TiO ₂	2,16	3,70	3,02	3,3	1,40	1,62	1,32	1,86	1,32	1,08
Al ₂ O ₃	16,90	15,30	14,05	15,20	13,65	15,70	17,00	14,75	15,20	16,20
Fe ₂ O ₃	7,28	5,10	5,8	7,83	4,70	5,77	6,94	8,27	6,86	12,19
FeO	2,81	3,42	1,58	3,31	6,67	2,73	3,57	4,35	4,18	1,99
MnO	0,10	0,13	0,13	0,14	0,18	0,14	0,14	0,15	0,16	0,13
MgO	2,16	3,4	2,39	2,57	5,57	2,79	4,54	3,04	4,13	1,88
CaO	5,44	8,82	9,02	6,50	7,21	7,76	9,87	6,14	5,59	5,49
Na ₂ O	3,58	3,16	3,78	3,28	4,54	5,60	4,10	6,32	5,92	4,72
K ₂ O	3,30	3,40	2,99	2,70	0,86	1,18	0,28	0,46	0,36	0,33
P ₂ O ₅	1,12	0,69	0,49	0,77	0,13	0,14	0,12	0,16	0,12	0,37
П.п.п	4,00	6,93	6,69	5,01	5,12	4,52	3,55	3,76	2,55	2,17
Сум.	99,15	100,05	99,44	99,01	99,43	99,35	99,43	99,96	100,09	99,15
CO ₂	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
Li(г/т)	20	25	20	20	<10	<10	<10	<10	<10	<10
Rb	35	30	40	35	12	15	<10	<10	10	15
Y	34	30	32	34	25	29	27	32	28	26
Zr	680	370	660	400	68	100	76	110	70	54
Nb	50	35	64	48	5	5	5	5	5	5
Cr	11	30	98	10	80	90	200	26	170	41
Ni	30	60	54	50	42	48	80	25	56	37
Sr	610	480	390	360	160	220	180	170	160	310

**Майсорская кремнисто-базальтовая
формация дарривилского яруса
среднего ордовика**

***Вещественный состав и
тектоническое положение***

Кремнисто-базальтовая формация является составной частью Майсорского серпентинитового меланжа (рис. 1(1)), который совместно с силицитами флоского и дарривилского ярусов «запечатан» в верхнекатскую олистострому [45]. 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 [47].

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

Таблица 1. (Продолжение 3)

№пр.	2133-1	2133-2	2134-10	2133-3	2133-4	2133-5	2130-1	2130-2	2113	2114
П.№	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44
SiO ₂	53,90	53,60	54,60	53,39	51,30	51,90	53,80	53,70	60,20	56,70
TiO ₂	1,02	1,16	1,24	1,08	1,32	1,08	1,28	1,24	1,50	1,25
Al ₂ O ₃	16,50	16,80	16,00	16,84	15,50	16,50	13,85	14,50	11,25	14,90
Fe ₂ O ₃	6,23	6,58	7,69	7,40	3,96	12,4	6,01	6,10	3,55	4,11
FeO	4,03	3,94	3,48	3,29	5,31	2,00	7,11	6,67	7,80	5,79
MnO	0,21	0,21	0,14	0,17	0,15	0,16	0,16	0,13	0,19	0,16
MgO	3,11	3,22	2,97	2,72	6,33	2,14	4,24	3,91	2,61	2,55
CaO	3,33	2,57	4,13	2,92	7,11	5,09	4,98	4,59	4,87	7,82
Na ₂ O	4,20	3,98	5,60	4,30	4,20	4,46	5,10	5,40	5,40	5,80
K ₂ O	4,06	4,54	0,95	4,55	0,33	0,36	0,28	0,36	0,05	0,05
P ₂ O ₅	0,34	0,39	0,48	0,39	0,13	0,35	0,12	0,12	0,096	0,09
П.п.п.	2,01	1,99	1,96	2,14	2,93	2,58	1,73	1,94	2,09	1,22
Сумма	98,94	98,98	99,24	99,19	98,57	99,02	98,66	98,66	99,56	100,44
CO ₂	0,44	0,26	3,48	0,20	0,48	0,26	0,35	0,35	0,20	0,20
Собщ.	0,005	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	<10
Rb	45	50	15	45	<10	35	<10	<10	<10	<10
Y	16	26	22	21	29	22	25	25	35	34
Zr	52	50	58	60	94	50	70	70	82	84
Nb	5	5	5	5	5	5	5	5	5	6
Cr	32	29	10	35	210	31	10	10	10	43
Ni	30	33	14	35	96	33	17	14	10	14
Sr	380	340	350	320	260	270	250	220	200	200

Петрогеохимия

По петрогеохимическому составу долерито-базальты подразделяются на low-K, med-K и high-K лейкобазальты (таб. 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 [105].

Low-K/high-Cr долерито-базальты по характеру распределения Zr, Ti, Sr находят аналогию с MORB (рис. 6), а по спектру элементов-примесей приближаются к толеитам островодужных комплексов (рис. 8 (е)). Low-K/Cr долерито-базальты, чьи фигуративные точки ложатся в поле IAB (рис. 6(d)), отличаются от Low-K/high-Cr незначительным повышением Rb, P и резко

пониженными концентрациями Mg, Ni, Cr, что характерно для ВАВВ (рис. 6 (а), 7) юго-западной части Тихоокеанского региона [77]. Однако они отличаются от последних более высоким уровнем накопления Nb (таб. 1 (29-42)), что указывает на обогащенную природу родоначальной магмы, по сравнению с ВАВВ внутриокеанических островодужных систем производных ДММ [93].

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. 1(35, 36, 38)). Несмотря на высокий уровень K_2O , они отличаются от дарривилских high-Zr щелочных базальтов гор Агырек уровнем содержания HFSE (рис. 8 (с,е)). Низкие значения компонента $D1=105-130$ 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 [68].

Таблица 1. (Продолжение 4)

№пр.	2116	2117	2118	2119	2120	2121	2122	2128-1	2128-2	2128-3
П.№	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54
SiO_2	58,60	57,70	58,60	58,70	60,00	60,40	62,40	43,10	42,00	42,90
TiO_2	0,69	0,75	0,71	1,23	1,15	1,14	1,23	2,64	358	2,95
Al_2O_3	14,95	15,20	15,20	15,60	14,90	15,10	14,50	13,85	16,10	15,10
Fe_2O_3	2,94	2,69	2,75	5,79	6,40	6,90	4,60	8,15	10,87	8,87
FeO	7,76	8,31	7,85	5,16	3,95	2,85	3,95	7,25	5,63	5,63
MnO	0,20	0,23	0,22	0,16	0,14	0,16	0,12	0,15	0,15	0,14
MgO	3,25	3,74	3,56	1,69	1,53	2,33	2,04	3,51	3,20	3,46
CaO	4,57	3,75	5,02	4,86	4,96	2,86	4,04	7,29	5,02	6,99
Na_2O	4,85	4,67	4,53	6,10	5,35	5,50	5,95	2,53	3,90	2,75
K_2O	0,05	0,27	0,05	0,05	0,05	0,20	0,05	0,75	1,23	1,00
P_2O_5	0,069	0,074	0,066	0,15	0,12	0,11	0,09	0,94	0,82	0,86
П.п.п.	2,37	2,84	1,90	1,12	1,69	1,86	0,55	10,30	8,06	9,75
Сумма	100,25	100,22	100,46	100,61	100,25	99,41	99,52	110,46	100,56	100,40
CO_2	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	25	24	24
Собщ.	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	15	17	17
Li(г/т)	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	19	27	19
Rb	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	76	120	94
Y	32	33	12	47	37	37	40	12	23	17
Zr	80	100	77	130	120	120	170	10	10	10
Nb	5,4	6	8,6	5,4	6	6	6	30	26	18
Cr	12	10	68	<10	<10	10	10	96	120	130
Ni	12	13	80	11	11	18	10			
Sr	180	190	550	180	210	140	120			

**Маялженская кремнисто-
вулканогенная формация дарривилского
яруса среднего ордовика
Вещественный состав и
тектоническое положение**

В составе Маялженского террейна, что обнажается севернее пос. Егиндыбулак (рис. 1 (4)), выделяются две толщи; существенно силицитовая содержит конодонты верхнего кембрия и флоского яруса нижнего ордовика, а в силицитах кремнисто-вулканогенной толщи известны конодонты дарривилского яруса среднего ордовика [45]. 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 силицитами. Яшмы, прослаивающие щелочные базальты, содержат конодонты дарривилского яруса (рис. 2). Мощность маялженской кремнисто-вулканогенной толщи не превышает 100 м.

Маялженский террейн «запечатан» сизой верхнекатской олистостромой, аналогичной той, что была описана в бассейне реки Арсалан [32]. У юго-восточного склона обнажаются террейны миндалекаменных базальтов нижнего кембрия [24].

Петрогеохимия

По петрохимическому составу (табл. 2 (1-8)) базальты подразделяются на high-K/Ti оливин-нормативные щелочные породы, low-

K/P/med-Ti и low-K/P/Ti кварц-нормативные толеиты, а трахиандезиты отвечают кварц-нормативным толеитам с известково-щелочным уклоном по [83]. При этом high-K/Ti щелочные базальты сопоставляются с WPB. Особо следует отметить, что они по петрохимическому составу близки Агырекским high-Zr щелочным базальтам дарривилского яруса. Все остальные вулканы аналогичны островодужным толеитам.

**Балгашокинская яшмово-базальтовая
формация дарривилского - сандбского
ярусов среднего и верхнего ордовика
Вещественный состав и
тектоническое положение**

Балгашокинская яшмово-базальтовая формация слагает систему террейнов на правобережье реки Арсалан, реже она встречается на левобережье реки Самсы. Толща мощностью не более 300 м состоит преимущественно из зеленых афировых миндалекаменных пиллоу-базальтов, очень редко из туфов, еще реже отмечаются тефроиды и туффиты кислого состава, а также из диабазов, образующих как потоки, так и субвулканические тела и силлы. В яшмах балгашокинской толщи встречаются конодонты дарривилского и сандбского ярусов [108]. Тектонические покровы запечатаны «сизой» и «голубой» олистостромами верхнего ордовика [32].

Таблица 1. (Продолжение 5)

№пр.	2128-4	2128-5	1121	1121-1	1121-2	3530	3531	3552	3551
П.№	55	56	57	58	59	60	61	62	63
SiO ₂	44,90	38,80	45,20	45,39	45,10	48,58	49,83	49,64	50,20
TiO ₂	2,64	2,33	2,30	2,20	2,10	2,53	2,20	2,47	2,42
Al ₂ O ₃	14,00	12,50	15,70	15,84	15,60	13,20	13,10	13,95	14,90
Fe ₂ O ₃	7,90	8,67	5,10	4,80	5,25	3,33	1,84	3,79	7,74
FeO	6,90	5,03	7,16	7,09	7,34	8,31	7,67	7,35	5,51
MnO	0,14	0,14	0,18	0,17	0,18	0,09	0,13	0,15	0,15
MgO	3,78	4,14	7,40	7,02	7,65	5,96	5,86	5,95	4,76
CaO	6,84	11,80	9,76	9,87	9,60	8,58	7,77	7,34	3,73
Na ₂ O	2,40	1,80	2,30	2,26	2,24	2,87	2,16	3,35	3,99
K ₂ O	0,65	0,95	0,25	0,30	0,28	0,53	0,44	0,34	0,1
P ₂ O ₅	0,50	0,55	0,30	0,29	0,28	0,30	0,24	0,38	0,23
П.п.п.	9,52	13,45	4,65	4,35	4,40	4,73	7,74	4,67	6,04
Сумма	100,47	100,16	100,3	99,58	110,02				

Li(г/т)	25	24	-	-	-	8	14	9	15
Rb	15	7	2	2	1.2	16	8	5	5
Y	21	22	35	40	37				
Zr	76	100	110	100	104	170	110	170	180
Nb	14	15	3	4	3	25	18	22	21
Cr	10	18	110	120	105	100	86	74	150
Ni	15	22	90	100	95	72	57	48	57
Sr	96	190	100	110	94				
U						1	1	1	3
Th						3	3	3	2
Pb						4,7	5	4,7	6,4

Петрогеохимия

Пиллоу-базальты балгашокинской толщи относятся к high-Fe/low-Al толеитам натрового типа с пониженными концентрациями MgO и повышенными K₂O, что отличает их от NMORB. В. С. Звонцов и Н. М. Фрид [32] не исключали, что балгашокинский вулканизм протекал в окраинном морском бассейне в пределах хребтов или рифтовых долин.

ДИСКУССИИ, ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Петрогеохимические исследования показали, что кембрийские и раннекембрийские вулканы Агырек-Арсаланской аккреционной призмы, ранее сопоставляемые с базальтами второго океанического слоя [1, 11, 13, 5, 14 и многие др.], океанических островов [57] и континентальных рифтов [47], имеют петрологическое сходство с внутриплитными вулканами, характеризующимися общими геохимическими признаками базальтов производных смешанных компонентов ЕМІ+(ЕМІІ) и ЕМІ

соответственно.

Большинство исследователей [111] рассматривают компонент ЕМІ как индикатор переработанной субконтинентальной литосферой мантии, а ЕМІІ - как индикатор континентальной коры, включая и океанические осадки [82].

Высокие концентрации HFSE, REE и, прежде всего, Th, U, Pb [81] базальтов балкыбекской и карабулакской формаций не исключают их образование в пределах континентального сегмента задугового бассейна. На их образование над зоной субдукции указывают высокие значения отношений Th, Nb, Zr, флюктуации когерентных элементов (Cr, Ni, Co) и магния.

Высокая доля сиалического компонента в составе дарривилских high-Zr щелочных базальтов указывает на значительный объем отслоившейся нижней части мантии континентальной литосферы, вовлеченной в конвективный поток [90]. Предполагается, что такие отслоения могут происходить в результате воздействия флюидов, отделяющихся от поддвигаемой океанической плиты в зону субдукции [107].

Таблица 2. Химический состав (мас. %) дарривилских базальтов (1-8) северо-западного склона гряды Маялжен, *дапингско*-дарривилских шошонит-латитовых вулканитов (9-27) гор Толпак и диабазов, долеритов и бонинитов района гор Косгомбай (28-30), северных отрогов гор Кызылтумсык (31-33) и подножья гор Толпак (34-38), западного склона Агырекских гряд (39-40), вендско-кембрийских карабулакских вулканитов гор Токай (41-57)

№пр.	P1/2	P1/5-1	P1/5-2	P1/6	P1/7	P1/8	P1/9	P1/10	109-1	1076-2	109-3
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	53,05	56,2	55,7	49,81	44,76	47,87	45,82	43,51	47,71	49,23	49,79
TiO ₂	1,2	1,06	1,02	0,92	0,85	0,86	1,62	2,55	0,92	0,70	0,90
Al ₂ O ₃	13,81	16,51	16,81	16,09	14,82	15,86	15,25	15,71	15,90	14,76	16,21
Fe ₂ O ₃	10,65	6,80	6,73	11,13	9,69	9,37	11,93	18,42	6,71	4,11	5,89
FeO	5,90	1,24	1,14	3,54	1,50	2,31	6,06	8,25	6,55	7,11	6,29
MnO	0,15	0,20	0,19	0,16	0,19	0,26	0,16	0,24	0,19	0,16	0,15

MgO	5,39	2,61	2,43	4,60	3,44	6,70	5,17	7,06	5,21	6,04	4,02
CaO	6,25	4,06	4,13	12,14	11,99	8,87	6,85	3,12	7,57	6,22	8,40
Na ₂ O	2,70	5,00	4,70	0,64	4,44	3,00	4,70	1,30	3,30	3,40	3,60
K ₂ O	0,33	2,96	2,98	0,05	0,11	0,20	0,28	3,26	1,50	2,40	1,65
P ₂ O ₅	0,15	0,091	0,099	0,09	0,074	0,079	0,26	0,28	0,47	0,55	0,47
П.п.п.	5,43	4,48	4,52	4,17	8,60	6,71	6,84	4,42	3,07	3,86	2,68
Сумма	105,01	101,21	100,45	103,34	100,46	102,09	104,94	108,11	99,10	98,54	100,05
CO ₂	1,80	2,46	2,20	0,10	5,98	2,15	3,47	0,10	0,20	0,88	0,20
Собщ.	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,02	0,005	0,02

Таблица 2. (Продолжение 1)

№пр.	109-10б	109-10а	109-6	109-14а	109-14б	1054-1	1073-1	109-4	109-12	1075-2	109-2
П.№	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	49,84	50,42	50,69	51,20	51,63	52,06	52,42	53,62	53,49	53,75	54,54
TiO ₂	0,80	0,77	0,75	0,85	0,85	0,72	0,82	0,80	0,80	0,88	0,90
Al ₂ O ₃	15,27	15,11	14,16	16,36	16,17	17,70	14,48	13,53	15,27	14,81	15,21
Fe ₂ O ₃	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
Na ₂ O	4,05	3,80	3,35	4,40	5,10	4,18	3,28	3,40	4,60	4,78	2,95
K ₂ O	2,0	2,95	1,15	4,75	1,35	1,84	1,36	2,40	0,80	2,10	2,70
P ₂ O ₅	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 ₂	0,53	0,25	4,93	0,20	0,53	0,20	0,24	2,55	0,25	0,79	0,20
Собщ.	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,006	0,005	0,028	0,005	0,005	0,02

Наиболее вероятной, на наш взгляд, геодинамической моделью образования кембрийских вулканитов карабулакской, нижнекембрийских базальтов балкыбекской формаций и дарривилских high-Zr щелочных базальтов, по-видимому, является магматическая деятельность, протекавшая под влиянием Азиатского холодного суперплюма [89], происхождение которого увязывается с продолжительными процессами субдукции океанической плиты под суперконтинент Гондвана. Эти процессы способствовали образованию интенсивно обводненной верхней мантии.

Важную роль в таких магматических системах играет морская вода, поставляемая в

зону субдукции океанической плитой [89]. Высокий уровень концентраций галогенов в морской воде может вызвать вторичную дифференциацию мантийного вещества [45], 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

Таблица 2. (Продолжение 2)

№пр.	1075-4	109-5	1082	1075-3	1076-1	590	518	34	661	668	661
П.№	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33
SiO ₂	54,65	54,74	54,65	57,00	58,15	52,19	52,43	49,62	55,27	58,94	50,31
TiO ₂	0,80	0,87	0,90	0,63	0,64	0,69	0,29	1,43	1,45	1,25	0,87
Al ₂ O ₃	14,65	14,64	15,74	14,81	15,77	15,45	10,83	14,66	15,28	15,23	16,55
Fe ₂ O ₃	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 ₂ O	3,10	3,75	3,25	3,54	3,64	4,26	2,1	3,30	6,40	5,80	3,94
K ₂ O	3,54	1,70	2,85	3,10	4,24	1,10	0,90	1,45	0,16	0,12	0,50
P ₂ O ₅	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 ₂	0,20	0,20	0,20	0,97	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20
Собщ.	0,006	0,008	0,005	0,005	0,010	-	-	-	-		

Таблица 2. (Продолжение 3)

№пр.	566	577-8	577	577-9	580-5	312	313	2564-1	2450	1-16	ПС370	ПС335
П.№	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45
SiO ₂	52,15	49,51	49,32	49,17	49,46	51,80	44,19	46,48	49,61	43,70	41,60	43,00
TiO ₂	1,33	1,15	1,00	1,18	1,40	2,26	1,32	1,06	1,14	3,05	3,30	3,20
Al ₂ O ₃	15,37	14,48	15,61	14,89	14,97	13,18	13,8	12,72	13,69	15,65	16,70	15,15
Fe ₂ O ₃	11,86	11,38	10,43	11,79	12,44	4,19	1,95	4,52	4,01	3,98	2,38	2,47
FeO						9,92	9,04	4,66	4,72	8,81	9,84	10,75
MnO	0,24	0,17	0,17	0,13	0,27	0,21	0,29	0,19	0,17	0,19	0,20	0,18
MgO	5,82	6,89	8,11	7,51	7,48	5,29	8,41	7,81	5,94	5,93	6,28	9,94
CaO	6,22	9,33	9,94	10,98	6,97	5,72	15,97	15,67	12,88	7,62	6,51	2,27
Na ₂ O	3,40	3,30	2,20	1,90	3,20	3,80	0,83	1,44	2,86	2,47	2,96	1,65
K ₂ O	1,30	0,60	1,05	0,70	1,11	0,62	0,10	2,05	1,98	1,19	1,77	2,48
P ₂ O ₅	0,14	0,10	0,08	0,10	0,12	0,16	0,12	0,50	0,30	0,73	0,62	0,61
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	6,84
Сумма	99,90	98,89	100,1	99,47	99,96	99,78	99,78	100,0	99,93	98,73	99,24	98,54
CO ₂						0,20	0,20					

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 ВАВВ и IAB.

Относительно повышенный уровень содержания Nb, а также невысокий уровень концентраций Y, Zr, Sr (рис. 8) и петрохимическая специализация ордовикских вулканитов указывают на их сходство с вулканитами котловины Сикоку и Марианского хребтов Филиппинского моря [102, 99].

В пределах Агырек-Арсаланской аккреционной призмы в настоящее время не известны примеры описания островодужных вулканитов производных DMM, столь характерных для внутриокеанических островодужных систем [77, 97], что исключает их сопоставление с внутриокеаническими островодужными комплексами Лау-Тонга-Кермадекского архипелага и Южно-Сандвичевых островов.

Широкий спектр магматических серий, относительно разновозрастных осадочно-вулканогенных террейнов Агырек-Арсаланской аккреционной призмы, свидетельствует об их перемещении из различных магматических центров задугового 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. Однако отсутствие в составе террейнов Агырек-Арсаланской аккреционной призмы вулканитов кислого состава и субэральных лав, дифференцированных от базальтов до риолит-дацитов известково-щелочной серии, столь характерных для сиалических бассейнов [41], не исключает их формирование в составе бассейна с симатическим или переходным типом фундамента.

Серпентинитовые меланжи, повсеместно ассоциирующие с ордовикскими вулканогенными комплексами, у озера Майсор (рис. 1(1)), в горах Агырек, Косгомбай, Кызылтумсык, Толпак (рис. 1(3)), содержат перидотиты и пироксениты с low-Al Crх, рудные хромиты и шпинелевые перидотиты с широкими вариациями хромистости (Cr#:0,52-0,82), что также подтверждает их надсубдукционную природу.

Изотопные данные по цирконам (480 млн. лет) габброноритов плутонических надсубдукционных офиолитов террейна Центральный Толпак [51] не согласуются с выводами о том [1, 58, 11, 12, 5, 14 и др.], что серпентинитовые меланжи Агырек-Арсаланской

аккреционной призмы представляли собой ранее океанический меланократовый фундамент, на котором накапливались вендско-раннекембрийские океанические базальты.

Исходя из современных представлений тектонической эволюции островодужных систем [110], можно предположить, что основной объем протерозойской и вендско-кембрийской океанической коры Центрально-Казахстанского сегмента Палеоазиатского океана был поглощен зонами субдукции. Его следы, вероятно, могли фрагментарно сохраниться в составе террейнов Богембай-Ангренсорской офиолитовой сутурной зоны, что с юго-востока обрамляет Экибастузский сектор Кендыкты-Шынгызской палео-островной дуги (рис. 1), имеющей общие черты вещественного сходства (табл. 3) с преддуговыми офиолитовыми меланжами [47], известными в составе островодужных систем Марианского типа.

Например, в горах Балааркалык (рис. 1(9)) встречаются тектонические покровы дифференцированных базальтов, которые геохимически аналогичны OIB, и примитивных базальтов, имеющих геохимические черты сходства с MORB (табл. 3). Высокий уровень FeO общ>11,41%, TiO₂ (2,2-2,3 %) и характер распределения основных петрогенных окис-лов не исключает их петрогеохимическую аналогию с WPB, однако отношения Nb/Y к Zr/Y (рис. 9) сближают их с NMORB.

Таблица 2. (Продолжение 4)

№пр.	ПС398	4-146	3	2452	4-115	2640	2620-1	2757	4-18д	СП-2	13	14
П.№	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57
SiO ₂	43,70	49,14	50,83	50,20	50,71	49,63	45,82	51,57	50,43	51,27	67,20	58,00
TiO ₂	2,56	2,58	2,03	3,20	1,65	1,00	1,93	1,74	1,95	1,32	0,36	1,40
Al ₂ O ₃	17,30	13,29	14,07	13,95	12,45	14,11	16,12	17,77	17,33	15,60	15,71	14,00
Fe ₂ O ₃	1,66	9,92	2,88	10,42	10,51	2,74	9,21	3,98	6,42	3,42	0,56	2,54
FeO	10,58	7,40	9,00	2,92	2,86	6,75	2,72	4,20	3,46	5,57	4,72	7,04
MnO	0,14	0,20	0,18	0,19	0,19	0,17	0,23	0,12	0,15	0,13	0,10	0,12
MgO	5,76	5,77	6,34	3,20	8,10	8,32	6,65	5,72	3,15	7,13	1,26	4,86
CaO	3,64	4,87	10,42	6,95	7,10	8,39	6,48	8,26	9,66	6,79	1,71	4,26
Na ₂ O	2,86	3,80	2,23	3,43	3,60	3,60	2,68	3,48	4,67	4,56	4,08	2,50
K ₂ O	3,31	0,10	0,82	1,37	0,19	0,16	2,63	1,37	0,91	0,44	2,50	1,16
P ₂ O ₅	0,57	0,24	0,23	0,90	0,17	0,67	0,54	0,20	0,34	0,11	0,11	0,09
П.п.п.	6,53	2,78	0,91	2,29	2,08	3,24	4,14	1,58	2,54	2,81	1,18	3,62
Сумма	98,61	100,06	99,94	99,02	99,61	98,78	99,15	99,99	101,01	99,15	99,49	99,59
CO ₂					0,26					0,52		
Nb (г/т)		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						

Таблица 3. Химический состав (мас. %) и содержание микроэлементов (г/т) в дифференцированных (1-5), примитивных базальтах (6-8) тектонических покровов и в примитивных островодужных базальтах (9-11), дифференцированных островодужных вулканитах (12-14) из серпентинитового меланжа района озера Ангресор

№ пр.	2128-1	2128-2	2128-3	2128-4	2128-5	1121-1	1121-2	1121-3	9-76	9-81
П.№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	43,10	42,00	42,90	44,90	38,80	45,20	45,39	45,10	46,91	46,95
TiO ₂	2,64	3,58	2,95	2,64	2,33	2,30	2,20	2,10	0,55	0,51
Al ₂ O ₃	13,85	16,10	15,10	14,00	12,50	15,70	15,84	15,60	16,59	16,40
Fe ₂ O ₃	8,15	10,87	8,87	7,90	8,67	5,10	4,80	5,25	11,14	11,10
FeO	7,25	5,63	5,63	6,90	5,03	7,16	7,09	7,34	4,03	4,08
MnO	0,15	0,15	0,14	0,14	0,14	0,18	0,17	0,18	0,38	0,25
MgO	3,51	3,20	3,46	3,78	4,14	7,40	7,02	7,65	10,13	10,25
CaO	7,29	5,02	6,99	6,84	11,80	9,76	9,87	9,60	2,56	2,70
Na ₂ O	2,53	3,90	2,75	2,40	1,80	2,30	2,26	2,24	1,81	1,95
K ₂ O	0,75	1,23	1,00	0,65	0,95	0,25	0,30	0,28	3,19	3,24
P ₂ O ₅	0,94	0,82	0,86	0,50	0,55	0,30	0,29	0,28	0,05	0,05
П.п.п	10,30	8,06	9,75	9,82	13,45	4,65	4,35	4,40	1,85	1,90
Сум.	100,46	100,56	100,40	100,47	100,16	100,30	99,58	100,02	99,19	99,38
Li(г/т)	25	24	24	25	24					
Rb	15	17	17	15	7	2	2	1,2		
Y	19	27	19	21	22	35	40	37	-	-
Zr	76	120	94	76	100	110	100	104	40	44
Nb	12	23	17	14	15	3	4	3	6	7
Cr	10	10	10	10	18	110	120	105	250	240
Ni	30	26	18	15	22	90	100	95	50	55
Sr	96	120	130	96	190	100	110	94	350	370

Таблица 3. (Продолжение 1)

№ пр.	924	459	489-1	489
П.№	11	12	13	14
SiO ₂	51,55	46,80	53,36	58,17
TiO ₂	0,52	0,43	0,50	0,53
Al ₂ O ₃	12,80	13,10	17,85	15,32
Fe ₂ O ₃	4,39	3,95	8,58	7,32
FeO	4,12	3,43	0,84	1,10
MnO	0,19	0,12	0,11	0,074
MgO	8,27	4,89	2,28	2,79
CaO	10,08	10,85	7,74	6,51
Na ₂ O	2,60	4,54	4,88	4,54
K ₂ O	2,66	0,14	0,10	0,10
P ₂ O ₅	0,10	0,067	0,042	0,11
П.п.п	1,25	11,11	3,40	3,62
Сум.	98,53	99,43	99,68	100,18
Li(г/т)				
Rb				
Y	17	20	20	10
Zr	48	100	100	100
Nb	8	5	5	8
Cr	304	200	800	400
Ni	65	80	100	100
Sr	370	160	49	34

Такие комплексы могут отражать состав фундамента как окраинного бассейна, становление которого геодинамически можно сопоставить с проявлением внутриплитного магматизма, широко проявленного в пределах кайнозойских окраинных морей Западно-Тихоокеанского побережья, так и Палеоазиатского океана, чему не противоречит их аналогия с вулканитами Восточно-Тихоокеанского поднятия [47].

Если принять во внимание палеомагнитные данные по вулканитам Кендыкты-Шынгызской палеоостровной дуги и базальтам Майкаинского террейна [2], отражающего состав сиалического задугового бассейна [45], то ширина такого морского акватория не превышала 2 тысячи километров, если не учитывать вероятность косоугольного схождения этих блоков.

Отсутствие в составе Богембай-Ангресорской офиолитовой сутуры террейнов NMORB можно объяснить также тем, что в аккреционных призмах океан/континент (островная дуга) сохраняются только фрагменты океанических островов при условии, если субдуцированная океаническая плита полностью поглощена мантией, включая и ее срединный хребет. Модели формирования таких аккреционных зон неоднократно обсуждались раньше [25].

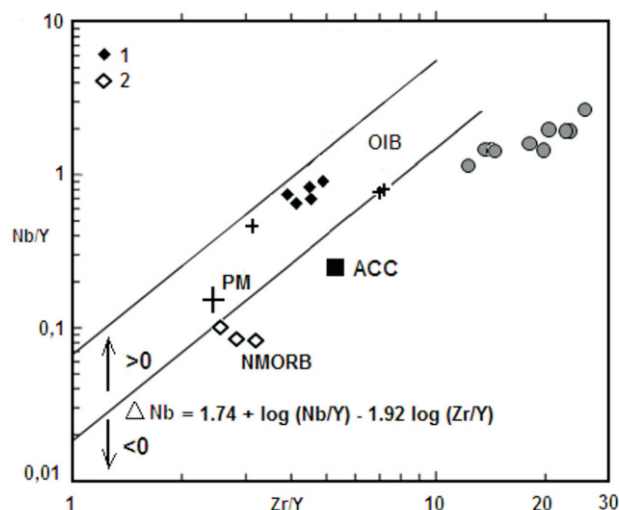


Рис. 9. Диаграмма отношений Nb/Y-Zr/Y [74].

PM – примитивная мантия и ACC – средний состав континентальной коры [105]. 1-2 – базальты подножья гряд Балааркалык: 1 – миндалекаменные, 2 – афировые. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

Также не исключено, что „океанические базальты“, которые, как правило, относят к Палеоазиатскому океану [26, 40, 87 и многие другие], вообще отсутствовали в пределах палеозойда Центрального Казахстана.

Не известны базальты второго океанического слоя и в составе Джалаир-Найманской офиолитовой зоны Чу-Илийской верхнеордовикской аккреционной призмы. Пиллоулавы ащисуйской свиты (ϵ_2), в состав которой входят low-Ti спилиты, базальты и андезитовые базальты, по петрохимическому составу [54] близки вулканитам спрединговых задуговых бассейнов. На надсубдукционную природу офиолитов Джалаир-Найманской зоны указывают и хромиты из расслоенного разреза габбро-перидотитового Андасайского террейна [54]. В сопряженной с ней Сарытумской зоне совместно с high-Ti базальтами жалгызской (ϵ_2 - O_2) и бурултаской формаций (O_2), имеющими явные черты сходства с внутриплитными базальтами, ассоциируют террейны кремнистых, кремнисто-карбонатных, кремнисто-терригенных комплексов, с которыми пространственно ассоциируют барито-свинцово-цинковые и баритополиметаллические месторождения. Высокий уровень концентрации свинца [54] в этих рудах свидетельствует по [78], что их содержащие комплексы сформировались в пределах энсиалических задуговых бассей-

нов. Присутствие эклогитов, тесно сопряженных с офиолитами Джалаир-Найманской зоны [43], и террейнов докембрийских метаморфических комплексов не исключает аналогию этих структур с фрагментами островодужной системы Японского типа [110].

Проблематично выглядит и сопоставление базальтов ерейментауской серии (ϵ_1), широко известных в составе Ерейментау-Найманжальской средне-верхнеордовикской аккреционной призмы, с базальтами второго океанического слоя. Здесь так же, как и в пределах Сарытумской зоны, встречаются террейны low- и high-Ti базальтов [38, 29, 12]. High-Ti базальты жельтауской формации ерейментауской серии, обладающие петрохимическим сходством с внутриплитными базальтами, сопоставляются как с OIB [12], так и с CRB [29], а low-Ti базальты тиесской формации (O_2), имеющие также плюмовые составляющие, относятся к MORB [12] или к формации континентальных траппов [29]. В тектонически сопряженных с ними фтанитах кремнистого разреза акдымской серии (ϵ_3 - O_2) встречаются отдельные пропластки ванадиеносных сланцев, реже фосфоритов и железомарганцевых руд [39], что не исключает их сопоставление с отложениями как континентального склона и подножья [2, 29, 4], так и окраинных морей [29].

В пределах Джунгаро-Балхашской складчатой системы офиолиты обнажаются в составе Тектурмасской и Итмуруды-Тюлькуламской аккреционных призм, где их океаническое происхождение также гипотетическое [20].

Плюмовые базальты карамурунской формации (O_{1-2}) Тектурмасской верхнеордовикско-нижнесилурийской аккреционной призмы [37] по комплексу петрогеохимических признаков наиболее близки вулканитам энсиалических окраинных бассейнов [61]. В составе серпентинитового меланжа встречаются будины хромитов, диабазов с внутриплитными геохимическими признаками и островодужных вулканитов, близких по составу бонинитам, но нет диабазов и базальтов аналогов MORB, что исключает присутствие океанической коры в составе энсиалического бассейна. Северней Тектурмасской зоны вскрываются офиолиты

Базарбайской зоны, залегающие в основании Нуринско-Карасорского преддугового прогиба Девонской вулканоплутонической дуги [2, 45].

В составе Итмуруды-Тюлькуламской верхнеордовикско-верхнедевонской аккреционной призмы известны плюмовые high-Zr вулканиты итмурудинской формации (O₂), которые по геохимическому составу [19] близки вулканитам подводных хребтов активных континентальных окраин. Сопровождающие их серпентинитовые меланжи содержат метаморфические комплексы высоких давлений с возрастным интервалом от 390 млн. лет до 466 млн. лет [19, 20]. Такие метаморфические комплексы широко известны в составе серпентинитовых меланжей островных систем Кордильерского типа [110].

Приведенный выше краткий обзор офиолитов аккреционных призм Центрального Казахстана показал, что в их составе так же, как и в составе Агырек-Арсаланской аккреционной призмы, широко развиты дифференцированные островодужные вулканиты и базальты с геохимическими признаками внутриплитного происхождения, но полностью отсутствуют MORB и генетически связанные с ними полезные ископаемые.

Не менее экзотическим выглядит и присутствие в составе аккреционных призм палеозойского Центрального Казахстана террейнов интенсивно дислоцированных конденсированных силицитов, ассоциирующих с офиолитовыми меланжами надсубдукционного типа [45], которые до их признания неотъемлемой частью офиолитовой триады относились к кремнистой глубоководной формации палеозойского Центрального Казахстана. 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. Силициты, повсеместно картируемые в пределах аккреционных призм и сутурных зон Центрального Казахстана, фиксирующих области схождения тектонических плит, не содержат продукты магматической

деятельности, синхронно протекающей в пределах смежных островодужных систем.

Исходя из современных представлений тектономагматической эволюции островодужных систем [110], 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.

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 задранная часть срединно-океанического хребта [25].

Тем самым становится очевидным, что в пределах аккреционных призм палеозойского 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.

Широкое географическое распространение дифференцированных базальтов с внутриплитными характеристиками указывает на глобальное проявление раннепалеозойского плюмового магматизма, формирующегося в субдукционных обстановках конвергентных зон перехода континент/океан или континент/окраинное море в пределах Центрального Казахстана.

Важно отметить, что палеомагнитные данные [53, 27] по кремнисто-вулканогенным комплексам Тектурмасской, Итмуруды-Тюлькуламской аккреционных призм, паравтохтона Ткенекты Агадырского окраинного бассейна, паравтохтона Караулчеку Баянаула-Акшатауского преддугового прогиба и Майкаинского террейна также не подтверждают широкоамплитудные широтные перемещения ордовикских комплексов в

пределах внешней зоны поздних «каледонид» и «герцинид» Центрального Казахстана.

Палеогеографическое распространение нижнепалеозойской микрофауны и фауны Центрального Казахстана [75, 100, 101], критический анализ палеомагнитных данных ордовикских осадочно-вулканогенных комплексов [62] указывают на их нахождение в южных широтах в области влияния Балтоскандийского и Западно-Гондванского бассейнов.

Это дает основание усомниться в правомерности вывода [27], что нижнепалеозойские структуры будущего

Казахстанского микроконтинента формировались в пределах внутриокеанических островодужных систем между Сибирью и Восточной Гондваной.

Наиболее вероятной моделью формирования казахстанид северо-востока Центрального Казахстана, по-видимому, является их образование в пределах островодужных систем, вероятно Марианского типа, сопряженных с разнонаправленными зонами субдукции, обрамляющими западную окраину Западной Гондваны, где магматические процессы протекали под влиянием Азиатского нижнепалеозойского холодного суперплюма.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарят И. В. Глухана (Ейск, Россия), В. И. Серых (Караганда, Казахстан) за любезно предоставленную базу данных по петрогеохимии кембрийских базальтов северо-востока Центрального Казахстана, а также за конструктивную и доброжелательную критику настоящей статьи. Особую благодарность авторы выражают М. С. Гранкину (Караганда, Казахстан) за содействие в организации полевых работ по исследованию офиолитов Центрального Казахстана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антонюк Р. М. Океаническая кора эвгеосинклинальной области востока Центрального Казахстана // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., 1974.
2. Антонюк Р. М., Евсеенко Р. Д., Степанец В. Г., Гранкин М. С., Мальченко Е. Г. 1995. Геодинамическая карта Казахстана. Серия Центрально-Казахстанская. Масштаб 1: 1500000. Караганда: Фонды МТД «Центрказнедра», 1995. 251 с.
3. Антонюк Р. М., 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.
4. Антонюк Р. М., Евсеенко Р. Д., Васюков Ю. А. Геодинамика и условия накопления кремнистых толщ Центрального Казахстана. // Геонауки в Казахстане. МГК-32. Доклады Казахстанских геологов. 2003. С. 60-65.
5. Антонюк Р. М., Евсеенко Р. Д., Хамзин Б. С., Исмаилов Х. К., Выползов В. Л., Маслова И. Г. Офиолитовые комплексы Центрального Казахстана // Геология и охрана недр. 2009. С. 36-45.
6. Высоцкий С. В. Офиолиты островодужных систем Тихого океана: критерии типизации // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Материалы Международной научной конференции (XII Чтения памяти А. Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 6-12.
7. Глухан И. В., Серых В. И. Кларки горных пород Центрального Казахстана // Геология Казахстана, 2003, № 3.
8. Гридина Н. М., Машикова Т. В. Конодонты в кремнисто-терригенных толщах Атасуйского антиклинория // Изд. АН СССР, сер. геол., 1977, 6. С.12-18.
9. Гридина Н. М. Конодонты в кремнистых отложениях северо-востока Центрального Казахстана // Геонауки в Казахстане. МГК-32. Доклады Казахстанских геологов. 2003. С. 135-140.
10. Дегтярев К. Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойской окраины в Казахстане. М.: Наука, 1999. 119 с.
11. Дегтярев К. Е., Рязанцев А. В. Кембрийская коллизия дуга-континент и геодинамика палеозойского Казахстана // Проблемы тектоники Центральной Азии. М: ГЕОС, 2005. С.61-126.

12. Дегтярев К. Е., Рязанцев А. В. Модель кембрийской коллизии дуга–континент для палеозойского Казахстана // Геотектоника, 2007, № 1. С. 71-96.
13. Дегтярев К. Е., Лучицкая М. В., Котов А. Б., Третьяков А. А., Шатагин К. Н. Фрагменты кембрийских океанических плато в структуре аккреционных комплексов Предчингизья (Восточный Казахстан) // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. М.: ГЕОС, 2008. Т. 1. С. 252-257.
14. Дегтярев К. Е. Каледониды Казахстана и Северного Тянь-Шаня: строение, тектоническая эволюция и процессы формирования континентальной коры. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. М., 2010. 46 с.
15. Двойченко Н. К., Абаимова Г. П. Конодонты и биостратиграфия вулканогенно-кремнистых толщ палеозоя Ц. Казахстана // Труды Института геологии и геофизики. Новосибирск: Наука, 1986. С. 160-177.
16. Дмитриев Л. В., Соколов С. Ю., Мелсон В. Г., О'Хирн. Плюмовая и спредингвая ассоциации базальтов и их отражение в петрологических и геофизических параметрах северной части Срединно-Атлантического хребта, Российский журнал наук о Земле, 1999, 1, (6). С. 457-476.
17. Дубинина С. В. Зональная стратиграфия пограничных отложений кембрия и ордовика Казахстана по конодонтам: Автореф. дисс. канд. геол. – минер. наук. М., 1990. 25 с.
18. Ергалиев Г. Х., Мясников А. К., Никитин И. Ф. и др. Новые данные по палеозою Семипалатинского полигона // Геология Казахстана, 1998. № 4. С. 11-32.
19. Ермолов П. В. Итмурундинский меланж и проблема жадеитов // Офиолиты Казахстана. Караганда: УТ «Офсет». 1990. С. 11-49.
20. Ермолов П. В. Новый взгляд на происхождение офиолитовых поясов Казахстана // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2008. № 1. С. 76-85.
21. Жаутиков Т. М., Кленина Л. Н., Ившин Н. К. 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.
22. Жилкайдаров А. М. Конодонты и стратиграфия вулканогенно-кремнистых отложений ордовика Юго-Западного Предчингизья: Автореф. дис. канд. геол. – минер. наук. Новосибирск, 1991. 18 с.
23. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 232 с.
24. Ившин Н. К. Биостратиграфия и трилобиты нижнего кембрия Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1978. 107с.
25. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262с.
26. Короновский Н. В., Якушова А. Ф. Основы геологии. Москва, Изд-во "Высшая школа", 1991. <http://web.ru/db/msg.html?mid=1163814>
27. Куренков С. А., Диденко А. Н., Симонов В. А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 С.
28. Курковская Л. А. Комплекс конодонтов из кремнистых и вулканогенных отложений ордовика Центрального Казахстана // Геология раннегеосинклинальных комплексов Ц. Казахстана, МГУ, 1985. С. 164-177.
29. Магретова Л. И. Магматизм и минералогия зон сочленения Ерментауского и Бозша-кольского антиклинориев (Северо-Востока Центрального Казахстана). Автореф. дис. канд. геол.- мин. наук. АН РК. Алматы, 1999. 24. с.
30. Мазуров А. К. Металлогеническое районирование Казахстана. Известия Томского политехнического университета. 2005. Т. 308. № 4. С. 33-39.
31. Никитина О. И., Толмачева Т. Ю., Рязанцев А. В. Стратиграфия, районирование и основные типы палеобассейнов ордовика северной Бетпак-Далы (Центральный Казахстан) // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2008. № 6. С. 8-23.
32. Никитин И. Ф., Жилкайдаров А. М., Фрид Н. М. Ордовикские кремнисто-базальтовые комплексы Юго-Западного Предчингизья // Изв. АН РК. Сер. геол. 1992. № 4. С. 57-70.
33. Никитин И. Ф., Гридина Н. М., Жилкайдаров А. М. и Степанец В. Г. О возрасте кувской свиты и районирование ордовикских отложений Западного Предчингизья // Геология Казахстана, 1995. № 2. С. 32-41.
34. Никитин И. Ф. Ордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы Казахстана // Геология и геофизика, 2002. Т. 43. С. 512-527.
35. Новикова М. З., Герасимова Н. А., Дубинина С. В. Конодонты из вулканогенно-кремнистого комплекса Северного Прибалхашья // Докл. АН СССР, 1983. Т. 271, № 6. С. 1449-1451.
36. Новикова М. З., Герасимова Н. А., Курковская Л. А., Степанец В. Г. и 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.

37. Новикова М. З., Герман Л. Л., Кузнецов И. Е., Якубчук А. С. Офиолиты Тектурмасской зоны // Магматизм и рудоносность Казахстана. Алма-Аты: Гылым. 1991. С. 92-102.

38. *Объяснительная записка*. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаба 1: 500 000. Серия Центрально-Казахстанская. А-А. 1981. 324с.

39. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника, 1969. № 4. С. 5-23.

40. Печерский Д. М., Диденко А. Н. Палеоазиатский океан: Петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.

41. Сондерс А. Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах. Геология окраинных бассейнов. Москва: Мир, 1987. С. 102-133.

42. Сеитов Н. С. Тектоника плит и офиолитовые зоны Казахстана (принципы умеренного мобилизма). Алма-Ата: Гылым, 1988. 112 с.

43. Смирнов А. В., Федоренко О. А. Геологическая позиция, вещественный состав и геодинамическая интерпретация офиолитов основной сутурной зоны Казахстанского палеоконтинента // Офиолиты: геология, петрология, металлогения и геодинамика. Материалы Международной научной конференции (XII Чтения памяти А. Н. Заварицкого). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 234-238.

44. Степанец В. Г. Два типа офиолитовых ассоциаций северо-востока Центрального Казахстана // Петрология и минералогия Казахстана: Тез. Док. А-Ата: Наука. 1988. С. 78-81.

45. Степанец В. Г. Офиолиты северо-востока Центрального Казахстана. Нордерштетт. БОД. 2008а. 172с.

46. Степанец В. Г. Проблема офиолитовых террейнов Казахстана (на примере гор Толпак) // Офиолиты Казахстана. Караганда: УТ «Офсет». 1990. С. 50-65.

47. Степанец В. Г. Петрология и геологическая позиция офиолитов Северо-Востока Ц. Казахстана: Дисс. канд. геол.- мин. наук. ИГН АН РК. Алма-Ата, 1992. 325 с.

48. Степанец В. Г., Гридина Н.М., Коник В. Е. Верхнеордовикские олистостромы и стратиграфия вулканогенно-кремнистых комплексов гор Агырек и Косгомбай (Центральный Казахстан) // Геология Казахстана. 1998. №1. С. 12-23.

49. Степанец В. Г. Составы шпинелидов как индикаторы геодинамических обстановок надсубдукционных мафит-ультрамафитов (на примере офиолитов Центрального Казахстана) // Металлогения древних и современных океанов-2007. Гидротермальные и гипергенные рудоносные системы. Т. I. Научное издание. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007. С. 60-67.

50. Степанец В. Г. Тектоника, геохимия и генезис лланвирнских суперплюмов офиолитов Казахстана // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2008в. № 6. С. 30-38.

51. Степанец В. Г. Генезис надсубдукционных офиолитов аллохтона Центральный Толпак (северо-восток Центрального Казахстана) // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2010. № 5. С. 4-15.

52. Стецюра М. М. Петрохимические критерии петрогенеза базальтов Акшатауской структурно-формационной зоны // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2006. №2. С. 15-21.

53. 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.

54. Чу-Илийский рудный пояс: Геология Чу-Илийского района. Алма-Ата: Наука. 1980. 504 с.

55. Филиппова И.Б., Буш В. А., Диденко А. Н. Среднепалеозойские субдукционные пояса - ведущий фактор формирования структуры Центрально-Азиатского покровно-складчатого пояса. Российский журнал наук о Земле. Том 3, № 6, Декабрь 2001.

<http://elpub.wdcb.ru/journals/rjes/rus/v03/rje01073/rje01073.htm#chap04>

56. Харленд У. Б., Кокс А. В., Ллевеллин П. Г., Пиктон К. А. Г. и др. Шкала геологического времени. М.: Мир, 1984. 140 с.

57. Хераскова Т. Н. Венд-кембрийские формации каледонид Азии. М.: Наука, 1986. 248 с.

58. Хераскова Т. Н. Геодинамика и палеогеография в Палеоазиатском океане и на его окраинах в вендераннем кембрии // Тектоника Азии. Тезисы совещания. М.: Геос, 1997. С. 243-245.

59. Цай Д. Т., Никитин И. Ф., Аполлонов М. К., Попов Л. Е., Толмачева Т. Ю. О возрасте вулканогенно-кремнистых толщ Кокчетавского и Шатского массивов и их обрамления // Геология Казахстана, 2001 вып. 2. С. 4-12.

60. Шенгер А. М. Дж., Натальин Б. А., Буртман В. С. Тектоническая эволюция Алтаид // Геол. и геофиз. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 41-58.

61. Якубчук А. С. Тектоническая позиция и строение офиолитов Центрального Казахстана на примере

Тектурмасской и юго-западной части Майкаин-Кызылтасской зоны: Автореферат дис. канд. геол.-минер. наук. М.: Изд-во МГУ, 1991. 16 с.

62. Alexyutin, M. V. Paleotectonic history of Kazakhstan during the Paleozoic. The Dissertation. Munchen. 2005. 91p.

63. Azer, M. K., Stern, R. J. Neoproterozoic (835–720 Ma) serpentinites in the Eastern Desert, Egypt: fragments of forearc mantle // J. Geol. 2007. V. 115. P. 457–472.

64. Beccaliva, L., Girolamo, P. D., Macciotta, G., Morra, V. Magma affinities and fractionation trends in ophiolites. *Ofioliti*. 1983. V. 8, № 3. P. 307-324.

65. Brongniart, A. Sur le gisement ou position relative des ophiolites, euphotides, jaspes, etc. dans quelques parties des Apennins: *Annales des Mines*, Paris, 1821. V. 6. P. 177–238.

66. Cameron, W. E., Nisbet, E. G., Dietrich, V. J. Boninites, komatiites and ophiolitic basalts // *Nature*. 1979. V. 280. P. 550-553.

67. Carracedo, J. C., Badiola, E. R., Guillou, H., de la Nuez, J., Perex Torrado, F. J. Geology and volcanology of La Plama and El Hierro, western Canaries. *Estudios Geol Museo Nac Ciencias Nat*, 2001. V. 57. P. 175-273.

68. Churikova, T., Dorendorf, U., Worner, G. Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation. *J. Petrology*. 2001. V. 42. № 8. P. 1567-1593.

69. Dick, H. J. B. Abyssal peridotites, very slow spreading ridges and ocean ridge magmatism. In: 70. Sanders A. D. & Nirry M. J. (eds) *Magmatism in the Octan Basins*. Geological Society, London, Special Publication 1989. V. 42. P. 71-105.

70. Dietz, R. S. Alpine serpentinites as oceanic rind fragments. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 74: P. 947-952.

71. Dobretsov, N. L., Berzin, N. A and Buslov, M. M. Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian Ocean, *Inter. Geol. Rev.*, 1995. V. 37 P. 335-360.

72. Dupuy, C., Barseczus, H. G., Dostal, J., Vidal, P., Liotard J. M. Subducted and recycled lithosphere as the mantle source of ocean island basalts from southern Polynesia, central Pacific. // *Chemical Geology*, 1989. 77. P. 1-18.

73. Ewart, A. & Bryan, W. B. Petrography and geochemistry of the igneous rocks from Eua, Tongan Islands. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83. 1972. P. 3281-3298.

74. Fitton, J. G. The OIB paradox, in Foulger, G. R., and Jurdy, D. M., eds., *Plates, plumes, and planetary processes*: Geological Society of America. 2007. Special Paper 430. P. 387-412.

75. Fortey, R. A. & Cocks, L. R. M. Palaeontological evidence bearing on global Ordovician-Silurian continental reconstructions. *Earth-Science Reviews*. 2003. 61. P. 1-63.

76. Gass, I. G. Is the Troodos massif of Cyprus a fragment of Mesozoic ocean floor? *Nature*, 1968, V. 220. P. 32–42.

77. 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. V. 135. P. 471-485.

78. Herzig, P. M., Petersen, S. Polymetallic Massive Sulphide Deposits at the modern Seafloor and their Resource Potential // *International Seabed Authority*, 2000. P. 7-35. ^

79. Hess, H. H. Serpentines, orogeny and epeirogeny: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 62, 1955. P. 391-408.

80. Hess, H. H. Evolution of ocean basins. Report to Office of Naval Research. Contract No. 1858(10), NR 081–067, 1960. 38 S.

81. Hofmann, A. W., Jochum, K. P., Seufert, M., White, W. M. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution // *EPSL*, 1986. V. 79. P. 33-45.

82. Hofmann, A. W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // *Nature*. 1997, 385. P. 219-229.

83. Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*. 1971. V. 8. P. 523–548.

84. Ishii, T., Robinson, P. T., Maekawa, H. & Fiske R. Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc, Leg 125. In: Fryer P., 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.

85. Johnson, K. T. M., Dick, J. B., Shimizu N. Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites, *J- Geophys. Res.*, 1990. 95. P. 2661-2678.

86. Jung, C. Geochemische und Isotopen – geochemische Untersuchungen an tertiären Vulkaniten der Hocheifel – Ein Beitrag zur Identifizierung der Mantelquellen von Rift – bezogenen Vulkaniten. Dissertation. Marburg. 2003. 132 s.

87. *Kheraskova, T. N., Didenko, A. N., Bush, V. A., Volozh, Y. A.* The Vendian–Early Paleozoic history of the continental margin of Eastern Paleogondwana, Paleoasian Ocean, and Central Asian Foldbelt. *Russian Journal of Earth Sciences*. 2003. V. 5. P. 165–184.
88. *Kilian, R.* Magmatismus und Stoffkreislauf an aktiven Kontinentalrandern, untersucht am Beispiel der südlichen Anden // *Zeitung. Dt. geol. Ges.*; 1997. V. 148/1. S. 105-152.
89. *Maruyama, S.* Plume tectonics, *J. Geol. Soc. Japan*, 1994. V. 100. P. 24–49.
90. *McKenzie, D., O'Nion, R. K.* Mantle reservoirs and ocean island basalts // *Nature*. 1983. V. 301. P. 229-231.
91. *Meschede, M.* A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb–Zr–Y diagram. *Chemical Geology*. 1986. 56. P. 207–218.
92. *Miyashiro, A.* The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1973. 19. P. 218-224.
93. *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*, 2000. V. 327. № 3. P. 157-171(15).
94. *Pearce, J. A. & Cann, J. R.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*. 1973. 19. P. 290–300.
95. *Pearce, J. A.* Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J. & Norry, M.J. (eds) *Continental basalts and mantle xenoliths; papers prepared for a UK Volcanic Studies Group meeting at the University of Leicester*. Nantwich: Shiva Publ., 1983. P.230-249.
96. *Pearce, J., Lippar, d S.J., and Roberts, S.* Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites, in *Marginal Basin Geology*, edited by B. P. Kokelaar and M. F. Howells // *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 1984. V. 16. P. 77-94.
97. *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 Petrology*. 1995. V. 35. P. 1073-1109.
98. *Pearce, J. A., Norry, M. J.* Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to mineralogy and petrology*. 1979. V. 69. P. 33-47.
99. *Pearce, J. A., Stern, R. J., Bloomer, S. H., and Fryer, P.* Geochemical mapping of the Mariana arc-basin system: Implications for the nature and distribution of subduction components, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2005. V. 6. P.1-27.
100. *Popov, L. E & Holmer, L. E.* Cambrian-Ordovician lingulate brachiopods from Scandinavia, Kazakhstan, and South Ural Mountains // *Fossils and Strata*. 1994. V. 35. P. 1-156.
101. *Popov, L. E., Tolmacheva, T. J.* Conodont distribution in a deep-water Cambrian-Ordovician Boundary Sequence from South-Central Kazakhstan // *Ordovician Odyssey: Short Papers for the International Symposium on Ordovician System*. Las Vegas, Nevada, USA. 1995. P. 121-124.
102. *Sato, H., Machida, S., Kanayama, S., Taniguchi, H., Ishii, T.* Geochemical and isotopic characteristics of the Kinan Seamount Chain in the Shikoku Basin // *Geochemical Journal*, 2002. V. 36, pp. 519-526.
103. *Steinmann, G.* Die Ophiolithischen Zonen in dem mediterranean Kettengebirge. 14th Inter. Geol. Cong, Madrid.2, 1927. P. 638-667.
104. *Stern, R. J. & Bloomer, S. H.* Subduction Zone Infancy; Examples from the Eocene Izu-Bonin-Mariana and Jurassic California Arcs. *Geological Society of America*. 1992. Bulletin 104. P. 1621-1636.
105. *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. V. 42. P. 313-345.
106. *Tatsumi Y., Shinjoe H., Ishizuka H., Sager W. W., Klaus A.* Geochemical evidence for a mid-Cretaceous superplume // *Geology*. 1998. V. 26. №2. P. 151-154.
107. *Tatsumoto, M., Basu, A. R., Wankang, H.* Sr-Nd-Pb isotopes of ultramafic xenoliths in volcanic rocks of eastern China: enriched components EM I and EM II in subcontinental lithosphere // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1992. V. 113. P. 107-128.
108. *Tolmacheva, T. Yu., Degtyarev, K. E., Ryazantsev, A.V. and Nikitina, O. I.* Conodonts from the Upper Ordovician Siliceous Rocks of Central Kazakhstan // *Paleontological Journal*, 2009. Vol. 43, No. 11. P. 1498–1512.
109. *Wegener A.* Die Entstehung der Kontinent // *Geologische Rundschau*. 1912. Bd 3. S. 276-471.
110. *Xiao, W. J., Huang, B., Han, C., Sun, S., Li, J.* A review of the western part of the Altaids: A key to understanding the architecture of accretionary orogens // *Gondwana Research* 2010. V.18. P. 253–273.
111. *Zindler, A., Hart, S.* Chemical geodynamics. *Annu. Rev // Earth Planet Sci. Lett.* 1986. V. 14. P. 493-571.



СОСТАВЫ КЛИНОПИРОКСЕНИТОВ, СР-ШПИНЕЛИДОВ И ПРОБЛЕМЫ ИДЕНТИФИКАЦИИ ОФИОЛИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

*В. Г. СТЕПАНЕЦ, доктор естественных наук, г. Вильгельмсхафен, Федеративная Республика Германия;
Институт проблем освоения недр, г. Караганда, Республика Казахстан*

Орталық қазақстанның палеозойдың жаңғыш - қимді құрылымдарының шек қартирлейтін офиолит тіктерінің жыныстар океаниялық қабықтың құрамдарын тойтару қамтып қарсетпейді, бірақ субдукцияның аймағына бататын океаниялық тағталардан қырып алынған терең океаниялық тіңбалардың және аралдың қамты шығу тегінің магмалық жыныстарының тектоникалық қоспасы болады.

Породы офиолитовой триады, картируемые в пределах покровно-складчатых структур палеозой Центрального Казахстана, не отражают состав океанической коры, а представляют собой тектоническую смесь магматических пород островодужного происхождения и глубоководных океанических осадков, соскобленных с океанических плит, погружающихся в зоны субдукции.

There was explored the chemical composition of the clinopyroxenites, accessory and ore spinellides of the peridotites of the ophiolitic series of the north-east part of the Central Kazakhstan. There was made a conclusion that the massive materials of the Lower Paleozoic ophiolitic triad (peridotites, basalts and jaspers), plotted on within the fold-thrust structures of the Central Kazakhstan Paleozoic, represent not the Paleozoic oceanic crust consistence but a tectonical composition of the igneous rock of island-arc origin and deep-water ocean deposits scrapped out from the oceanic plates, plunging into subduction zones.

Введение в проблему

Благодаря интенсивному развитию в 60-е годы прошлого столетия основных положений тектоники литосферных плит [34], заложенных еще в начале двадцатого столетия немецким метеорологом А. Вегенером [51], офиолиты (перидотиты, габбро, диабазы и вулканогенные породы) стали интерпретировать как реликты океанической коры геологического прошлого [32, 17, 2]. Такое понимание природы офиолитов дало основание рассматривать зоны серпентинитовых меланжей в пределах Урало-Монгольского позднепротерозойско-палеозойского покровно-складчатого пояса как реликты структур Палеоазиатского океана [9]. В трехчленной модели строения океанической коры, т.н. «офиолитовая триада» Г. Штейманна [47], включающей перидотиты, базальты, силициты, породы мафит-ультрамафитового комплекса трактуются как меланократовый фундамент, на котором накапливаются

вулканогенные и осадочные толщи [11], в такой схеме перидотиты являются более ранними магматическими образованиями, чем «инициальные» диабазы и базальты [27].

В горах Толпак Р. М. Антюком [2] впервые был описан позднепротерозойский меланократовый фундамент палеозой Центрального Казахстана. В настоящее время это понятие широко используется многими геологами, изучающими офиолиты Центрального Казахстана [1, 15, 5, 12]. Особо следует отметить, что ни в одной из упомянутых выше работ не были приведены петрологические и геохимические доказательства океанической природы мафит-ультрамафитов раннепалеозойских офиолитовых комплексов Центрального Казахстана.

Одновременно с океанической гипотезой происхождения пород офиолитовой триады покровно-складчатых областей континентов стали разрабатываться модели их образования над зонами субдукции [43], позднее было

доказано, что офиолиты формируются в преддуговых и спрединговых задуговых бассейнах [14, 19, 18 и многие др.].

Принимая во внимание, что в настоящее время продолжает обсуждаться в печати стран СНГ только океаническая гипотеза [28, 6, 3] формирования нижнепалеозойских офиолитов Центрального Казахстана, автор предлагает рассмотреть составы породообразующих и акцессорных минералов перидотитов северо-востока Центрального Казахстана, имеющие явные признаки надсубдукционных офиолитов.

Актуальность рассмотрения данных по плутоническим породам офиолитов исследуемого района, ранее полученных автором [20], интересна и тем, что в последние годы благодаря систематизированному изучению геохимии пород вулканогенных комплексов офиолитов покровно-складчатых областей современных континентов показано преимущественно их надсубдукционное происхождение [42].

Не являются исключением и офиолиты Центрального Казахстана [20], которым характерна высокая степень геохимического сходства с островодужными и внутриплитными вулканитами, производными Палеоазиатского холодного суперплюма [25], генетически связанного с продолжительной субдукцией океанической коры под суперконтинент Гондвана [41].

Породообразующие минералы, акцессорные и рудные Cr-шпинелиды перидотитов и габброидов северо-востока Центрального Казахстана были изучены в лабораториях МГУ, ИГН НАН РК и БО АН СССР. По этим же образцам в ЦХЛ ПГО «Центрказгеология» и ГЕОХИ РАН были выполнены петрогенные компоненты и элементы-примеси, что позволило провести корреляцию данных, полученных ранее различными методами [21].

Пространственное распространение и геодинамическая природа офиолитов в структуре раннепалеозойских отложений северо-востока Центрального Казахстана показано на рис. 1, строение офиолитовых массивов представлено на рис. 2. Ниже дано краткое описание геологического строения, петрография и минералогия изученных офиолитовых террейнов. Агырек-Арсалан-

ская аккреционная призма. Ранее ее составляющие комплексы включались в состав Майкаин-Кызылтасского антиклинория [16].

На юго-западном окончании Агырек-Арсаланской призмы в горах Агырек (рис. 1, (1)) обнажаются тектонические покровы позднекембрийских-среднеордовикских глубоководных силицитов, флоских толеитовых островодужных базальтов, дарривилских щелочных базальтов и флоских-дарривилских туфогенно-кремнистых отложений, прослоенные серпентинитовыми меланжами, содержащими будины дунитов, гранатсодержащих гарцбургитов, габброидов, амфиболитов. Реже наблюдаются редкие будины хромитов, а также диоритов и плагиогранитов.

Гарцбургиты содержат низкожелезистый оливин ($Fe_{9,7-10,4}$). Cr-шпинелиды хромитовых дунитов отвечают high-Cr# (0,75-0,58 %) и умереннотитанистым ($TiO_2 < 0,29$ мас. %) феррихромпикотитам (табл. 1).

Террейн Центральный Толпак (рис. 2, b) обнажается у северных отрогов горы Толпак (рис. 1, (2)). В основании террейна вскрывается разрез (более 500 м) чередующихся серпентинизированных гарцбургитов (80 %) и дунитов (5-15 %), вебстеритов (5 %). Элементы магматической расслоенности лучше всего видны в Cr-шпинелевых кумулятивных дунитах. Cr-шпинелиды образуют ксеноморфные зерна. Полосчатый горизонт постепенно сменяется пачкой мафит-ультрамафитов (250 м), где переслаиваются верлиты, клинопироксениты, дуниты с тонкими параллельными прослоями кумулатов Cr-шпинелидов, габбронориты, цирконсодержащие габбронориты, завершают разрез дуниты и пойкилитовые гарцбургиты с прослоями верлитов. Выше, по-видимому, с послойным срывом наслаиваются габброиды мафитовой зоны (600 м), где чередуются габбронориты, роговообманковые, диопсидовые и оливковые габбро, которые на отдельных участках прослоены горизонтами анортозитов, клинопироксенитов и вебстеритов. В верхах зоны кварцевые диориты, трондjemиты и микродиориты сменяют гипабиссальные габброиды мафитовой зоны. Микродиориты и кварцевые диабазы слагают кровлю массива и образуют своеобразный расслоенный комплекс.

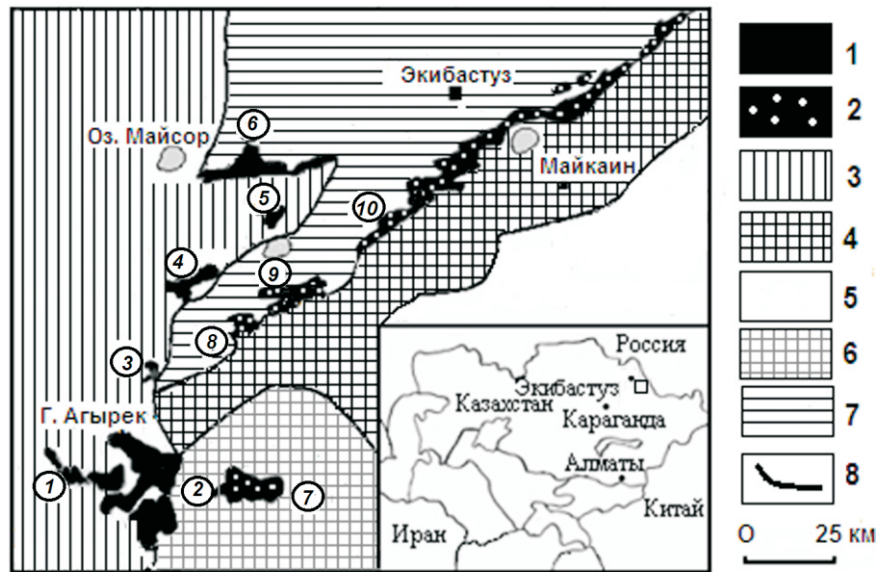


Рис. 1. Схема тектонического районирования нижнепалеозойских отложений северо-востока Центрального Казахстана: 1 – офиолиты задуговых спрединговых бассейнов, 2 – офиолиты преддуговых бассейнов, 3–7 – структурно-формационные зоны: 3 – Шакшанская с флишеидно-молассовым типом разреза (O_2-S_1); 4 – Ангренсорская с паравтохтонами вулканогенных комплексов (G_1-S_1), 5 – Аккудукская (O_3-S_1) с осадочно-вулканогенными террейнами (O_2Da), 6 – Баянаул-Акшатауская (O_3-S_1) с системой паравтохтонов преддуговых офиолитов; 7 – Кендыктинская (O_{1-2}); 8 – границы тектонических покровов. Цифрами в кружках обозначены офиолитовые покровы: 1 – Агырек-Косгомбайский, 2 – Толпакский, 3 – Бурунчикинский, 4 – Одакский, 5 – Кулбалдинский, 6 – Майсорский; 7 – Караулчекинский паравтохтон; 8–10 – Богембай-Ангренсорская сутура: 8 – Жаман-Богембайский, 9 – Жаксы-Богембайский и 10 – Ангренсорский секторы.

Срх ($Wo_{45}En_{44.2}Fs_{10.8}$) цирконсодержащих пегматоидных габброноритов относительно Срх ($Wo_{46.2}En_{45.8}Fs_8$) габброидов переходной зоны слабо обогащен Na_2O (0,45–0,88 мас. %), Cr_2O_3 (0,23 мас. %) и более железистый ($Fe\#=18,33-19,56$). Однако это несколько ниже, чем в Срх ($Wo_{47}En_{46}Fs_7$) и Орх ($Wo_1En_{79}Fs_{20}$) вебстеритов ультрамафитовой зоны, крайне обедненных TiO_2 (табл. 1).

Уровень железистости Срх ($Wo_{46.6-47.6}En_{45.8-47.5}Fs_{5.1-7.6}$) верлитов основания переходной зоны значительно ниже и изменяется от 9,8 до 14,4. Наиболее высокая $Fe\#$ (19,2–21,9) отмечена в Срх ($Wo_{48-46.2}En_{41-42.4}Fs_{10-11.4}$) габброидов мафитовой зоны, в которых уровень концентраций Na_2O , Cr_2O_3 ниже предела чувствительности анализа при высоком содержании TiO_2 (<0,75 мас. %).

High-Cr# (0,76–0,81) кумулаты Cr-шпинелидов (табл. 1) хромитовых дунитов основания переходной зоны обеднены Al_2O_3 (8,80–11,98 мас. %), тогда как ксеноморфные

зерна Cr-шпинелидов гарцбургитов и дунитов ультрамафитовой зоны характеризуются пониженной Cr# (0,56–0,66) и высокими содержаниями Al_2O_3 (16,30–22,03 мас. %).

Cr-шпинелиды перидотитов террейна Северный Толпак, который является естественным продолжением террейна Центральный Толпак, характеризуются близким распределением петрогенных окислов (табл. 1).

Одак-Майсор-Караайгырская олистострома (рис. 2, с). В ее составе выделяется серия тектонически разобщенных аллохтонов дарривилских базальтов задуговых спрединговых бассейнов и дарривилских глубоководных силицитов шарьированных на серпентинитовый меланж (рис. 1, (6)). Одной из особенностей внутреннего строения серпентинитового меланжа террейна Майсор является присутствие в его составе целиковых блоков мафит-ультрамафитов и отсутствие пород кислого состава.

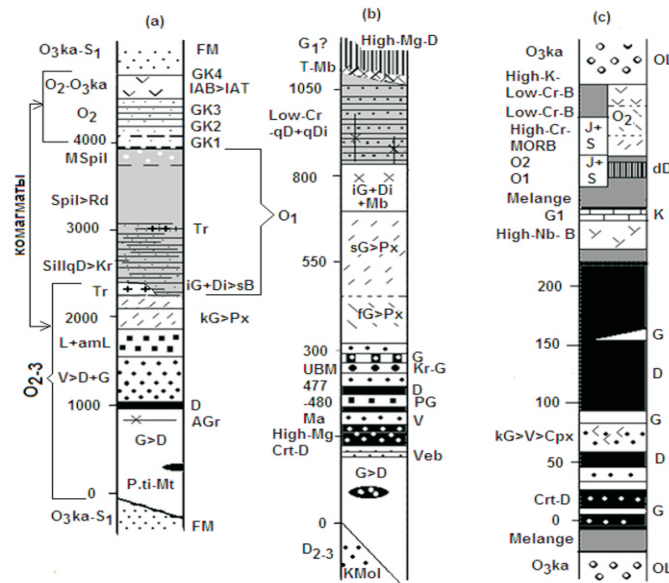


Рис. 2. Реконструированные схематические разрезы офиолитов северо-востока Центрального Казахстана: а – Караулчекинского параволкана; б – аллохтона Центральный Толпак (северных отрогов гор Толпак); в – Майсорского аллохтона; породы: G – гарцбургиты, D – дуниты, high-Mg-Crt-D – дуниты, содержащие горизонты рудных высокомагнезиальных хромитов, V – верлиты, L – лерцолиты, amL – амфиболовые лерцолиты, Veb – вебстериты, P.ti-Mt – подформные залежи титаномагнетитов, kG – кумулятивные габбро, iG – изотропные габбро, Di – диориты, микродиориты, Px – пироксениты, qD – кварцевые диабазы, Kr – кератофиры, B – low-Fe караулчекиты и родственные им породы, high-Mg-D – высокомагнезиальные диабазы, AGr – калиевые микрограниты, Tr – трондjemиты и плагиограниты, Pil-Spil – пиллоу-спилиты, MSpil – миндалекаменные спилиты, IAB – островодужные известково-щелочные вулканиты, IAT – островодужные толеитовые базальты, high-Nb-B – высоко-Nb базальты, high-Cr-B – высокохромистые базальты, low-Cr-B – низкохромистые базальты, high-K/low-Cr-B – высококалиевые и низкохромистые базальты, Rd – риодациты, J – яшмы, S – силициты, K – известняки; горизонты с конодонтами (GK): 1 – яшмы, 2 – силициты, 3 – туфоалевролиты, 4 – туфопесчаники; OL – олистостромовые отложения; FM – флишоидно-молассовые отложения; KMol – континентальная моласса; T-Mb – тектономагматические брекчии; s – силлы; d – дайки.

Таблица 1. Средний химический состав минералов перидотитов и габброидов террейна Центральный (1-13) и Северный (14-18) Толпак, Агырека (19-20)

Окис.	2		290	575-14	575-15	290-3		290-5
№/п	1	2	3	3	4	5		6
Мин.	Opх(3)	Срх(2)	Срх(3)	Срх(5)	Срх(3)	Opх(2)	Срх	Срх(2)
SiO ₂	56,17	54,58	53,96	54,17	52,78	56,02	54,03	54,63
TiO ₂	-	-	0,25	0,23	0,17	-	-	-
Al ₂ O ₃	0,58	0,85	1,96	1,42	1,40	1,52	2,21	0,62
FeO	13,07	4,38	3,86	3,54	4,47	11,95	4,98	6,41
MgO	29,06	16,35	15,96	16,14	15,41	28,34	15,70	15,24
MnO	0,25	-	-	-	-	-	-	0
CaO	0,64	22,94	22,77	24,41	24,88	1,46	-	21,66
Na ₂ O	-	-	-	-	-	0,74	-	0,77
Cr ₂ O ₃	0,23	0,48	-	-	-	-	0,28	0,23

В. Г. СТЕПАНЕЦ. Составы клинопироксенитов, CR-шпинелидов и проблемы идентификации офиолитов Центрального Казахстана

Таблица 1. (Продолжение 1)

Окис.	290-5	577-1	577-6		290-1		1	575-2	
№/п	6	7	8		9		10	11	
Мин.	Срх	Срх(4)	Срх(2)	Орх(2)	Срт(2)	Срт(2)	Срт(2)	Срт	Срт
SiO ₂	54,37	52,20	52,26	54,55	-	-	-	-	-
TiO ₂	0,33	0,58	0,46	0,31	-	0,09	-	-	-
Al ₂ O ₃	1,41	2,20	1,87	1,16	11,77	9,00	21,27	20,59	23,03
FeO	6,08	7,16	6,85	15,65	18,51	17,88	19,45	18,81	18,10
MgO	15,14	14,76	15,12	26,09	12,71	12,35	12,72	12,49	13,58
MnO	-	-	0,28	0,30	-	0,33	-		
CaO	21,69	22,74	22,61	1,28		-	-		
Na ₂ O	0,45	-	-	-	-	-	-		
Cr ₂ O ₃	0,23	-	-	-	56,05	60,11	45,34	47,75	44,51

Таблица 1. (Продолжение 2)

Окис.	575-6		609		584			583		
№/п	12		13		14			15		
Мин.	Срт	Срт	Срт	Срт	Срт	Срт	Срт	Срт	Срт	Срт
Al ₂ O ₃	17,70	18,01	16,30	19,47	18,33	21,82	20,24	23,08	28,56	23,86
FeO	17,19	17,49	22,62	22,93	20,09	19,04	20,58	19,58	20,26	18,67
MgO	12,95	12,53	10,53	10,95	11,27	12,03	10,91	11,84	12,60	12,70
Cr ₂ O ₃	51,62	51,64	49,56	46,34	46,38	46,95	47,94	45,12	37,90	44,22

Таблица 1. (Продолжение 3)

Окис.	610		522		519			
№/п	16		17		18			
Мин.	Срт	Срт	Срт	Срт	Срт	Срт	Срт	Срт
Al ₂ O ₃	25,82	26,81	23,30	25,46	14,18	18,59	11,48	11,46
FeO	17,56	18,68	24,32	24,29	20,70	20,70	16,70	14,70
MgO	12,90	12,35	10,56	10,89	10,06	10,88	13,21	14,40
Cr ₂ O ₃	42,97	41,16	41,06	38,63	53,97	48,28	58,81	59,49

Таблица 1. (Продолжение 4)

Окис.	581			591			
№/п	19			20			
Мин.	Ol	Ol	Ol	Срт	Срт	Срт	Срт
SiO ₂	41,90	14,74	43,41	-	-	-	-
TiO ₂	-	-	-	0,27	0,23	0,28	0,29
Al ₂ O ₃				18,82	19,04	21,80	12,19
FeO	9,30	9,92	9,11	25,90	26,02	21,46	22,03
MgO	48,64	48,20	17,10	9,84	9,75	11,46	11,21
Cr ₂ O ₃	-	-	-	44,47	48,83	44,25	53,37

Примечание. 2 – вебстериты ультрамафитовой зоны; 290, 575-15, 575-14 –верлиты переходной зоны; 290-3, 290-4 –габбронориты переходной зоны; 290-5 –цирконсодержащие керсутитовые пегматоидные габбро переходной зоны; 577-1, 577-6 –габброиды мафитовой зоны; 290-1 – хромитовые дуниты, 1 – дуниты, 575-2, 576-6, 609 – гарцбургиты; 584, 583, 610, 522 – гарцбургиты, 519 – хромитовые дуниты; 581, 591 – гарцбургиты, прочерк – содержание ниже предела чувствительности метода.

Один из таких опрокинутых блоков мафит-ультрамафитов был вскрыт скважиной глубиной до 200 м. Разрез начинается горизонтом (25 м) полосчатых хромсодержащих кумулятивных дунитов. Далее вскрывается горизонт (26 м) переслаивающихся полосчатых габбро, дунитов, верлитов, клинопироксенитов. Выше залегают гарцбургиты мощностью до 2 м, которые отделяют горизонт (11 м) чередующихся полосчатых габбро и верлитов. Завершает разрез толща (77 м) переслаивающихся серпентинизированных гарцбургитов и дунитов в основании – горизонт (2 м) клинопироксенитов. Все плутонические породы крайне обеднены иттрием [21].

Встречаются будины метаморфических габброидов и родингитов по ним, реже встречаются будины дунитов с прожилками хризотиласбеста.

Уровень содержания петрогенных окислов в Срх верлитов и клинопироксенитов (табл. 2) варьирует в зависимости от их положения в слоистом разрезе. Срх

($Wo_{48}En_{48}Fs_4$) верлитов основания разреза характеризуется невысокими концентрациями Al_2O_3 (1,73 мас. %) и TiO_2 (0,04 мас. %), Cr_2O_3 (0,76 мас. %), тогда как Срх ($Wo_{49}En_{45}Fs_6$) верлитов, ассоциирующих с габбро Срх ($Wo_{48}En_{46}Fs_6$) верхов разреза, обогащен Al_2O_3 (3,40 мас. %), TiO_2 (0,11 мас. %). Эта закономерность проявлена и в Срх ($Wo_{48-49}En_{48-46}Fs_{4-5}$) клинопироксенитов, что залегают выше по разрезу (табл. 2).

Сг-шпинелиды серпентинитов представлены двумя типами зерен: первые – крупные до 3 мм, ксеноморфные, обычно катаклазированные, растащенные и замещены магнетитом; вторые – мелкие дендритовидные, лапчатые. В хромитсодержащих серпентинизированных дунитах кумулаты Сг-шпинелидов (табл.2) подчеркивают расслоенность магматических пород, форма зерен округлая, реже квадратная, по составу отвечают феррихромпикотиту с high-Cr# (0,77-0,82 %) и Mg# (45-55 %).

Таблица 2. Средний химический состав клинопироксенов верлитов (1-3), габбро (4), пироксенитов (5,6), хромитовые дуниты (7) террейна Майсор

Окис.	03-40	03-43	03-64	03-61	03-69,3	03-69,8	04-5	
№/п	1	2	3	4	5	6	7	
Мин.	Срх(4)	Срх(5)	Срх(7)	Срх(7)	Срх(6)	Срх(5)	Crt	
SiO_2	53,66	53,45	52,02	52,33	53,39	52,94	-	-
TiO_2	0,04	0,05	0,11	0,12	0,04	0,14	0,09	0,08
Al_2O_3	1,73	1,89	3,40	2,74	1,47	3,01	11,57	11,27
FeO	2,57	2,62	3,51	3,86	2,57	3,09	20,34	21,48
MgO	16,62	16,57	15,63	15,92	16,71	16,04	11,29	10,91
MnO	0,07	0,09	0,08	0,10	0,07	0,08	0,35	0,32
CaO	23,45	23,29	23,70	23,31	23,74	23,52	-	-
Na_2O	0,25	0,21	0,20	0,23	0,18	0,33	-	-
Cr_2O_3	0,76	0,97	0,73	0,46	0,87	0,85	56,88	56,47

Таблица 2. (Продолжение 1)

Окис.	04-18		04-82		09-63		09-9
№/п	7		7		7		7
Мин.	Crt		Crt		Crt		Crt
TiO_2	0,15	0,10	0,08	0,10	0,16	0,13	0,15
Al_2O_3	8,92	9,13	8,77	8,74	9,87	9,91	10,52
FeO	18,60	18,35	20,71	21,09	20,70	20,92	20,18
MgO	12,59	12,38	11,20	11,13	10,64	9,72	11,83
MnO	0,34	0,32	0,33	0,30	0,31	0,33	0,39
Cr_2O_3	59,86	60,00	58,20	59,42	58,50	58,60	56,51

Баянаул-Акшатауская структурно-формационная зона. Паравтохтон Караулчеку (рис. 2, а) находится на северо-востоке Центрального Казахстана южнее гор Акозек (рис. 1. (7)), где он надвинут на флишоидно-молассовые отложения верхнего ордовика и силура [21]. Это один из наиболее полно сохранившихся выходов офиолитов в пределах Центрального Казахстана [16]. В видимом основании паравтохтона обнажается толща (более 1000 м) динамометаморфизованных серпентинизированных гарцбургитов, реже дунитов с подиформными залежами магнетитов. Завершает разрез горизонт (50 м) кумулятивных дунитов, который сменяется толщей (700 м) кумулятивных high-Y верлитов, дунитов, лерцолитов, роговообманковых и плагиоклазовых лерцолитов, пироксенитов. В строении разреза кумулятивных перидотитов намечается следующая генеральная зональность, в нижней части разреза преобладают верлиты, реже встречаются дуниты; в верхах распространены лерцолиты с характерной шаровой отдельностью, реже отмечаются массивные разновидности. В верхах разреза доминируют ортопироксениты, образующие горизонт мощностью до 120 м. Последние также постепенно сменяются зоной габбро-норитов мощностью около 230 м. Они ритмично расслоены в нижней части разреза, здесь преобладают меланократовые слои, а в верхах разреза доминируют лейкократовые и роговообманковые габброиды. Эта часть разреза насыщена силлами low-Fe/high-Mg бонинитоподобных пород (караулчекитов [21]) и high-Mg лейкогранитов. Маломощные тела плагиогранитов и трондъемитов проникают в подошву диабаз-спилитов ранне-ордовикской караулчекинской формации и, в свою очередь, прорваны low-Fe/high-Mg караулчекитами и содержат редкие ксенолиты габброидов и диоритов.

Средне-позднеордовикская аозекская антидромная риодацит-андезибазальтовая формация (рис. 2.а), согласно залегающая на спилитах караулчекинской свиты, комагматична плутоническим кислым и основным породам надсубдукционных офиолитов паравтохтона Караулчеку [20]. Интенсивно серпентинизированные истощенные гарцбургиты содержат low-Al/ high-Cr ферри-

хромпикотиты (табл. 3), образующие мелкие идиоморфные октаэдрические и крупные ксеноморфные зерна. Вверх по разрезу нарастает железистость оливина (Fe_{18-26}) и пироксенов (Fs_{7-9} в Crx; в Orx $Fs_{16,19}$).

Последние независимо от колебания железистости содержат невысокие примеси Al_2O_3 и Cr_2O_3 (не более 2,5-1,8 и 0,4-0,7 мас. % соответственно), а уровень MgO остается относительно постоянным (~16,0 мас. %). Однако широко изменяется химизм Cr-шпинелидов. Феррихромпикотиты дунитов основания переходной зоны high-Al ($Al_2O_3 < 21,0$ мас. %) /low-Cr ($Cr_2O_3 > 37,0$ мас. %), уровень $FeO > 32,0$ мас. %, чем они резко отличаются от таковых верлитов и лерцолитов (табл. 3). Последние содержат идиоморфные октаэдрические кристаллы феррихромпикотита ($FeO < 45,0$ мас. %) и титанистого феррихромпикотита ($TiO_2 < 3,0$ мас. %; $FeO < 67,0$ мас. %), в которых закономерно возрастает роль Fe, а содержания Al_2O_3 и Cr_2O_3 уменьшаются (15,0-9,0 мас. % и 30,0-18,0 мас. % соответственно). В ассоциирующих с ними оливинах растет роль FeO и уменьшается MgO, но в Crx эта закономерность не проявлена, однако в них происходит уменьшение уровня Cr_2O_3 (0,74 мас. % в верлитах и до 0,37 мас. % роговообманковых лерцолитах).

Cr-шпинелиды серпентинизированных гарцбургитов (табл. 3), основания паравтохтона Караулчеку высокохромистые ($Cr\# = 0,74$) и умеренножелезистые ($Fe\# < 62,8$), что отличает их от Cr-шпинелидов кумулятивных перидотитов.

Вариации состава минералов в разрезе перидотитов можно интерпретировать как скрытую расслоенность массива.

В Crx габброидов (табл. 4) проявлена положительная корреляция между Al_2O_3 и TiO_2 , что отличает их от таковых перидотитового разреза (рис. 3). Crx основания разреза мафитовой зоны low-Al, а TiO_2 в них отсутствует, что указывает на резкую смену химизма Crx на границе зон, в отличие от классических примеров скрытой расслоенности, где смена химизма минералов происходит постепенно.

Эта закономерность установлена и для вкрапленников Crx андезибазальтов аозекской формации. Crx основной массы андезибазальтов обогащен FeO и Al_2O_3 по отношению к вкрапленникам (табл. 4).

Таблица. 3. Средний химический состав минералов перидотитов паравтохтона Караулчеку

Окис.	349	351	652,2*	652,9*		781,6			
				Срх(3)	Срт(3)	Ol(6)	Срх(2)	Срт(2)	Срт(2)
Мин.	Crt(4)	Crt	Crt(2)	Срх(3)	Срт(3)	Ol(6)	Срх(2)	Срт(2)	Срт(2)
SiO ₂	-	-	-	53,34	-	40,33	54,23	-	-
TiO ₂	0,9	-	-	0,33	2,53	-	0,36	3,39	1,42
Al ₂ O ₃	21,19	19,02	13,51	2,37	15,44	-	1,80	11,80	10,23
FeO	32,11	17,02	22,56	5,01	44,96	16,80	4,30	51,10	55,53
MgO	8,30	12,61	8,22	16,70	5,82	42,39	16,60	5,62	4,38
CaO	-	-	-	21,03	0,1	-	21,31	-	-
Na ₂ O	-	-	-	0,46	0,47	-	0,6	-	-
Cr ₂ O ₃	37,24	50,20	54,89	0,74	30,4	-	0,73	26,0	27,93

Таблица 3. (Продолжение 1)

Окис.	652,11*			341				
	Ol(7)	Срх(5)	Орх(2)	Ol(2)	Срх(2)	Орх(5)	Amf(2)	Срт(4)
SiO ₂	40,03	53,23	56,09	39,97	54,11	56,48	46,4	-
TiO ₂	-	0,38	-	-	-	0,26	2,55	3,90
Al ₂ O ₃	-	2,47	1,13	-	1,80	1,21	11,43	9,21
FeO	17,20	5,70	10,75	19,46	4,67	11,35	8,34	66,58
MgO	42,29	16,21	30,04	40,24	16,27	28,81	15,76	2,29
CaO	-	21,41	1,24	-	21,57	1,29	11,19	-
Na ₂ O	-	0,49	-	-	0,66	-	2,82	-
Cr ₂ O ₃	-	0,65	0,31	-	0,37	-	1,14	18,21

Примечание. В таблице приведены средние составы минералов. В скобках указано количество замеров в минерале. 351, 652,2 – истощенные серпентинизированные гарцбургиты, 349 – кумулятивные дуниты, 652,9 – верлиты, 781,6, 652,11 – лерцолиты, 341 – роговообманковые лерцолиты.* – неопубликованные данные М. З. Новиковой.

Таблица.4. Средний химический состав минералов габброидов (1-4) и клинопироксенов вулканитов аозекской свиты (5-12) паравтохтона Караулчеку

Окис.	734,4		335,1		653,8*			653,13*	
	1		2		3			4	
Мин.	Срх	Pl(3)	Срх(2)	Срх(2)	Срх _к	Amf(2)	Pl	Срх(4)	Срх _к
SiO ₂	53,79	46,87	53,58	53,47	52,29	51,63	52,94	53,19	53,34
TiO ₂	-	-	0,35	0,45	0,60	1,54	-	0,40	0,24
Al ₂ O ₃	1,05	3,96	2,34	1,38	1,92	6,74	29,77	2,31	2,59
FeO	7,18	0,4	5,22	7,13	7,19	10,19	0,31	5,71	6,82
MgO	14,83	-	16,46	15,23	15,61	16,86	0,19	16,18	15,18
CaO	21,64	16,31	21,04	21,28	20,43	11,53	11,69	20,82	20,58
Na ₂ O	0,81	1,85	0,6	0,62	0,78	1,17	4,78	0,69	0,59
Cr ₂ O ₃	-	-	0,34	1,19	0,28	0,22	-	0,59	0,57

Таблица 4. (Продолжение 1)

Окис.	3-19	край з.	о.м.	о.м.	о.м.	3-21	край з.	
№/п.	5	6	7	8	9	10	11	12
Мин.	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх	Срх
SiO ₂	52,29	51,56	48,45	42,17	49,48	52,12	52,60	53,00
TiO ₂	0,38	0,58	0,66	0,36	1,08	0,56	0,49	0,50
Al ₂ O ₃	2,12	2,20	5,29	10,48	4,13	2,13	1,41	1,51
FeO	8,56	8,67	15,96	21,84	13,13	6,43	7,06	7,29
MnO	-	0,39	0,44	0,58	0,41	-	-	-
MgO	15,06	15,05	13,72	15,12	14,36	15,17	15,74	15,61
CaO	21,23	21,53	15,13	9,22	16,83	22,27	22,14	21,78

Примечание. 734,4; 335,1; 1653,8 – габброиды и 653,13 – пироксениты мафитовой зоны, край з. – край зерна, о. м. – основная масса.

Петрохимическое родство породообразующих Crх габброидов и вкрапленников примитивных андезибазальтов аозекской формации позволяет заключить, что они являются производными одной родоначальной мантийной магмы.

Это дает основание рассматривать их составными частями единого офиолитового комплекса в составе псевдостратифицированного Караулчекинского паравтохтона (рис. 2, а).

Для сравнения на рис. 3 (а) вынесены фигуративные точки составов high-Al Crх вкрапленников спилитов раннеордовикской караулчекинской формации [20], характеризующей состав фундамента задугового спредингового бассейна [24].

Богембай-Ангренсорская офиолитовая сутурная зона. С юго-востока обрамляет Экибастузский сектор Кендыкты-Шынгызской палеоостровной дуги. Состоит из трех сегментов: Жаман-, Жаксы-Богембайского и Ангренсорского (рис. 1, (8, 9, 10) соответственно). Ранее они территориально включались в состав Шидерты-Экибастузского габбро-перидотитового пояса [10] или в состав Майкаин-Кызылтасского антиклинория [16].

Ангренсорский сегмент образует линейную зону, простирающуюся от Балааркалыкских гряд до озера Кудайколь более чем на 80 км. На всем протяжении зоны серпентинитовый меланж бронирован мощной (до 50 м) бирбиритовой корой выветривания [26], 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 high-Y гарцбургитов, лерцолитов и дунитов, габбро, а также диабазов и вулканитов. В составе меланжа присутствуют также будины гранатсодержащих пироксенитов, лампрофиров, диоритов, трахитовых гранодиоритов. Последние резко преобладают.

Офиолитовые покровы Жаман- и Жаксы-Богембай обнажаются к юго-западу от гряд Балааркалык (рис. 1). Их серпентинитовые меланжи шарьированы на дислоцированные ранне-среднепалеозойские отложения. В их составе так же, как и в пределах Ангрен-

сорского сегмента, встречаются сигарообразные и изометричные будины вебстеритов, кумулятивных верлитов, лерцолитов и габброидов, реже известны будины диоритов, роговообманковых диабазов и бонинитоподобных пород.

Серпентинитовый меланж не содержит будин хромитов, однако известны многочисленные жилы магнезитов.

Crх жильных пироксенитов (табл. 5) обеднен Al_2O_3 (<2,55 мас. %) и Na_2O (<0,20 мас. %), содержание TiO_2 (<0,13 мас. %) низкое, железистость ($Fe\#=14,1-15,3$ %) постоянная. Результаты спектрального анализа показывают высокий уровень концентраций Cr (4000 г/т), Ni (500 г/т), Co (100 г/т).

Обсуждение результатов и выводы. Устойчивость породообразующих клинопироксенов к процессам метаморфизма и широкие пределы изоморфизма Cr-шпинелидов перидотитов позволяют рассматривать их в качестве типоморфных минералов при распознавании геодинамических обстановок формирования плутонических офиолитов [7, 35, 37, 44, 45].

Главными характеристиками клинопироксенов, на основе которых возможно их сопоставление, являются железистость ($Fe\#$) и содержания Al_2O_3 , TiO_2 , Cr_2O_3 , Na_2O .

Crх кумулятивных перидотитов массивов Центральный Толпак и Караулчеку отвечают по составу диопсиду, Cr-диопсид характерен для перидотитов массива Майсор.

Рассматривая уровень концентрации Al_2O_3 Crх как один из основных критериев определения геодинамической природы содержащих их перидотитов, можно заключить, что исследуемые мафит-ультрамафитовые комплексы формировались над зонами субдукции, на что указывают низкие концентрации Al_2O_3 породообразующих Crх (рис. 3).

Степень накопления основных петрогенных окислов (SiO_2 , TiO_2 , Na_2O) Crх перидотитов также отличается от пироксенов MORB и WOPB (рис. 4).

На диаграмме соотношений SiO_2 , TiO_2 , Na_2O (рис. 4) фигуративные точки Crх образуют три отдельно отстоящих друг от друга поля, отражающие различные геодинамические процессы, протекающие над зонами субдукции.

Таблица 5. Химический состав жильных пироксенитов (1-4) Богембай-Ангренсорской сутурной зоны

Окис.	454-1	490	490-1	490-2
№/п	1	2	3	4
Мин.	Срх	Срх	Срх	Срх
SiO ₂	47,29	49,34	48,90	48,52
TiO ₂	0,086	0,13	0,1	0,09
Al ₂ O ₃	2,35	2,30	2,55	2,26
FeO	6,84	6,51	6,27	6,88
MgO	23,33	19,81	21,37	22,78
CaO	13,29	18,77	16,77	15,45
Na ₂ O	0,11	0,10	0,13	0,20
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-

Крайне низкие концентрации Na₂O Срх верлитов массива Центральный Толпак свидетельствуют о высокой степени индукционного плавления мантийного вещества, протекающего над зоной субдукции [22, 24]. Срх верлитов и лерцолитов Караулчеку фракционированы по TiO₂ и Cr₂O₃. Однако их рост концентраций не сопровождается резким уменьшением коэффициента Fe#, что характерно для Срх верлитов массива Майсор, который при низкой TiO₂ обогащен Al₂O₃ (рис. 3, с).

Уровень колебания концентраций Al₂O₃ в Срх верлитов и лерцолитов массива Караулчеку небольшой при значительном росте TiO₂ (рис. 3, а), что обусловлено фракционной кристаллизацией.

Срх перидотитов массивов Караулчеку и Майсор напротив обогащены Na₂O, но отличаются друг от друга уровнями накопления TiO₂ и SiO₂ (рис. 4). Выполненный автором [23] анализ составов рудных и аксессуарных Cr-шпинелидов перидотитов офиолитов Центрального Казахстана показал, что они отвечают двум различным типам изоморфизма трехвалентных катионов.

Cr-шпинелиды перидотитов, заключенные в серпентинитовые меланжи террейнов Майсор, Северного и Центрального Толпака, характеризуются широкими вариациями содержания Cr₂O₃, Al₂O₃. Основной тип изоморфизма данной группы Cr-шпинелидов является Al³⁺/Cr³⁺ при низких и близких к постоянным концентраций Ti⁴⁺ и Fe³⁺.

Cr-шпинелиды перидотитов паравтохтона Караулчеку образуют непрерывный ряд от хромистых феррихромпикотитов до хромсодержащих магнетитов. Концентрации Al₂O₃, TiO₂ и FeO Cr-шпинелидов высокие, степень их колебания также высокая. Данный тип Cr-шпинелидов представляет собой твердый раствор переменного состава со следующей схемой изоморфизма: Cr³⁺(Al³⁺)/Fe³⁺(Ti⁴⁺).

Несколько обособленную группу представляют Cr-шпинелиды дунитов Агырекского серпентинитового меланжа. Они характеризуются относительно неширокой вариацией содержания Cr₂O₃, Al₂O₃. Основной тип изоморфизма этой группы Cr-шпинелидов является Al³⁺/Cr³⁺ при высоких и близких к постоянным концентраций Ti⁴⁺ и Fe³⁺, что отличает их от первой группы Cr-шпинелидов.

Гарцбургиты, верлиты и дуниты Майсор, Северного и Центрального Толпака, содержащие Cr-шпинелиды с крайне низкими концентрациями TiO₂, 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 (MOR). Хромистые дуниты Агырекского серпентинитового меланжа относятся к умереннодеплетированным мантийным перидотитам (рис. 5).

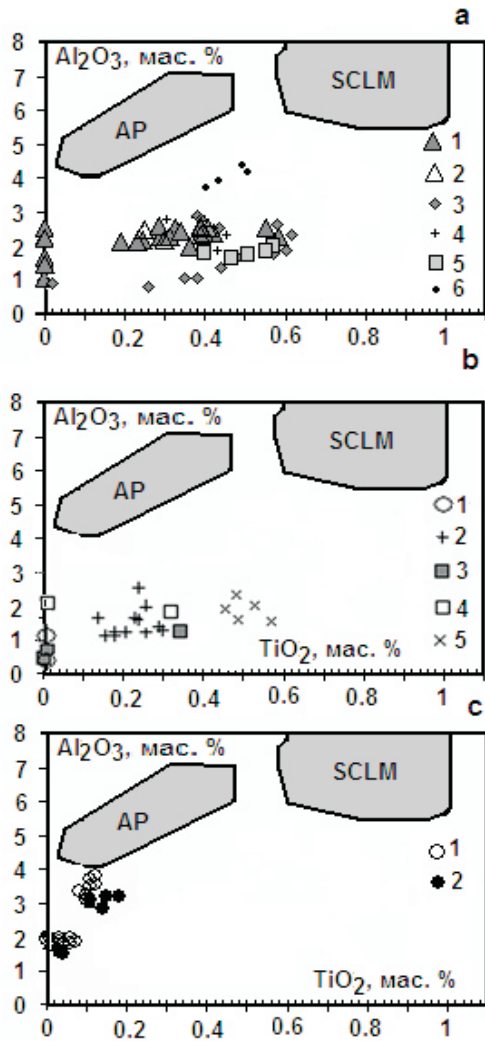


Рис. 3. Диаграмма отношения Al_2O_3 к TiO_2 для клинопироксенов плутонических офиолитов: а) Караулчеку: 1- лерцолиты, 2 - верлиты, 3 - габброиды, 4 - пироксениты, 5 - вкрапленники вулканитов акозекской свиты, 6 - вкрапленники спилитов караулчекинской свиты. б) Толпак: 1 - вебстериты; 2-4 - переходная зона: 2- верлиты, 3 - керсутитовые габбронориты, 4 - габбронориты; 5 - габбронориты мафитовой зоны. в) Майсор: 1 - верлиты, 2 - пироксениты. AP - абиссальные перидотиты по [37]; SCLM - субконтинентальная литосферная мантия по [45]. Диаграммы отчетливо иллюстрируют отличия в характере накопления Al_2O_3 в изученных клинопироксенах относительно таковых AP и SCLM.

Перидотиты паравтохтоны Караулчеку по степени деплетированности не однородны. Интенсивно динамометаморфизованные серпентинизированные гарцбургиты основания паравтохтона по содержанию TiO_2 (рис. 5) отвечают высокодеплетированным мантийным перидотитам, а кумулятивные

дуниты, верлиты, лерцолиты и рогово-обманковые лерцолиты отвечают слабо-деплетированным мантийным перидотитам преддуговых бассейнов.

Фигуративные точки Cr-шпинелидов перидотитов Майсора, Центрального и Северного Толпака на геодинамической диаграмме Mg#-Cr# (рис. 6, б) ложатся в область надсубдукционных перидотитов, перекрывая значительную часть диапазона Cr-шпинелидов Идзу-Бонин-Марианской островной дуги.

Cr-шпинелиды динамометаморфизованных серпентинизированных гарцбургитов основания паравтохтона Караулчеку тяготеют к полю перидотитов островодужных комплексов. Фигуративные точки Cr-шпинелидов кумулятивных дунитов, верлитов и лерцолитов (рис. 6, а,б) резко смещены вправо от шпинелидов перидотитов преддуговых бассейнов, указывая тем самым на их обогащение железом, что характерно для перидотитов начальной стадии развития преддуговых рифтов. Различие в характере накопления железа в герцбургитах и кумулятивных дунитах паравтохтона Караулчеку дает основание предполагать полигенно-полихронное образование плутонических офиолитов паравтохтона Караулчеку.

Cr-шпинелиды перидотитов Агыреского серпентинитового меланжа на диаграмме Mg#-Cr# также тяготеют к полю перидотитов островодужных (надсубдукционных) комплексов (рис. 6, б).

Плутонические офиолиты, формирующиеся над зонами субдукции, различаются тем, что они не все содержат подиформные тела рудных хромитов. В составе Караулчекинского паравтохтона их место занимают подиформные тела титаномагнетитов и магнетитов. Это факт подтверждает вывод Дж. Пирса [18] о том, что присутствие рудных хромитов не является строгим отличительным признаком надсубдукционных перидотитов от таковых MOR.

Несмотря на четкие отличия уровней накопления в них Fe и Ti, степень частичного плавления (СЧП, рассчитанная по формуле $10 \cdot \ln(Cr\#) + 24$ [33]) мантийного вещества обоих типов остается довольно высокая и

достигает 22 % в хромитовых дунитах серпентинитового меланжа массива Майсор. Все это ставит под сомнение вывод Б. А. Базылева [4], что высокая (более 4 %) неоднородность (разница между максимальной и минимальной СЧП) степени частичного плавления перидотитов надсубдукционных комплексов обусловлена индуцированным плавлением мантийного источника, привнесом флюида или расплава в систему.

Известно, что наиболее подвижными элементами, замещающими друг друга в шпинелидах являются Fe^{2+} и Mg^{2+} .

Экспериментально обосновано [13], что хлор препятствует накоплению в реститовом расплаве железа. Это дает основание заключить, что хлор, содержащийся в надсубдукционном флюиде, управляет магматическими процессами, протекающими над зоной субдукции [23].

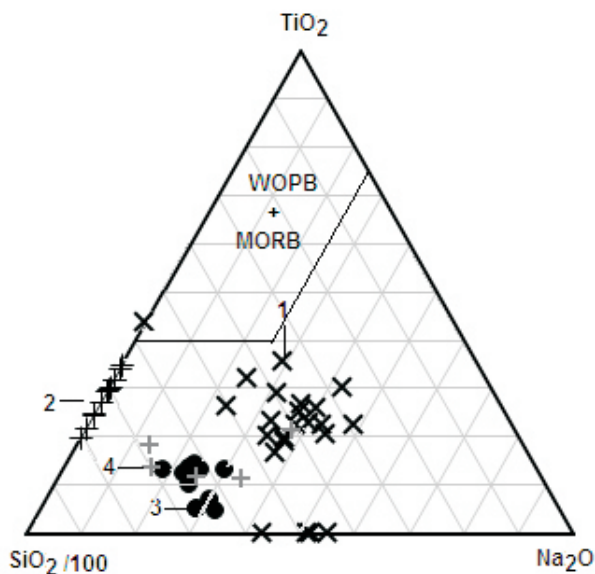


Рис. 4. Диаграмма $SiO_2/100-TiO_2-Na_2O$ клинопироксенов перидотитов офиолитов северо-востока Центрального Казахстана: 1 – Караулчеку, 2 – Толпак, 3 – Майсор, 4 – Богембай-Ангренсор. Поля базальтов срединно-океанических хребтов (MORB)+ внутриплитных океанических базальтов (WOPB) по [30].

Высокие концентрации Fe и Ti Cr-шпинелидов перидотитов Караулчеку по [29] могут быть обусловлены особенностью фракционной кристаллизации, протекающей при низких давлениях и медленном охлаждении магматического расплава. Такие

концентрации свойственны только магмам, не подвергшимся воздействию флюидов, обогащенных хлором [48]. Содержащие их перидотиты являются составной частью расслоенных гарцбургит-дунит-верлит-лерцолит-габбро-норит-трондъемитовых интрузий, формирующихся в преддуговых бассейнах (рис. 7 [20]).

Перидотиты и габброиды таких комплексов содержат крайне высокие концентрации Y (до 30 г/т), клинопироксен обогащен Na_2O (от 0,25-0,87 мас. %), оливин характеризуется высокой железистостью, их разрезы лишены рудных скоплений хромитов, но содержат подформные тела титаномагнетитов и магнетитов. Дайково-силловый комплекс представлен low-Fe/high-Sa бонинитоподобными породами. Вулканогенные породы, ассоциирующие с такими плутоническими комплексами, представлены low-Al ($Al_2O_3=11,20-13,95$ мас. %) примитивными андезибазальтами со слабо выраженным обогащением Fe и Ti.

К офиолитам преддуговых бассейнов относится и значительная часть будин high-Y гарцбургитов и кумулятивных дунитов, верлитов, лерцолитов полимиктового серпентинитового меланжа Богембай-Ангренсорская сутуры (рис.1, (8, 9, 10)).

Cr-шпинелиды с низкими концентрациями Fe и Ti с изоморфизмом типа Al^{3+}/Cr^{3+} формируются в процессе индуцированного плавления мантийного источника, обусловленного привнесом хлорсодержащих надсубдукционных флюидов, где в процессе флюидно-магматической дифференциации образуются деплетированные перидотиты обедненные Fe.

В зонах низкоскоростной субдукции марианского типа (рис. 8) в задуговом срединном бассейне, по-видимому, формировался расслоенный дунит-габбро-гарцбургит-верлитовый Майсорский массив. Перидотиты таких комплексов характеризуются крайне низкими концентрациями Y, клинопироксен обеднен Na_2O (<0,35 мас. %), но обогащен Cr_2O_3 (0,65-0,98 мас. %), оливин преимущественно высокомагнезиальный. Кумулятивные дуниты содержат рудные скопления хромитов. Отделяющиеся от них расплавы представлены умеренноглиноземистыми ($Al_2O_3=15,20-17,00$ мас. %)

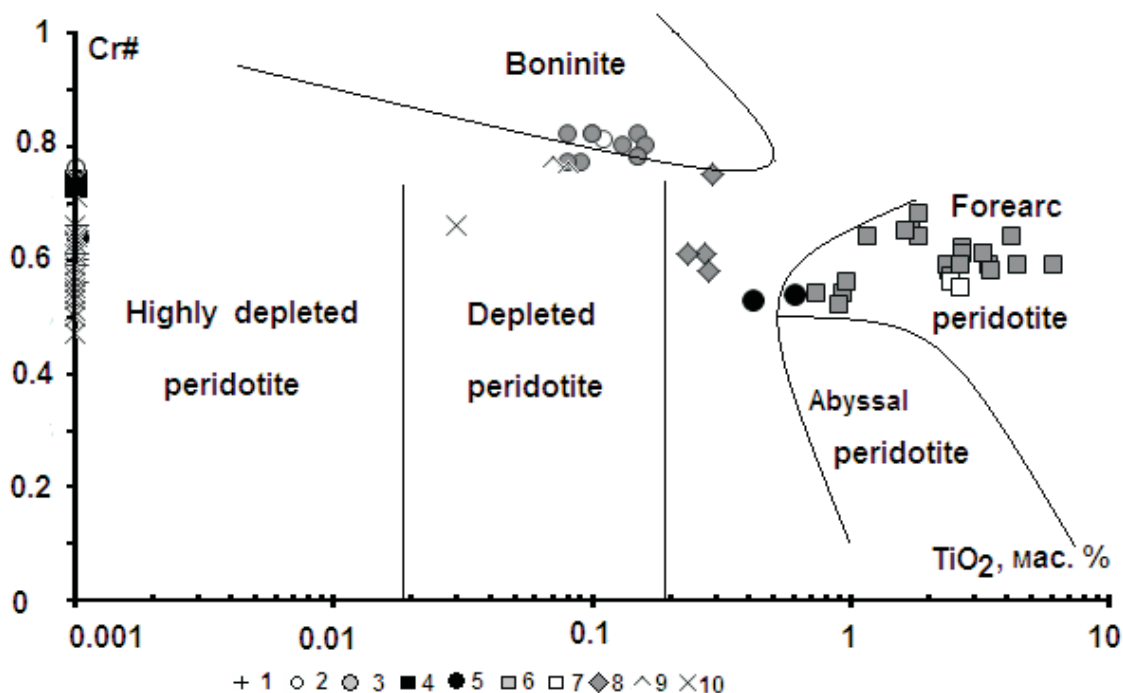


Рис. 5. Диаграмма отношения Cr# к TiO₂ для Cr-шпинели перидотитов.

Поля выделены по [31, 36, 28]. 1 – перидотиты и 2 – хромитовые дуниты террейна Центральный Толпак; 3 – хромитовые дуниты террейна Майсор; 4 – гарцбургиты, 5 – дуниты, 6 – лерцолиты и 7 – верлиты паравтохтона Караулчеку; 8 – перидотиты серпентинитового меланжа Агырекских гряд; 9 – хромистые дуниты и 10 – перидотиты террейна Северный Толпак.

примитивными базальтами с характеристиками MORB и дифференцированными базальтами, но слабо глиноземистыми (Al₂O₃=13,65-16,70 мас. %), и нередко высококалиевыми базальтами, характеризующимися умеренными концентрациями Fe, Ti и крайне низкими содержаниями Mg, Cr, Ni, Sc.

Перидотиты Агырекского серпентинитового меланжа, содержащие умеренотитанистые Cr-шпинелиды, по-видимому, образовались в процессе фракционирования обогащенной мантии. Умеренная истощенность перидотитов и высокие концентрации Sr не исключают их формирование в корневых зонах плюмовых источников, зарождающихся над зонами субдукции (рис. 8).

В зонах высокоскоростной субдукции чилийского типа (рис. 9), в замкнутых магматических камерах формировались расслоенные гарцбургит-дунит-вебстерит-верлит-габбро-норит-диоритовые массивы Центральный и Северный Толпак [24], кровля

которых сложена породами кератофир-спилит-диабазовой формации. Керсутитовые габбронориты, прослаивающие перидотиты, содержат циркон, габброиды и перидотиты крайне обеднены Y, клинопироксен крайне обеднен Na₂O, дуниты содержат горизонты high-Mg хромитов. Отделяющиеся от них расплавы представлены умеренноглиноземистыми (Al₂O₃=14,47-18,36 мас. %) дифференцированными вулканитами, характеризующимися умеренными концентрациями Fe, Ti и крайне низкими содержаниями Mg, Cr, Ni, Sc.

Рассмотрев геодинамические модели формирования плутонических офиолитов северо-востока Центрального Казахстана, естественно возникает вопрос, для каких геодинамических обстановок можно использовать понятие «меланократовый фундамент», поскольку мафит-ультрамафитовые породы, преобразованные в серпентинитовые меланжи в составе крупных аллохтонов и паравтохтонов Центрального Казахстана, как правило, залегают структурно

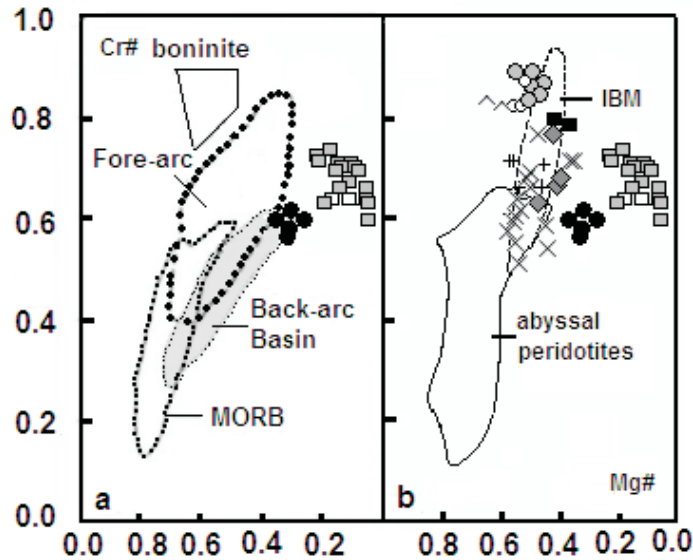


Рис. 6. Диаграмма отношений Cr#-Mg# Cr-шпинелидов перидотитов.

Поля: а) по [49], б) IBM – Идзу-Бонин-Марианской островной дуги по [35]; abyssal peridotites – океанические перидотиты по [45].

ниже базальтовых и терригенных комплексов.

Надсубдукционные офиолиты, как было показано выше, отражают тектономагматические процессы, протекающие в активных зонах взаимодействия тектонических плит. В таких зонах plutonic офиолиты оказываются моложе вмещающей их надсубдукционной плиты и синхронны вновь образованным вулканическим комплексам. Тем самым в таких структурах термин «меланократовый фундамент» теряет свой первоначальный смысл, который предполагает, что перидотиты и ассоции-

рующие с ними габбро формировались до излияния «инициальных» базальтов. Сегодня нет оснований утверждать, что меланократовый фундамент (серпентинитовый меланж) палеозойд Центрального Казахстана более древний, чем возраст офиолитовых базальтовых толщ, на чем настаивает Р. М. Антонюк и его коллеги [3]. Тем более относить составляющие его габброиды и перидотиты к венду – раннему кембрию, а также предполагать повсеместное распространение вендо-раннекембрийского меланократового фундамента в пределах палеозойд Центрального Казахстана.

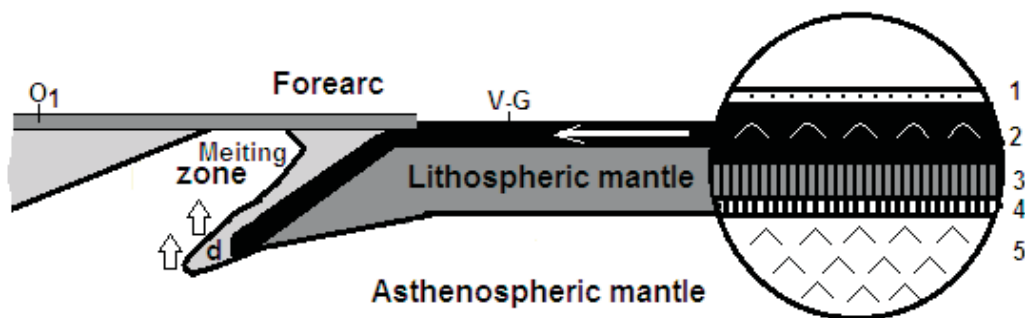


Рис. 7. Внемасштабная схема иллюстрирует начальную стадию низкоскоростной субдукции. Цифрами на врезке обозначены: 1 – океанические осадки, 2 – пиллоу-базальты, 3 – диабазы комплекса параллельных даек, 4 – брекчии, 5 – габброиды; d – область высокого геотермического градиента и высокого давления. Стрелками показано направление движения эндогенных флюидов.

Предполагается, что на начальном этапе низкоскоростной субдукции базальтовая кора изгибает верхнюю мантию, не нарушая сплошности основания молодой литосферной плиты. В процессе медленной субдукции геотермический градиент во фронте погружения океанической

плиты резко повышается [39], что способствует дегидратации водосодержащих минералов перидотитового субстрата и образованию эндогенной (ювенильной) воды. Такие флюиды обеднены или не содержат солей хлора. Предполагается, что в таких зонах плавления от мантийного источника вначале отделяются кислые, а впоследствии примитивные основные вулканы. На завершающем этапе магматизма образуются бонинитоподобные породы. Они формируются в результате плавления гарцбургитовой магмы под воздействием эндогенных водно-силикатных флюидов, образующихся в зоне d.

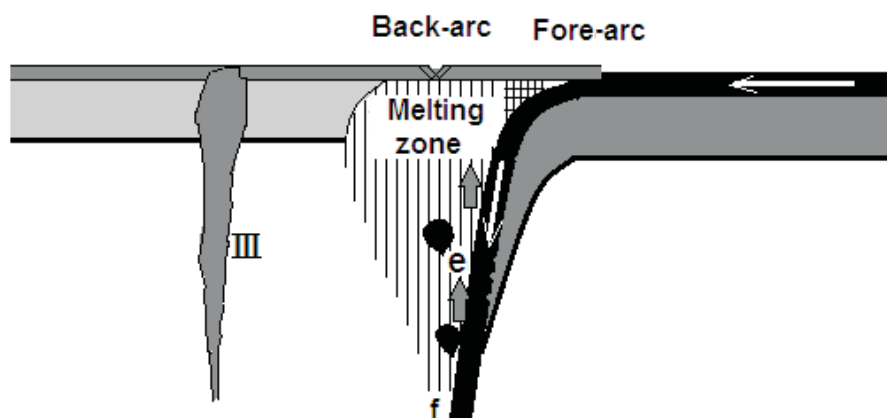


Рис 8. Внемасштабная схема иллюстрирует позднюю стадию низкоскоростной субдукции марианского типа.

Компоненты: *e* – истощенная флюидами хлора, *f* – область зарождения магмы с суперплюмовыми геохимическими характеристиками. Остальные условные обозначения см. на рис. 7. На начальной стадии под зоной спрединга задугового бассейна формируется конвектирующая магматическая камера, где выплавляются примитивные магмы – аналоги N-MORB. Базальтоиды ранней стадии характеризуются преобладанием фтора над хлором [46].

При последующем погружении океаническая плита постепенно опускается в мантию, однако при этом не происходит полного отсечения фронтальной части мантийного диапира, как в процессе высокоскоростной субдукции (рис. 9), а плита как бы скользит вдоль края мантийного диапира (рис. 8). По мере увеличения объема мантийного диапира субдуцируемая океаническая плита изгибается и занимает почти вертикальное положение. Увеличение крутизны угла зоны субдукции может дополнительно происходить и за счет увеличения массы поддвигаемой древней, следовательно, тяжелой океанической плиты [48, 49], что в совокупности способствует образованию зоны субдукции марианского типа [50].

Это очевидно и при анализе цифр абсолютного возраста (477-489 млн. лет), полученных автором [20] по цирконам уран-свинцовым методом, для массива Центральный Толпак, где ранне Р. М. Антоном [2] был описан протерозойский меланократовый фундамент.

Возраст плагиогранитов, который берется за основу доказательства возраста меланократового фундамента [2, 3], по сути своей отражает время образования лейкократовых пород надсубдукционных офиолитов, о чем свидетельствует

присутствие low-Al Crx в перидотитах, габброидах, а также наличие будин хромитов в составе Тектурмасского серпентинитового меланжа.

Не менее экзотическим выглядит и присутствие в составе аккреционных призм палеозойд Центрального Казахстана, толщ интенсивно дислоцированных конденсированных силицитов, ассоциирующих с офиолитовыми меланжами надсубдукционного типа [20], которые до их признания неотъемлемой частью офиолитовой триады относились к яшмовой

формации. Сегодня толщи силицитов датируются поздним кембрием – средним ордовиком, им синхронны туфогенно-осадочные и вулканогенно-осадочные толщи островодужного происхождения, также ассоциирующие с офиолитовыми меланжами надсубдукционного типа. Интенсивно конденсированные силициты этих толщ не содержат продукты магматической деятельности, синхронно протекающей в пределах островодужных систем.

Исходя из современных представлений тектономагматической эволюции островодужных систем [49], 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 глубоководных океанических осадков могла быть соскоблена

с погружающихся древних 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 (рис. 10). Перемещение океанической плиты на континент или островную дугу может происходить только посредством обдукции, когда в зону субдукции попадает задранная часть срединно-океанического хребта [11].

Тем самым становится очевидным, что в пределах аккреционных призм палеозойской 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.

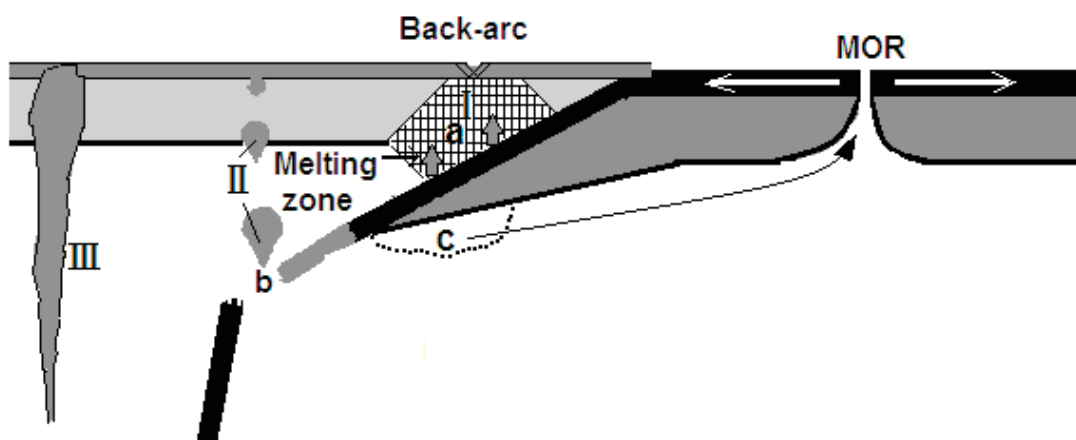


Рис. 9. **Внемасштабная схема иллюстрирует зону субдукции чилийского типа.** Компоненты: *a* – гиперсолевой хлоридный флюид; *b* – ассимилированный расплав, обогащенный дополнительно LILE, HFSE и LREE за счет плавления океанических осадков и базальтов (компонента [LE]Cl); *c* – аналоги компоненты (*b*), не содержащие флюидов хлора. Римскими цифрами обозначены: *I* – мантийная камера; *II* – малоглубинные глобулы; *III* – мантийный плюм. Стрелками показаны потоки флюидов, отделяющиеся от погружающихся в зону субдукции пелагических осадком и гидратизированных базальтов. Остальные условные обозначения см. на рис. 7.

В таких системах предполагается быстрое отделение флюида от океанической плиты и формирование флюидно-магматической системы. В основу данной схемы положена геодинамическая модель, разработанная на примере развития андской зоны субдукции Южной Америки [39], в которой использованы данные по эволюции примитивных базальтов Чилийского рифта [40].

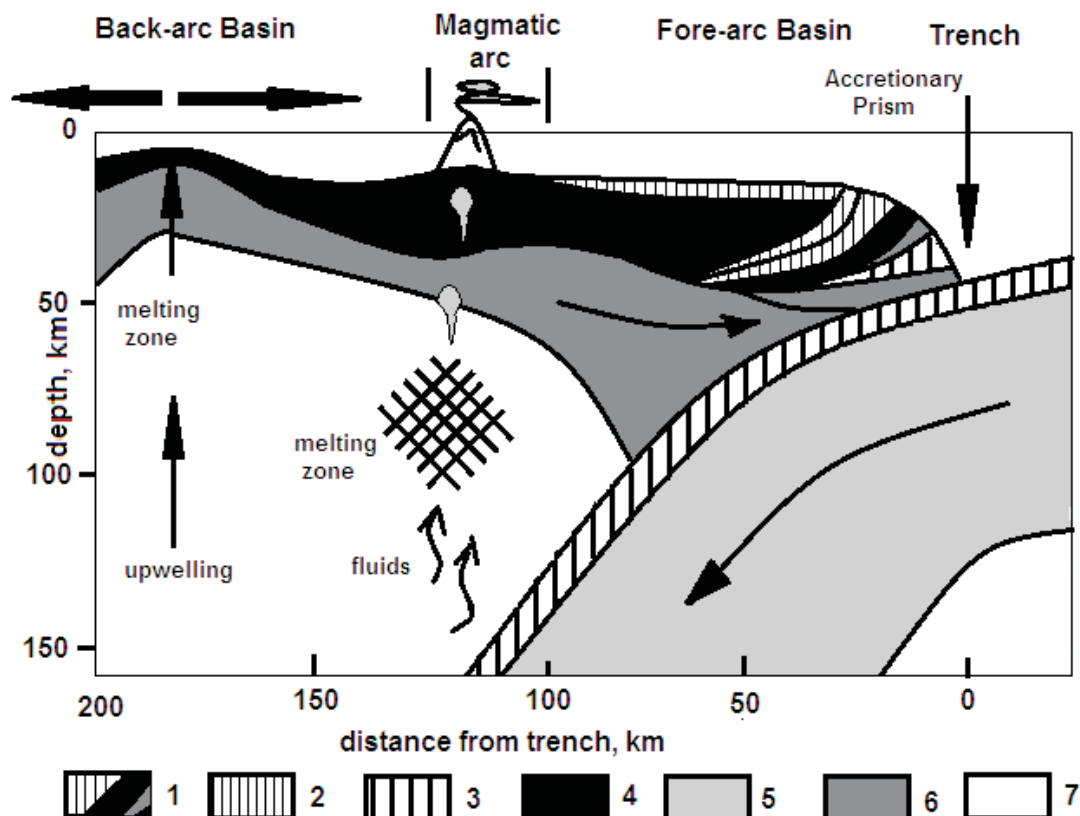


Рис. 10. Схематический разрез островодужной системы по [48]. Строение аккреционной призмы и разновозрастная литосферная мантия по автору: 1 – аккреционная призма; 2 – отложения преддугового бассейна; 3 – океаническая кора; 4 – кора островной дуги и задугового бассейна; 5 – древняя литосферная мантия; 6 – молодая литосферная мантия; 7 – астеносферная мантия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдеев А. В. Геология офиолитовых зон Казахстана. Новосибирск. Автореферат дис. д-р. геол.-мин. наук, 1986, 32 с.
2. Антонюк Р. М. Океаническая кора эвгеосинклинальной области востока Центрального Казахстана // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., 1974.
3. Антонюк Р. М., Евсеенко Р. Д., Хамзин Б. С., Исмаилов Х. К., Выползов В. Л., Маслова И. Г. Офиолитовые комплексы Центрального Казахстана // Геология и охрана недр. 2009. С. 36-45.
4. Базылев Б. А. Петрология и геохимия океанических и альпинотипных перидотитов в связи с проблемой эволюции мантийного вещества. Дис. д-р. геол.- мин. наук, ГЕОХИ РАН, Москва. 2003. <http://students.web.ru/db/msg.html?mid=1171521&s=121100000>
5. Дегтярев К. Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойской окраины в Казахстане. М.: Наука, 1999. 119 с.
6. Дегтярев К. Е., Рязанцев А. В. Модель кембрийской коллизии дуга–континент для палеозойд Казахстана // Геотектоника, 2007, № 1. С. 71-96.
7. Добрецов Н. Л., Кочкин Ю. И., Кривенко А. П., Кутолин В. А. Породообразующие пироксены, М.: Наука, 1971.
8. Ермолов П. В. Новый взгляд на происхождение офиолитовых поясов Казахстана // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2008. № 1. С. 76-85.
9. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 232 с.
10. Квятковский А. Р. Геология и полезные ископаемые Шидерты-Экибастузкого габбро-

перидотитового пояса. Автореферат дис. геол.- мин. наук. Л. 1973. 17 с.

11. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
12. Магратова Л. И. Магматизм и минералогия зон сочленения Ерментауского и Бозша-кольского антиклинориев (Северо-Востока Центрального Казахстана). Автореф. дис. канд. геол.- мин. наук. АН РК. Алматы, 1999. 24 с.
13. Маракушев А. А. Магматические замещение и его петрогенетическая роль // Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1987. Вып. XIV. С. 24-38.
14. Миясиро А., Акиши К., Шенгер А. Орогенез. М.; 1985. 285 с.
15. 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.
16. Объяснительная записка. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаба 1: 500 000. Серия Центрально-Казахстанская. А-А. 1981. 324 с.
17. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника, 1969. № 4. С. 5-23.
18. Пирс Дж. А., Линнард Дж. С., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.; Мир, 1987. С. 134-165.
19. Сондерс А. Д., Тарни Дж. Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах. Геология окраинных бассейнов. Москва «Мир», 1987. С. 102-133.
20. Степанец В. Г. Петрология и геологическая позиция офиолитов Северо-Востока Ц. Казахстана. Диссертация канд. геол.- мин. наук. ИГН АН РК. Алма-Ата, 1992. 325 с.
21. Степанец В. Г. Офиолиты северо-востока Центрального Казахстана. Нордерштедт. БОД. 2008. 172 с.
22. Степанец В. Г., Ермолов П. В. Уран-свинцовые изотопные датировки по циркону габбро мафит-ультрамафитов офиолитов гор Толпак (Центральный Казахстан) // XVI конференция молодых ученых в области наук о земле, посвященная памяти члена-корреспондента АН СССР, профессора К. О. Кратца. Апатиты. 15 - 18 ноября 2005 года. С. 153-156.
23. Степанец В. Г. Составы шпинелидов как индикаторы геодинамических обстановок надсубдукционных мафит-ультрамафитов (на примере офиолитов Центрального Казахстана) // Металлогения древних и современных океанов-2007. Гидротермальные и гипергенные рудоносные системы. Т. I. Научное издание. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007. С. 60-67.
24. Степанец В. Г. Генезис надсубдукционных офиолитов аллохтона северо-востока Центрального Казахстана // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2010. № 5. С. 4-15.
25. Степанец В. Г., Антонюк Р. М., Кряжева Т. В. Раннепалеозойские офиолиты Агырек-Арсаланской аккреционной призмы северо-востока Центрального Казахстана // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2011. № 5. С. 5-28.
26. Тажубаева П. Т., Пономарев Д. В. Коры выветривания ультраосновных пород Казахстана и полезные ископаемые. А-Ата, Наук, 1980. 204 с.
27. Ультраосновные породы. Магм. горные породы. Т. 5. М.: Наука, 1988. 508 с.
28. Arai, S. Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry. Miner. Mag. 1992. 56:P. 173-184.
29. Barnes, S. -J., Melehi, V., and Sokolov, S V. 2001, The composition and mode of formation of the Pechenga nickel deposits, Kola peninsular, northwestern Russia: Canadian Mineralogist, v. 39. P. 447-472.
30. Beccaluva, L.; Macciota, G.; Piccardo, G. B.; and Zeda, O. 1989. Clinopyroxene composition of ophiolitic basalts as petrogenetic indicator. Chem. Geol. 77: P. 165-182.
31. Dick, H. B., and Bullen, T. Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and Alpine-type peridotites and spatially associated lavas. Contrib. Mineral. Petrol. 1984. 86: P. 54-76.
32. Dietz, R. S. Alpine serpentinites as oceanic rind fragments. Geol. Soc. Am. 1963. Bull., 74: P. 947-952.
33. 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.
34. Hess, H. H. Evolution of ocean basins. Report to Office of Naval Research. Contract No. 1858(10), NR 081-067, 1960. 38 S.
35. Ishii, T., Robinson, P. T., Maekawa, H. & Fiske R. Petrological studien of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Isu-Ogasawara-Mariana forearc, Leg 125. In: Fryer P., Pearce J. A., Stokking L. B., et al. (eds) Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 125. College Station TX: Ocean Drilling Progpan, 1992. P. 445-485.
36. Jan, M. Q., and Windley, B. F. 1990. Chromian spinelsilicate chemistry in ultramafic rocks of the Jijal complex, northwestern Pakistan. J. Petrol. 31: P. 667-715.

37. Johnson, K. T. M., Dick, J. B., Shimizu N. Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites, *J-Geophys. Res.*, 1990. 95. P. 2661-2678.
38. Kheraskova, T. N., Didenko, A. N., Bush, V. A., Volozh, Y. A. The Vendian–Early Paleozoic history of the continental margin of Eastern Paleogondwana, Paleoasian Ocean, and Central Asian Foldbelt. *Russian Journal of Earth Sciences*. 2003. V. 5. P. 165–184.
39. Kilian, R. Magmatismus und Stoffkreislauf an aktiven Kontinentalrandern, untersucht am Beispiel der sudlichen Anden. // *Zeitung. Dt. geol. Ges.*; 1997. 148/1. S. 105-152.
40. Klein, E. M., Karsten, J. L. Ocean-ridge basalts with convergent-margin geochemical affinities from the Chile Ridge // *Nature*, 1995. 374. P. 52-57.
41. Maruyama, S., Plume tectonics, *J. Geol. Soc. Japan*, 1994. V. 100. P. 24–49.
42. Metcalf, R. V., and Shervais, J. W. 2008. Suprasubduction-zone ophiolites: Is there really an ophiolite conundrum?, in Wright, J.E., and Shervais, J.W., eds., *Ophiolites, Arcs, and Batholiths: A Tribute to Cliff Hopson: Geological Society of America Special Paper 438*. P. 191–222.
43. Miyashiro A. The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1973. 19. P. 218-224.
44. Proenza, J. A.; Ortega-Gutierrez, F.; Camprubi, A.; Tritlla, J.; Elias-Herrera, M.; and Reyes Salas, M. 2004. Paleozoic serpentinites enclosed chromitites from Tehuitzingo (Acatla'n Complex, southern Mexico): a petrological and mineralogical study. *J. S. Am. Earth Sci.* 16: P. 649–666.
45. Rampone, E., Piccardo, G. B., Vannucci- R., Bottazzi, P., Ottolini, L. *Subsolidus reactions monitored by trace element partitioning: The spinel- to plagioclase-facies transition in mantle peridotites* // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1993. 115. P. 1-17.
46. Sinton, J. M., Ford, L. I., Chappell, B., McCulloch, M. Magma Genesis and Mantle Heterogeneity in the Manus Back-Arc Basin, Papua New Guinea // *J. of Petrology*, 2003. Vol. 44. № 1. P. 159-195.
47. Steinmann, G. Die Ophiolithischen Zonen in dem mediterranean Kettengebirge. 14th Inter. Geol. Cong, Madrid.2, 1927. P. 638-667.
48. Stern, R. J. 2002. Subduction zones. *Rev. Geophys.* 40:1012, doi:10.1029/2001RG000108.
49. Stern, R. J. 2004. Subduction initiation: spontaneous and induced. *Earth Planet. Sci. Lett.* 226: P. 275–292.
50. Uyeda, S. & Kanamori, H. Back-arc opening and mode of Subduction // *Journal of Geophysical Research*, 1979. 84. P. 1049-1061.
51. Wegener A. Die Entstehung der Kontinent // *Geologische Rundschau*. 1912. Bd 3. S. 276-471.

НИЯЗОВУ Амантаю Рустемовичу - 75 лет



19 июня 2012 г. исполняется 75 лет Ниязову Амантаю Рустемовичу - крупному геологу, доктору геолого-минералогических наук, профессору. А. Р. Ниязов родился в 1937 г. в г. Алма-Ате Казахской ССР. В 1955 г. окончил школу с серебряной медалью. После окончания Казахского горно-металлургического института в 1960 г., получив специальность «горный инженер-геолог», прибыл в Мечетную геологоразведочную партию (позже Джетыгаринская экспедиция), где прошел путь от рядового техника-геолога до одного из ведущих специалистов объединения «Севказнедра». Вся производственная и научная деятельность Ниязова А. Р. связана с изучением геологического строения и металлогении Северного Казахстана (Кустанайского Зауралья и восточного борта Тургайского прогиба).

В 1965–79 гг. работал в должности главного геолога Джетыгаринской геологоразведочной экспедиции, в 1979–88 гг. – главным геологом Тургайской геологоразведочной экспедиции, в 1988–92 гг. – после защиты докторской диссертации – заведующим кафедры геологической съемки Казахского политехнического института.

С апреля 1992 г. Амантай Рустемович работал научным руководителем научно-инженерного геолого-экономического центра «Болжау» Инженерной Академии Республики Казахстан, а с 1993 г. по настоящее время работает генеральным директором ТОО «Зерттеу».

За годы работы в Северном Казахстане под его методическим руководством и непосредственном участии в Джетыгаринском рудном районе были открыты, опоискованы и частично разведаны золоторудные месторождения Кутюхинское, Комаровское, Тохтаровское и Аккаргинское, титан-редкометальное Кундыбайское, молибден-вольфрамовое Дрожиловское, медно-порфировые Баталинское, Спиридоновское, бокситовые – Тавриченское и Мюктыкульское, кварц-полевошпатовое Бисембаевское, а в пределах Улытауского рудного района свинец-редкометальное Жана-Аркалыкское месторождение, Маятасское золоторудное поле, новые залежи бокситов в пределах Амангельдинского бокситорудного поля.

За этот же период разведаны и защищены в ГКЗ СССР и переданы промышленности такие объекты как Шевченковское месторождение силикатных кобальт-никелевых руд, глубокие горизонты Джетыгаринского месторождения хризотил-асбеста, Шекубаевское месторождение цементных глин, Орловское месторождение бурых углей, Западно-Тургайское месторождение пресных подземных вод.

Одновременно с производственной практической деятельностью Амантай Рустемович изучал новые типы руд металлов в коре выветривания Северного Казахстана, итогом этой научной работы стала кандидатская диссертация «Титаноносные коры выветривания Джетыгаринского рудного района» (1974 г.).

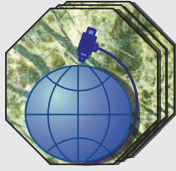
В 1987 г. защитил докторскую диссертацию по теме «Рудоносные коры выветривания Северного Казахстана», в которой обосновал перспективы новых типов руд в корах выветривания: ильменит-черчитовые титан-иттрий-редкоземельные в корах выветривания метаморфических пород (кундыбайский тип), свинцово-редкометальные руды в корах выветривания девонских карбонатно-терригенных толщ (жана-аркалыкский тип), обогатимые асболоановые силикатные никель-кобальтовые руды в корах выветривания ультраосновных пород, скандиевые стерретитовые руды в корах выветривания пироксенитов и габбро, перренатовые руды в корах выветривания молибденитовых грейзеновых руд. Автор более 70-ти научных трудов и геологических отчетов, в настоящее время является членом Ученого Совета Казахского технического университета им. К. И. Сатпаева и членом редколлегии «Горно-геологического журнала» (г. Житикара).

В 1967–69 гг. избирался депутатом Джетыгаринского горсовета и в 1987-90 гг. – Тургайского Облсовета.

За добросовестный труд, большой вклад в развитие геологической отрасли А. Р. Ниязов отмечен правительственными наградами: медалью «За доблестный труд» в ознаменование 100-летия со дня рождения В. И. Ленина, Почетной грамотой Министерства геологии СССР и ЦК профсоюзов, знаком «Победитель соцсоревнования», медалью «За заслуги в разведке недр СССР», бронзовой медалью ВДНХ СССР «За достигнутые успехи в развитии народного хозяйства СССР», медалью «Отличник разведки недр СССР», знаком «Первооткрыватель месторождения Республики Казахстан», дипломом и нагрудным знаком «Почетный разведчик недр РК».

Поздравляем Амантая Рустемовича Ниязова с юбилеем и желаем доброго здоровья, долгих лет жизни, новых успехов в научной деятельности.

Редакция «Горно-геологического журнала», коллеги



ТОО «АСБЕСТОВОЕ ГРП»

- **Изучение геологического строения месторождения, горно-геологических и инженерно-геологических условий, гидрогеологических характеристик**
- **Проектирование горных выработок, геологическое трехмерное моделирование, прогноз и оценка запасов в программе Micromine**
- **Разработка ТЭО, пересмотр и утверждение локальных технических проектов по горным работам**
- **Бурение скважин на все виды полезных ископаемых**
- **Геолого-маркшейдерское обслуживание при пользовании недрами**
- **Инженерно-геодезические и инженерно-геологические изыскания**
- **Проектные и строительно-монтажные работы**

К СВЕДЕНИЮ АВТОРОВ

1. Статьи в «Горно-геологический журнал» принимаются набранными в текстовом и электронном вариантах MS Word-97/2003 на русском языке.
2. Статьи должны сопровождаться аннотациями, содержащими не более 10 строк. Название статей и аннотаций к ним следует давать на государственном, русском и английском языках.
3. В верхней части статьи по центру строчными буквами жирным шрифтом без переноса - название статьи, на следующей строке полужирным шрифтом - инициалы и фамилии авторов, ученая степень, на следующей строке - полное название организации, где выполнена работа, город, страна.
4. Максимальный объем материала 7 страниц формата А4. Материал печатается через 1,5 интервала, шрифт №12, Times New Roman, выравнивание по ширине, красная строка 0,7 см. Поля - верхнее, нижнее, справа и слева - 2,5 см. Страницы статьи обязательно нумеруются.
5. Рукопись должна иметь индекс УДК.
6. В конце рукописи приводится список литературы, в тексте указываются номера ссылок в порядке цитирования. Таблицы (Word, Excel) и графические материалы (Jpg, Tiff) располагаются по тексту статьи. Графические материалы представляются в черно-белом варианте с условными обозначениями (крап). Цветные иллюстрации печатаются за отдельную плату.
7. Сданные в редакцию статьи авторам не возвращаются.
8. Для публикации статей в журнале представить фото всех авторов в цветном варианте.

Адрес редакции:

110700 г. Житикара Костанайской обл., 4 мкр., д. 5а
ТОО «Асбестовое ГРП»

E-mail: nizamid@mail.ru

Контактные телефоны: 8 (714 35) 2-22-72; 2-35-60. Факс 8 (714 35) 2-22-72.

Журнал
распространяется в
Республике Казахстан,
Российской Федерации

Ответственность
за достоверность
фактов и сведений,
содержащихся в
публикациях, несут
авторы

Ответственность
за содержание рекламы
несут рекламодатели

При перепечатке
материалов ссылка на
«Горно-геологический
журнал» обязательна



ТОО “АГРП”
110700, г. Житикара, Республика Казахстан
тел./факс: 8 (71435) 2-22-72
e-mail: nizamid@mail.ru