ISSN 0002-3272



ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

# К.Е. Дегтярёв

# ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСТРОВОДУЖНЫХ СИСТЕМ И ФОРМИРОВАНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ КАЛЕДОНИД КАЗАХСТАНА

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК Учреждение Российской академии наук Геологический институт



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES Geological Institute RAS, Research Organization of the Russian Academy of Sciences



Founded in 1932 Vol. 602

## **K.E. DEGTYAREV**

# TECTONIC EVOLUTION OF THE EARLY PALEOZOIC ISLAND ARCS AND CONTINENTAL CRUST FORMATION IN CALEDONIDES OF KAZAKHSTAN

Moscow GEOS 2012 Основаны в 1932 году Вып. 602

# К.Е. ДЕГТЯРЁВ

# ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСТРОВОДУЖНЫХ СИСТЕМ И ФОРМИРОВАНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ КАЛЕДОНИД КАЗАХСТАНА

Москва ГЕОС 2012 Редакционная коллегия:

М.А. Федонкин (главный редактор), М.А. Ахметьев, Ю.О. Гаврилов, Ю.В. Карякин, Ю.Г. Леонов, М.А. Семихатов, С.Д. Соколов, М.Д. Хуторской Рецензенты: С.В. Руженцев, А.М. Никишин

**Труды Геологического института** / Геол. ин-т. — М.: Изд-во АН СССР, 1932–1964. — М.: Наука, 1964. — ISSN 0002-3272

Вып. 602: Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужых систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана / К.Е. Дегтярёв – М.: ГЕОС, 2012. – 289 с. + 28 с. цв. вкл. Ил. 136. Библ. 261 назв.

#### ISBN 978-5-89118-571-5

В монографии обобщены данные о строении, возрасте и особенностях состава раннепалеозойских островодужных комплексов Казахстана, предложены модели их тектонической эволюции и формирования каледонской структуры этого региона. Даны детальные описания строения Чингизского и Степнякского сегментов каледонид Казахстана, сложенных в основном раннепалеозойскими островодужными комплексами. Рассмотрены процессы формирования континентальной коры этих сегментов на протяжении всего палеозоя и предложены модели ее глубинного строения. В монографии широко использованы новейшие геохронологические, геохимические и изотопные данные

Для широкого круга специалистов, интересующихся вопросами тектоники и геодинамики Центральной Азии, проблемами эволюции активных палеоокраин.

Публикуется при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований 11-05-07079

Рфи

Editorial Board:

M.A. Fedonkin (Editor-in-Chief), M.A.Akhmetiev, Yu.O. Gavrilov, Yu.G.Leonov, Yu.V.Kariakin, M.D. Khutorskoi, M.A.Semikhatov Reviewers: S.V. Rugentsev, A.M. Nikishin

**Transactions of the Geological Institute** / Geological Inst. — Moscow: Publishers of the USSR Academy of the Sciences, 1932–1964. — Moscow: Nauka, 1964. –. – ISSN 0002-3272

**Vol. 602:** Tectonic evolution of the Early Paleozoic island arcs and continental crust formation in Caledonides of Kazakhstan / K.E. Degtyarev — Moscow: GEOS, 2012. — 289 p. Il. 136. Bibl. 261.

ISBN 978-5-89118-571-5 (in cloth)

Data on the structure, age and composition of Early Paleozoic island arc complexes of Kazakhstan are generalized in this monograph. Models of tectonic evolution and formation of Caledonian structure of this region are suggested. Detailed descriptions of the Chingizsky and Stepnyaksky segments structure of Kazakhstan Caledonides, composed mainly of Early Paleozoic island arc complexes, are presented. The processes of continental crust formation of these segments during all Paleozoic are considered and models of continental crust deep structure are proposed. Newest geochronological, geochemical and isotopic data are broadly used in monograph.

For wide range of specialists, interested in tectonics and geodynamics of Central Asia, problems of evolution of active paleomargins.

Издание РФФИ не подлежит продаже

Фото на 1-ой стр. обложки: Хребет Чингиз вид на Сарышокинский гранитный массив (фото К.Н. Шатагина) Фото на 4-ой стр. обложки: Горы Ерементау в районе пос. Алгабас (фото А.В. Рязанцева)

> © К.Е. Дегтярёв, 2012 © ГИН РАН, 2012

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	6
Общие сведения о структуре палеозоид Казахстана и Северного Тянь-Шаня	9
Часть І. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем Казахстана	18
Глава I.I. Сарыаркинский кембрийско-раннеордовикский вулканический пояс	18
Глава І.ІІ. Чингиз-Северотяньшаньский средне-позднеордовикский вулканический поя	c105
Глава I.III. Ескембай-Балкыбекский офиолитовый пояс	121
Глава I.IV. Байдаулет-Акбастауский ордовикский вулканический пояс	142
Глава I.V. Раннепалеозойская эволюция островодужных систем и формирование каледонской структуры Казахстана	151
Часть II. Процессы формирования и строение континентальной коры крупных	
сегментов каледонских складчатых сооружений Казахстана	157
Глава II.І. Чингизский сегмент	157
Глава II.II. Степнякский сегмент	227
Заключение	276
Литература	277

### ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблема тектонической эволюции островодужных систем и их роли в формировании континентальной коры относится к числу наиболее актуальных фундаментальных проблем в науках о Земле. Островодужные комплексы в пределах многих палеозойских складчатых поясов слагают крупные сегменты, изучение которых позволяет выявлять основные этапы и закономерности формирования континентальной коры в пределах островных дуг, определить роль и значение новообразованного сиалического вещества в коре этих поясов. С развитием новых прецизионных методов изучения стратифицированных и плутонических комплексов появилась возможность делать выводы о строении, возрасте и составе не только верхних, но также средних и нижних горизонтов коры палеозойских складчатых сооружений, сложенных островодужными комплексами. В монографии рассматриваются каледонские складчатые сооружения Казахстана, являющиеся прекрасными примерами островодужных провинций, где возможно изучение процессов формирования континентальной коры, строения и состава ее различных горизонтов.

Цель работы – состояла в том, чтобы на основе данных о геологическом строении, структурной эволюции и составе раннепалеозойских вулканогенно-осадочных и плутонических комплексов реконструировать тектоническую эволюцию раннепалеозойских островодужных систем и разработать интегрированную геодинамическую модель формирования континентальной коры каледонид Казахстана. В основу книги положены оригинальные материалы, собранные автором в течение многолетних исследований (1991–2010 гг.) в различных районах Казахстана. В работе учтены опубликованные к настоящему времени стратиграфические, структурные, петрологические и другие геологические данные по нижнепалеозойским вулканогенно-осадочным и плутоническим комплексам Казахстана.

Работа состоит из двух крупных частей, которые предваряются вводным разделом. В этом разделе даются общие сведения о структуре палеозоид Казахстана. Здесь рассмотрены варисцийские структуры Казахстана и основные этапы их эволюции, а также кратко описаны главные каледонские структуры Казахстана, выделены крупные вулканические пояса, в строении которых участвуют реликты одной или нескольких островодужных систем, а также комплексы бассейнов с океанической корой. В первой части монографии детально рассмотрены структурное положение, обоснование возраста, состав и обстановки формирования комплексов, участвующих в строении каждого из выделенных раннепалезойских вулканических поясов, а также предложена модель эволюции раннепалеозойских островодужных систем и формирования каледонской структуры Казахстана. Во второй части монографии на примере двух крупных сегментов каледонид Казахстана: Чингизского и Степнякского, сложенных только комплексами различных раннепалеозойских островных дуг, рассмотрены процессы формирования и предложены модели глубинного строения континентальной коры этих сегментов.

При проведении исследований использовался комплекс полевых и лабораторных методов. Во время полевых работ проводилось крупномасштабное геологическое картирование опорных участков в Чингизском, Бощекульском и Степнякском районах Казахстана, составлялись стратиграфические разрезы вулканогенно-осадочных и осадочных толщ, проводились сборы органических остатков и отбирались пробы магматических пород для их последующего лабораторного изучения. Лабораторные методы включали геохронологические, петро-геохимические и изотопные исследования раннепалеозойских магматических комплексов.

Для проведения U-Pb геохронологических исследований отбирались пробы из магматических пород кислого состава, выделение акцессорного циркона проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей в лаборатории минералогического и трекового анализа ГИН РАН Н.Я. Щербачевой и И.С. Ипатьевой под руководством А.В. Соловьева. U-Pb исследования проводились методом термо-ионизационной масс-спектрометрии (ID-TIMS) в лаборатории изотопной геологии ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) Е.Б. Сальниковой, С.З. Яковлевой, И.В. Анисимовой, Н.Ю. Загорной под руководством А.Б. Котова. Выбранные для U-Pb геохронологических исследований кристаллы циркона подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1 М HNO3. При этом после каждой ступени зерна циркона (или их фрагменты) промывались особо чистой водой. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике Т.Е. Кроу [Krogh, 1973]. В некоторых случаях для уменьшения степени дискордантности использовалась аэроабразивная обработка [Krogh, 1982]. Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном массспектрометре Finnigan MAT-261 в статическом и динамическом (с помощью электронного умножителя) режимах. Точность определения содержаний U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Рb и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программам «PbDAT» [Ludwig, 1991] и «ISOPLOT» [Ludwig, 1999]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [Steiger, Jager, 1976]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [Stacey, Kramers, 1975]. Все ошибки приведены на уровне 2-о.

Для петро-геохимического изучения магматических пород были использованы различные методы определения концентраций химических элементов. Концентрации главных элементов определялись методом «мокрой химии» в Центральной-химической лаборатории ПГО «Центрказгеология» г. Караганда, методом «мокрой химии» и рентгено-флюоресцентным

методом в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН на последовательном спектрометре S4 Pioneer фирмы «Bruker» (Германия) с использованием программного обеспечения «Spectra-Plus» под руководством С.М. Ляпунова и в ИГЕМ РАН на спектрометре PHILIPS® PW-2400 А.И. Якушевым. Концентрации редкоземельных элементов (РЗЭ) и других элементов-примесей определены методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на приборе Perkin-Elmer® ELAN-DRC в лаборатории ИМГРЭ МПР РФ Д.З. Журавлевым, а также методами атомноэмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICAP-61, Thermo Jarrell Ash; X-7, Thermo Elemental, США) в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (г. Черноголовка) под руководством В.К. Карандашева.

Изотопные исследования проводились в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН К.Н. Шатагиным на многоколлекторном масс-спектрометре Sector 54 и в лаборатории изотопной геологии ИГГД РАН В.П. Ковачем на многоколлекторном массспектрометре Triton TI.

Всем коллегам, проводившим геохронологические, петро-геохимические и изотопные исследования, автор выражает глубокую признательность и надеется на дальнейшее плодотворное сотрудничество.

При изучении петро-геохимических особенностей раннепалеозойских магматических комплексов Казахстана были использованы пробы из коллекций любезно предоставленные А.В. Рязанцевым, Л.Л. Германом, М.З. Новиковой, В.И. Борисенком, которым автор искренне благодарен.

Появление этой книги стало возможным благодаря многим людям и, прежде всего, хочется поблагодарить преподавателей кафедры исторической и региональной геологии Б.Я. Журавлева, Д.И Панова, В.С. Милеева, Ю.А. Зайцева, А.Б. Веймарна, А.М. Никишина, которые щедро делились своими знаниями о геологии в период обучения на Геологическом факультете МГУ.

Огромное влияние на становление автора как геолога оказала работа в Центрально-Казахстанской экспедиции Геологического факультета МГУ, начавшаяся еще в студенческие годы и продолжавшаяся до 1991 г. Благодаря работе с такими знатоками геологии Казахстана как А.В. Рязанцев, Л.Л. Герман, В.И. Борисенок, М.З. Новикова, Н.А. Герасимова, Л.А. Щеголева<sup>†</sup>, А.В. Тевелев, Э.М. Спиридонов, А.Д. Гидаспов, автор пришел в Геологический институт уже сформировавшимся специалистом.

В Геологическом институте РАН изучение геологии Казахстана продолжалось в лаборатории геодинамики позднего докембрия и фанерозоя под руководством заведующих А.А. Моссаковского† и С.А. Куренкова†, которым автор искренне признателен.

Автор благодарен своим коллегам из Лаборатории геодинамики позднего докембрия и фанерозоя и других лабораторий Геологического института РАН: М.Л. Баженову, С.В. Дубининой, Н.Б. Кузнецову, А.Б. Кузьмичеву, Н.М. Левашовой, М.Г. Леонову, М.В. Лучицкой, Г.Е. Некрасову, С.В. Руженцеву, А.В. Рязанцеву, Г.Н. Савельевой, С.Г. Самыгину, С.Д. Соколову, А.А. Третьякову, А.А. Федотовой, Е.В. Хаину, Т.Н. Херасковой, А.С. Якубчуку за очень полезные консультации при проведении исследований и написании работы.

Полевые работы в Казахстане были бы невозможны без участия в них М.Л. Баженова, А.Б. Котова, Н.М. Левашовой, А.В. Миколайчука, О.И. Никитиной, А.Р. Орловой, А.В. Рязанцева, А.А. Третьякова, Т.Ю. Толмачевой, К.Н. Шатагина, А.С. Якубчука, которых автор сердечно благодарит.

Работы на территории Республики Казахстан проводились при поддержке Комитета геологии и недропользования Министерства индустрии и новых технологии Республики Казахстан и его председателя доктора геол.мин. наук Б.С. Ужкенова, Межрегионального департамента «Центрказнедра» (г. Караганда) и его начальника Б.С. Хамзина, руководства ТОО «Центргеолсъемка» (г. Караганда) и его сотрудников Р.М. Антонюка и М.С. Гранкина, руководства и сотрудников Института геологических наук им. К.И. Сатпаева, ОАО «Кокшетаугидрогеология» и его главного геолога А.А. Заячковского, сотрудников горногеологической компании «Ак-Бура» (г. Щучинск). Всем организациям Республики Казахстан, их руководителям и сотрудникам автор выражает искреннюю признательность.

Огромная поддержка при проведении полевых работ была оказана автору и его коллегам руководством (Ю.А. Трапезниковым<sup>†</sup>, Г.Г. Щелочковым и А.К. Рыбиным) и всем коллективом Научной станции РАН в г. Бишкеке, которым автор хочет выразить свою искреннюю признательность.

Весьма полезными были обсуждения проблем геологии Центрально-Азиатского складчатого пояса с академиком Ф.А. Летниковым, Е.Ф. Летниковой, М.М. Шершаковой, А.В. Шершаковым и чл.-корр. РАН В.В. Ярмолюком, которым автор выражает глубокую благодарность.

Биостратиграфические исследования, включавшие сборы и изучение различных органических остатков, проводились С.В. Дубининой, Л.А. Курковской, А.Р. Орловой, Е.А. Сережниковой, Т.Ю. Толмачевой, которым автор искренне благодарен.

Особую благодарность автор хочет выразить М.В. Лучицкой и А.Б. Котову, взявшим на себя труд прочтения и редактирования многих глав монографии, а также А.В. Рязанцеву, с которым неоднократно обсуждал различные аспекты работы и проводит полевые исследования в различных районах Казахстана в течение более 20 лет.

Автор выражает свою благодарность В.А. Котову и Н.А. Голионко, которые оказали большую помощь в подготовке работы.

Работы по теме монографии проводились при финансовой поддержке РФФИ (проекты 00-05-64646, 03-05-64782, 06-05-65311, 09-05-00933) и Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН: «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса: от палеоокеана к континенту» (2003–2005 гг.), «Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры» (2006–2008 гг.), «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ» (2009–2011 гг.).

## ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРУКТУРЕ ПАЛЕОЗОИД КАЗАХСТАНА И СЕВЕРНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

В строении палеозоид Казахстана и Северного Тянь-Шаня участвуют сиалические массивы с докембрийской континентальной корой, а также комплексы палеозойских активных континентальных окраин различных типов. Формирование структуры палеозоид Казахстана и Северного Тянь-Шаня связано с несколькими этапами каледонских и варисцийских деформаций. В течение варисцийского тектогенеза общий структурный рисунок этой области определялся коллизией Восточно-Европейского, Сибирского и Таримского континентальных блоков, которая сопровождалась раздавливанием, расположенных между ними палеозойских складчатых систем. Отражением дислокаций в горизонтальной плоскости явилось формирование Казахстанского ороклина - крупной горизонтальной складки, в которую деформированы палеозойские и более древние складчатые зоны. Подобные структуры являются характерными элементами тектоники латерального выжимания, проявляющейся при коллизионном взаимодействии крупных континентальных блоков [Копп, 1997; Рязанцев, 2001]. Особенностью Казахстанского ороклина является его формирование в условиях продольного изгиба складчатых структур в горизонтальной плоскости, что может быть связано с отсутствием жесткого блока во внутренней части ороклина [Копп, 1997].

#### Варисцийские структуры

Казахстанский ороклин маркируется средне- и позднепалеозойскими вулкано-плутоническими поясами. В современной структуре эти пояса имеют различную кривизну, что может быть связано как с разной степенью их изгибания, так и с различиями первичных очертаний. Самым древним является Казахстанский

А.А. Богдановым [Богданов, 1959, 1965]. В его строении участвуют континентальные, преимущественно кислые, вулканогенные толщи нижнего-среднего девона, несогласно залегающие на докембрийских и каледонских комплексах (рис. 1, см. цв. вклейку). Этот пояс является маркирующей структурой среднепалеозойской активной окраины Андского типа [Рязанцев, 1999]. Вулканогенные толщи девонского пояса имеют достаточно простую складчатую структуру, для которой характерны в основном брахиморфные крупные складки с залеганием пластов на крыльях не более 30-40°. В отдельных случаях сохраняются элементы первичных вулкано-тектонических структур. Такие особенности складчатой структуры девонских вулканических комплексов объясняются как жестким каледонским или докембрийским фундаментом, так и реологическими особенностями кислых эффузивов. Первичные очертания девонского вулканического пояса, вероятно, были близки к прямолинейным. Такое предположение подтверждается палеомагнитными данными, согласно которым основной этап ороклинального изгибания приходится на интервал от середины живета до конца карбона. В течение этого времени широтная (Карагандинская) и северо-восточная (Чингизская) ветви пояса были повернуты на примерно 90 и 155-160° соответственно относительно южной (Тянь-Шаньской) и юго-западной (Чу-Илийской) ветвей, при этом простирания последних были близки к современным – в пределах этих ветвей среднепалезойские палеомагнитные направления (после снятия пермских поворотов) указывают на север (рис. 1, см. цв. вклейку) [Гришин и др., 1997; Levashova et al., 2003, 2009; Abrajevich et al., 2007, 2008; Баженов, Левашова, 2008].

девонский вулканический пояс, выделенный

Девонский вулканический пояс с северо-востока, севера, юго-запада и юга обрамляет Джунгаро-Балхашскую варисцийскую складчатую область, в строении которой участвуют мощные флишевые и вулканогенно-обломочные толщи силура – нижнего и низов среднего девона. Эти комплексы заполняли крупный преддуговой прогиб, формировавшийся перед фронтом девонского вулканического пояса [Рязанцев, 1999]. Девонские и силурийские терригенные и туфогенно-терригенные толщи залегают на деформированных островодужных вулканитах, офиолитах, кремнисто-базальтовых, кремнистых и олистостромовых комплексах среднего-верхнего ордовика и самых низов силура, которые обнажены в пределах узких сложно построенных зон (Спасской, Тектурмасской, Северо-Балхашской, Агадырской). В отдельных случаях девонские флишевые и вулканогенноосадочные толщи перекрывают докембрийские метаморфические комплексы (северо-восток Актау-Джунгарского сиалического массива). На юго-востоке Джунгаро-Балхашской области силурийские и девонские флишевые толщи замещаются средне-верхнедевонскими офиолитами и кремнисто-базальтовыми комплексами, разрез которых наращивается кремнисто-сланцевыми толщами верхнего девона - низов карбона. Эти образования приурочены к узким сложно построенным зонам на востоке Джунгарского Алатау и в Западной Джунгарии [Аристов и др., 1993; Дегтярев и др., 1993].

Структура Джунгаро-Балхашской области, резко отличающаяся от структур девонского пояса, сформировалась в результате нескольких фаз деформаций в течение среднего девона – позднего палеозоя. При этом деформации каждой последующей фазы накладывались на структуры предыдущих, значительно усложняя их [Зайцев, 1984; Якубчук и др., 1989; Читалин, 1991; Chitalin, 1996; Тевелев, 2003]. Средне-позднепалеозойские деформации комплексов Джунгаро-Балхашской варисцийской области, скорее всего, связаны с образованием Казахстанского ороклина и происходили в обстановке сжатия, ось которого расположена в направлении северо-восток - юго-запад (современные координаты). При этом варицийские комплексы Джунгаро-Балхашской области выжимались в северо-западном и северном направлениях, надвигаясь на вулканогенные толщи девонского пояса и, подстилающие их, каледониды [Читалин, 1988; Chitalin, 1996].

Наиболее ранние деформации, фиксирующиеся только в северо-западной части Джунгаро-Балхашской области, происходят в середине живета (тельбесская фаза). Деформации этого возраста проявились как в варисцийских структурах (западная часть Нуринского, Успенский и Жаман-Сарысуйский синклинории), так и пределах северо-западной части Актау-Джунгарского сиалического массива. В это время были дислоцированы силурийско-раннеживетские флишевые комплексы и произошла проградация вулканического пояса в сторону Джунгаро-Балхашской области, а терригенные толщи были с несогласием перекрыты континентальными вулканитами верхнего живетафрана [Тевелев и др., 2003].

К посттельбесским событиям относится возникновение фаменского Котырасан-Калмакэмельского вулканического пояса, который смещен по отношению к ранне-среднедевонскому на 150–200 км внутрь Джунгаро-Балхашской области. В тылу этого пояса в фаменское время возникает серия рифтогенных прогибов (Спасская, Успенская, Акжал-Аксоранская, Акбастауская и др. зоны) с некомпенсированным черносланцевым осадконакоплением, которое сопровождалось излияниями субщелочных базальтов и формированием стратиформных железо-марганцевых и полиметаллических месторождений (рис. 1, см. цв. вклейку) [Рязанцев, 1999; Тевелев, 2003].

Однако, наряду с задуговым положением по отношению к Котырасан-Калмакэмельскому вулканическому поясу, эти прогибы являются также частью более крупного Тениз-Балхашского рифтового пояса, формирование которого трудно связать только с задуговым растяжением [Кабанов и др., 1993]. К этому поясу, наряду с рифтогенными прогибами Джунгаро-Балхашской области, относятся грабенообразные структуры Сарысу-Тенизского водораздела, фундаментом для которых являлись комплексы девонского вулканического пояса и, подстилающие их, каледониды. Отличительной чертой грабенов Сарысу-Тенизского водораздела являлось компенсированное карбонатное мелководное осадконакопление с контрастным распределением мощностей осадков (от 600-1000 до 2500-4000 м), редко мелководные отложения расслаиваются пачками глубоководных осадков. Следует обратить внимание на положение Сарысу-Тенизского водораздела в структуре Казахстанского ороклина. Этот регион находится в месте наиболее резкого (более 90°) изгиба простираний структур девонского пояса, когда широтные простирания изменяются на северо-западные (рис. 1, см. цв. вклейку). Причем этот изгиб не осложняется сдвигами или другими крупными разрывными нарушениями, поэтому с ним может быть связано возникновение структур растяжения во внешних частях ороклина, которые представлены фамен-нижнекаменноугольными грабенами Сарысу-Тенизского водораздела.

Две другие фазы деформаций в середине визе (саурская) и на границе ранней и поздней перми (саякская) привели к завершению формирования Казахстанского ороклина. Этот процесс сопровождался надвиганием пограничных структур Джунгаро-Балхашской области на каледониды, дугообразным изгибанием более древних структурных единиц, а также образованием сигмоидальных складок (Северо-Балхашская сигмоида). При этом радиус изгибания уменьшается к внутренним частям этой области, где укорочение структурных единиц было наибольшим.

К рассматриваемому временному интервалу (середина визе - конец ранней перми) относится заложение и основная стадия развития Балхаш-Илийского вулкано-плутонического пояса, формирование которого происходит одновременно с образованием ороклина. Балхаш-Илийский вулканический пояс в своих широтном и северо-восточном отрезках смещен относительно девонского пояса внутрь ороклина на 50-200 км и перекрывает флишевые среднепалеозойские комплексы Джунгаро-Балхашской области (рис. 1, см. цв. вклейку). Юго-западный и южный отрезки Балхаш-Илийского пояса наложены на девонские континентальные вулканиты и, подстилающие их, каледониды. Балхаш-Илийский пояс имеет подковообразные очертания, но меньший, чем девонский пояс, радиус изгибания. Такие очертания могут быть следствием более значительных плановых деформаций Балхаш-Илийского пояса, что возможно только в случае его первично прямолинейных очертаний. Однако Балхаш-Илийский пояс начал свое развитие уже после начала формирования Казахстанского ороклина и развивался синхронно с продолжающимися деформациями. Поэтому подковообразные очертания Балхаш-Илийского пояса в значительной степени являются первичными, хотя в конце карбона-начале перми радиус

изгибания этой структуры, вероятно, был значительно меньшим. Свои современные очертания пояс приобрел в самом конце палеозоя и, возможно, в начале мезозоя после саякской и киммерийской фаз деформаций.

Тельбесская, саурская и саякская фазы деформаций проявились и в пределах девонского вулканического пояса, где их выражением явилось постепенное все более значительное изгибание пояса в горизонтальной плоскости и формирование его подковообразных очертаний (рис. 1, см. цв. вклейку).

В раннем триасе Казахстанский ороклин был нарушен серией крупных сдвигов, которые еще более исказили первичную структуру палеозоид [Читалин, 1991; Chitalin, 1996]. Наибольшее значение имели гигантскоамплитудные (протяженностью 800–2000 км и амплитудой смещения 60–100 км – Центрально-Казахстанский, Чингизский, Талассо-Ферганский) и крупноамплитудные (протяженностью 140–300 км и амплитудой смещения 10– 20 км – Байдаулетовский, Джалаир-Найманский и др.) сдвиги. В результате смещения по сдвигам произошло дополнительное поперечное сокращение Казахстанского орколина в 1,43 раза [Читалин, 1991].

#### Каледонские структуры

Основной структурой маркирующей Казахстанский ороклин, как уже отмечалось выше, является девонский вулканический пояс. Так как континентальные вулканиты девонского пояса с несогласием перекрывают различные более древние образования, то при формировании ороклина раннепалеозойские и докембрийские структуры, также как вулканический пояс, испытали деформации в горизонтальной плоскости. Поэтому при реконструкции раннепалеозойских структур Казахстана и Северного Тянь-Шаня в первую очередь необходимо учитывать их ороклинальный изгиб в среднем-позднем палеозое и смещения по сдвигам в начале мезозоя. Однако, кроме средне-позднепалеозойских деформаций, нижнепалеозойские и докембрийские комплексы подверглись интенсивной тектонической переработке в результате нескольких этапов раннепалеозойских деформаций. К деформациям этого возраста относятся системы тектонических покровов, смещения по крупным сдвигам, в том числе ориентированные к простиранию структур под острыми углами, и горизонтальные складки с близвертикальными шарнирами.

Рассмотрим основные докембрийские и раннепалеозойские структуры Казахстана и Северного Тянь-Шаня по направлению от внешних частей ороклина к внутренней Джунгаро-Балхашской области.

Наиболее внешнее положение в ороклине занимает Ишим-Нарынская рифтогенная зона, которая является одной из наиболее крупных раннепалеозойских структур в западной части Казахстана и на Тянь-Шане (рис. 2, см. цв. вклейку). Она прослеживается в виде большой дуги от южного обрамления Кокчетавского массива (Джаркаинагачский сегмент) к югу в западное обрамление Улутайского массива (Байконурский сегмент), далее в Большой Каратау (Каратауский сегмент) и в Пскемский и Сандалашский хребты (Чаткальский сегмент). Нарынский сегмент смещен относительно Чаткальского по Талассо-Ферганскому правому сдвигу на 100 км и простирается от хребта Коккийримтау до хребта Сарыджаз в субширотном направлении. Общая протяженность Ишим-Нырынской зоны составляет более 2000 км. На всем протяжении она отличается удивительным постоянством состава слагающих верхнедокембрийских и нижнепалеозойских комплексов. Во всех сегментах зоны отмечается налегание верхнерифейских или вендских толщ на более древние, в том числе нижнепротерозойские и архейские, комплексы. Верхнерифейские комплексы представлены мощными толщами кислых континентальных эффузивов, либо контрастными базальт-риолитовыми сериями, которые сопровождаются щелочными гранитами, граносиенитами и сиенитами. Вендские толщи с несогласием залегают либо на вулканитах верхнего рифея, либо на более древних образованиях. Характерными элементами вендских разрезов являются грубообломочные тиллоиды, конгломераты, гравелиты и песчаники, основные эффузивы повышенной щелочности, карбонатные и кремнистые породы. Мощность вендских толщ может достигать 1500-2000 м. Выше залегает маломошная (не более 250 м) черносланцевая толща, возрастной интервал которой в разных сегментах зоны меняется от раннего кембрия до раннего кембрия - самых низов ордовика. Черные сланцы согласно перекрываются толщей тонкослоистых глинистых, реже органогенных, известняков и доломитов мощностью от 30 до 300 м. Возрастной диапазон карбонатной толщи изменяется от раннего кембрия – раннего ордовика до позднего кембрия. Кембрийский разрез наращивается мелкозернистыми песчаниками и известковистыми алевролитами с линзами известняков, содержащими органические остатки тремадока. Выше залегают кремнистые алевролиты и аргиллиты с конодонтами и граптолитами аренига и низов лланвирна, мощностью 100-200 м. Средний и верхний ордовик представлены мощными (до 2000 м) флишевыми толщами [Геология СССР, 19726, 1971; Мамбетов, 1993; Мамбетов, Иманалиев, 1981; Ахмеджанов и др., 1979 и др.]. Верхнедокембрийские и нижнепалеозойские комплексы Ишим-Нарынской зоны смяты в крупные, часто изоклинальные, складки, сопровождающиеся осепродольными взбросами и надвигами. По строению разрезов, составу осадочных и магматических комплексов Ишим-Нарынской зоны, предполагается, что они формировались в пределах крупного рифтогенного прогиба, заложенного в позднем рифее – венде на более древнем сиалическом фундаменте. Этот фундамент обнажен как в пределах докембрийских массивов, располагающихся в основном к востоку от Ишим-Нарынской зоны, так и в ее внутренних частях (рис. 2, см. цв. вклейку).

Вторичные плановые деформации Ишим-Нарынской зоны выражены ее дугообразным изгибанием, которое связано с формированием Казахстанского ороклина, и смещении отдельных сегментов зоны по крупным позднепалеозойско-раннемезозойским сдвигам (Талассо-Ферганский, «линия Николаева»).

Самый северный – Джарканагачкий сегмент Ишим-Нарынской зоны, отделен от расположенного севернее, Кокчетавского сиалического массива узким и сложно построенным Чистопольским офиолитовым поясом, который протягивается примерно на 250 км в субширотном направлении (рис. 2, см. цв. вклейку). В различных частях пояса выявлены фрагменты всех частей офиолитового разреза, при этом наибольшим распространением пользуются кремнисто-базальтовые и кремнистые комплексы. Ультрамафиты известны только по данным бурения, габброидный и дайковый комплексы были изучены автором, К.Н. Шатагиным и А.А. Третьяковым в западной части пояса (руч. Жембарак). Здесь выявлены фрагменты полосчатого комплекса и изотропных габбро, которые прорваны дайками долеритов, по меньшей мере, трех генераций; в

непрерывном обнажении габброидный разрез наращивается Сарыадырским комплексом параллельных даек. Дайковый комплекс образован дайками мощностью от 5 до 40 см, среди которых преобладают дайки с односторонней закалкой. Значительно большим распространением в пределах Чистопольского пояса пользуются кремнисто-базальтовые и кремнистые толщи. В строении первых участвуют подушечные базальты и долериты с прослоями кремней и яшм, а вторые сложены серыми кремнями, фтанитами, красными яшмами, кремнистыми алевролитами. В кремнистых породах собраны конодонты позднего кембрия, тремадока и различных частей аренига [Иванов и др., 1988; Иванов, Саламатов, 1992; Цай и др., 2001]. Изучение химического состава пород дайкового комплекса и отдельных кремнисто-базальтовых разрезов показало, что здесь распространены базиты как близкие к базальтам N-MORB, так и к базальтам E-MORB и океанических островов. Комплексы Чистопольского пояса имеют тектонические взаимоотношения с комплексами Ишим-Нарынской зоны и Кокчетавского массива

К востоку от Ишим-Нарынской зоны - по направлению к внутренним частям ороклина, располагается широкая зона массивов с докембрийской континентальной корой, которые в ряде случаев перекрыты разнообразными палеозойскими комплексами. В целом эти массивы, вероятно, представляют собой фрагменты единого континентального блока, комплексы которого являлись фундаментом для образований Ишим-Нарынской зоны. Наиболее крупные выходы докембрийских комплексов выделяются как Кокчетавский, Ишкеольмесский, Улутауский, Чуйско-Кендыктасский и Таласско-Каратауский массивы. Докембрийский фундамент предполагается в Степнякской зоне, Тенизской и Чу-Сарысуйской впадинах. Чуйско-Кендыктасский и Талассо-Каратауский массивы на юге и юго-востоке ограничены субширотными сдвигами и далее не прослеживаются. В этих районах Северного и Срединного Тянь-Шаня докембрийские комплексы выявлены только во внутренних частях Ишим-Нарынской зоны. Вместе с другими каледонскими структурами зона докембрийских массивов испытала дугообразный изгиб, связанный с формированием Казахстанского ороклина (рис. 2, см. цв. вклейку).

Докембрийские массивы обладают многими общими чертами строения комплексов

фундамента и чехла. Нижние части разреза фундамента массивов образованы в основном нижнерифейскими, реже нижнепротерозойскими, метаморфическими комплексами (Кокчетавский, Улутауский, Ишкеольмесский массивы), в ряде случаев можно предполагать присутствие архейских образований (Степнякская зона) [Филатова, 1983; Ранний докембрий ..., 1993; Kröner et al., 2008]. Наибольшим распространением в пределах массивов пользуются средне-верхнерифейские кварцито-сланцевые толщи (кокчетавская серия и ее аналоги мощностью до 1500 м). Они сложены филлитовидными серицито-кварцевыми сланцами с отдельными прослоями графитистых микрокварцитов, бластопсаммитовых сланцев и доломитов, выше которых залегают кварцито-песчаники, белые и красноцветные кварциты с горизонтами циркон-рутилового шлиха. Формирование разрезов такого типа происходило на значительных площадях с континентальным основанием в течение достаточно длительного времени в тектонически стабильной субплатформенной обстановке при слабо расчлененном рельефе. Возникновение таких условий возможно только в пределах крупного континентального блока, объединявшего все сиалические массивы [Зайцев, 1974; Филатова и др., 1988; Авдеев и др., 1992; Дегтярев и др., 1998]. Верхнерифейские образования в пределах большинства массивов представлены эффузивами и вулканогенно-осадочными породами кислого состава повышенной шелочности (риолитами, трахириолитами, трахитами).

Венд-нижнеордовикские комплексы, слагающие чехол докембрийских массивов, имеют в большинстве случаев терригенно-карбонатный состав. На Кокчетавском массиве к верхам венда – кембрию относится толща известняков, доломитов, мергелей, углеродисто-глинистых и углеродисто-кремнистых сланцев, кварцевых песчаников, алевролитов (володарская свита мощностью до 500 м). В известняках собраны микрофитолиты венда [Геология ..., 1987]. Выше залегают вулканомиктовые конгломераты и конглобрекчии, кварцевые и полимиктовые песчаники, черные фосфатоносные аргиллиты, кремнистые алевролиты, фтаниты с кондонтами аренига (люботинсая свита второй половины кембрия – нижнего ордовика мощностью до 400 м) [Геология ..., 1987; Саламатов, Иванов, 1987]. Сланцево-карбонатно-терригенная толща венда – низов кембрия (баимбетская свита) выявлена и в пределах Ишкеольмессого массива [Спиридонов, 1987; Геология ..., 1987].

Чуйско-Кендыктасского Чехол массива имеет преимущественно кремнисто-сланцевый состав [Чу-Илийский ..., 1980]. В северозападной части массива низы разреза сложены графитисто-слюдисто-кварцевыми и кварц-серицитовыми сланцами с фосфор-ванадиевой минерализацией, серицитовыми и графитистыми кварцитами (киинтасская свита нижнего кембрия мощностью до 500 м). Выше залегают ритмично чередующиеся кварц-хлорит-серицитовые сланцы и алевролиты с горизонтами углеродисто-кремнистых (огизтауская свита нижнего-среднего кембрия, мощностью до 1300 м). Средний-верхний кембрий представлен кремнистыми и серицит-кремнистыми сланцами, кварцевыми песчаниками и гравелитами с горизонтами кремней и известняков. Для кремнистых пород характерны повышенные содержания ванадия. В известняках собраны трилобиты майского яруса среднего кембрия, сакского и аксайского ярусов позднего кембрия (жайсанская и добралытауская свиты мощностью до 400-600 м). Нижне-среднеордовикские образования развиты ограниченно и представлены чередующимися кварцевыми песчаниками, алевролитами, кремнистыми алевролитами и глинистыми сланцами (чубарская свита аренига-лланвирна мощностью 600 м). На юго-востоке массива распространены нижне-среднеордовикские терригенно-карбонатные толщи, в которых собраны органические остатки тремадока, аренига и раннего лланвирна (кендыктасская, агалатасская, курдайская и шербактинская свиты мощностью до 2000 м) [Никитин, 1972].

В Талассо-Каратауском массиве распространены в основном комплексы нижнепалеозойского чехла. Более глубоководный таласский комплекс слагает юго-западную часть массива. В основании разреза здесь залегают граувакковые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы, которые перекрываются терригенно-карбонатной толщей, венчается разрез красноцветными и серыми алевролитами и песчаниками с прослоями кварцевых песчаников, доломитов и кремней. Возраст таласского комплекса охватывает интервал венда – самых низов ордовика, а его мощность может достигать 2000 м [Буртман, 2006; Клишевич, Семилеткин, 1995; Мамбетов, Максумова, 1995; Худолей, Семилеткин, 1992]. Более мелководный кумыштагский комплекс наиболее полно представлен в северо-восточной части массива (юго-восток Таласского хребта и Малый Каратау). Здесь на терригенно-карбонатных и туфогенных толщах верхнего рифея с небольшим размывом залегают обломочные и карбонатные породы верхов венда, кембрия и ордовика. Верхний венд представлен пестроцветными полимиктовыми конгломератами, песчаниками и алевролитами, (кенгобысайская свита мощностью 100-150 м) [Еганов, Советов, 1979; Геология ..., 1986; Levashova et al., 2010]. В основании кембрийского разреза залегает чулактауская свита томмотского яруса, мощностью 5-100 м, к которой приурочен ряд крупных месторождений пластовых фосфоритов. Выше залегает мощная толща карбонатов, возраст которой охватывает интервал от нижнего кембрия до лланвирна включительно (шабактинская серия мощностью до 2000 м). В разрезах серии запечатлены обстановки осадконакопления в пределах крупной подводной карбонатной горы. В ее центральной наиболее мелководной области происходило накопление доломитовых толщ, на склонах формировались плоскообломочные брекчии дебрисных потоков, а в более глубоких частях бассейна – тонкослоистые известняки [Еганов, Советов, 1979; Геология ..., 1986; Алексеев, 1992; Клишевич, Семилеткин, 1995; Буртман, 2006 и др.]. Для Каратау-Таласского массива установлено тектоническое сближение мелководного и глубоководного типов разреза, при этом породы таласского комплекса слагают относительный автохтон, на который надвинуты мелководные толщи кумыштагского комплекса. Тектонически сближенные комплексы затем были совместно смяты в крупные складки. Сближение комплексов друг с другом и последующие складчатые деформации имели позднеордовикский возраст.

В отличие от большинства докембрийских массивов, где венд-нижнеордовикские комплексы имеют терригенно-карбонатный состав, в Степнякской зоне в основании палеозойского разреза залегают вулканогенные толщи нижнего ордовика, представленные контрастной риолит-базальтовой серией. Особенности ее строения, состава и обоснование возраста будут рассмотрены в главе II.II.

Далее по направлению к внутренним частям ороклина – в западной части Казахстана к востоку от докембрийских массивов, на Се-

верном Тянь-Шане, к северу от Ишим-Нарынской зоны, а также на северо-востоке и востоке Казахстана выделяется сложно построенный Сарыаркинский пояс (рис. 2, см. цв. вклейку). В его строении участвуют тектонически совмещенные вулкано-плутонические комплексы ранне-среднекембрийской и позднекембрийско-раннеордовикской эинсиматических островных дуг, а также офиолиты, кремнистые и кремнисто-базальтовые толщи, формировавшиеся в сопредельных бассейнах с океанической корой. Комплексы Сарыаркинского пояса имеют только тектонические соотношения с образованиями обрамляющих структур, а его внутреннее строение характеризуется широким распространением покровных дислокаций. Сарыаркинский пояс подвергся как среднепозднепалеозойским, так и раннепалеозойским деформациям в горизонтальной плоскости, а в конце палезоя – начале мезозоя был расчленен на отдельные сегменты крупными сдвигами. В среднем-позднем палеозое в результате образования Казахстанского ороклина основная часть пояса, которая объединяет Юго-Западный, Северный, Северо-Восточный и Восточный сегменты, приобрела подковообразные очертания. Юго-Западный сегмент имеет северо-западное простирание и включает комплексы Джалаир-Найманской зоны, хребта Кендыктас и Сарысу-Тенизского водораздела. Северный сегмент, в строении которого участвуют комплексы Селетинской, Урумбайской и Ирадырской зон, имеет субмеридиональное простирание. Северо-восточный сегмент образован комплексами Восточно-Ерементауской, Бощекульской и Кендыктинской зон, имеющих субширотное и северо-восточное простирания. Восточный сегмент пояса имеет северо-западное простирание и объединяет несколько зон Чингиз-Тарбагатайского региона. В Южном сегменте пояса, расположенном на Северном Тянь-Шане, отчетливо проявлены раннепалеозойские плановые деформации, выражением которых явилось образование субширотной изоклинальной горизонтальной складки. Ее крылья и замыкание сложены кембрийско-нижнепалеозойскими островодужными и офиолитовыми комплексами Киргиз-Терскейской зоны. ядро – докембрийскими и нижнепалеозойскими образованиями Северо-Тяньшаньского сиалического массива (рис. 2, см. цв. вклейку).

Если с внешней стороны ороклина Сарыаркинский пояс обрамляется только докембрийскими массивами, то с внутренней – различные сегменты пояса сопряжены с различными докембрийскими и раннепалеозойскими структурами (рис. 2, см. цв. вклейку). Южный, Юго-Западный и Северный сегменты Сарыаркинского пояса с внутренней стороны ороклина сопряжены с энсиалическими структурами, развитие которых происходило на докембрийской континентальной коре, а Северо-Восточный и Восточный сегменты – с вулканическими поясами, в строении которых значительную роль играют меланократовые комплексы.

Энсиалические структуры, сопряженные с комплексами Южного, Юго-Западного и Северного сегментов Сарыаркинского пояса, представлены Северо-Тяньшаньским, Жельтавским и Актау-Джунгарским докембрийскими сиалическими массивами и Ерементау-Бурунтауской зоной. Последняя в своей южной части разделяет Жельтавский и Актау-Джунгарский массивы, а в северной – Северный и Северо-Восточный сегменты Сарыаркинского пояса (рис. 2, см. цв. вклейку).

Северо-Тяньшаньский, Жельтавский и Актау-Джунгарский массивы по строению и составу комплексов фундамента и чехла имеют много общих черт с массивами западной части Казахстана, которые расположены от Сарыаркинского пояса с внешней стороны ороклина. В строении фундамента Актау-Джунгарского, Жельтавского и Северо-Тяньшаньского массивов основную роль играют средне-верхнерифейские кварцито-сланцевые толщи, верхнерифейские кислые эффузивы, базальт-риолитовые серии и граниты. Реже отмечается присутствие нижнепротерозойских метаморфических комплексов (Жельтавский и Северо-Тяньшаньский массивы). Чехол массивов образован терригенными и терригенно-карбонатными комплексами, возраст которых охватывает интервал венда – самых низов ордовика, а в пределах Актау-Джунгарского массива – венда-позднего ордовика [Ранний докембрий ..., 1993; Миколайчук и др., 1997а; Дегтярев, 2003; Kröner et al., 2007; Апаяров и др., 2008; Дегтярев и др., 2008].

Ерементау-Бурунтауская рифтогенная зона представляет собой узкую протяженную (более 2000 км) структуру, в строении которой основную роль играют кремнистые толщи верхнего кембрия – нижнего лланвирна, также присутствуют терригенно-карбонатные, черносланцевые и щелочно-базальтовые комплексы этого же возрастного диапазона. Большое значение в строении зоны имеют средне-верхнерифейские кварцито-сланцевые толщи, верхнерифейские кислые вулканиты и граниты, а также карбонатные толщи нижнего кембрия, аналогичные комплексам Актау-Джунгарского и других сиалических массивов. На отдельных участках среди кремнистых толщ присутствуют фрагменты офиолитов. Все эти комплексы образуют пакеты тектонических пластин, совмещение которых произошло в конце лланвирна и сопровождалось формированием олистостромов. Анализ состава и строения нижнепалеозойских комплексов Ерементау-Бурунтауской зоны позволяет предполагать, что их формирование происходило в рифтогенном прогибе, заложенном на континентальной коре [Рязанцев и др., 2006, 2009].

Комплексы Сарыаркинского пояса и обрамляющих его докембрийских сиалических массивов образуют гетерогенный фундамент средне-верхнеордовикского Чингиз-Северотяньшаньского вулканического пояса, в строении которого участвуют дифференцированные вулканические серии, вулканогенно-осадочные и флишевые толщи (рис. 2, см. цв. вклейку). Пояс, также как и все каледонские структуры, подвергся деформациям в горизонтальной плоскости, связанным в формированием Казахстанского ороклина, а позднепалеозойскораннемезозойскими сдвигами был расчленен на ряд сегментов (Южный, Юго-Западный, Северный, Северо-Восточный и Восточный). Средне-верхнеордовикские комплексы Чингиз-Северотяньшаньского пояса имеют относительно простую складчатую структуру, они не захвачены покровными дислокациями и раннепалеозойскими деформациями в горизонтальной плоскости.

Северо-Восточный и Восточный сегменты Сарыаркинского и Чингиз-Северотянышаньского поясов с внутренней стороны ороклина сопряжены со структурами, в строении которых значительную роль играют меланократовые комплексы. Такими структурами являются Ескембай-Балкыбекский офиолитовый пояс и Байдаулет-Акбастауский вулканический пояс, сложенный в основном островодужными вулканитами (рис. 2, см. цв. вклейку).

Байдаулет-Акбастауский вулканический пояс образован дифференцированными и контрастными вулканическими сериями, возраст которых охватывает интервал от аренига до конца ордовика. В пределах ряда структур эти комплексы подстилаются полными и редуцированными офиолитовыми разрезами, что свидетельствует о формировании значительной части этого пояса в пределах энсиматической островной дуги. Комплексы Байдаулет-Акбастауского пояса имеют относительно простую складчатую структуру, для них не характерны покровные дислокации. Деформации, связанные с формированием Казахстанского ороклина, привели к дугоообразному изгибанию пояса, а позднепалезойско-раннемезозойские сдвиги расчленили его на отдельные сегменты.

Сарыаркинский и Чингиз-Северотяньшаньский пояса отделены от Байдаулет-Акбастауского Ескембай-Балкыбекским офиолитовым поясом, в строении которого участвуют фрагменты различных частей офиолитовых разрезов нижнего кембрия - верхнего ордовика, слагающие пакеты тектонических покровов, формировавшихся в конце ордовика и сопровождавшееся образованием мощных олистостромовых толщ. Анализ состава и строения нижнепалеозойских комплексов Ескембай-Балкыбекского пояса позволяет предполагать, что их формирование происходило в бассейне с океанической корой на протяжении всего раннего палеозоя [Дегтярев, 1999; Дегтярев, Рязанцев, 2007]. Ескембай-Балкыбекский офиолитовый пояс также подвергся дугоообразному изгибанию, связанному с образованием Казахстанского ороклина, а сдвигами был расчленен на отдельные сегменты.

Во внутренней части ороклина, образованной варисцидами Джунгаро-Балхашской области, выделение структур каледонского этапа затруднено из-за интенсивных среднепозднепалеозойских деформаций и локального распространения нижнепалеозойских комплексов. Здесь они приурочены к узким сложно построенным зонам (Тектурмасская, Северо-Балхашская, Агадырская), возникновение которых связано с варисцийскими деформациями (рис. 1, см. цв. вклейку). В строении этих зон участвуют средне-верхнеордовикские и нижнесилурийские образования, которые без несогласия перекрываются силурийскими и нижнедевонскими флишевыми толщами. Отличительной особенностью нижнепалеозойских комплексов, рассматриваемых зон, является принадлежность их к различным частям офиолитовых разрезов. Выделяются ранне-средсредне-позднеордовикские неордовикские,

позднеордовикско-раннесилурийские офиолиты, при этом наиболее полно представлены их верхние кремнисто-базальтовые и кремнистые части. Плутонические комплексы офиолитов в виде крупных блоков и глыб участвуют в строении серпентинитовых меланжей, и только в редких случаях сохраняются полные разрезы [Якубчук и др., 1989; Якубчук, 1991; Дегтярев, 1999; Тевелев и др., 2003]. В Тектурмасской и Северо-Балхашской зонах каледонские деформации выразились в образовании доскладчатых тектонических покровов. В их строении участвуют фрагменты средне-верхнеордовикских кремнистых и кремнисто-базальтовых разрезов, залегающих внутри олистостромовых толщ верхнего ордовика – нижнего силура [Герасимова и др., 1992; Якубчук и др., 1989]. В Агадырской зоне каледонские деформации не проявились, а распространенные здесь позкремнисднеордовикско-раннесилурийские то-базальтовые и кремнистые комплексы без несогласия перекрыты филишевыми толщами силура – среднего девона [Дегтярев, 1999; Тевелев и др., 2003]. Анализ строения и состава нижнепалеозойских комплексов Джунгаро-Балхашской области свидетельствует, что их формирование происходило в пределах бассейна с океанической корой. При этом образование доскладчатых тектонических покровов в Тектурмасской и Северо-Балхашской зонах происходит одновременно с формированием кремнисто-базальтовых комплексов в Агадырской зоне.

Таким образом, в строении палеозоид Казахстана и Северного Тянь-Шаня участвуют допалеозойские и палеозойские комплексы, формировавшиеся в различных геодинамических обстановках. При этом палеозойские образования в основном являются реликтами различных окраинно-континентальных структур. Для раннепалеозойского этапа эволюции этого региона значительную роль играют покровные дислокации, формирование которых связано с коллизией островных дуг с докембрийским континентальным блоком или друг с другом, сопровождавшееся закрытием бассейнов с океанической корой. В среднем-позднем палеозое произошло образование крупной горизонтальной складки – Казахстанского ороклина, в которую были деформированы и все более древние структуры. Формирование структуры палеозоид Казахстана и Северного Тянь-Шаня завершилось в конце палеозоя - начале мезозоя, когда ороклин был рассечен системой крупных правых сдвигов северо-западного и левых сдвигов субширотного простираний.

## ЧАСТЬ І. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСТРОВОДУЖНЫХ СИСТЕМ КАЗАХСТАНА

В палеозоидах Казахстана нижнепалеозойские островодужные комплексы участвуют в строении трех вулканических поясов, различающихся возрастом, строением и особенностями состава вулканических и плутонических образований. Выделяются Сарыаркинский, Чингиз-Северотяньшаньский и Байдаулет-Акбастауский пояса. Комплексы вулканических поясов являются реликтами одной или нескольких островодужных систем, а в строении Сарыаркинского пояса также участвуют образования сопредельных с островными дугами бассейнов с океанической корой. Все пояса подверглись средне-позднепалеозойским деформациям при формировании Казахстанского ороклина, а позднепалеозойско-раннемезозойские сдвиги расчленили их на отдельные сегменты.

Рассмотрим структурное положение, строение, обоснование возраста и состав комплексов этих вулканических поясов, а также особенности тектонической эволюции различных раннепалеозойских островодужных систем.

### ГЛАВА І.І. САРЫАРКИНСКИЙ КЕМБРИЙСКО-РАННЕОРДОВИКСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Сарыаркинский пояс имеет наиболее сложное строение, слагающие его комплексы подверглись наиболее интенсивным ранне-, средне- и позднепалеозойским деформациям.

В строении пояса участвуют:

• вулканогенные, вулканогенно-осадочные и плутонические комплексы ранне-среднекембрийской островной дуги;

 карбонатные и кремнисто-терригенные комплексы среднего кембрия – нижнего ордовика, перекрывавшие отмершую ранне-среднекембрийскую островную дугу;

• вулканогенные, вулканогенно-осадочные, туфогенные и плутонические комплексы позднекембрийско-раннеордовикской островной дуги;

 офиолиты, кремнисто-базальтовые и кремнистые комплексы кембрийско-раннеордовикских бассейнов с океанической корой;

• терригенные и кремнисто-терригенные комплексы нижнего ордовика – нижнего лланвирна. В результате средне-позднепалеозойских и раннемезозойских деформаций Сарыаркинский пояс был расчленен на несколько сегментов (рис. 2, см. цв. вклейку).

Юго-Западный сегмент пояса протягивается на 1000 км в северо-западном направлении и образован кембрийско-раннеордовикскими комплексами Джалаир-Найманской зоны, приводораздельной части и северо-восточных склонов хребта Кендык-тас (рис. 2, 3, см. цв. вклейку), а также Сарысу-Тенизского водораздела.

Северный сегмент пояса образован комплексами Селетинской, Урумбайской и Ирадырской зон, которые протягиваются в субмеридиональном направлении на 350 км (рис. 2, 4, см. цв. вклейку).

Северо-Восточный сегмент Сарыаркинского пояса протягивается на 350–400 км и представлен комплексами Восточно-Ерементауской, Бощекульской, Караайгырской и Кендыктинской зон, а также образованиями Коржункольско-Телескольского аллохтона, имеющими субширотное и северо-восточное простирания, которое в западной части сегмента меняется на субмеридиональное (рис. 2, 5, см. цв. вклейку).

Восточный сегмент пояса протягивается на 750 км в северо-западном направлении и представлен кембрийско-нижнеордовикскими комплексами Канчингизской, Чунайской, Аркалыкской, Абралинской и Токайско-Акчатауской зон Чингиз-Тарбагатайского региона (рис. 2, см. цв. вклейку), которые детально описаны в главе II.I.

Таким образом, общая протяженность Сарыаркинского пояса в Казахстане составляет более 2000 км.

#### Комплексы ранне-среднекембрийской островной дуги

Комплексы ранне-среднекембрийской островной дуги выявлены во всех сегментах Сарыаркинского пояса. Однако сегменты различаются полнотой разрезов нижне-среднекембрийских комплексов, особенностями их структурного положения и состава.

**В** Юго-Западном сегменте комплексы ранне-среднекембрийской островной дуги выделяются на нескольких участках в Джалаир-Найманской зоне и на Сарысу-Тенизском водоразделе, где занимают наиболее низкое положение в структуре нижнепалеозойских комплексов.

В Джалаир-Найманской зоне эти комплексы представлены офиолитами со значительными объемами гранитоидов и контрастной базальтриолитовой серией. Выходы офиолитов в Джалаир-Найманской зоне протягиваются более чем на 700 км в северо-западном направлении (рис. 3, см. цв. вклейку). Их строение детально изучено в центральной части, на юго-востоке и северо-западе зоны.

В центральной части зоны офиолиты слагают ядро и юго-восточное периклинальное замыкание крупной антиклинали в междуречье ручьев Андассай и Каршигалы (рис. 6). Здесь нижние части офиолитового разреза выделяются как Андассайский массив, реститовая часть которого сложена в основном гарцбургитами, реже лерцолитами. Наибольшие площади занимает расслоенный комплекс, в строении которого участвуют верлиты, лерцолиты, диаллагиты,

амфиболовые пироксениты, горнблендиты, троктолиты, оливиновые габбро и габбро-нориты [Чу-Илийский..., 1980]. Выше локально располагаются такситовые габбро, сменяющиеся долеритами комплекса «силл в силле». Гранитоиды представлены плагиогранитами. В габбро они образуют тонкие (до 1 мм) инъекции, а среди долеритов силлового комплекса – дайки или крупные залежи, мощность которых в районе гор Байгара достигает 200 м. На юго-западном крыле антиклинали в междуречье ручьев Андассай и Каршигалы (рис. 6) фрагмент верхней части разреза офиолитов включает (с севера на юг): 1) массивные однородные микрогаббро (65 м); 2) белые и зеленоватые среднезернистые плагиограниты (170 м).

Из плагиогранитов для проведения U-Pb геохронологических исследований А.В. Рязанцевым была отобрана проба (образец Р-6234 -44°56'35.4" с.ш., 72°44'38.6" в.д.) Акцессорный циркон из пробы Р-6234 представлен субидиоморфными и идиоморфными прозрачными бесцветными короткопризматическими кристаллами (рис. 7. I-III) с зональным внутренним строением и высоким двупреломлением (рис. 7. IV-VI). Кроме того, в режиме катодолюминесценции наблюдается секториальность, а в краевых частях кристаллов выявляются тонкие оболочки с пониженным двупреломлением и повышенной люминесценцией (рис. 7. V-VI). Также в пробе встречаются субидиоморфные непрозрачные и полупрозрачные призматические и короткопризматические кристаллы циркона желтоватого цвета. Габитус кристаллов представлен комбинацией призмы {100} и дипирамиды {101}. Размер зерен составляет 50–200 мкм, К<sub>улт</sub>=2.0.

Для изотопных исследований были выбраны четыре навески наиболее «чистых» кристаллов циркона из фракций 50-85 и 85-100 мкм, причем циркон из двух навесок (№ 1 и 3, табл. 1) был подвергнут предварительной аэроабразивной обработке [Krogh, 1982]. Изученный циркон в целом характеризуется незначительной дискордантностью (2-5%), а точки его изотопного состава образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 520±13 млн лет (нижнее пересечение 29±300 млн лет, СКВО=0.097) (рис. 8). Большая погрешность возраста обусловлена компактным расположением точек вблизи верхнего пересечения дискордии. В связи с этим в качестве наиболее точной оценки возраста



Рис. 6. Схема геологического строения междуречья ручьев Андассай и Каршигалы, по [Рязанцев и др., 2010] (положение см. на рис. 3)

1 – кайнозойские отложения; 2 – фамен-нижнекаменноугольные терригенно-карбонатные породы; 3 – нижне-среднедевонские эффузивы среднего и кислого состава; 4 – ранне-среднедевонские граниты; 5 – нижнесилурийские песчаники и алевролиты; 6 – верхнеордовикские конгломераты и песчаники (андеркенская и дуланкаринская свиты); 7–12 – комплексы Юго-Западного сегмента Сарыаркинского пояса (Джалаир-Найманская зона): 7 – нижне-среднеордовикские туфы, туффиты, песчаники и алевролиты (каратальская свита), 8 – нижнеордовикские кварц-полевошпатовые песчаники, алевролиты, кремни (джамбульская свита), 9 – верхнекембрийские базальты, доломиты и кремни (ащисуйская свита), 10 – нижнекембрийские (?) базальты, риолиты, кремнистые туффиты, 11 – раннекембрийские плагиограниты, 12 – ультрамафиты и габбро; 13 – комплексы чехла Чуйско-Кендыктасского массива – верхнекембрийские известняки и кварцевые песчаники; 14 – границы тектонических покровов (а), прочие разрывные нарушения (б); 15 – место отбора пробы для геохронологических исследований и ее номер; 16 – местонахождения конодонтов и их номера

кристаллизации этого циркона мы используем среднее значение его возраста <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb, составляющее 519±4 млн лет (СКВО=0.077) [Рязанцев и др., 2009].

На юго-востоке зоны – в горах Дуланкара, офиолиты также обнажены в ядре антиклинали (рис. 9). Плутоническая часть офиолитового разреза образует здесь Дуланкаринский массив, нижняя часть которого сложена дунитами и клинопироксенитами расслоенного комплекса (50–100 м), сменяющимися вверх меланократовыми габбро (200 м). Габбро с тектоническим контактом перекрываются кварцевыми диоритами (300 м), выше которых с постепенным переходом залегают тоналиты, диориты и гранодиориты (300 м), переходящие в лейкократовые плагиограниты (400 м). Вдоль контакта габбро и гранитоидов прослеживаются линзы катаклазированных габбро, бластомилонитов, амфиболитов по габбро и разгнейсованных гранитов (до 50 м). В диоритах вблизи подошвы располагаются рои жил плагиогранитов с



**Рис. 7.** Микрофотографии кристаллов циркона из плагиогранитов (проба P-6234) Андассайского массива, выполненные на сканирующем электронном микроскопе ABT 55: в режиме вторичных электронов (*a*), в режиме катодолюминесценции (б), по [Рязанцев и др., 2009]



**Рис. 8.** Диаграмма с конкордией для цирконов из пробы Р-6234. Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 1, по [Рязанцев и др., 2009]

	Возраст, млн лет	$^{207}Pb/^{206}Pb$	519±5	521±4	520±3	518±3
		<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	$489{\pm}1$	503±1	508±1	498±1
		<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	494±2	$506 \pm 1$	510±1	502±1
•	$Rho^6$		0.81	0.60	0.72	0.72
		<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	$0.0788 \pm 2$	$0.0811 \pm 1$	$0.0819\pm 1$	$0.0803 \pm 1$
	Содержание, Изотопные отношения мкг/г	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	$0.6274{\pm}22$	$0.6461 \pm 15$	0.6522±13	$0.6388 \pm 1$
-		$^{208}Pb/^{206}Pb^{a}$	$0.2468 \pm 1$	$0.2182 \pm 1$	0.2225±1	$0.2144{\pm}1$
		$^{207}Pb/^{206}Pb^{a}$	$0.0577 \pm 1$	$0.0578 \pm 1$	0.0577±1	$0.0577 \pm 1$
		$^{206}Pb/^{204}Pb$	1691	5320	1830	1648
		n	377	482	371	506
		Pb	33.9	43.2	34.3	45.5
	Навеска	0.10	0.13	0.22	0.13	
•	Размер фракции (мкм) и ее характе-	85–100, A=10%	85-100	50–85, 85–100, A=20%	85-100	
	Š.	1	7	3	4	

Таблица І. Результаты U-Pb изотопных исследований циркона из плагиогранитов Андассайского массива (проба P-6234)

<sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U - <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U. Величины ошибок (20) соответствуют последним значащим цифрам. А=20% - количество вещества, удаленное в процессе Примечание.<sup>а</sup> – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; *Rho<sup>6</sup>* – коэффициент корреляции ошибок отношений аэроабразивной обработки циркона



**Рис. 9.** Схема геологического строения района гор Дуланкара, по [Рязанцев и др., 2009] с дополнениями по материалам А.Ф. Ковалевского (положение см. на рис. 3)

1 – кайнозойские отложения; 2 – нижнесилурийские песчаники и алевролиты; 3 – верхнеордовикские конгломераты и песчаники; 4 – нижнеордовикские кварц-полевошпатовые песчаники, алевролиты, кремни (джамбульская свита); 5 – верхнекембрийские базальты, доломиты и кремни (ащисуйская свита); 6 – нижнекембрийские базальты, доломиты и кремни (ащисуйская свита); 6 – нижнекембрийские базальты, риолиты, кремнистые туффиты; 7–12 – раннекембрийский плутонический комплекс: 7 – лейкократовые плагиограниты;
 8 – жилы плагиогранитов с гранофировой структурой; 9 – тоналиты, гранодиориты, кварцевые диориты; 10 – габбро;
 11 – верлиты, пироксениты, меланократовые габбро; 12 – листвениты по серпентинитам; 13 – зона очковых милонитов и разгнейсования на контакте габбро и тоналитов; 14 – разрывные нарушения: а – границы тектонических покровов, 6 – прочие; 15 – места отбора проб для геохронологических исследований и их номера

гранофировой структурой, которые ориентированы перпендикулярно или косо по отношению к зоне милонитов (рис. 9). Мощность жил – 0.1–1.0 м, протяженность до 50 м.

Для проведения U-Pb геохронологических исследований гранитоидов Дуланкаринского массива А.В. Рязанцевым были отобраны пробы из роговообманковых гранодиоритов (образец P-688 – 43°42'05.2" с.ш., 75°21'45.2" в.д.) и из маломощной (0.2 м) жилы плагиогранитов с гранофировой структурой, прорывающей гранодиориты (образец P-695/2 – 43°42'04.6" с.ш., 75°19'42.8" в.д.).

В пробе P-688 преобладает акцессорный идиоморфный, редко субидиоморфный прозрачный циркон рыжеватого цвета короткопризматического облика, размер зерен которого варьирует от 80 до 200 мкм, а коэффициент удлинения – от 1.0 до 2.3. Кристаллы огранены комбинацией призм {100}, {110} и дипирамид {111}, {101}, {112}(рис. 10 а). В режиме катодолюминесценции выявлена четко проявленная тонкая магматическая зональность и секториальность (рис. 10 б).

Были проанализированы четыре навески циркона, отобранного из размерных фракций 80-100 мкм и >100 мкм (табл. 2). Циркон, подвергнутый предварительной аэроабразивной обработке, конкордантен (№ 4, табл. 2) или субконкордантен (№ 3, табл. 2), а величина его возраста составляет 521±2 млн лет (СКВО=0.73, вероятность=0.095) (рис. 12). Значение возраста, рассчитанного по верхнему пересечению дискордии, построенной для всех четырех точек изотопного состава этого циркона, с конкордией составляет 532±11 млн лет (по нижнему пересечению – 179±110 млн лет, СКВО=1.2) и совпадает с конкордантным возрастом 521±2 млн лет, который мы принимаем в качестве наиболее точной оценки возраста его кристаллизации [Рязанцев и др., 2008].

Акцессорный циркон, выделенный из пробы P-695/2, представлен прозрачными и полупрозрачными идиоморфными кристаллами короткопризматического и изометричного облика желтоватой окраски (рис. 11 I–IV). Циркон обладает зональным внутренним строением (рис. 11 V–VIII); некоторые зерна обогащены мелкими газовыми и рудными включениями. Кристаллы огранены комбинацией призм {100}, {110} и дипирамид {111}, {101}. Размер зерен изменяется от 40 до 300 мкм; К<sub>ули</sub>=1.0–3.2.

Для изотопных исследований были использованы две навески наиболее прозрачных идиоморфных кристаллов циркона из фракций 100–150 мкм и >150 мкм (табл. 2). Как видно на рис. 13, точки изотопного состава этого циркона располагаются на конкордии, а его конкордантный возраст составляет 521±2 млн лет (СКВО=1.6, вероятность=0.19). Морфологические характеристики и особенности внутреннего строения циркона свидетельствуют об его магматическом происхождении, следовательно, оценку возраста 521±2 млн лет можно рассматривать как возраст его кристаллизации [Рязанцев и др., 2009].

Близкое строение имеют офиолиты на северо-западе зоны – в районе «Голубой гряды» и Караканского увала (см. гл. І.ІІ, рис. 52, см. цв. вклейку). Здесь широко распространены серпентинизированные гарцбургиты, структурно выше которых залегают такситовые габбро с телами плагиогранитов [Дегтярев, Рязанцев, 2005].

Все полученные датировки плагиогранитов Джалаир-Найманской зон очень близки друг к другу и соответствуют самым верхам раннего кембрия [Ogg et al., 2008]. Ранее для плагиогранитов ручья Сулусай (80 км юго-восточнее ручья Андассай)<sup>207</sup>Pb-<sup>206</sup>Pb методом была получена оценка возраста их кристаллизации 512±1 млн лет [Kröner et al., 2007].

Bospacr, MJH JIET           \$\$^5U         206Pb/238U         207Pb/24           2         481±1         513±           2         498±1         526±           2         517±1         526±           2         517±1         526±           2         521±2         525±           3         521±3         514±	<i>Таблица 2</i> . Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из гранитоидов Дуланкаринского массива	№         Размер фракции (мкм) и ее         Навеска, мкг/г         Содержание, мкг/г         Изотопные отношения         Возраст, млн лег	п/п характеристика Mr Pb U <sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb <sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>a</sup> <sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>a</sup> <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>207</sup> Pb/ <sup>20</sup>	Тоналит Дуланкаринского массива (проба Р-688)	1     80-100     0.30     12.4     155     3120     0.0575±1     0.1423±1     0.6149±20     0.0775±2     0.82     487±2     481±1     513±	2 >100 0.34 6.9 88 2.152 0.0579±1 0.0882±1 0.6405±24 0.0802±2 0.78 503±2 498±1 526±	3 >100, A=10% 0.34 5.4 64 1904 0.0579±1 0.0927±1 0.6675±24 0.0836±2 0.80 519±2 517±1 527±	4       >100, A=50%       0.26       7.4       88       1398       0.0579±1       0.0924±1       0.6714±28       0.6841±2       0.68       522±2       521±2       525±	Жильный плагиогранит Дуланкаринского массива (проба Р-695/2)	5       >150       0.37       6.59       75       1553       0.0576±2       0.1318±1       0.6696±40       0.0842±5       0.68       520±3       521±3       514±	
	ассива		<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> I		487±2	503±2	519±2	522±2		520±3	
<sup>207</sup> Pb/ <sup>21</sup> 487± 519± 520± 520±		$Rho^{6}$			0.82	0.78	0.80	0.68		0.68	
Rho <sup>6</sup> <sup>207</sup> Pb/ <sup>21</sup> 0.82         487±           0.78         503±           0.78         503±           0.68         522±           0.68         520±			Pb/ <sup>238</sup> U		0775±2	0802±2	0836±2	$0841\pm 2$	ный плагиогранит Дуланкаринского массива (проба Р-695/2)	0842±5	
ссива р <sub>2</sub> / <sup>238</sup> U 2 <sup>9</sup> / <sup>238</sup> U 8 <sup>2</sup> /2 <sup>2</sup> 8 <sup>20</sup> Pb/ <sup>21</sup> 2 <sup>07</sup> Pb/ <sup>21</sup>	copo Mê		U <sup>206</sup> ]	-	20 0.0	24 0.0	24 0.0	28 0.0		40 0.0	-
ого массива U 206Pb/ <sup>238</sup> U <i>Rho</i> <sup>6</sup> 207Pb/ <sup>21</sup> 20 0.0775±2 0.82 487± 24 0.0802±2 0.78 503± 24 0.0836±2 0.80 519± 28 0.0841±2 0.68 522± 40 0.0842±5 0.68 520±	цирконов из гранитоидов Дуланкаринско	Изотопные отношения	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> l	ринского массива (проба Р-688)	0.6149±2	0.6405±2	0.6675±2	0.6714±2		7∓9699.0	
IKaputickoro массива           вния           вния           207Pb/235U         206Pb/238U           Rho <sup>6</sup> 207Pb/235U         206Pb/238U           в проблассива           207Pb/235U         206Pb/238U           2071         206Pb/238U         2075±2           0.6149±20         0.0775±2         0.82         487±           0.6405±24         0.0802±2         0.78         503±           0.6675±24         0.0836±2         0.80         519±           0.6675±24         0.0836±2         0.68         522±           0.6696±40         0.0841±2         0.68         520±           0.6696±40         0.0842±5         0.68         520±			$^{208}Pb/^{206}Pb^{a}$		$0.1423\pm1$	$0.0882 \pm 1$	$0.0927\pm1$	$0.0924\pm1$		$0.1318\pm 1$	0.0000
цлов Дуланкаринского массива (Hhe отношения <sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sub>a</sub> <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>207</sup> Pb/ <sup>23</sup> <sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sub>a</sub> <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>207</sup> Pb/ <sup>23</sup> <sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sub>a</sub> <sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>207</sup> Pb/ <sup>23</sup> <sup>209</sup> Pb/ <sup>235</sup> U <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>207</sup> Pb/ <sup>23</sup> <sup>201</sup> Pb/ <sup>235</sup> U <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>207</sup> Pb/ <sup>23</sup> <sup>201</sup> Pb/ <sup>235</sup> U <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>207</sup> Pb/ <sup>23</sup> <sup>201</sup> Pb/ <sup>235</sup> U <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>201</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>201</sup> Pb/ <sup>23</sup> <sup>201</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>201</sup> Pb/ <sup>235</sup> U <sup>200</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>201</sup> Pb/ <sup>23</sup> <sup>201</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>200</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>201</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>201</sup> Pb/ <sup>23</sup> <sup>201</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>201</sup> Pb/ <sup>235</sup> U <sup>200</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>201</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>201</sup> Pb/ <sup>23</sup> <sup>201</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>201</sup> Pb/ <sup>235</sup> U <sup>200</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>201</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>201</sup> Pb/ <sup>23</sup> U <sup>201</sup> Pb/ <sup>24</sup> U <sup>201</sup> Pb/			<sup>07</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>a</sup>		0.0575±1	$0.0579 \pm 1$	$0.0579 \pm 1$	$0.0579 \pm 1$		0.0576±2	
I3 Гранитоидов Дуланкаринского массива 13 Гранитоидов Дуланкаринского массива 13 Лаотопные отношения 07b/ <sup>206</sup> Pb <sup>a</sup> <sup>208</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U <sup>207</sup> Pb/ <sup>23</sup> 00575±1 0.1423±1 0.6149±20 0.0775±2 0.82 487± 0.0579±1 0.1423±1 0.6405±24 0.0802±2 0.78 503± 0.0579±1 0.0927±1 0.6675±24 0.0836±2 0.80 519± 0.0579±1 0.0924±1 0.6675±24 0.0836±2 0.68 522± 0.0579±1 0.0924±1 0.6714±28 0.0841±2 0.68 522± 0.0579±1 0.0924±1 0.6696±40 0.0842±5 0.68 520± 0.0576±2 0.1318±1 0.6696±40 0.0842±5 0.68 520±			<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb <sup>2</sup>	инт Дуланкај	3120	2152	1904	1398		1553	
цирконов из гранитоидов Дуланкаринского массива Мор <sub>р</sub> 204Pb 207Pb/206Pb <sup>a</sup> 207Pb/235U 206Pb/238U Rho <sup>6</sup> 207Pb/23 шит Дуланкаринского массива (проба P-688) 3120 0.0575±1 0.1423±1 0.6149±20 0.0775±2 0.82 487± 2152 0.0579±1 0.0882±1 0.6405±24 0.0802±2 0.78 503± 1904 0.0579±1 0.0927±1 0.6405±24 0.0836±2 0.78 503± 1904 0.0579±1 0.0927±1 0.6475±24 0.0836±2 0.80 519± 1398 0.0579±1 0.0924±1 0.6714±28 0.0841±2 0.68 522± 1398 0.0579±1 0.0924±1 0.6695±24 0.0841±2 0.68 522± 1353 0.0576±2 0.1318±1 0.6695±40 0.0842±5 0.68 520± 1553 0.0576±2 0.1318±1 0.6695±40 0.0842±5 0.68 520±	ваний	одержание, мкг/г	n n	Тонал	55	88	64	88		75	00
Раний цирконов из гранитоидов Дуланкаринского массива НИС, <u>10</u> 206Pb/ <sup>204</sup> Pb 207Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>a</sup> 207Pb/ <sup>235</sup> U 206Pb/ <sup>238</sup> U <i>Rho<sup>6</sup></i> 207Pb/ <sup>23</sup> U 206Pb/ <sup>204</sup> Pb 207Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>a</sup> 208Pb/ <sup>206</sup> Pb <sup>a</sup> 207Pb/ <sup>235</sup> U 206Pb/ <sup>238</sup> U <i>Rho<sup>6</sup></i> 207Pb/ <sup>23</sup> TOHAJINT Дуланкаринского массива (проба P-688) TOHAJINT Дуланкаринского массива (проба P-688) 255 3120 0.0575±1 0.1423±1 0.6149±20 0.0775±2 0.82 487± 88 2152 0.0579±1 0.0882±1 0.6405±24 0.0802±2 0.78 503± 64 11904 0.0579±1 0.0924±1 0.677±24 0.0836±2 0.80 519± 88 11398 0.0579±1 0.0924±1 0.6714±28 0.0841±2 0.68 522± 510±	сследс		ъ	-	2.4	6.	4.	4.	Жильн	59	4
ССЛЕДОВАНИЙ ЦИРКОНОВ ИЗ ГРАНИТОИДОВ ДУЛАНКАРИНСКОГО МАССИВА Одержание, <u>Макт</u> <u>1</u> 3070000 из гранитоидов Дуланкаринского массива <u>мккт</u> <u>206pb/204pb</u> <u>207pb/206pba</u> <u>207pb/235U</u> <u>206pb/238U</u> <u>Rho<sup>6</sup></u> <u>207pb/23</u> <u>701 155</u> <u>3120</u> <u>0.0575±1</u> <u>0.1423±1</u> <u>0.6149±20</u> <u>0.0775±2</u> <u>0.82</u> 487± <u>9</u> 88 2152 <u>0.0579±1</u> <u>0.0882±1</u> <u>0.6405±24</u> <u>0.0836±2</u> <u>0.78</u> <u>503±</u> <u>4</u> 64 1904 <u>0.0579±1</u> <u>0.0927±1</u> <u>0.6675±24</u> <u>0.0836±2</u> <u>0.80</u> <u>519±</u> <u>4 64 1904 <u>0.0579±1</u> <u>0.0927±1</u> <u>0.6675±24</u> <u>0.0836±2</u> <u>0.80</u> <u>519±</u> <u>75 1553 0.0579±1</u> <u>0.0924±1</u> <u>0.6714±28</u> <u>0.0841±2</u> <u>0.68</u> <u>522±</u> <u>37 75 1553 0.0576±2</u> <u>0.1318±1</u> <u>0.6696±40</u> <u>0.0842±5</u> <u>0.68</u> <u>520±</u></u>	И ХІЧНІІ	ecka, C		30 12	34 6	34 5	26 7		37 6.	84 8	
ПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЦИРКОНОВ ИЗ ГРАНИТОИДОВ ДУЛАНКАРИНСКОГО МАССИВА ССКА, Содержание, Илонов ИЗ ГРАНИТОИДОВ ДУЛАНКАРИНСКОГО МАССИВА ССМЕРУАНИЕ, ИЛОНОВ ИЗ ГРАНИТОИДОВ ДУЛАНКАРИНСКОГО МАССИВА ССМЕРУАНИЕ, ИЛОНОВ ИЗ ГРАНИТОИДОВ ДОРОРАТОВА ПО 12.4 155 3120 0.0575±1 0.1423±1 0.6149±20 0.0775±2 0.82 487± 34 5.4 64 1904 0.0579±1 0.0882±1 0.6405±24 0.0802±2 0.78 503± 34 5.4 64 1904 0.0579±1 0.0927±1 0.6405±24 0.0836±2 0.78 503± 35 7.4 88 1398 0.0579±1 0.0927±1 0.6675±24 0.0836±2 0.80 519± 26 7.4 88 1398 0.0579±1 0.0927±1 0.6675±24 0.0836±2 0.80 519± 27 6.59 7.5 1553 0.0576±2 0.1318±1 0.6696±40 0.0842±5 0.68 520± 37 6.59 75 1553 0.0576±2 0.1318±1 0.6696±40 0.0842±5 0.68 520± 37 6.59 75 1553 0.0576±2 0.1318±1 0.6696±40 0.0842±5 0.68 520± 37 6.59 75 1553 0.0576±2 0.1318±1 0.6696±40 0.0842±5 0.68 520± 37 6.59 75 1553 0.0576±2 0.1318±1 0.6695±40 0.0842±5 0.68 520± 37 6.59 75 1553 0.0576±2 0.1318±1 0.6695±40 0.0842±5 0.68 520± 37 6.59 75 1553 0.0576±2 0.1318±1 0.6695±40 0.0842±5 0.68 520± 37 6.59 75 1553 0.0576±2 0.1318±1 0.6695±40 0.0842±5 0.68 520± 37 6.59 75 1553 0.0576±2 0.1318±1 0.6695±40 0.0842±5 0.68 520± 37 6.59 75 75 755 7555 7555 7555 7555 7555 7	<i>блица 2</i> . Результаты U-Pb изотопн	Hab	2		0	0	0	0		0	C
изотопных исследований цирконов из гранитоидов Дуланкаринского массива Мат Рb V 206Pb/204Pb 207Pb/206Pb 207Pb/206Pb 207Pb/235U 206Pb/238U Rho <sup>6</sup> Мат Рb V 206Pb/204Pb 207Pb/206Pb 207Pb/235U 206Pb/238U Rho <sup>6</sup> О.30 12.4 155 3120 0.0575±1 0.1423±1 0.6149±20 0.0775±2 0.82 487± 0.34 6.9 88 2152 0.0579±1 0.0882±1 0.6405±24 0.0802±2 0.78 503± 0.34 5.4 64 1904 0.0579±1 0.0927±1 0.6405±24 0.0836±2 0.80 519± 0.34 5.4 64 1904 0.0579±1 0.0924±1 0.6405±24 0.0836±2 0.80 519± 0.34 5.4 64 1338 0.0579±1 0.0924±1 0.6714±28 0.0841±2 0.68 522± 0.34 6.59 75 1553 0.0579±1 0.0924±1 0.6714±28 0.0841±2 0.68 522± Xhilbehöř tutaruorpantir Дуланкаринского массива (проба P-695/2) 205 75 75 1553 0.0576±2 0.1318±1 0.6695±40 0.0842±5 0.68 520± 0.37 6.59 75 1553 0.0576±2 0.1318±1 0.6695±40 0.0842±5 0.68 520±		Размер фракции (мкм) и ее	характеристика		80-100	>100	>100, A=10%	>100, A=50%		>150	011001
<i>йница 2</i> . Результаты U-Pb изотопных исследований цирконов из гранитоидов Дуланкаринского массива Размер фракции (мкм) и ее мг Pb VI 2005P6Pb 200Pb	Tab	Å	п/п		1	5	e	4		5	,

Примечание. <sup>а</sup> – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; *Rho<sup>6</sup> –* коэффициент корреляции ошибок отношений <sup>207</sup>Рb/<sup>235</sup>U – <sup>206</sup>Рb/<sup>238</sup>U. А=10% – количество вещества, удаленное в процессе аэроабразивной обработки циркона. Величины ошибок (2 ) соответствуют последним значащим цифрам

В междуречье ручьев Андассай и Каршигалы и в горах Дуланкара структурно выше плагиогранитов, слагающих верхнюю часть разреза офиолитов, с тектоническим контактом залегает контрастная базальт-риолитовая серия мощностью до 500 м. Низы ее разреза сложены афировыми умереннотитанистыми базальтами, которые перекрываются порфировыми флюидальными риолитами с прослоями кремнистых туффитов и силлами колчеданоносных фельзитов. На основании близкого структурного положения и сходства составов плагиогранитов и риолитов контрастной серии предполагается, что она также имеет раннекембрийский возраст. Находка конодонтового элемента плохой сохранности в кремнистых туффитах в районе гор Дуланкара не позволяяет определенно судить о возрасте вмещающих пород [Рязанцев и др., 2008]. Положение в разрезе этой точки не ясно вследствие недостаточной обнаженности. Возможно, это элемент разреза более молодого микститового уровня.

Нижнекембрийские комплексы занимают в структуре Джалаир-Найманской зоны наиболее низкое положение и повсеместно перекрываются тектоническим покровом, в строении которого участвуют верхнекембрийские базальты с прослоями яшм, кремней и доломитов (ащисуйская свита) и толща нижнеордовикских кварц-полевошпатовых песчаников и алевролитов (джамбульская свита) [Рязанцев и др., 2006; Толмачева и др., 2010].

Самое низкое положение в структуре нижнепалеозойских комплексов кембрийская вулканогенная толща занимает и на Сарысу-Тенизком водоразделе, где она надвинута на докембрийские кварцитовые сланцы Улутауского сиалического массива и слагает ядра антиклиналей, крылья которых образованы верхнекембрийскими и ордовикскими комплексами (см. гл. I.II, рис. 53). Вулканическая толща подстилается тектоническими брекчиями, состоящими из обломков сланцев и андезибазальтов. В строении ее разреза участвуют чередующиеся лавы, лавобрекчии и туфы андезибазальтового и андезитового состава (карымбайская свита мощностью около 1500 м). Для низов разреза характерно зеленокаменное изменение пород, а для верхов – краснокаменное. Вулканическая толща лишена органических остатков и, скорее всего, имеет ранне-среднекембрийский возраст, располагаясь ниже фаунистически охарактеризованной терригенно-туфогенной тол-



**Рис. 10.** Микрофотографии кристаллов циркона из тоналитов (проба Р-688) Дуланкаринского массива, выполненные на сканирующем электронном микроскопе ABT 55: в режиме вторичных электронов (*a*), в режиме катодолюминесценции (б)



**Рис. 11.** Микрофотографии кристаллов циркона из жильных плагиогранитов (проба P-695/2) Дуланкаринского массива, выполненные на сканирующем электронном микроскопе ABT 55: в режиме вторичных электронов (а), в режиме катодолюминесценции (б), по [Рязанцев и др., 2009]



**Рис. 12.** Диаграмма с конкордией для цирконов из тоналитов (проба Р-688) Дуланкаринского массива. Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 2



**Рис. 13.** Диаграмма с конкордией для цирконов из жильных плагиогранитов (проба P-695/2) Дуланкаринского массива. Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 2, по [Рязанцев и др., 2009]

щи, содержащей прослои и линзы известняков с трилобитами верхов сакского яруса верхнего кембрия [Геология СССР..., 1972].

В Северном сегменте Сарыаркинского пояса комплексы ранне-среднекембрийской островной дуги наиболее широко распространены в Селетинской зоне, меньшие площади они занимают в Урумбайской зоне [Дегтярев, Рязанцев, 2005, 2007].

В Селетинской зоне нижне-среднекембрийские комплексы вместе с терригенно-карбонатными и кремнисто-терригенными породами верхнего кембрия – нижнего ордовика образуют пакет тектонических пластин, надвинутых на средне-верхнеордовикские флишодные и олистостромовые толщи (рис. 14, см. цв. вклейку). Нижне-среднекембрийские образования этой зоны представлены мощным преимущественно вулканогенным разрезом, который расчленяется на ряд свит, различающихся составом эффузивов и соотношениями вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород [Геология..., 1987; Ившин и др., 1993]. В основании разреза залегают субщелочные оливиновые и толеитовые базальты, туфы основного состава с прослоями туфопесчаников,

туфов и потоками лав риодацитового состава, редкими линзами известковистых песчаников и известняков (киикбайская свита мощностью до 1000 м). В известняках собраны конодонты, фосфатные проблематики и водоросли томмотатдабанского возраста [Ившин и др., 1993]. В юго-восточной части Селетинской зоны разрез нижнего кембрия наращивается толщей лав и лавобрекчий риолитов, риодацитов с прослоями туфов, кремнистых туффитов, алевролитов пиритоносных фтанитов, лишенных органических остатков (таскуринская свита мощностью около 1000 м). В этой части зоны среди эффузивов присутствуют небольшие массивы плагиогранитов. С кислыми эфузивами связаны мелкие колчеданно-полиметаллические месторождения (Шийлы) и рудопроявления [Ившин и др., 1993]. В северо-западной части зоны базальты киикбайской свиты перекрываются толщей переслаивающихся туффитов кислого состава, граувакковых песчаников, туфогравелитов и туфопесчаников, кремнистых бирюзовых туффитов, алевролитов и известковистых песчаников (керимбайская свита мощностью около 400 м). Алевролиты и известковистые песчаники содержат богатый комплекс беззамковых брахиопод и мобергелид, реже трилобитов, хиолитов и конодонтов ботомского возраста [Геология..., 1987; Ившин и др., 1993]. Туфогенно-осадочные породы нижней части керимбайской свиты, содержащие органические остатки ботомского возраста, вероятно, являются фациальными аналогами кислых эффузивов таскуринской свиты, для которой может быть принят атдабан-раннеботомский возраст [Ившин и др., 1993].

Разрез нижнего кембрия наращивается мощной толщей подушечных базальтов с многочисленными линзами и прослоями туфов основного состава, туфопесчаников и туфоалевролитов, реже встречаются горизонты углеродистых алевролитов и мелкие линзы известняков с беззамковыми брахиоподами, мобергелидами, трилобитами и археоцитами тойонского яруса (шийлийская свита мощностью до 1500 м) [Ившин и др., 1993].

Самой молодой среди кембрийских вулканогенных комплексов Селетинской зоны является вулканогенно-осадочная толща низов амгинского яруса. В ее строении участвуют переслаивающиеся валунные и крупногалечные вулканомиктовые конгломераты и туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники и туфы среднего состава с редкими потоками андезитов и андезибазальтов и прослоями известковистых песчаников (мощностью до 500 м), содержащих органические остатки низов амгинского яруса [Геология..., 1987]. В Селетинской зоне вулканогенные комплексы нижнего-среднего кембрия перекрываются терригенно-карбонатными тощами верхнего кембрия и кремнисто-терригенными – нижнего ордовика – раннего лланвирна.

В Урумбайской зоне, располагающейся к западу от Селетинской, также широко распространены вулканогенные комплексы, но отсутствуют образования самых низов кембрия.

В юго-западной части зоны (район р. Акжар, гор Жаксы-Коянды и пос. Софиевка) наиболее древними являются вулканиты верхов нижнего – низов среднего кембрия, которые представлены дифференцированной вулканической серией, слагающей пластину, надвинутую на ордовикские кремнисто-терригенные и флишоидные толщи (рис. 15, см. цв. вклейку).

Вулканогенный разрез (акжарская свита мощностью 1500–1600 м) начинается с лав и туфов клинопироксеновых и оливиновых базальтов, содержащих мощные пачки (район

пос. Софиевка) и небольшие линзы (район р. Акжар) известняков с органическмими остатками тойонского яруса нижнего кембрия. Выше залегают чередующиеся потоки и туфы двупироксеновых андезитов и андезибазальтов, редко двупироксеновых дацитов; разрез венчается агломератовыми, лапиллиевыми и псаммитовыми туфами риодацитов, дацитов и андезидацитов, в самых верхах краснокаменно измененных [Ившин, 1978; Геология..., 1987].

В северо-восточной части зоны (урочище Урумбай) к этому же возрастному интервалу отнесена вулканогенная толща, слагающая ядро крупной антиклинали, низы разреза которой сложены чередующимися туфами и, реже, лавами базальтов, трахибазальтов, трахириолитов и трахиандезитов, а верхи – красными туфами трахидацитового состава (нижнеурумбайская свита мощностью более 800 м) [Борисенок, 1985; Геология..., 1987]. Ранне-среднекембрийский возраст акжарской и нижнеурумбайской свит определяется как на основании находок органических остатков тойонского яруса нижнего кембрия в низах вулканогенного разреза, так и по положению в разрезе под кремнисто-терригенными толщами, содержащими органические остатки верхов среднего и позднего кембрия [Дегтярев, Рязанцев, 2005, 2007]. Акжарская и нижнеурубайская свиты по строению разреза и составу вулканических пород хорошо сопоставляются с карымбайской свитой Сарысу-Тенизского водораздела (Юго-Западный сегмент).

В Северо-Восточном сегменте Сарыаркинского пояса комплексы ранне-среднекембрийской островной дуги широко распространены в Бощекульской зоне, где представлены как плутоническими, так и стратифицированными образованиями, детально изученными в последние десятилетия [Хромых, 1986; Хромых Б., Хромых Л, 1986; Магретова, 1999; Рязанцев, 2005; Дегтярев, Рязанцев, 2007; Дегтярев и др., 2010]. Нижне-среднекембрийские комплексы в Бощекульской зоне слагают пакеты тектонических покровов, надвинутых на различные ордовикские образования (рис. 16, см. цв. вклейку).

Наиболее полно нижне-среднекембрийские комплексы были изучены в северной (в районе ручья Темирастау, гор Кульбай и Аже), центральной (район горы Жиланды) и южной (район гор Семизбугу, Акшагыл и Тиес) частях Бощекульской зоны.

Наиболее древними комплексами раннесреднекембрийской островной дуги в Бощекульской зоне являются офиолиты со значительными объемами гранитоидов и контрастная базальт-риолитовая серия. Нижние части офиолитового разреза представлены фрагментарно в основном в южной части зоны в районе горы Тиес (рис. 17, см. цв. вклейку). Здесь вблизи зон крупных разломов развиты апогарцбургитовые и аподунитовые серпентиниты, содержащие блоки расслоенных и изотропных габброидов. Габбро присутствуют в виде крупных блоков среди тоналитов и плагиогранитов к северу от горы Тиес и в районе горы Жиланды, а также слагают крупный блок в среднем течении руч. Темирастау, где габбро располагаются структурно ниже комплекса параллельных даек. На этом участке габбро прорваны долеритовыми дайками нескольких генераций. Более полно представлен комплекс параллельных даек, который в тех случаях, где удается наблюдать его соотношения, с залегающими выше, подушечными базальтами является комплексом «силл в силле» (рис. 18, см. цв. вклейку). Этот комплекс по району его наиболее широкого распространения назван Б.Ф. Хромыхом темирастауским [Хромых, 1986]. Темирастауский комплекс хорошо обнажен в береговых обрывах руч. Темирастау в районе одноименной горы. Изучение опорного разреза силлового комплекса в этом районе показало, что в его строении участвуют три генерации силлов. Первая (основная) представлена субширотно ориентированными силлами амфиболизированных долеритов мощностью от 5 до 50 см. Силлы этой генерации имеют значительную степень рассланцевания и плохо видимые зоны закалки. Вторая генерация представлена силлами порфировых мелкозернистых амфиболизированных габбро, которые имеют ту же ориентировку, мощность около 1 м и двустороннюю закалку. Третья генерация образована амфиболизированными долеритами мощностью до 30 см, которые секут силлы предыдущих генерации и имеют простирание 320-330°. Комплекс «силл в силле» сменяется толщей подушечных базальтов (борукаевская свита). Хорошо выражен и обнажен переход от одного комплекса к другому (рис. 18 Б, см. цв. вклейку). В низах вулканической толщи потоки подушечных базальтов чередуются с одиночными силлами и дайками, а также с пакетами из нескольких силлов, имеющих одностороннюю закалку.

Крупный фрагмент темирастуского комплекса обнажен к западу от горы Жиланды, где распространены тела мелкозернистых и афанитовых долеритов мощностью более 50 см. В редких случаях можно видеть, что тела имеют субвертикальные контакты и простирание 65– 70°. В районе горы Тиес из-за недостаточной обнаженности изучение пород темирастауского комплекса затруднено. К северу от горы Тиес долериты слагают крупные блоки среди габбро и гранитоидов, а к юго-западу от нее долериты и изотропные габбро подстилают толщу подушечных базальтов, которые в низах разреза содержат протяженные силлы долеритов (рис. 17, см. цв. вклейку).

Контрастная базальт-риолитовая коксорская серия залегает структурно выше темирастауского комплекса. Ее нижние части представлены толщей афировых подушечных базальтов (борукаевская свита), содержащих отдельные дайки и силлы долеритов, которые в основном приурочены к низам базальтового разреза. В районе горы Тиес мощность борукаевской свиты не превышает 200-300 м. В северной части зоны (район руч. Темирастау и горы Аже) мощность свиты составляет 1500 м. Здесь в ее верхней части выделяется пачка базальтов с прослоями туфов основного состава, туфопесчаников кремнистых пород мощностью до 500 м [Рязанцев, 2005; Хромых 1986]. Базальтовый разрез наращивается толщей кислых эффузивов (майсорская свита). В северной и центральной частях Бощекульской зоны майсорская свита имеет мощность более 500 м представлена лавами и лавобрекчиями риолитов, риодацитов и дацитов, туфами и туффитами кислого состава с редкими потоками основных эффузивов и кремнистых туффитов. На юге зоны в районе гор Семизбугу, Акшагыл и Тиес майсорская свита имеет более пестрый состав. Здесь в разрезе свиты, наряду с риолитами и дацитами, присутствуют андезидациты, андезиты, трахиандезиты и их туфы, туфопесчаники и кремнистые туффиты. Вулканический разрез сопровождается крупными субвулканическими телами натровых граносиенитов (рис. 17, см. цв. вклейку). Мощность майсорской свиты в этой части Бощекульской зоны не превышает 200-250 м. Органических остатков в породах коксорской серии не обнаружено, поэтому ее возраст определяется на основании U-Pb данных о возрасте прорывающих ее гранитоидов (см. ниже).

Гранитоиды связаны с контрастной серией и большинстве случаев прорывают габбро, долериты темирастауского комплекса и базальты борукаевской свиты, но на отдельных участках можно предположить интрузивные соотношения гранитоидов с кислыми эффузивами майсорской свиты. Гранитоиды, связанные с контрастной серией, объединены в жиландинский комплекс, массивы которого распространены во всех частях Бощекульской зоны. Детально изучено строение Жиландинского и Тиесского массивов жиландинского комплекса, для которых в последние годы получены U-Pb оценки возраста их кристаллизации [Хромых, 1986; Рязанцев, 2005; Дегтярев, Рязанцев, 2007; Рязанцев и др., 2009; Дегтярев и др. 2010] (см. ниже).

Жиландинский массив расположен в центральной части Бощекульской зоны. Он представляет собой многофазное интрузивное тело, которое имеет форму, падающей на восток-юго-восток, пластины (рис. 19, см. цв. вклейку). Массив прорывает долериты и мелкозернистые габбро темирастауского комплекса, которые в приконтактовой части насыщены большим количеством небольших тел и даек мелко-среднезернистых гранитов. Структурно выше гранитоидов располагаются риолиты, риодациты, андезидациты майсорской свиты, отделенные от пород массива мощной зоной катаклаза и милонитизации. Большая часть массива сложена крупнозернистыми биотитамфиболовыми и амфиболовыми тоналитами, которые прорваны крупно-среднезернистыми лейкократовыми плагиогранитами. Наиболее поздняя фаза представлена небольшими телами и дайками гранофировых плагиогранитов.

Тиесский массив расположен на юге Бощекульской зоны к северу от горы Тиес и в целом имеет форму деформированной в антиформу пластины, которая состоит из большого количества различных по размеру и форме тел гранитоидов (рис. 17, см. цв. вклейку).

Эти гранитоиды прорывают мелкозернистые габбро и долериты темирастауского комплекса, которые встречаются в виде ксенолитов и блоков среди гранитоидов. Наиболее ранняя фаза, также как и в Жиландинском массиве, представлена биотит-амфиболовыми тоналитами, для которых характерна быстрая смена лейкократовых разностей меланократовыми и крупнозернистых более мелкозернистыми. Тоналиты и габброиды прорваны разнообразными по форме и зернистости телами лейкократовых плагиогранитов, а те, в свою очередь, жилами и дайкообразными телами гранофировых плагиогранитов. Кровля массива образована катаклазированными плагиогранитами, среди которых присутствуют тела гранит-порфиров и фельзитов мощностью до 5–10 м. Структурно выше с тектоническим контактом залегают вулканиты майсорской свиты (рис. 17, см. цв. вклейку).

Гранитоиды жиландинского комплекса распространены и на севере Бощекульской зоны к востоку от горы Аже, где они прорывают подушечные базальты борукаевской свиты и представлены тоналитами и кварцевыми диоритами, крупнозернистыми лейкократовыми плагиогранитами и жилами гранофировых плагиогранитов.

В большинстве случаев гранитоиды имеют тектонические взаимоотношения с кислыми вулканитами майсорской свиты. Однако к югу от горы Тиес и к северу от горы Семизбугу в окрестностях горы Акшагыл можно предполагать интрузивные контакты плагиогранитов жиландинского комплекса и вулканитов майсорской свиты. На этих участках крупно-среднезренистые лейкократовые плагиограниты, которые по составу аналогичны плагиогранитам Жиландинского и Тиесского массивов, прорывают риолиты, дациты, андезидациты, порфировые андезиты, трахиандезиты и туфы среднего состава, которые сопровождаются телами граносиенит-порфиров, относящимися к майсорской свите. При этом среди гранитоидов, прорывающих кислые вулканиты, отсутствуют тоналиты и кварцевые диориты ранних фаз комплекса.

Для U-Pb геохронологических исследований гранитоидов Жиландинского массива пробы были отобраны из тоналитов (проба Д-7130 – 43°42'05.2" с.ш., 75°21'45.2" в.д.) и жильных плагиогранитов с гранофировой структурой, прорывающих тоналиты (проба Д-7127 – 43°42'04.6" с.ш., 75°19'42.8" в.д.).

Акцессорный циркон, выделенный из тоналитов (проба Д-7130), представлен главным образом обломками прозрачных идиоморфных и субидиоморфных бесцветных и бледно-розовых кристаллов длиннопризматического и игольчатого облика, обладающих зональным внутренним строением (рис. 20*a*). Кристаллы циркона огранены призмами {100}, {110} и дипирамидой {111}, а скипетровидные сростки кристаллов циркона, характерные для этой



Рис. 20. Микрофотографии кристаллов циркона из тоналитов (проба Д-7130) (*a*) и жильных плагиогранитов (проба Д-7127) Жиландинского массива (б), выполненные на сканирующем электронном микроскопе ABT 55 в режиме вторичных электронов (Д-7130 – I–III; Д-7127 – I–V) и катодолюминесценции (Д-7130 – IV–VI; Д-7127 – VI–X), по [Дегтярев и др., 2010]

пробы (рис. 20*a*, I), огранены призмами  $\{100\}$ ,  $\{110\}$  и дипирамидами  $\{111\}$ ,  $\{221\}$ . Размер кристаллов циркона изменяется от 40 до 200 мкм; Кудл.=2.5–4.5.

Для U-Pb геохронологических исследований использованы три микронавески наиболее «чистых» кристаллов циркона или их фрагментов, отобранные из размерных фракций >85 мкм и 53–85 мкм (№ 1–3, табл. 3). Как видно на рис. 21, точки изотопного состава циркона образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 549±58 млн лет, а нижнее пересечение – 281±280 млн лет (СКВО=0.11). В данном случае большая погрешность оценки возраста обусловлена компактным расположением точек изотопного состава циркона вблизи верхнего пересечения дискордии. Учитывая это обстоятельство, в качестве

наиболее точной оценки возраста изученного циркона мы принимаем среднее значение его возраста  $525\pm3$  млн лет (СКВО=1.5), рассчитанное по отношению <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb. Морфологические характеристики и особенности внутреннего строения циркона из тоналитов Жиландинского массива указывают на его магматическое происхождение. Поэтому есть все основания полагать, что полученная для него оценка возраста ( $525\pm3$  млн лет) отвечает возрасту кристаллизации родоначального для них расплава [Дегтярев и др., 2010].

Акцессорный циркон, выделенный из жильных плагиогранитов (проба Д-7127), образует прозрачные и полупрозрачные идиоморфные и субидиоморфные кристаллы желтого цвета, габитус которых изменяется от короткопризматического до игольчатого (Кудл.=2.0–3.3) (рис. 20б, I–V). Огранка кристаллов определяется сочетанием граней призм {100}, {110} и дипирамид {101}, {111}, {221}, {112}. Циркон характеризуется зональным внутренним строением (рис. 206, VI–X); в некоторых кристаллах наблюдается секториальность (рис. 206; VII; IX).

U-Pb геохронологические исследования проведены для трех микронавесок циркона, отобранных из размерных фракций >100 мкм и 80+100 мкм (№ 4-6, табл. 3). При этом циркон из фракции >100 мкм был подвергнут предварительной аэроабразивной обработке (№ 5, 6; табл. 3) [Krogh, 1982]. Точки изотопного состава этого циркона располагаются на конкордии (рис. 21), а значение его возраста составляет 520±2 млн лет (СКВО=1.1, вероятность=0.3). Морфологические особенности циркона из жильных плагиогранитов Жиландинского массива свидетельствуют об его магматическом происхождении, что позволяет рассматривать оценку возраста 520±2 млн лет в качестве возраста кристаллизации исходных для них расплавов [Дегтярев и др., 2010].

Для тоналитов Тиесского массива из пробы Д-7075, отобранной автором и А.В. Рязанцевым, были получены оценка возраста их кристаллизации на ионном микрозонде SHRIMP II (ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург), составляющая 527±8 млн лет (неопубликованные данные Р. Селтмана, Д.В. Алексеева, А.А. Третьякова).

Полученные оценки возраста гранитоидов очень близки друг к другу и соответствуют верхам раннего кембрия [Ogg et al., 2008]. На этом основании можно предполагать, что ба-

ректированные на бланк и обычный свинец; А20% – количество вещества, удаленного в процессе аэроабразивной обработки циркона; *Rho<sup>6</sup> –* коэффи-

циент корреляции отношений <sup>207</sup>Рь/<sup>238</sup>U - <sup>206</sup>Рь/<sup>238</sup>U. Величины ошибок соответствуют последним значащим цифрам после запятой



**Рис. 21.** Диаграмма с конкордией для цирконов из тоналитов (проба Д-7130) и жильных плагиогранитов (проба Д-7127) Жиландинского массива. Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 3, по [Дегтярев и др., 2010]

зальт-риолитовая коксорская серия, которую прорывают гранитоиды жиландинского комплекса, имеет томмот-атдабанский возраст.

Разрез комплексов ранне-среднекембрийской островной дуги Северного сегмента наращивается мощной вулканогенно-осадочной бощекульской серией, широко распространенной в северной части одноименной зоны. Бощекульская серия состоит из трех свит: иткалганской, бескудукской и джангабульской, возраст которых охватывает интервал от ботомского яруса нижнего кембрия до нижней части амгинского яруса среднего кембрия [Хромых, 1986].

Иткалганская свита с несогласием залегает на различных свитах коксорской серии. В ее основании присутствует горизонт конгломератов с галькой подстилающих пород, далее разрез свиты наращивается зеленоцветными тонкослоистыми песчаниками, алевролитами, туфопесчаниками и туфоалевролитами с потоками эффузивов основного и средне-основного состава. Мощность иткалганской свиты превышает 1000 м. Органические остатки в породах свиты собраны в небольшом блоке в западной части Бощекульской зоны (у югозападного подножья горы Улькен-Куянды). В этом разрезе чередуются эффузивы и туфы основного состава, туфопесчаники, песчаники, алевролиты и туфоалевролиты. В грубозернистых песчаниках собраны трилобиты ботомского яруса нижнего кембрия [Ившин, 1978]. На иткалганской согласно залегает бескудукская свита, сложенная грубообломочными туфами основного состава с отдельными потоками базальтов. Мощность бескудукской свиты составляет 600-650 м. Бескудукская свита согласно перекрывается джангабульской, которая имеет наиболее широкое распространение из всех свит бощекульской серии. В нижней части свиты преобладают туфогенные и вулканогенно-осадочные породы основного, среднеосновного и среднего состава с подчиненным количеством базальтовых и андезитовых лав и туфов. Верхи разреза свиты образованы зеленоцветными и красноцветными лавами, реже туфами, базальтового, трахибазальтового, трахиандезибазальтового, трахиандезитового и андезитового состава с прослоями туфогенно-осадочных пород. Общая мощность джангабульской свиты достигает 1700-1800 м. На нескольких участках в прослоях туфогенных известковистых песчаников и известняков, загрязненных туфовым материалам, собраны трилобиты низов амгинского яруса среднего кембрия [Ившин, 1978].

С эволюцией ранне-среднекембрийской островной дуги может быть связано становление расслоенного дунит-пироксенит-габбрового Ажейского массива, располагающегося в северной части Бощекульской зоны в районе горы Аже. От вмещающих долеритов темирастауского комплекса массив отделен мощными зонами рассланцованных аподунитовых и апопироксенитовых серпентинитов и имеет лополитообразную форму (рис. 22, см. цв. вклейку). В его строении выделяется три зоны. Наиболее низкое положение в структуре занимает зона, сложенная апогарцбургитовыми серпентинитами и бронзититами, выше располагается зона образованная в основном гиперстенитами и вебстеритами, самое высокое положение занимает зона пироксенитов с линзовидными телами полосчатых лейко- и меланократовых габбро. Данных о возрасте пород Ажейского массива нет, но приуроченность его к контрастной серии позволяет предположить его раннесреднекембрийский возраст.

В пределах **Восточного сегмента** Сарыаркинского пояса комплексы ранне-среднекембрийской островной дуги приурочены к Аркалыкской, Центрально-Чингизской и Абралинской зонам Чингиз-Тарбагатайского региона и детально описаны в главе II.I, поэтому здесь целесообразно остановиться на основных чертах их строения.

Нижнекембрийские базальт-риолитовые серии, широко распространенные в других сегментах пояса, в Восточном сегменте выделяются условно только на крайнем северо-западе Центрально-Чингизской зоны, где представлены толщами порфиритоидов и порфироидов. Здесь же в небольших тектонических блоках выявлены нижнекембрийские терригенные толщи небольшой мощности, охарактеризованные органическими остатками ботомского и тайонского ярусов нижнего кембрия.

В Восточном сегменте наиболее широко распространены среднекембрийские вулканогенные и осадочные комплексы. При этом для Центрально-Чингизской и Абралинской зон характерны вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи, а для Аркалыкской – терригенные.

На большей части территории Центрально-Чингизской и в Абралинской зонах распространены дифференцированные базальт-андезитдацитовые вулканические серии, в некоторых разрезах значительную роль играют риолиты. Наряду с эффузивами присутствуют туфы, лавобрекчии, вулканогенно-осадочные породы и линзы известняков с органическими остатками нижней и верхней частей амгинского яруса. Среднекембрийские вулканогенные толщи Центрально-Чингизской зоны сопровождаются гранодиорит-гранитными массивами канчингизского комплекса.

В юго-восточной части Центрально-Чингизской зоны к северу от города Аягуз к низам среднего кембрия относится контрастная аягузская серия [Звонцов, Фрид, 1991]. В низах ее разреза преобладают базальты и трахибазальты (егизкызыльская свита), которые вверх сменяются лавами и агломератовыми туфами риолитов, ридацитов, дацитов, реже андезидацитов и андезитов, в малых объемах встречаются мелкозернистые туфы и туфогенно-осадочные породы (майлинская свита). Общая мощность аягузской серии составляет 1500-2000 м. Органических остатков в породах аягузской серии не обнаружено, с несогласием она перекрывается карбонатно-кремнисто-терригенной толщей верхов среднего кембрия – низов среднего ордовика. С кислыми эффузивами аягузской серии связано мелкое колчеданно-полиметаллическое месторождение (Аягузское) и рудопроявления [Геология и металлогения..., 1977].

В Аркалыкской зоне развиты преимущественно терригенные и туфогенно-терригенные среднекембрийские комплексы, сложенные переслаивающимися алевролитами, вулканомиктовыми песчаниками, гравелитами, конгломератами с прослоями туффитов и известняков, а также отдельными прослоями туфов среднего состава. В терригенных и карбонатных породах этих толщ собраны различные органические остатки ранне- и позднеамгинского и майского веков среднего кембрия.

#### Корреляция стратифицированных и плутонических комплексов раннесреднекембрийской островной дуги различных сегментов Сарыаркинского пояса

Комплексы ранне-среднекембрийскиой островной дуги являются наиболее древними образованиями, входящими в состав Сарыаркинского пояса, и представлены относительно небольшими фрагментами в его различных сегментах. Наиболее характерные комплексы ранне-среднекембрийской островной дуги, выявленные в нескольких сегментах пояса, представлены: а) офиолитами со значительными объемами гранитоидов в верхних частях их разреза и контрастной базальт-риолитовой серией; б) диффренцированными вулканическими сериями.

Полный офиолитовый разрез сохранился только на небольших участках в Юго-Западном (Андассайский массив) и Северо-Восточном сегментах. В нем выделяются мантийные реститы, полосчатый комплекс, такситовые и изотропные габбро. Далее разрез наращивается комплексом «силл в силле», образованным силлами долеритов нескольких генераций, простирания которых параллельны полосчатости в габбро и простиранию, залегающих выше, подушечных базальтов. Яркой особенностью рассматриваемых офиолитов является присутствие в их разрезах значительных объемов гранитоидов. Гранитоиды представлены тоналитами, роговообманковыми плагиогранитами, лейкократовыми плагиогранитами и плагиогранитами с гранофировой структурой. В одних случаях эти породы тектонически «перекрывают» габбро с образованием на контакте бластомилонитов, амфиболитов по габбро и разгнейсованных гранитов (Дуланкаринский массив Юго-Западного сегмента). Структурно выше этого контакта залегают тоналиты, которые вверх по разрезу сменяются ровообманковыми плагиогранитами, а затем лейкократовыми плагиогранитами. В других случаях гранитоиды имеют интрузивные соотношения с габброидами, долеритами комплекса «силл в силле» и базальтами контрастной серии. В этих интрузивах ранние фазы образованы тоналитами, а поздние – лейкократовыми плагиогранитами и плагиогранитами с гранофировой структурой (Жиландинский и Тиесский массивы Северо-Восточного сегмента).

Контрастная базальт-риолитовая серия имеет более широкое распространение в Юго-Западном, Северном и Северо-Восточном сегментах (рис. 23). Подушечные базальты имеют постепенные переходы с комплексом «силл в силле» и в низах разреза насышены дайками и силлами долеритов. Кислые вулканиты представлены риолитами, дацитами, риодацитами, их туфами и лавобрекчиями, в ряде разрезов в ограниченных объемах присутствуют андезиты, андезидациты и трахиандезиты. Кислые эффузивы, как правило, не имеют соотношений с гранитодами, но в отдельных случаях могут быть прорваны лейкократовыми плагиогранитами поздних фаз внедрения (Тиесский и Акшагыльский массивы Северо-Восточного сегмента).

Возраст офиолитов и базальт-риолитовой серии в Юго-Западном, Северном и Северо-Восточном сегментах обоснован геохронологическими и биостратиграфическими данными. Для гранитоидов, которые широко распространены в Юго-Западном и Северо-Восточном сегментах, U-Pb возраст составляет 525-520 млн лет, что соответствует второй половине раннего кембрия. Вулканиты контрастной серии, которые прорваны гранитоидами, имеют более древний - томмот-атдабанский возраст, что подтверждается сборами органических остатков в разрезах Северного сегмента. Контрастная серия нижнего кембрия условно выделяется и на крайнем северо-западе Восточного сегмента, в то же время в его юго-восточной части можно предполагать существование среднекембрийской толщи такого состава (аягузская серия). На основании этих данных можно предполагать, что по простиранию Сарыаркинского пояса происходит омоложение контрастной серии от раннего кембрия в Юго-Западном, Северном и Северо-Восточном сегментах до низов среднего кембрия в юговосточной части Восточного сегмента.

Дифференцированные вулканические серии в большинстве случаев имеют более молодой возраст, чем базальт-риолитовые серии. В Северном и Северо-Восточном сегментах возраст вулканитов такого типа охватывает интервал тойонского яруса нижнего кембрия – низов амгинского яруса среднего кембрия, а в пределах большей части Восточного сегмента – всего амгинского яруса.

Дифференцированные серии в Северном (Селетинская зона) и Северо-Восточном (Бощекульская зона) сегментах залегают на раннекембрийских офиолитах и базальт-риолитовых


**Рис. 23.** Схема сопоставления разрезов комплексов ранне-среднекембрийской островной дуги в различных сегментах Сарыаркинского пояса. Составлена с использованием [Геология СССР..., 1972; Дегтярев, 1999; Дегтярев, Рязанцев, 2007; Ергалиев и др., 2002; Ившин и др., 1993; Конева, 1979; Рязанцев и др., 2009; Хромых, 1984]

1 – конгломераты; 2 – песчаники, 3 – алевролиты; 4 – кремни и фтаниты; 5 – кремнистые алевролиты; 6 – туффиты;
 7 – известняки; 8 – риолиты; 9 – туфы риолитов; 10 – дациты; 11 – туфы дацитов; 12 – андезиты; 13 – туфы андезитов;
 14 – андезибазальты; 15 – туфы андезибазальтов; 16 – базальты; 17 – туфы базальтов; 18 – трахиандезиты; 19 – трахиандезиты; 20 – трахидациты; 21 – кремнистые туффиты; 22 – туфопесчаники; 23 – туфоконгломераты; 24 – местонахождения остатков трилобитов и брахиопод. Серым выделены дифференцированные вулканические серии

сериях. В Юго-Западном (Сарысу-Тенизский водораздел), Северном (Урумбайская зона) и Восточном сегментах нижне-среднекембрийские дифференцированные серии залегают в низах видимого разреза и соотношения их с более древними комплексами неизвестны.

Таким образом, можно предполагать, что ранне-среднекембрийская островная дуга на всем протяжении имела меланократовый фундамент, представленный офиолитами и контрастной базальт-риолитовой серией нижнего кембрия. На этом фундаменте залегают дифференцированные вулканические серии верхов нижнего – низов среднего кембрия. В ряде зон фундамент дифференцированных серий неизвестен.

### Особенности состава вулканических и плутонических комплексов раннесреднекембрийской островной дуги

Обстановки формирования комплексов ранне-среднекембрийской островной дуги могут быть уточнены на основании изучения петрогеохимических особенностей вулканических и плутонических пород и сопоставления с современными аналогами. Наиболее информативными для выявления особенностей обстановок формирования ранне-среднекембрийских вулканических и плутонических комплексов являются базитовые породы офиолитовых разрезов, гранитоиды и кислые эффузивы контрастных серий, гранитоиды и вулканиты дифференцированных серий. Рассмотрим особенности состава магматических пород, участвующих в строении этих комплексов в различных сегментах Сарыаркинского пояса.

Базитовые породы офиолитовых разрезов, представленные габброидами, долеритами комплексов «силл в силле» и базальтами контрастных серий, были изучены в пределах Юго-Западного, Северного и Северо-Восточного сегментов (табл. 4–6).

Как видно на петрохимических диаграммах среди базитов преобладают низко- и умереннокалиевые породы, которые занимают промежуточное положение между породами толеитовой и известково-щелочной серий. В единичных случаях встречаются породы высококалиевой и шошонитовой серий (рис. 24). Преобладающее количество габбро, долеритов и базальтов имеют относительно низкое содержание титана (TiO<sub>2</sub> до 1.5%), в то же время присутствуют базальты с содержаниями  $TiO_2 = 1.5-2\%$  (рис. 24). Базиты, различающиеся по содержанию TiO<sub>2</sub>, попадают в разные поля на дискриминантных диаграммах и имеют существенные отличия по распределению редкоземельных и малых элементов (рис. 24, 25). Породы с низкими содержания ТіО, характеризуются нефракционированным распределением редкоземельных элементов (РЗЭ), а в ряде образцов отмечается обеднение легкими РЗЭ (La/Yb = 1.05-2.2), что сближает эти базиты с базальтами N-MORB. Породы с содержаниями TiO, = 1.5-2% характеризуются умеренно фракционированными спектрами распределения РЗЭ (La<sub>2</sub>/Yb<sub>2</sub> = 6.37), близкими к таковым базальтов E-MORB и океанических островов (рис. 25). На мультиэлементных диаграммах редких элементов хорошо видно, что все базиты имеют отчетливо выраженные отрицательные аномалии Nb, а в ряде случаев – Ті и положительные аномалии Sr и Ba, что является типичным для надсубдукционных магматических комплексов (рис. 25). На дискриминантных диаграммах базиты также в основном располагаются в полях базальтов островных дуг, в то же время часть точек попадает в поля базальтов N- и E-MORB (рис. 24, 25). Таким образом, среди базитов контрастной серии присутствуют породы, имевшие, вероятно, различные мантийные источники: деплетированный надсубдукционный и обогащенный, подобный источнику E-MORB или базальтов океанических островов.

*Таблица 4.* Содержания породообразующих оксидов (%), редких и редкоземельных элементов (г/т) в габбро, долеритах и базальтах нижнего кембрия Джалаир-Найманской зоны Юго-Западного сегмента Сарыаркинского пояса

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
№ проб	P 6224/3	P 6232	P 6235/3a	Р 6235/3б	P 666/7	P 678/2	P 678/3	P-655/2	P-54/2
SiO <sub>2</sub>	48.85	50.78	50.47	52.92	46.25	45.34	43.22	-	-
TiO <sub>2</sub>	1.55	1.57	1.17	0.95	1.13	0.75	2.04	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.54	13.51	13.5	13.15	13.78	15.12	13.85	-	-
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.39	6.22	6.26	3.27	7.34	6.14	11.61	-	-
FeO	4.54	5.57	6.99	8.46	5.11	3.93	6.37	-	-
MnO	0.23	0.17	0.18	0.21	0.17	0.19	0.28	-	-
MgO	4.23	6.46	6.37	6.2	7.37	9.44	6.72	-	-
CaO	3.76	8.15	8.64	9.44	7.55	10.82	5.28	-	-
Na <sub>2</sub> O	2.84	2.74	3.09	2.8	3.39	2.1	2.65	-	-
K <sub>2</sub> O	3.65	0.75	0.4	0.84	0.084	0.032	0.31	-	-
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.64	0.19	0.086	0.2	0.091	0.05	0.19	-	-
п.п.п.	4.58	3.85	2.76	1.51	7.55	5.95	7.38	-	-
Сумма	99.8	99.95	99.92	99.94	99.81	99.85	99.9	-	-
Sc	-	38.2	47.2	41.2	-	46.92	49	70.2	43.4
V	-	299.2	56.1	238	296	249.8	512.2	304	292
Cr	-	153.6	-	-	220	296.8	44	624	114
Co	-	36.71	44.7	33.0	43.4	42.46	43.27	59.7	28.2
Ni	-	37.8	53.5	54.6	80.9	154.3	131	49.6	23.3
Cu	-	26.6	129	33.6		81.6	424	13.3	6.5
Zn	-	98.5	78.4	95.1	81.1	68.4	128.8	117	100
Ga	-	18.7	16.8	18.0	14.1	14.1	19.5	9.2	12.6
Rb	-	17	9.0	28.0	<2	1	10	1.00	2.0
Sr	-	341	200	230	130	104	120	119	281
Y	-	26	12.0	47.0	21	14	41	5.0	4.0
Zr	-	139	33.0	61.0	53	38	110	6.0	21.0
Nb	-	5.7	6.2	7.6	3.2	2.7	5.9	0.60	0.60
Mo	-	1.07	0.31	0.28	-	0.5	1.17	0.12	0.33
Cs	-	0.19	0.59	2.0	-	0.25	3.17	0.12	0.18
Ba	-	252	140	414	35	12	39	15.0	48.0
La	-	10.38	5.0	9.1	3.01	2.17	7.77	0.9	1.3
Ce	-	25.48	11.7	23.4	7.26	5.98	20.18	2.3	2.8
Pr	-	3.63	1.5	3.4	1.20	0.92	3.1	0.32	0.38
Nd	-	17.08	6.5	16.8	6.70	4.77	15.99	1.7	2.0
Sm	-	4.55	1.7	5.1	1.68	1.64	5.03	0.56	0.55
Eu	-	1.73	0.64	1.8	0.84	0.56	1.85	0.20	0.28
Gd	-	5.19	2.2	7.2	2.73	2.26	6.59	0.78	0.63
Tb	-	0.82	0.35	1.2	0.50	0.39	1.15	0.14	0.11
Dy	-	5.17	2.2	7.8	3.63	2.66	7.57	0.87	0.64
Ho	-	1.07	0.47	1.7	0.74	0.59	1.64	0.18	0.13
Er	-	2.9	1.3	5.0	2.14	1.61	4.53	0.58	0.41

Окончание табл. 4

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
№ проб	P 6224/3	P 6232	P 6235/3a	Р 6235/3б	P 666/7	P 678/2	P 678/3	P-655/2	P-54/2
Tm	-	0.42	0.18	0.72	0.33	0.24	0.68	0.090	0.060
Yb	-	2.65	1.2	4.7	2.17	1.55	4.35	0.62	0.44
Lu	-	0.39	0.16	0.66	0.32	0.23	0.64	0.100	0.060
Hf	-	3.4	0.9	1.7	1.6	1.0	3.1	0.2	0.2
Та	-	0.4	0.3	0.4	0.3	0.1	0.4	0.1	0.1
Pb	-	-	2.6	2.6	-	-	-	0.70	2.6
Th	-	0.9	0.7	0.6	0.27	0.2	0.6	0.1	0.1
U	-	0.3	0.2	0.2	0.3	0.1	0.2	0.1	0.1

*Примечание*. 1–4 – район руч. Андассай, 5–9 – район гор Дуланкара. 1, 5–7 – базальты, 2–4 – долериты, 8, 9 – габбро. Все пробы из коллекции А.В. Рязанцева

*Таблица 5.* Содержания породообразующих оксидов (%) в базальтах (борукаевская свита), габбро и долеритах нижнего кембрия Бощекульской зоны Северо-Восточного сегмента Сарыаркинского пояса

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
№ проб	5015/4	P5017/9	P5017/10	P5017/11	P5017/12	P5022/21	Д-7063	D-7064	D-7124	BZ008-3
SiO <sub>2</sub>	49.5	49.18	52.25	54	51.1	49.8	48.83	50.04	51.29	47.08
TiO <sub>2</sub>	1.65	1.01	1.12	1.16	1.24	1.16	0.74	0.98	1.80	0.87
AL <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.95	13.72	13.04	13.15	11.6	13.12	13.60	12.01	10.09	12.51
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.2	8.8	5.5	6.45	6.5	3.95	3.50	5.16	5.14	3.26
FeO	8.71	3.83	5.69	5.4	5.85	8.47	6.39	6.34	4.47	4.68
MnO	0.11	0.2	0.22	0.15	0.16	0.19	0.17	0.19	0.13	0.17
MgO	5.44	3.79	5.35	4.16	3.86	7.03	9.66	8.34	11.61	5.64
CaO	5.18	16.03	11.27	11.8	12.27	9.26	10.54	9.36	7.09	11.94
Na <sub>2</sub> O	3.02	0.33	2.48	0.13	< 0.1	3.49	1.94	2.83	3.35	4.82
K <sub>2</sub> O	0.12	< 0.1	< 0.1	< 0.1	< 0.1	0.17	0.75	0.15	0.74	0.12
$P_2O_5$	0.17	-	-	-	-	-	0.11	0.12	0.17	0.13
п.п.п.	7.27	3.41	1.81	3.28	6.17	2.35	3.09	3.60	3.24	8.23
сумма	100.7	100.4	100.1	100.5	100	100.5	99.31	99.12	99.12	99.45
№ п/п	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
№ проб	1514/1	1514/2	1514/3	1514/5	BZ008-2	D7114/1	D-7114-3	BZ008-4	D-7092-1	Д-7076
SiO <sub>2</sub>	52.5	49.4	50.5	51.1	50.80	51.50	47.68	49.04	50.61	53.18
TiO <sub>2</sub>	0.67	0.72	0.53	0.6	0.52	0.68	0.10	0.72	1.17	0.71
AL <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.65	16.6	14.65	15.15	13.94	9.87	13.06	15.74	12.12	15.26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.47	4.44	2.1	2.55	3.84	5.17	4.71	2.97	5.23	5.21
FeO	6.35	7.2	7	6.81	5.90	7.68	6.90	4.94	7.31	3.75
MnO	0.16	0.18	0.18	0.18	0.19	0.23	0.17	0.13	0.20	0.14
MgO	7.55	7.35	9.35	7.37	8.95	8.82	8.86	8.31	9.40	5.66
CaO	10.23	6.01	10.88	9.58	9.10	10.69	11.77	11.46	9.36	6.58
Na <sub>2</sub> O	3.65	4.12	2.42	2.9	1.39	1.74	2.07	1.72	2.86	3.81
K <sub>2</sub> O	0.1	0.1	0.38	0.22	0.85	0.65	0.13	0.53	0.48	0.79
$P_2O_5$	0.16	0.064	0.06	0.068	0.11	0.21	0.11	0.07	0.13	0.17
п.п.п.	1.74	3.15	2.1	1.87	4.08	1.81	3.54	4.16	1.94	4.32
сумма	100.3	99.34	100.1	99.5	99.67	99.05	99.10	99.79	100.81	99.58

Окончание табл. 5

№ п/п	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
№ проб	P5013/2	K30/5	P5013/3	5013/3	D-7092-1	Д-7076	BZ008-4	P5013/2	K30/5	P5013/3
SiO <sub>2</sub>	45.3	50.9	46.3	50.95	50.61	53.18	49.04	45.3	50.9	46.3
TiO <sub>2</sub>	1.51	0.27	0.34	0.49	1.17	0.71	0.72	1.51	0.27	0.34
AL <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8.05	1.75	12.85	14.65	12.12	15.26	15.74	8.05	1.75	12.85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.83	2.09	1.39	2.79	5.23	5.21	2.97	2.83	2.09	1.39
FeO	9.47	4.06	7.26	7.26	7.31	3.75	4.94	9.47	4.06	7.26
MnO	0.2	0.17	0.13	0.18	0.20	0.14	0.13	0.2	0.17	0.13
MgO	17.52	18.67	14.4	8.32	9.40	5.66	8.31	17.52	18.67	14.4
CaO	9.52	18.78	11	6.82	9.36	6.58	11.46	9.52	18.78	11
Na <sub>2</sub> O	1.2	< 0.1	0.92	3.66	2.86	3.81	1.72	1.2	< 0.1	0.92
K <sub>2</sub> O	0.14	0.12	0.13	1.29	0.48	0.79	0.53	0.14	0.12	0.13
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	0.09	-	0.09	0.13	0.17	0.07	-	0.09	-
п.п.п.	2.27	1.96	5.34	2.6	1.94	4.32	4.16	2.27	1.96	5.34
сумма	-	-	-	-	100.81	99.58	99.79	-	-	-

№ п/п	31	32	33	34	35	36	37	38
№ проб	5013/3	5015/3	P5015/2	P5015/1	P5022/43	P5022/45	P5022/46	P5022/37
SiO <sub>2</sub>	50.95	51.4	48.9	49.9	42.17	47.35	48.1	47.85
TiO <sub>2</sub>	0.49	0.73	0.91	0.88	0.93	0.12	0.29	1.3
AL <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.65	14.95	16.2	18.7	15.84	23.3	16.09	14
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.79	3.05	3.93	3.76	8.55	1.39	1.33	4.39
FeO	7.26	8.24	8.35	6.75	2.04	3.12	5.75	7.26
MnO	0.18	0.2	0.19	0.17	0.19	0.1	0.14	0.15
MgO	8.32	5.89	5.51	3.78	6.89	5.34	9.08	6.56
CaO	6.82	6.82	8.31	7.3	17.39	9.96	11.71	13.75
Na <sub>2</sub> O	3.66	4.24	3.34	3.92	0.3	3	1.05	2.36
K <sub>2</sub> O	1.29	0.94	1.21	1.8	0.13	1.8	1.9	0.14
$P_2O_5$	0.09	0.12	-	-	0.55	< 0.09	0.059	-
п.п.п.	2.6	2.35	2.45	2.38	4.13	4.09	3.61	2.27
сумма	-	-	-	-	-	-	-	-

*Примечание*. 1–11 – базальты: 1–9 – район гор Тиес, 10 – к востоку от горы Аже, 11 – по руч. Темирастау; 12–18 – долериты: 12–15 – район гор Тиес, 16–18 – по руч. Темирастау; 19–39 – габбро: 19 – по руч. Темирастау, 20–39 – район гор Тиес

Вулканиты кислого состава играют значительную роль в строении контрастной серии, слагая верхнюю часть ее разреза. Как видно из петрохимических диаграмм в контрастной серии наблюдается разрыв в кремнекислотности вулканитов в интервале 58–65% (рис. 26).

Верхняя часть разреза контрастной серии более чем 80% сложена риолитами, риодацитами и дацитами. В то же время в Северном и Северо-Восточном сегментах среди этих пород присутствует некоторое количество эффузивов среднего и средне-кислого состава (табл. 7, 8). Породы кислого состава, как правило, отличаются невысокими содержаниями калия и относятся к известково-щелочной серии. Вулканиты среднего состава представлены трахиандезибазальтами и трахиандезитами, которые принадлежат к высококалиевой известково-

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
№ проб	Д-7063	D-7124	BZ008-3	D7114/1	D-7114-3	BZ008-2	BZ008-4	D-7092-1	Д-7076
Be	0.61	0.78	0.40	0.44	0.27	0.36	0.27	0.63	0.90
Sc	46.33	33.53	12.44	46.54	43.93	8.76	10.03	50.61	43.49
V	214.5	268.2	212.1	263.2	280.6	266.6	179.6	312.7	157.2
Cr	406.3	712.8	369.7	525.4	302.5	437.1	556.1	255.1	57.8
Co	41.01	44.55	41.47	49.20	46.53	38.46	32.40	44.75	24.62
Ni	158.9	338.7	164.6	132.5	95.8	143.7	142.7	107.6	60.5
Cu	64.9	22.5	59.4	45.2	46.0	81.8	40.9	54.8	60.5
Zn	64.5	85.8	60.3	75.1	105.2	70.8	50.7	77.2	64.6
Ga	12.7	13.8	9.5	10.7	14.9	12.8	11.5	14.0	15.7
Rb	11	8	3	13	1	24	13	6	7
Sr	294	558	127	240	206	338	263	185	213
Y	11	19	19	14	18	19	18	19	12
Zr	38	148	48	36	49	32	42	52	91
Nb	3.8	8.4	1.9	2.1	4.0	0.6	1.5	5.3	3.0
Мо	0.52	1.15	0.32	0.99	0.97	0.64	0.22	0.82	0.49
Cs	0.12	0.07	0.02	0.16	0.03	0.10	0.12	0.10	0.23
Ba	310	152	49	207	33	212	244	97	154
La	3.91	16.37	3.06	4.47	3.50	5.06	2.72	3.35	5.33
Ce	9.02	39.42	8.22	11.01	8.22	12.00	7.09	8.76	12.41
Pr	1.21	5.24	1.28	1.63	1.31	1.71	1.17	1.34	1.57
Nd	5.41	22.91	6.51	7.89	6.74	8.01	6.25	6.67	6.72
Sm	1.49	5.23	2.07	2.23	2.15	2.00	2.01	2.16	1.70
Eu	0.55	1.62	0.80	0.70	0.83	0.72	0.74	0.84	0.57
Gd	1.87	4.98	2.66	2.56	2.84	2.48	2.50	2.92	2.00
Tb	0.32	0.74	0.45	0.41	0.50	0.43	0.45	0.51	0.31
Dy	2.15	4.20	2.98	2.63	3.33	2.74	3.00	3.48	2.15
Ho	0.45	0.81	0.63	0.56	0.75	0.59	0.66	0.77	0.48
Er	1.31	2.10	1.84	1.55	2.08	1.70	1.90	2.24	1.39
Tm	0.19	0.28	0.27	0.23	0.33	0.25	0.28	0.33	0.22
Yb	1.26	1.72	1.75	1.56	2.09	1.54	1.74	2.13	1.53
Lu	0.19	0.24	0.25	0.23	0.31	0.24	0.25	0.32	0.24
Hf	1.0	3.8	1.3	1.1	1.3	1.0	1.2	1.6	2.5
Та	0.3	0.6	0.2	0.2	0.3	0.1	0.1	0.4	0.3
Pb	1.55	6.62	0.79	6.15	14.31	3.00	39.47	4.83	2.58
Th	0.4	3.8	0.4	0.8	0.3	0.7	0.4	0.4	1.2
U	0.2	0.9	0.2	0.2	0.1	0.4	0.1	0.2	0.5

*Таблица 6*. Содержания редких и редкоземельных элементов (г/т) в базальтах (борукаевская свита), габбро и долеритах нижнего кембрия Бощекульской зоны Северо-Восточного сегмента Сарыаркинского пояса

*Примечание*. 1–3 – базальты: 1 – район гор Тиес, 2 – к востоку от горы Аже, 3 – по руч. Темирастау; 4–6 – долериты по руч. Темирастау; 7–9 – габбро: 7 – по руч. Темирастау, 8, 9 – район гор Тиес



**Рис. 24.** Диаграммы  $Na_2O+K_2O - SiO_2$  (A),  $K_2O - SiO_2$  (Б),  $TiO_2 - FeO*/MgO$  (B),  $MnO*10 - TiO_2 - P_2O_5*10$  (Г) для габброидов, долеритов и базальтов нижнего кембрия различных сегментов Сарыаркинско-го пояса (построены с использованием данных В.И. Борисенка, Л.Л. Германа, А.В. Рязанцева)

1, 2 – базальты контрастной серии и долериты комплекса «силл в силле»: 1 – Юго-Западного сегмента (Джалаир-Найманская зона, район руч. Андассай и гор Дуланкара), 2 – Северо-Восточного сегмента (Бощекульская зона, район руч. Темирастау и гор Тиес), 3 – габбро верхней части офиолитового разреза Северо-Восточного сегмента (Бощекульская зона, район руч. Темирастау и гор Тиес), 4 – базальты контрастной серии Северного сегмента (Селетинская зона)

OIT – толеиты океанических островов, OIA – щелочные базальты океанических островов, MORB – базальты COX, IAT – толеиты островных дуг, CAB – известково-щелочные базальты островных дуг

щелочной и шошонитовой сериям. Спектры распределения РЗЭ кислых вулканитов Юго-Западного и Северо-Восточного сегментов слабо (La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub> = 1.35–3.11) фрационированы (табл. 7, 9); проявлена отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu\*= 0.58–0.83). Формирование кислых пород, имеющих такие спектры распределения РЗЭ, обычно связывается с процессами кристаллизационной дифференциации базитовой магмы или частичного плавления базитов на небольших глубинах. Отрицательные аномалии Nb и Ti, положительные – Sr и Ba, которые проявлены на мультиэлементных диаграммах редких элементов (рис. 26) свидетельствуют о том, что процессы формирования кислых эффузивов происходили в надсубдукционной обстановке. Значительные объемы кислых вулканитов, иногда достигающие почти 50% от общего объема вулканитов, позволяют предполагать, что наиболее вероят-



**Рис. 25.** Диаграммы Th – Hf/3 – Ta (A) и Ti – Zr, (Б), графики распределения P3Э, нормированных на хондрит (B), мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных на N-MORB ( $\Gamma$ ) для габброидов, долеритов и базальтов нижнего кембрия различных сегментов Сарыаркинского пояса. Здесь и далее нормирование на хондрит и N-MORB [Sun, Donough, 1989]. Условные обозначения см. на рис. 24

А: А – базальты N-MORB, В – базальты E-MORB, С – базальты OIB, D – островодужные базальты; Б: А – островодужные толеиты, В – базальты MORB+известково-щелочные базальты+островодужные толеиты, С – базальты MORB, D – известково-щелочные базальты

ным механизмом их формирования являлись процессы частичного плавления на небольших глубинах, а источником служили породы базитовой коры энсиматической островной дуги.

Среди гранитоидов, которые тесно связаны с офиолитами и контрастной серией, наиболее широко распространены тоналиты и плагиограниты (табл. 10, 11). Для этих пород характерны крайне низкие содержания калия и принадлежность к толеитовым сериям (рис. 27). Спектры распределения РЗЭ тоналитов нефракционированы (La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub> = 1.32–1.41); Еuаномалия отсутствует или слабо выраженная отрицательная (Eu/Eu\*= 0.84–1.04). Часть плагиогранитов имеют такое же распределение РЗЭ (La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub>= 1.21–1.83, Eu/Eu\*= 0.59–0.81). Другая часть спектров плагиогранитов характеризуется обогащением легкими РЗЭ относительно тяжелых (La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub>= 3.58); в них проявлена положительная европиевая аномалии (Eu/Eu\*= 1.33) (рис. 28).

Мультиэлементные диаграммы редких элементов тоналитов и плагиогранитов имеют отрицательные аномалии Ті, положительные – Sr и Ва, типичные для надсубдукционных магматических комплексов. Однако характерная для таких образований отрицательная Nb аномалия выражена не везде. На дискриминантных



**Рис. 26.** Диаграммы Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (A), K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (Б), TiO<sub>2</sub> – FeO\*/MgO (B), AFM ( $\Gamma$ ), графики распределения P3Э, нормированных на хондрит (Д), мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных на N-MORB (Е) для кислых вулканитов нижнего кембрия различных сегментов Сарыаркинского пояса

*1–3* – кислые и средние породы контрастных серий: *1* – Юго-Западного сегмента (Джалаир-Найманская зона), *2* – Северо-Восточного сегмента (Бощекульская зона), *3* – Северного сегмента (Селетинская зона)

№ п/п	1	2	3	4	5	6
№ пробы	P 666/6	P 674/3	P 679/2	P 681	P 678/1	P 6218
SiO,	72.00	64.61	66.77	70.30	77.43	68.16
TiO,	0.15	0.23	0.20	0.20	0.26	0.29
Al,O,	12.49	13.66	12.83	13.36	12.12	12.50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.50	3.17	3.14	1.86	1.35	5.02
FeO	0.97	2.33	1.34	1.58	0.43	0.24
MnO	0.036	0.14	0.074	0.035	0.0069	0.068
MgO	1.34	3.90	3.76	1.48	0.85	3.40
CaO	2.18	2.32	2.39	3.27	0.30	3.37
Na <sub>2</sub> O	6.37	5.53	5.22	5.25	2.91	4.20
K <sub>2</sub> O	0.17	0.26	0.19	0.10	2.25	0.13
$P_2O_5$	0.043	0.083	0.061	0.068	0.024	0.085
п.п.п.	2.60	3.55	3.90	2.24	1.80	2.43
Сумма	99.85	99.78	99.88	99.75	99.74	99.90
Sc	7.3	-	-	-	11.3	-
V	43.1	96.7	79.6	-	12.1	-
Cr	8.9	39.3	41.8	-	4.0	-
Co	3.9	11.8	10.6	-	0.8	-
Ni	7.6	15.9	15.3	-	4.0	-
Cu	3.9	-	-	-	15.9	-
Zn	8.0	198	34.0	-	8.0	-
Ga	7.8	11.3	9.11	-	8.4	-
Rb	3.1	3.68	4.41	-	20.5	-
Sr	66.1	85.2	112	-	43.0	-
Υ	5.2	7.19	6.21	-	10.8	-
Zr	37.2	38.5	41.7	-	70.4	-
Nb	2.5	2.25	3.02	-	5.3	-
Mo	0.80	-	-	-	4.3	-
Cs	0.42	-	-	-	0.65	-
Ba	32.9	62.1	40.0	-	462	-
La	2.1	3.15	3.23	-	2.6	-
Ce	4.9	6.88	6.73	-	6.7	-
Pr	0.63	0.92	0.91	-	0.84	-
Nd	3.0	4.33	4.06	-	4.0	-
Sm	0.73	1.07	0.85	-	0.97	-
Eu	0.19	0.32	0.33	-	0.20	-
Gd	0.81	1.15	0.94	-	1.3	-
Tb	0.14	0.20	0.16	-	0.22	-
Dy	0.85	1.26	1.02	-	1.6	-
Но	0.19	0.24	0.21	-	0.38	-
Er	0.60	0.68	0.66	-	1.2	-
Tm	0.10	0.11	0.13	-	0.20	-
Yb	0.70	0.88	0.77	-	1.36	-

*Таблица* 7. Содержания породообразующих оксидов (%), редких и редкоземельных элементов (г/т) в риолитах нижнего кембрия Джалаир-Найманской зоны Юго-Западного сегмента Сарыаркинского пояса

Окончание табл. 7

№ п/п	1	2	3	4	5	6
№ пробы	P 666/6	P 674/3	P 679/2	P 681	P 678/1	P 6218
Lu	0.12	0.14	0.12	-	0.21	-
Hf	1.2	1.21	1.32	-	2.2	-
Та	0.11	0.16	0.19	-	0.27	-
Pb	1.9	2.91	3.59	-	4.3	-
Th	0.5	0.52	0.72	-	0.8	-
U	0.2	0.28	0.28	-	0.5	-

Примечание. 1–5 – район руч. Андассай, 6 – район гор Дуланкара. Все пробы из коллекции А.В. Рязанцева

*Таблица 8*. Содержания породообразующих окислов (%) в вулканитах кислого и среднего состава нижнего кембрия (майсорская свита и ее аналоги) Бощекульской зоны Северо-Восточного сегмента Сарыар-кинского пояса

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
№ проб	P5035/12	P5017/3	P5017/2	P5017/4	5017/6	P5017/9	P5022/9	P5022/6
SiO <sub>2</sub>	58.95	64.95	66.3	66.9	63.05	68.05	69.35	68.25
TiO <sub>2</sub>	1.01	0.6	0.29	0.67	0.28	0.62	0.64	0.6
AL <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.1	16.05	12.43	15.25	13.15	13.65	13.6	13.43
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.42	2.5	1.23	3.74	2.87	1.72	2.2	2.31
FeO	3.49	2.65	2.59	2.43	4.1	2.65	2.1	2.12
MnO	0.15	0.054	0.084	0.032	0.14	0.08	0.036	0.052
MgO	2.15	0.84	1.01	0.51	5.2	0.83	0.66	1.07
CaO	1.59	1.06	5.13	0.95	3.02	2.4	2.35	2.91
Na <sub>2</sub> O	5.88	7.32	4.96	4.72	4.16	5.88	6.92	7.2
K <sub>2</sub> O	3.59	2.28	1.85	5.28	0.15	1.1	< 0.1	0.19
$P_2O_5$	-	0.34	-	-	-	-	-	-
п.п.п.	1.7	1.23	4.48	0.24	3.93	2.1	1.81	2.55
Сумма	99.8	99.89	100.38	100.73	101.06	99.89	99.76	100.6
№ п/п	9	10	11	12	13	14	15	16
№ проб	P5022/12	P5022/13	P5022/23	P5022/3	P5022/11	P5022/9	P5022/10	P5022/8
SiO,	65.6	68.83	69.72	65.4	65.9	68.26	66.26	64.9
TiO,	0.9	0.42	0.52	0.63	0.74	0.74	0.84	0.7
AL <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.2							
	1 1	15	11.72	16.7	14.32	14.6	15.45	15.8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.66	15 5.6	11.72 4.78	16.7 4.8	14.32 4.48	14.6 4.65	15.45 5.05	15.8 5
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> FeO	4.66	15 5.6 1.76	11.72 4.78 3.05	16.7 4.8 1.8	14.32 4.48 2.57	14.6 4.65 1.86	15.45 5.05 1.89	15.8 5 2.49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> FeO MnO	4.66 3.19 0.12	15 5.6 1.76 0.042	11.72 4.78 3.05 0.1	16.7 4.8 1.8 0.062	14.32 4.48 2.57 0.092	14.6 4.65 1.86 0.076	15.45 5.05 1.89 0.06	15.8 5 2.49 0.11
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> FeO MnO MgO	4.66 3.19 0.12 2.02	15 5.6 1.76 0.042 0.52	11.72 4.78 3.05 0.1 2.64	16.7 4.8 1.8 0.062 0.95	14.32 4.48 2.57 0.092 1.5	14.6 4.65 1.86 0.076 1.44	15.45 5.05 1.89 0.06 1.19	15.8 5 2.49 0.11 1.54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> FeO MnO MgO CaO	4.66 3.19 0.12 2.02 1	15 5.6 1.76 0.042 0.52 0.74	11.72 4.78 3.05 0.1 2.64 0.69	16.7 4.8 1.8 0.062 0.95 1.85	14.32 4.48 2.57 0.092 1.5 3.17	14.6 4.65 1.86 0.076 1.44 0.53	15.45 5.05 1.89 0.06 1.19 0.69	15.8 5 2.49 0.11 1.54 1.32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> FeO MnO MgO CaO Na <sub>2</sub> O	4.66 3.19 0.12 2.02 1 5.64	15 5.6 1.76 0.042 0.52 0.74 7.52	11.72 4.78 3.05 0.1 2.64 0.69 3.88	16.7 4.8 1.8 0.062 0.95 1.85 8.25	14.32 4.48 2.57 0.092 1.5 3.17 6.68	14.6 4.65 1.86 0.076 1.44 0.53 6.14	15.45 5.05 1.89 0.06 1.19 0.69 6.3	15.8 5 2.49 0.11 1.54 1.32 6.44
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> FeO MnO MgO CaO Na <sub>2</sub> O K <sub>2</sub> O	4.66 3.19 0.12 2.02 1 5.64 0.52	15 5.6 1.76 0.042 0.52 0.74 7.52 0.2	11.72 4.78 3.05 0.1 2.64 0.69 3.88 0.11	16.7 4.8 1.8 0.062 0.95 1.85 8.25 <0.1	14.32 4.48 2.57 0.092 1.5 3.17 6.68 <0.1	14.6 4.65 1.86 0.076 1.44 0.53 6.14 1.58	15.45 5.05 1.89 0.06 1.19 0.69 6.3 1.69	15.8 5 2.49 0.11 1.54 1.32 6.44 1.64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> FeO MnO MgO CaO Na <sub>2</sub> O K <sub>2</sub> O P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	4.66 3.19 0.12 2.02 1 5.64 0.52	15 5.6 1.76 0.042 0.52 0.74 7.52 0.2	11.72 4.78 3.05 0.1 2.64 0.69 3.88 0.11	$16.7 \\ 4.8 \\ 1.8 \\ 0.062 \\ 0.95 \\ 1.85 \\ 8.25 \\ <0.1 \\ 0.005 $	14.32 4.48 2.57 0.092 1.5 3.17 6.68 <0.1 0.005	14.6 4.65 1.86 0.076 1.44 0.53 6.14 1.58 0.005	15.45 5.05 1.89 0.06 1.19 0.69 6.3 1.69 0.005	15.8 5 2.49 0.11 1.54 1.32 6.44 1.64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> FeO MnO MgO CaO Na <sub>2</sub> O K <sub>2</sub> O P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> п.п.п.	4.66 3.19 0.12 2.02 1 5.64 0.52 - 2.34	15 5.6 1.76 0.042 0.52 0.74 7.52 0.2 -	11.72 4.78 3.05 0.1 2.64 0.69 3.88 0.11 - 2.82	16.7 4.8 1.8 0.062 0.95 1.85 8.25 <0.1 0.005	14.32 4.48 2.57 0.092 1.5 3.17 6.68 <0.1 0.005	14.6 4.65 1.86 0.076 1.44 0.53 6.14 1.58 0.005	15.45 5.05 1.89 0.06 1.19 0.69 6.3 1.69 0.005	15.8 5 2.49 0.11 1.54 1.32 6.44 1.64

Окончание табл. 8

№ п/п	17	18	19	20	21	22	23	24
№ проб	P5022/16	P5017/1	P5017/5	P5015/6	P5015/7	P5022/14	P5022/22	Д-7065
SiO <sub>2</sub>	64.6	70.6	75.6	76.95	77.4	72.4	75.2	65.87
TiO <sub>2</sub>	0.82	0.21	0.3	0.19	0.17	0.34	0.35	0.30
AL <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.46	10.32	10.4	11.45	10.35	14.35	12	16.10
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.2	1.26	0.96	0.98	0.68	3.06	1.13	3.59
FeO	2.96	1.87	3.04	2.72	3.39	1.47	2.7	0.54
MnO	0.098	0.056	0.064	0.024	0.046	0.032	0.038	0.03
MgO	1.73	0.58	1.94	< 0.5	0.92	< 0.5	1.27	1.07
CaO	1.43	4.76	1.27	< 0.5	0.69	0.53	< 0.5	1.87
Na <sub>2</sub> O	6.23	4.04	4.16	6.01	5.32	7.12	5.48	8.06
K <sub>2</sub> O	1.52	1.6	< 0.1	0.21	0.22	0.8	< 0.1	0.08
$P_2O_5$	-	-	-	0.43	0.037	-	-	0.06
п.п.п.	-	3.85	1.93	0.93	1.07	0.24	1.12	2.36
Сумма	-	99.4	99.77	100.9	100.3	100.4	99.9	99.93
№ п/п	25	26	27	28	29	30	31	32
№ п/п № проб	25 Д-7068	26 Д-7070	27 Д-7071/1	28 Д-7071/2	29 Д-7072	30 Д-7072/1	31 D-7131	32 D-7069
№ п/п № проб SiO <sub>2</sub>	25 Д-7068 78.91	26 Д-7070 69.68	27 Д-7071/1 56.69	28 Д-7071/2 56.25	29 Д-7072 56.03	<u>30</u> Д-7072/1 75.44	31 D-7131 78.21	32 D-7069 63.54
№ п/п № проб SiO <sub>2</sub> TiO <sub>2</sub>	25 Д-7068 78.91 0.23	26 Д-7070 69.68 0.64	27 Д-7071/1 56.69 0.68	28 Д-7071/2 56.25 0.89	29 Д-7072 56.03 0.76	<u>30</u> Д-7072/1 75.44 0.26	31 D-7131 78.21 0.40	32 D-7069 63.54 0.87
<u>№ п/п</u> <u>№ проб</u> SiO <sub>2</sub> TiO <sub>2</sub> AL <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25 Д-7068 78.91 0.23 9.72	26 Д-7070 69.68 0.64 13.31	27 Д-7071/1 56.69 0.68 12.71	28 Д-7071/2 56.25 0.89 15.85	29 Д-7072 56.03 0.76 16.51	30 Д-7072/1 75.44 0.26 11.82	31 D-7131 78.21 0.40 11.53	32 D-7069 63.54 0.87 15.61
<u>№ п/п</u> <u>№ проб</u> SiO <sub>2</sub> TiO <sub>2</sub> AL <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25           Д-7068           78.91           0.23           9.72           0.63	<u>26</u> <u>Д-7070</u> 69.68 0.64 13.31 3.22	27 Д-7071/1 56.69 0.68 12.71 5.24	28 Д-7071/2 56.25 0.89 15.85 5.61	<u>29</u> <u>Д-7072</u> 56.03 0.76 16.51 4.95	<u>30</u> Д-7072/1 75.44 0.26 11.82 2.83	31 D-7131 78.21 0.40 11.53 1.43	32 D-7069 63.54 0.87 15.61 4.24
<u>№ п/п</u> <u>№ проб</u> SiO <sub>2</sub> TiO <sub>2</sub> AL <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> FeO	25 Д-7068 78.91 0.23 9.72 0.63 1.84	26 Д-7070 69.68 0.64 13.31 3.22 1.16	27 Д-7071/1 56.69 0.68 12.71 5.24 0.76	28 <u></u> <i>Д</i> -7071/2 56.25 0.89 15.85 5.61 1.97	29 <u></u> Д-7072 56.03 0.76 16.51 4.95 2.35	<u>30</u> Д-7072/1 75.44 0.26 11.82 2.83 0.88	31 D-7131 78.21 0.40 11.53 1.43 1.03	32 D-7069 63.54 0.87 15.61 4.24 0.83
<u>№ п/п</u> <u>№ проб</u> SiO <sub>2</sub> TiO <sub>2</sub> AL <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> FeO MnO	25 Д-7068 78.91 0.23 9.72 0.63 1.84 0.05	26 Д-7070 69.68 0.64 13.31 3.22 1.16 0.08	27 Д-7071/1 56.69 0.68 12.71 5.24 0.76 0.06	28 Д-7071/2 56.25 0.89 15.85 5.61 1.97 0.09	29 <u></u> <i>Д</i> -7072 56.03 0.76 16.51 4.95 2.35 0.15	30 Д-7072/1 75.44 0.26 11.82 2.83 0.88 0.04	31 D-7131 78.21 0.40 11.53 1.43 1.03 0.03	32 D-7069 63.54 0.87 15.61 4.24 0.83 0.08
<u>№ п/п</u> <u>№ проб</u> SiO <sub>2</sub> TiO <sub>2</sub> AL <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> FeO MnO MgO	25 Д-7068 78.91 0.23 9.72 0.63 1.84 0.05 1.73	26 Д-7070 69.68 0.64 13.31 3.22 1.16 0.08 1.60	27 Д-7071/1 56.69 0.68 12.71 5.24 0.76 0.06 1.52	28 Д-7071/2 56.25 0.89 15.85 5.61 1.97 0.09 4.00	29 <u></u> <i>Д</i> -7072 56.03 0.76 16.51 4.95 2.35 0.15 2.76	<u>30</u> Д-7072/1 75.44 0.26 11.82 2.83 0.88 0.04 0.74	31 D-7131 78.21 0.40 11.53 1.43 1.03 0.03 0.68	32 D-7069 63.54 0.87 15.61 4.24 0.83 0.08 1.84
<u>№ п/п</u> <u>№ проб</u> SiO <sub>2</sub> TiO <sub>2</sub> AL <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> FeO MnO MgO CaO	25           Д-7068           78.91           0.23           9.72           0.63           1.84           0.05           1.73           0.41	26           Д-7070           69.68           0.64           13.31           3.22           1.16           0.08           1.60           1.71	27 Д-7071/1 56.69 0.68 12.71 5.24 0.76 0.06 1.52 17.74	28 <u></u> <i>Д</i> -7071/2 56.25 0.89 15.85 5.61 1.97 0.09 4.00 4.91	29 <u></u> <i>Д</i> -7072 56.03 0.76 16.51 4.95 2.35 0.15 2.76 4.28	<u>30</u> Д-7072/1 75.44 0.26 11.82 2.83 0.88 0.04 0.74 0.47	31 D-7131 78.21 0.40 11.53 1.43 1.03 0.03 0.68 0.49	32 D-7069 63.54 0.87 15.61 4.24 0.83 0.08 1.84 1.17
<u>№ п/п</u> <u>№ проб</u> SiO <sub>2</sub> TiO <sub>2</sub> AL <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> FeO MnO MgO CaO Na <sub>2</sub> O	25           Д-7068           78.91           0.23           9.72           0.63           1.84           0.05           1.73           0.41           4.44	26 <u></u> <i>Д</i> -7070 69.68 0.64 13.31 3.22 1.16 0.08 1.60 1.71 5.96	27 Д-7071/1 56.69 0.68 12.71 5.24 0.76 0.06 1.52 17.74 0.15	28 <u></u> <i>Д</i> -7071/2 56.25 0.89 15.85 5.61 1.97 0.09 4.00 4.91 4.92	29 <u></u> <i>Д</i> -7072 56.03 0.76 16.51 4.95 2.35 0.15 2.76 4.28 4.17	30 Д-7072/1 75.44 0.26 11.82 2.83 0.88 0.04 0.74 0.47 5.89	31 D-7131 78.21 0.40 11.53 1.43 1.03 0.03 0.68 0.49 5.26	32 D-7069 63.54 0.87 15.61 4.24 0.83 0.08 1.84 1.17 6.62
<u>№ п/п</u> <u>№ проб</u> SiO <sub>2</sub> TiO <sub>2</sub> AL <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> FeO MnO MgO CaO Na <sub>2</sub> O K <sub>2</sub> O	25           Д-7068           78.91           0.23           9.72           0.63           1.84           0.05           1.73           0.41           4.44           0.05	26 Д-7070 69.68 0.64 13.31 3.22 1.16 0.08 1.60 1.71 5.96 0.28	27 <u></u> <i>Д</i> -7071/1 56.69 0.68 12.71 5.24 0.76 0.06 1.52 17.74 0.15 0.02	28 <u></u> <i>Д</i> -7071/2 56.25 0.89 15.85 5.61 1.97 0.09 4.00 4.91 4.92 0.73	29 <u></u> <i>Д</i> -7072 56.03 0.76 16.51 4.95 2.35 0.15 2.76 4.28 4.17 3.72	30 Д-7072/1 75.44 0.26 11.82 2.83 0.88 0.04 0.74 0.47 5.89 0.08	31 D-7131 78.21 0.40 11.53 1.43 1.03 0.03 0.68 0.49 5.26 0.14	32 D-7069 63.54 0.87 15.61 4.24 0.83 0.08 1.84 1.17 6.62 1.39
<u>№ п/п</u> <u>№ проб</u> SiO <sub>2</sub> TiO <sub>2</sub> AL <sub>2</sub> O <sub>3</sub> Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> FeO MnO MgO CaO Na <sub>2</sub> O K <sub>2</sub> O P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	25           Д-7068           78.91           0.23           9.72           0.63           1.84           0.05           1.73           0.41           4.44           0.05           0.04	26           Д-7070           69.68           0.64           13.31           3.22           1.16           0.08           1.60           1.71           5.96           0.28           0.28	27           Д-7071/1           56.69           0.68           12.71           5.24           0.76           0.06           1.52           17.74           0.15           0.02           0.13	28 <u></u> <i>Д</i> -7071/2 56.25 0.89 15.85 5.61 1.97 0.09 4.00 4.91 4.92 0.73 0.19	29 <u></u> <i>Д</i> -7072 56.03 0.76 16.51 4.95 2.35 0.15 2.76 4.28 4.17 3.72 0.45	<u>30</u> 一 75.44 0.26 11.82 2.83 0.88 0.04 0.74 0.47 5.89 0.08 0.07	31 D-7131 78.21 0.40 11.53 1.43 1.03 0.03 0.68 0.49 5.26 0.14 0.10	32 D-7069 63.54 0.87 15.61 4.24 0.83 0.08 1.84 1.17 6.62 1.39 0.29
№ п/п           № проб           SiO2           TiO2           AL2O3           Fe2O3           FeO           MnO           MgO           CaO           Na2O           K2O           P2O5           п.п.п.	25 <u></u> Д-7068 78.91 0.23 9.72 0.63 1.84 0.05 1.73 0.41 4.44 0.05 0.04 1.77	26 <u></u> <i>Д</i> -7070 69.68 0.64 13.31 3.22 1.16 0.08 1.60 1.71 5.96 0.28 0.28 1.96	27           Д-7071/1           56.69           0.68           12.71           5.24           0.76           0.06           1.52           17.74           0.15           0.02           0.13           4.28	28 <u></u> <i>Д</i> -7071/2 56.25 0.89 15.85 5.61 1.97 0.09 4.00 4.91 4.92 0.73 0.19 4.34	29 <u></u> <i>Д</i> -7072 56.03 0.76 16.51 4.95 2.35 0.15 2.76 4.28 4.17 3.72 0.45 3.62	30 Д-7072/1 75.44 0.26 11.82 2.83 0.88 0.04 0.74 0.47 5.89 0.08 0.07 1.38	31 D-7131 78.21 0.40 11.53 1.43 1.03 0.03 0.68 0.49 5.26 0.14 0.10 1.04	32 D-7069 63.54 0.87 15.61 4.24 0.83 0.08 1.84 1.17 6.62 1.39 0.29 2.71

*Примечание*. 1–30 – риолиты, риодациты, дациты и андезиты района гор Тиес, 31 – риолиты к востоку от горы Аже, 32 – граносиенит-порфиры. 1–23 – пробы из коллекции А.В. Рязанцева

*Таблица 9.* Содержания, редких и редкоземельных элементов (г/т) в вулканитах кислого и средне-кислого состава нижнего кембрия (майсорская свита и ее аналоги) Бощекульской зоны Северо-Восточного сегмента Сарыаркинского пояса

№ п/п	1	2	3	4	5
№ проб	Д-7065	Д-7070	Д-7071/2	Д-7072/1	D-7131
Sc	55.08	36.73	29.39	11.89	22.39
V	30.5	73.0	265.6	19.7	17.0
Cr	115.6	32.9	79.4	23.2	89.9
Co	8.67	8.32	24.07	2.85	1.64
Ni	91.6	14.3	31.0	4.1	140.4
Cu	17.4	59.9	69.3	32.5	30.8
Zn	42.4	60.7	77.2	39.6	46.2

Окончание табл. 9

№ п/п	1	2	3	4	5
№ проб	Д-7065	Д-7070	Д-7071/2	Д-7072/1	D-7131
Ga	10.8	10.3	14.9	10.4	11.8
Rb	1	3	12	1	2
Sr	107	133	282	38	112
Y	11	29	18	21	46
Zr	90	164	86	91	182
Nb	4.0	7.6	5.1	5.7	5.7
Мо	6.20	3.23	1.17	3.74	3.57
Cs	0.04	0.08	0.16	0.10	0.13
Ba	45	88	389	34	60
La	3.93	16.20	7.75	6.29	12.40
Ce	9.23	39.44	18.11	15.12	30.76
Pr	1.20	5.13	2.40	1.99	4.73
Nd	5.27	22.33	10.90	9.55	21.94
Sm	1.31	5.43	2.84	2.40	5.93
Eu	0.38	1.35	0.93	0.70	1.89
Gd	1.45	5.58	3.25	2.98	6.83
Tb	0.26	0.91	0.51	0.50	1.16
Dy	1.87	5.68	3.39	3.44	8.27
Но	0.48	1.22	0.72	0.74	1.87
Er	1.52	3.44	2.00	2.32	5.65
Tm	0.24	0.53	0.30	0.35	0.91
Yb	1.72	3.48	1.95	2.44	6.13
Lu	0.28	0.54	0.30	0.38	0.96
Hf	2.6	4.5	2.3	2.7	4.9
Та	0.3	0.5	0.4	0.2	0.4
Pb	2.06	4.99	1.93	1.78	2.26
Th	1.2	3.6	1.2	1.3	1.9
U	0.2	2.2	0.7	0.2	0.8

*Примечание*. 1–4 – породы района гор Тиес: 1 – дацит, 2 – риодацит, 3 – андезит, 4 – риолит; 5 – риолит к востоку от горы Аже

	Таблица 1	0. Содержани	ія породообр	азующих с	оксидов (м	ac. %), p	едких и р	редкоземе	ельных	х элементо	в (г/т) в
Г	ранитоидах	раннего кемб	рия Джалаи	э-Найманси	кой зоны I	Ого-Запа	адного со	егмента (	Сарыар	экинского в	пояса

№ п/п	1	2	3	4
№ проб	P 6234	P-52/2	P-54/4	P 688
SiO <sub>2</sub>	76.77	-	-	59.83
TiO <sub>2</sub>	0.22	-	-	0.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.93	-	-	13.26
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.98	-	-	5.95
FeO	1.05	-	-	2.17
MnO	0.024	-	-	0.14
MgO	0.64	-	-	4.83
CaO	1.14	-	-	5.43

Окончание табл. 10

№ п/п	1	2	3	4
№ проб	P 6234	P-52/2	P-54/4	P 688
Na <sub>2</sub> O	5.99	-	-	2.94
K <sub>2</sub> O	0.18	-	-	0.15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.031	-	-	0.11
п.п.п.	0.91	-	-	4.75
Сумма	99.87	-	-	99.84
Sc	17.13	12.9	23.7	26.2
V	16.0	57.3	153.4	157.6
Cr	24.8	8.4	14.6	52.3
Со	2.76	6.9	14.4	19.8
Ni	<2	11.6	14.3	26.2
Cu	18.1	2.1	7.4	339.2
Zn	19.2	25.9	65.2	57.1
Ga	10.7	11.7	11.6	10.8
Rb	2	5	3	2
Sr	94	176	243	157
Y	21	10	2	7
Zr	136	53	4	17
Nb	5.7	3.9	0.4	2.2
Мо	2.04	0.82	1.1	0.25
Cs	0.08	0.26	0.28	0.15
Ba	73	129	84	45
La	6.40	4.88	0.99	3.06
Ce	15.07	11.10	2.23	6.69
Pr	2.04	1.37	0.29	0.84
Nd	9.14	6.58	1.47	4.12
Sm	2.51	1.46	0.36	1.02
Eu	0.72	0.45	0.33	0.32
Gd	2.98	1.62	0.49	1.15
Tb	0.52	0.26	0.07	0.19
Dy	3.62	1.66	0.44	1.17
Ho	0.82	0.35	0.08	0.25
Er	2.57	1.10	0.25	0.77
Tm	0.43	0.17	0.03	0.12
Yb	2.97	1.20	0.22	0.79
Lu	0.46	0.18	0.04	0.13
Hf	3.8	1.7	0.6	0.8
Та	0.5	0.2		0.1
Pb	10.31	1.55	1.55	4.98
Th	1.0	0.7	0.2	0.5
U	0.4	0.2	0.0	0.1

*Примечание.* 1–3 – плагиограниты, 4 – тоналит. 1 – Андассайский массив, 2–4 – Дуланкаринский массив. Все пробы из коллекции А.В. Рязанцева

*Таблица 11*. Содержания породообразующих оксидов (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) в гранитоидах раннего кембрия (жиландинский комплекс) Бощекульской зоны Северо-Восточного сегмента Сарыаркинского пояса

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
№ проб	D-7075	83/21	83/22	83/18	P5022/44	D7129	D-7130	D-7127
SiO,	62.44	65.35	61.04	60.76	65.11	63.38	67.73	72.92
TiO,	0.58	0.4	0.47	0.45	0.32	0.41	0.28	0.20
Al,O,	15.41	15.33	15.38	15.32	13.98	14.03	13.08	14.75
Fe,O,	2.74	2.97	2.9	3.58	1.85	2.22	1.50	2.22
FeO	4.48	4.62	5.48	4.62	5.06	4.78	3.66	0.93
MnO	0.09	0.13	0.15	0.14	0.11	0.14	0.116	0.04
MgO	3.50	2.96	3.41	3.25	2.52	3.30	2.94	1.23
CaO	5.64	5.38	5.06	5.49	3.92	6.61	4.8	1.18
Na O	2.94	2.87	3.16	3.62	3.9	2.24	3.10	5.30
K.O	1.02	0.69	0.2	0.86	0.55	0.58	0.59	0.49
P.O.	0.17	0.07	0.077	0.07	0.068	0.09	0.07	0.04
	1.84	1.08	1 45	1.64	2 27	1.68	1 72	1.63
Сумма	100.85	-	-	-		99.47	99.59	100.93
Be	0.48	-	_	-	-	0.40	1.22	0.70
Sc	24.42	_	_	_	_	30.49	24.81	13.14
V	197.3	-	_	-	-	229.1	123.5	48.1
Cr	31.4	-	_	-	-	66.5	128.4	36.6
Co	21.5	_	_	_	_	19.6	14.9	51
Ni	36.9	_	_	_	_	61.0	</th <th>22.3</th>	22.3
Zn	60.7	_	_	_	_	72.4	63.6	29.2
Ga	14.4	_	_	_	_	13.7	11.9	10.1
Rh	15	_	_	_	_	10	10	6
Sr	290	_	_	_	_	273	283	430
V V	13	_	_	_	_	8	11	4
Zr	82	_	_	_	_	18	41	43
Nh	27	_	_	_	_	3.8	11.0	21
Mo	1 79	_	_	_	_	2 44	5.88	2.45
Cd	0.14	_	_	_	_	0.06	0.09	0.10
Cs	0.65	-	_	-	-	0.19	0.32	0.11
Ba	211	-	-	-	-	104	182	79
La	3.30	-	-	-	-	1.96	2.92	2.39
Ce	7.97	-	-	-	-	4.89	7.26	5.14
Pr	1.11	-	-	-	-	0.71	1.02	0.60
Nd	5.36	-	-	-	-	3.44	4.89	2.44
Sm	1.62	-	-	-	-	1.03	1.46	0.54
Eu	0.55	-	-	-	-	0.41	0.48	0.36
Gd	2.07	-	-	-	-	1.30	1.71	0.58
Tb	0.36	-	-	-	-	0.21	0.30	0.10
Dy	2.36	-	-	-	-	1.41	1.99	0.61
Ho	0.52	-	-	-	-	0.32	0.44	0.13
Er	1.53	-	-	-	-	0.93	1.31	0.41
Tm	0.24	-	-	-	-	0.15	0.22	0.07
Yb	1.56	-	-	-	-	0.98	1.48	0.45
Lu	0.24	-	-	-	-	0.16	0.23	0.07
Hf	1.9	-	-	-	-	0.6	1.2	1.1
Та	0.2	-	-	-	-	0.3	14.6	0.1
Pb	5.74	-	-	-	-	11.85	9.26	7.62
Th	0.5	-	-	-	-	0.4	0.5	0.4
U	0.3	-	-	-	-	0.2	0.3	0.2

Продолжение табл. 11

№ п/п	9	10	11	12	13	14	15	16
№ проб	D-7104	D-7086	D-7092/2	D7074	Д-7077	Д-7093	P5022/48	P5022/49
SiO <sub>2</sub>	74.49	71.78	67.92	76.78	67.43	73.15	75.45	76.95
TiO <sub>2</sub>	0.19	0.3	0.496	0.21	0.33	0.26	0.04	0.2
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.90	13.32	17.86	11.76	14.54	12.85	11.92	11.96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.14	2.33	0.68	1.37	2.57	1.95	0.23	0.59
FeO	1.34	1.05	0.50	1.25	2.01	0.99	1.78	1.97
MnO	0.05	0.03	0.02	0.06	0.08	0.04	0.038	0.03
MgO	0.90	1.32	0.449	1.31	1.82	0.97	0.61	< 0.5
CaO	1.34	2.23	2.66	0.47	2.75	2.39	3.66	1.19
Na,O	5.50	5.37	7.89	5.48	4.55	5.39	4.2	5.2
K,O	0.34	0.20	0.27	0.10	0.53	0.18	0.205	0.29
P,O,	0.05	0.08	0.02	0.04	0.11	0.05	< 0.09	0.025
п.п.п.	1.51	1.86	1.21	1.03	3.08	1.67	1.24	0.38
Сумма	100.75	99.87	99.97	99.86	99.78	99.89	-	-
Be	0.60	0.82	0.97	0.67	0.32	0.45	-	-
Sc	20.70	24.26	19.76	22.20	11.03	10.38	-	-
v	15.7	43.7	24.4	13.4	35.6	36.5	-	-
Cr	62.4	32.1	165.0	57.7	13.2	17.1	-	-
Co	3.9	4.7	2.2	2.5	8.1	4.1	-	-
Ni	<2	<2	405.1	13.2	4.9	5.9	-	-
Zn	32.2	21.5	38.2	37.7	47.3	19.2	-	-
Ga	10.1	13.4	10.2	10.3	11.1	11.0	-	-
Rb	5	2	3	1	7	2	-	-
Sr	230	221	130	95	259	172	-	-
Y	18	23	86	30	5	28	-	-
Zr	113	98	115	128	8	112	-	-
Nb	4.4	4.8	19.2	5.2	1.5	6.2	-	-
Мо	6.49	3.20	3.91	3.25	1.74	11.99	-	-
Cd	0.09	0.12	0.11	0.12	-	-	-	-
Cs	0.07	0.04	0.06	0.08	0.27	0.02	-	-
Ba	61	67	66	58	69	53	-	-
La	4.97	7.36	8.38	6.98	1.12	6.45	-	-
Ce	12.76	18.11	40.23	18.32	2.63	15.43	-	-
Pr	1.72	2.49	7.45	2.50	0.35	2.29	-	-
Nd	7.80	11.32	38.30	11.83	1.94	11.49	-	-
Sm	2.29	3.12	11.21	3.30	0.56	2.95	-	-
Eu	0.77	0.81	1.48	0.82	0.55	0.74	-	-
Gd	2.84	3.63	13.07	4.21	0.77	3.58	-	-
Tb	0.50	0.62	2.27	0.75	0.13	0.63	-	-
Dy	3.36	4.11	15.21	5.07	0.87	4.26	-	-
Ho	0.74	0.89	3.34	1.16	0.18	0.95	-	-
Er	2.22	2.65	9.89	3.55	0.55	2.98	-	-
Tm	0.37	0.41	1.55	0.58	0.08	0.47	-	-
Yb	2.45	2.70	9.54	3.87	0.51	3.30	-	-
Lu	0.39	0.41	1.29	0.62	0.08	0.52	-	-
Hf	3.1	2.7	3.7	3.9	0.2	3.6	-	-
Та	0.3	0.3	17.5	0.4	0.0	0.3	-	-
Pb	9.05	4.80	2.19	5.96	0.34	0.91	-	-
Th	1.0	1.1	2.3	1.5	0.1	1.3	-	-
U	0.6	0.5	0.5	0.8	0.0	0.5	-	-

Окончание табл. 11

NompoiPS022/S0PS022/S1PS02/S1P	№ п/п	17	18	19	20	21	22	23	24				
Sio         70.74         79.33         74.9         75.5         72.65         76.8         74.9         79.95           TiO         0.25         0.12         0.24         0.06         0.4         0.06         76.8         74.9         79.95           TiO         14.29         11.49         10.15         13.7         11.6         12.67         12.07         11           FeO         2.95         1.54         3.98         1.39         2.33         1.42         2.85         3.16           MaO         0.06         0.015         0.05         0.024         0.08         0.018         0.058         0.048           MgO         0.7         <0.5	№ проб	P5022/50	P5022/51	5007/9	P5022/25	P5022/32	P5022/33	P5022/34	P5022/35				
TiO <sub>1</sub> 0.25         0.12         0.24         0.06         0.4         0.06         0.36         0.33           ALO,         14.29         11.49         10.15         13.7         11.6         12.07         11           Fe,O         2.95         1.54         3.98         1.89         2.83         1.42         2.85         3.16           MnO         0.06         0.015         0.05         0.024         0.08         0.018         0.058         0.015         0.05         0.024         0.08         0.018         0.048           MgO         0.7         <0.5	< <th>&lt;<th>&lt;<th>&lt;<th< th=""><th>SiO<sub>2</sub></th><th>70.74</th><th>79.33</th><th>74.9</th><th>75.5</th><th>72.65</th><th>76.8</th><th>74.9</th><th>79.95</th></th<></th></th></th>	< <th>&lt;<th>&lt;<th< th=""><th>SiO<sub>2</sub></th><th>70.74</th><th>79.33</th><th>74.9</th><th>75.5</th><th>72.65</th><th>76.8</th><th>74.9</th><th>79.95</th></th<></th></th>	< <th>&lt;<th< th=""><th>SiO<sub>2</sub></th><th>70.74</th><th>79.33</th><th>74.9</th><th>75.5</th><th>72.65</th><th>76.8</th><th>74.9</th><th>79.95</th></th<></th>	< <th< th=""><th>SiO<sub>2</sub></th><th>70.74</th><th>79.33</th><th>74.9</th><th>75.5</th><th>72.65</th><th>76.8</th><th>74.9</th><th>79.95</th></th<>	SiO <sub>2</sub>	70.74	79.33	74.9	75.5	72.65	76.8	74.9	79.95
Al,Q, Fe,Q, N         11.49         11.015         13.7         11.6         12.67         12.77         11           Fe,Q, NO         1.18         0.04         0.3         1.36         0.12         1.04         0.69           FeO         2.95         1.54         3.98         1.89         2.83         1.42         2.85         3.16           MnO         0.06         0.015         0.05         0.024         0.08         0.018         0.068         0.048           MgO         0.7         <0.5         2.96         0.63         2.65         <0.5         1         2.12           Na,O         5.8         6         4.74         6.98         4.5         6.7         5.2         4.72           K,O         0.15         0.15         0.13         0.1         0.12         <0.1         0.46         <0.1           P,O,         0.057         <0.99         0.056         -         <	TiO <sub>2</sub>	0.25	0.12	0.24	0.06	0.4	0.06	0.36	0.33				
Fe,O         1.18         0.04         -         0.3         1.36         0.12         1.04         0.69           FeO         2.95         1.54         3.98         1.89         2.83         1.42         2.85         3.16           MinO         0.066         0.015         0.05         0.024         0.08         0.018         0.058         0.048           MgO         0.7         <0.5	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.29	11.49	10.15	13.7	11.6	12.67	12.07	11				
FeO         2.95         1.54         3.98         1.89         2.83         1.42         2.85         3.16           MnO         0.06         0.015         0.05         0.024         0.08         0.018         0.038         0.048           MgO         0.7         < 0.5	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.18	0.04		0.3	1.36	0.12	1.04	0.69				
MBO         0.06         0.015         0.024         0.08         0.018         0.088         0.048           MgO         0.7         <0.5	FeO	2.95	1.54	3.98	1.89	2.83	1.42	2.85	3.16				
MgO         0.7         < 0.5	MnO	0.06	0.015	0.05	0.024	0.08	0.018	0.058	0.048				
CAO         2.27         < 0.5	MgO	0.7	< 0.5	0.89	< 0.5	1.4	1.17	0.73	0.77				
Na <sub>1</sub> O         5.8         6         4.74         6.98         4.5         6.7         5.2         4.72           K <sub>1</sub> O         0.15         0.15         0.13         0.1         0.12         <0.1	CaO	2.27	< 0.5	2.96	0.63	2.65	< 0.5	1	2.12				
KO         0.15         0.15         0.13         0.1         0.12         <0.1	Na <sub>2</sub> O	5.8	6	4.74	6.98	4.5	6.7	5.2	4.72				
P.Q.         0.057         <0.09	K <sub>2</sub> O	0.15	0.15	0.13	0.1	0.12	< 0.1	0.46	< 0.1				
n.n.n.         0.72         0.29         1.23         < 0.1	$P_2O_5$	0.057	< 0.09	0.056	-	-	-	-	-				
Cymma         -         -         -         -         -         -         -         -           Be         -          Co         -	п.п.п.	0.72	0.29	1.23	< 0.1	0.88	< 0.1	0.54	0.34				
Be	Сумма	-	-	-	-	-	-	-	-				
Se       -	Be	-	-	-	-	-	-	-	-				
V       -	Sc	-	-	-	-	-	-	-	-				
CrCoNiZnGaRbSrYNbMoRbYZrMoRbMoRbMoRb	V	-	-	-	-	-	-	-	-				
CoNiZnGaRbSrMoMoCdBaRbCdRbRbRbRbRbRbRbRbRbRbRb <t< th=""><th>Cr</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th></t<>	Cr	-	-	-	-	-	-	-	-				
Ni  .	Co	-	-	-	-	-	-	-	-				
ZnGaRbSrYNbMoCdBaRodRodRodSmSmFbFdSmFbFd	Ni	-	-	-	-	-	-	-	-				
Ga       -       -       -       -       -       -       -       -         Rb       -       -       -       -       -       -       -       -       -         Sr       -       -       -       -       -       -       -       -       -         Y       -       -       -       -       -       -       -       -       -         Y       -       -       -       -       -       -       -       -       -         Nb       -       -       -       -       -       -       -       -       -         Mo       -       -       -       -       -       -       -       -       -         Cd       - <th>Zn</th> <th>-</th> <th>-</th> <th>-</th> <th>-</th> <th>-</th> <th>-</th> <th>-</th> <th>-</th>	Zn	-	-	-	-	-	-	-	-				
RbSrYZrNbMoCdBaCsBaCeNdSmGdTbTbTbTbTb	Ga	-	-	-	-	-	-	-	-				
Sr       -       -       -       -       -       -       -       -         Y       -       -       -       -       -       -       -       -       -         Zr       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -         Nb       -       -       -       -       -       -       -       -       -         Mo       -       -       -       -       -       -       -       -       -         Mo       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -         Mo       -	Rb	-	-	-	-	-	-	-	-				
YZrNbMoCdCsBaBaBaBaBaBaBa <td< th=""><th>Sr</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th></td<>	Sr	-	-	-	-	-	-	-	-				
ZrNbMoMoCdCdBaBaBaBaLaNdNd <th>Y</th> <th>-</th> <th>-</th> <th>-</th> <th>-</th> <th>-</th> <th>-</th> <th>-</th> <th>-</th>	Y	-	-	-	-	-	-	-	-				
NbMoCdCsBaLaCePrNdSmGdTbDyTbTmTmThThTb <t< th=""><th>Zr</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th></t<>	Zr	-	-	-	-	-	-	-	-				
MoCdCsBaLaCePrNdSmGdTbDyTbHoTmHo <t< th=""><th>Nb</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th></t<>	Nb	-	-	-	-	-	-	-	-				
Cd $Cs$ $Ba$ $Ba$ $La$ $La$ $Ce$ $Pr$ $Nd$ $Nd$ $Sm$ $Sm$ $Gd$ $Gd$ $Tb$ $Ho$ $Tm$ $Hf$ <tr< th=""><th>Mo</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th></tr<>	Mo	-	-	-	-	-	-	-	-				
Cs       -       -       -       -       -       -       -       -       -         Ba       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -         La       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -         La       - <t< th=""><th>Cd</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th></t<>	Cd	-	-	-	-	-	-	-	-				
BaLaCePrNdSmGdGdTbDyTbDyTbHoTmHo <t< th=""><th>Cs</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th></t<>	Cs	-	-	-	-	-	-	-	-				
LaCePrNdSmEuGdTbDyTbDyTbDyTbTmTbTmTmTa <t< th=""><th>Ba</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th></t<>	Ba	-	-	-	-	-	-	-	-				
Ce       -       -       -       -       -       -       -       -         Pr       -       -       -       -       -       -       -       -       -         Nd       -       -       -       -       -       -       -       -       -         Sm       -       -       -       -       -       -       -       -       -         Eu       -       -       -       -       -       -       -       -       -         Gd       -       -       -       -       -       -       -       -       -         Dy       -       -       -       -       -       -       -       -       -         Ho       -       -       -       -       -       -       -       -       -         Yb       -	La	-	-	-	-	-	-	-	-				
PrNdSmEuGdTbDyHoTmYbHfPb	Ce	-	-	-	-	-	-	-	-				
Nd         -	Pr	-	-	-	-	-	-	-	-				
Sm       -       -       -       -       -       -       -       -       -         Eu       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -         Gd       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -       -         Gd       - <th< th=""><th>Nd</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th><th>-</th></th<>	Nd	-	-	-	-	-	-	-	-				
EuGdTbDyHoFrTmYbHfPb	Sm	-	-	-	-	-	-	-	-				
Gd     -     -     -     -     -     -     -     -       Tb     -     -     -     -     -     -     -     -       Dy     -     -     -     -     -     -     -     -       Ho     -     -     -     -     -     -     -     -       Ho     -     -     -     -     -     -     -     -       Fr     -     -     -     -     -     -     -     -       Tm     -     -     -     -     -     -     -     -       Yb     -     -     -     -     -     -     -     -       Hf     -     -     -     -     -     -     -     -       Pb     -     -     -     -     -     -     -     -       Th     -     -     -     -     -     -     -     -       Ta     -     -     -     -     -     -     -     -       Th     -     -     -     -     -     -     -     -	Eu	-	-	-	-	-	-	-	-				
Tb     -     -     -     -     -     -     -       Dy     -     -     -     -     -     -     -     -       Ho     -     -     -     -     -     -     -     -       Ho     -     -     -     -     -     -     -     -       Er     -     -     -     -     -     -     -     -       Tm     -     -     -     -     -     -     -       Yb     -     -     -     -     -     -     -       Hf     -     -     -     -     -     -     -       Pb     -     -     -     -     -     -     -       Th     -     -     -     -     -     -     -       Ta     -     -     -     -     -     -     -       Th     -     -     -     -     -     -     -       Th     -     -     -     -     -     -     -       Th     -     -     -     -     -     -     -	Gd	-	-	-	-	-	-	-	-				
Dy     -     -     -     -     -     -     -       Ho     -     -     -     -     -     -     -       Er     -     -     -     -     -     -     -       Tm     -     -     -     -     -     -     -       Yb     -     -     -     -     -     -     -       Hf     -     -     -     -     -     -     -       Hf     -     -     -     -     -     -     -       Pb     -     -     -     -     -     -     -       It     -     -     -     -     -     -     -	Tb	-	-	-	-	-	-	-	-				
Ho     -     -     -     -     -     -     -       Er     -     -     -     -     -     -     -     -       Tm     -     -     -     -     -     -     -     -       Yb     -     -     -     -     -     -     -     -       Yb     -     -     -     -     -     -     -       Hf     -     -     -     -     -     -     -       Hf     -     -     -     -     -     -     -       Ta     -     -     -     -     -     -     -       Pb     -     -     -     -     -     -     -       Th     -     -     -     -     -     -     -	Dy	-	-	-	-	-	-	-	-				
Er     -     -     -     -     -     -     -       Tm     -     -     -     -     -     -     -       Yb     -     -     -     -     -     -     -       Yb     -     -     -     -     -     -     -       Lu     -     -     -     -     -     -       Hf     -     -     -     -     -     -       Ta     -     -     -     -     -     -       Pb     -     -     -     -     -     -	Ho	-	-	-	-	-	-	-	-				
Tm     -     -     -     -     -     -     -       Yb     -     -     -     -     -     -     -       Lu     -     -     -     -     -     -     -       Hf     -     -     -     -     -     -     -       Ta     -     -     -     -     -     -       Pb     -     -     -     -     -     -       Th     -     -     -     -     -     -	Er	-	-	-	-	-	-	-	-				
YD     -     -     -     -     -     -     -     -       Lu     -     -     -     -     -     -     -     -       Hf     -     -     -     -     -     -     -     -       Ta     -     -     -     -     -     -     -     -       Pb     -     -     -     -     -     -     -       Th     -     -     -     -     -     -     -	Tm N7	-	-	-	-	-	-	-	-				
Lu     -     -     -     -     -     -     -       Hf     -     -     -     -     -     -     -       Ta     -     -     -     -     -     -     -       Pb     -     -     -     -     -     -     -       Th     -     -     -     -     -     -     -	YD	-	-	-	-	-	-	-	-				
HI     -     -     -     -     -     -     -       Ta     -     -     -     -     -     -     -       Pb     -     -     -     -     -     -     -       Th     -     -     -     -     -     -     -		-	-	-	-	-	-	-	-				
Ia     -     -     -     -     -     -     -       Pb     -     -     -     -     -     -     -       Th     -     -     -     -     -     -     -		-	-	-	-	-	-	-	-				
r0     -     -     -     -     -     -     -       Th     -     -     -     -     -     -     -	18 DL	-	-	-	-	-	-	-	-				
	1'D TL	-	-	-	-	-	-	-	-				
		-	-	-	-	-	-	-	-				

*Примечание*. 1–7 – тоналиты, 8–24 – плагиограниты. 1–5, 10–24 – пробы из района гор Тиес, 6–9 – пробы из района горы Жиланды. 2–5, 15–24 – пробы из коллекции А.В. Рязанцева



※1 ○ 2 ♣ 3 ◊ 4

**Рис. 27.** Диаграммы  $Na_2O+K_2O-SiO_2(A)$ ,  $K_2O-SiO_2(B)$ , Rb-(Y+Nb)(B),  $Ta-Yb(\Gamma)$  для гранитоидов раннего кембрия различных сегментов Сарыаркинского пояса

 1, 2 – гранитоиды Северо-Восточного сегмента (жиландинский комплекс Бощекульской зоны): 1 – тоналиты и кварцевые диориты, 2 – плагиограниты и плагиоклазовые лейкограниты; 3, 4 – гранитоиды Юго-Западного сегмента: 1 – тоналиты Дуланкаринского массива, 2 – плагиоклазовые лейкограниты Андассайского массива

А: 1 – габбро-нориты, 2 – монцогаббро, 3 – диориты, 4 – монцодиориты, 5 – монцониты, 6 – кварцевые диориты, 7 – кварцевые монцодиориты, 8 – сиениты, 9 – щелочные сиениты, 10 – тоналиты, 11 – гранодиориты, 12 – кварцевые сиениты, 13 – щелочные кварцевые сиениты, 14 – граносиениты, 15 – щелочные граносиениты, 16 – трондьемиты, 17 – адамелиты, 18 – субщелочные граниты, 19 – плагиограниты, 20 – граниты, 21 – щелочные граниты, 22 – плагиоклазовые лейкограниты, 23 – лейкограниты, 24 – аляскиты, 25 – щелочные аляскиты

диаграммах точки составов тоналитов и плагиогранитов попадают в поле гранитов вулканических дуг (рис. 27, 28).

Сравнение спектров распределения РЗЭ в тоналитах и базитах нижнего кембрия показывает их близость. Большинство тоналитов и плагиогранитов имеют близкие суммарные концентрации РЗЭ, совпадают и спектры распределения этих элементов. Для них характерны слабые отрицательные европиевые аномалии, величина которых возрастает от тоналитов к плагиогранитам. Присутствуют также спектры плагиогранитов с положительной европиевой аномалией. Эти данные свидетельствуют о наиболее вероятном происхождении тоналитов и плагиогранитов в результате процесса крис-



**Рис. 28.** Графики распределения РЗЭ, нормированных на хондрит: для тоналитов (А), плагиогранитов (Б); мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных на N-MORB: для тоналитов (Г), для плагиогранитов (Д) различных сегментов Сарыаркинского пояса

Черное поле – базиты раннего кембрия Северо-Восточного сегмента (Бощекульская зона). Остальные условные обозначения см. на рис. 27

таллизационной дифференциации основной магмы, а для плагиогранитов с положительной европиевой аномалией можно предполагать кумулятивную природу.

Наибольшим распространением среди комплексов ранне-среднекембрийской островной дуги пользуются дифференцированные вулканические серии, которые либо залегают в основании островодужных разрезов, либо перекрывают контрастные серии.

Дифференцированные вулканиты относятся к известково-щелочной, реже к высококалиевой известково-щелочной сериям (табл. 12, 13). На всех дискриминантных диаграммах основные и средние вулканиты попадают в поля известково-щелочных базальтов и островодужных толеитов (рис. 29, 30). В то же время анализ петрохимических диаграмм дифференцированных серий показывает, что в различных сегментах Сарыаркинского пояса эти серии несколько различаются.

В тех зонах, где дифференцированные вулканиты залегают в основании нижне-среднекембрийских разрезов, они в основном представлены базальт-андезит-дацит-риолитовыми или базальт-андезибазальт-андезитовыми известково-щелочными или толеитовыми сериями нормальной щелочности с низкими содержаниями калия. Среди пород этих зон присутствуют высокомагнезиальные разности, характерные для бонинитовых серий (Урумбайская, Центрально-Чингизская зоны). В тех случаях, когда диффе-

*Таблица 12.* Содержания породообразующих оксидов (%), редких и редкоземельных элементов (г/т) в базальтах нижнего кембрия (шийлинская свита) Селетинской зоны Северо-Восточного сегмента Сарыар-кинского пояса

№п/п	1	2	3	4	5	6	7
№проб	sel09	sel09-1	sel14	sel15	sel16	sel17	sel18
SiO <sub>2</sub>	49.34	50.96	51.32	49.18	51.06	51.97	50.8
TiO <sub>2</sub>	0.97	0.93	0.96	0.82	1.03	0.95	0.43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.08	15.11	16.83	13.86	16.05	16.53	11.07
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.77	3.85	3.93	4.57	4.9	4.74	2.33
FeO	4.96	4.88	5.68	4.38	7.11	6.69	7.37
MnO	0.13	0.09	0.11	0.11	0.16	0.2	0.19
MgO	7.84	7.44	4.76	6.63	3.4	4.2	11.87
CaO	6.95	6.62	4.72	10.88	6.84	5.95	8.8
Na,O	4.52	4.76	5.28	3.54	3.17	3.14	0.79
K,O	1.22	0.51	1.37	0.22	2.1	2.4	1.84
P,O,	0.14	0.13	0.23	0.14	0.33	0.32	0.12
п.п.п.	4.95	4.26	4.71	5.24	3.35	2.51	4.43
Сумма	99.87	99.54	99.9	99.57	99.5	99.6	99.32
v	200	191	209	241	266	258	198
Cr	128	81.5	28.1	218	26.6	23.5	609
Со	31.6	32.2	27.7	28.9	28.4	27.7	44.0
Ni	46.1	44.7	17.7	35.5	16.2	14.6	106
Zn	58.0	54.9	87.2	62.0	91.6	97.1	66.5
Ga	13.2	12.1	18.2	16.0	16.0	16.0	10.3
Rb	10	5	15	3	49	56	36
Sr	713	398	264	153	552	631	193
Y	18	19	18	14	23	22	12
Zr	65.2	59.5	69.9	55.9	70.2	72.7	32.4
Nb	3.07	2.52	6.31	4.34	5.62	5.52	2.82
Ba	852	254	423	126	478	529	425
La	5.84	4.23	11.3	8.70	20.4	20.3	9.38
Ce	14.4	11.1	24.7	18.7	43.8	43.1	18.4
Pr	2.03	1.64	3.18	2.55	5.27	5.26	2.31
Nd	8.61	7.18	13.1	11.0	20.3	20.3	9.11
Sm	2.36	2.32	2.93	2.60	4.51	4.73	2.34
Eu	1.01	0.92	1.04	0.92	1.39	1.44	0.74
Gd	2.86	2.62	3.05	2.61	4.85	4.51	2.15
Tb	0.48	0.48	0.54	0.44	0.73	0.73	0.33
Dy	3.13	3.02	3.08	2.39	4.06	3.98	1.97
Но	0.67	0.58	0.57	0.50	0.86	0.77	0.39
Er	1.63	1.67	1.48	1.30	2.24	1.95	1.16
Tm	0.30	0.29	0.28	0.23	0.34	0.36	0.19
Yb	1.67	1.57	1.57	1.31	1.93	2.00	1.12
Lu	0.24	0.27	0.23	0.20	0.35	0.31	0.16
Hf	1.6	1.6	2	1.4	2	2	1
Та	0.1	0.1	0.3	0.2	0.3	0.3	0.1
Pb	1.6	1.7	12.1	14.1	7.9	7.3	4.90
Th	0.8	0.7	2.3	2.0	5.1	5.1	3.0
U	0.3	0.2	0.9	0.8	1.3	1.3	0.7

№ п/п	1	2	3		4	5		6		7		8	9	10
№ проб	682	1609/11	1609/14	1	611	627	//2	140	г*	1476*	ĸ	680	1609/15	C-170/2
SiO <sub>2</sub>	39.7	46.96	47.11	4	7.57	47.3	75	48.1	8	48.18	;	50.45	50.47	52.9
TiO <sub>2</sub>	0.27	0.37	0.35	0	0.29	0.1	1	0.3	3	0.25		0.32	0.34	0.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10	12.53	14.75	9	.99	17.	.5	13.5	51	12.78	;	10.65	14.27	16.7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.47	2.52	2.38	2	2.08	2.5	52	5.1	1	2.98		2.74	2.65	2.05
FeO	3.39	4.55	5.1	4	.95	1.0	6	2.5	7	5.47		5.46	3.99	5.43
MnO	0.14	0.18	0.15	0	0.26	0.1	1	0.0	8	0.08		1.36	1.04	0.17
MgO	6.43	6.34	5.79	8	3.38	1.0	)5	9.5	7	9.77		13.51	5.75	4.92
CaO	20.7	16.68	18.08	1	6.57	22.0	07	18.	9	11.89		8.6	11.93	7.87
Na <sub>2</sub> O	2.74	2.94	1.7		2.7	0.1	1	0.7	2	2.9		2.26	3.8	3.73
K <sub>2</sub> O	0.45	0.22	0.15	0	0.26	0.1	1	0.0	8	0.08		1.36	1.04	0.17
$P_2O_5$	0.04	0.51	0.048	0.	.051	0.0	)2	0.0	3	0.27		0.076	0.058	0.049
п.п.п.	10.6	5.69	3.87	6	5.17	6.3	1	5.9	1	3.65		2.35	4.27	5.12
№ п/п	11	12	13		14	4	1	.5		16		17	18	19
№ п/п № проб	11 C-170/3	12 141a*	13	*	14	1 )*	14	.5 0б*	1	16 .609	1	17 608/2	18 C-170/1	19 627/1
<u>№ п/п</u> <u>№ проб</u> SiO <sub>2</sub>	11 C-170/3 53.1	12 141a* 53.4	13 141 53.8	*	14 14( 53.	1 )* 79	1 14 54	.5 06* .23	1	16 .609 4.81	1	17 608/2 55.07	18 C-170/1 57.4	19 627/1 58
<u>№ п/п</u> <u>№ проб</u> SiO <sub>2</sub> TiO <sub>2</sub>	11 C-170/3 53.1 0.25	12 141a* 53.4 0.22	13 141 53.8 0.2	* 39 1	14 140 53. 0.2	4 )* 79 27	14 14 54 0.	.5 06* .23 25	1	16 .609 4.81 0.33	1	17 608/2 55.07 0.39	18 C-170/1 57.4 0.24	19 627/1 58 0.34
<u>№ п/п</u> <u>№ проб</u> <u>SiO<sub>2</sub></u> <u>TiO<sub>2</sub></u> <u>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></u>	11 C-170/3 53.1 0.25 17.2	12 141a* 53.4 0.22 11	13 141 53.8 0.2 11.3	* 89 1 2	14 140 53. 0.2 15	4 )* 79 27 .7	14 54 0. 15	.5 06* .23 25 .33	1 55 ( 1	16           609           4.81           0.33           4.33	1	17 608/2 55.07 0.39 15.39	18           C-170/1           57.4           0.24           16.25	19           627/1           58           0.34           14.75
№ п/п           № проб           SiO2           TiO2           Al2O3           Fe2O3	11 C-170/3 53.1 0.25 17.2 2.1	12 141a* 53.4 0.22 11 1.01	13 141 53.8 0.2 11.3 1.7	* 39 1 2	14 140 53. 0.2 15 1.3	4 )* 79 27 .7 33	1 14 54 0. 15 3.	.5 06* .23 25 .33 99	1 5 ( 1	16         609         4.81         0.33         4.33         2.7	1	17           608/2           55.07           0.39           15.39           3.33	18           C-170/1           57.4           0.24           16.25           3.76	19           627/1           58           0.34           14.75           4.03
№ п/п           № проб           SiO2           TiO2           Al2O3           Fe2O3           FeO	11           C-170/3           53.1           0.25           17.2           2.1           5.99	12           141a*           53.4           0.22           11           1.01           3.74	13 141 53.8 0.2 11.3 1.7 5.6	* 39 1 2 5	14 140 53. 0.2 15 1.3 6.3	4         )*           79         27           .7         .33           .37         .37	1 14 54 0. 15 3. 2.	5 06* .23 25 .33 99 51	1 5 ( 1	16           609           4.81           0.33           4.33           2.7           3.69	1	17           608/2           55.07           0.39           15.39           3.33           3.74	18           C-170/1           57.4           0.24           16.25           3.76           2.9	19           627/1           58           0.34           14.75           4.03           4.99
№ п/п           № проб           SiO2           TiO2           Al2O3           Fe2O3           FeO           MnO	11           C-170/3           53.1           0.25           17.2           2.1           5.99           0.5	12 141a* 53.4 0.22 11 1.01 3.74 0.33	13 141 53.8 0.2 11.3 1.7 5.6 0.4	* 39 1 2 5 2	14 140 53. 0.2 15 1.3 6.3 2.4	4 79 27 .7 33 37 13	1 14 54 0. 15 3. 2. 0.	5 06* .23 25 .33 99 51 07		16           609           4.81           0.33           4.33           2.7           3.69           0.12	1	17           608/2           55.07           0.39           15.39           3.33           3.74           0.22	18           C-170/1           57.4           0.24           16.25           3.76           2.9           0.26	19           627/1           58           0.34           14.75           4.03           4.99           0.15
№ п/п           № проб           SiO2           TiO2           Al2O3           Fe2O3           FeO           MnO           MgO	11           C-170/3           53.1           0.25           17.2           2.1           5.99           0.5           4.74	12 141a* 53.4 0.22 11 1.01 3.74 0.33 9.98	13 141 53.8 0.2 11.3 1.7 5.6 0.4 10.2	* 39 1 2 5 2 28	14 14( 53.) 0.2 15 1.3 6.3 2.4 7.2	4         1           79         7           27         7           33         37           13         13           22         12	1 14 54 0. 15 3. 2. 0. 6.	5 06* .23 25 .33 99 51 07 82		16           609           4.81           0.33           4.33           2.7           3.69           0.12           5.95	1	17           608/2           55.07           0.39           15.39           3.33           3.74           0.22           4.38	18           C-170/1           57.4           0.24           16.25           3.76           2.9           0.26           4.14	19           627/1           58           0.34           14.75           4.03           4.99           0.15           6.98
№ п/п           № проб           SiO2           TiO2           Al2O3           Fe2O3           FeO           MnO           MgO           CaO	11           C-170/3           53.1           0.25           17.2           2.1           5.99           0.5           4.74           7.26	12           141a*           53.4           0.22           11           1.01           3.74           0.33           9.98           16	13 141 53.8 0.2 11.3 1.7 5.6 0.4 10.2 9.4	* 39 1 2 5 2 28 9	14 140 53. 0.2 15 1.3 6.3 2.4 7.2 6.2	4         )*           779         27           .7         33           37         13           122         23	1 14 54 0. 15 3. 2. 0. 6. 6.	5 06* .23 25 .33 99 51 07 82 23		16           609           4.81           0.33           4.33           2.7           3.69           0.12           5.95           0.26		17           608/2           55.07           0.39           15.39           3.33           3.74           0.22           4.38           8.6	18           C-170/1           57.4           0.24           16.25           3.76           2.9           0.26           4.14           3.43	19           627/1           58           0.34           14.75           4.03           4.99           0.15           6.98           6.79
№ п/п           № проб           SiO2           TiO2           Al2O3           Fe2O3           FeO           MnO           MgO           CaO           Na2O	11           C-170/3           53.1           0.25           17.2           2.1           5.99           0.5           4.74           7.26           3.65	12           141a*           53.4           0.22           11           1.01           3.74           0.33           9.98           16           3.44	13 141 53.8 0.2 11.3 1.7 5.6 0.4 10.2 9.4 3.4	* 99 1 2 2 5 5 2 8 8 9 4	14 140 53. 0.2 155 1.3 6.3 2.4 7.2 6.2 3.3	4         1           779         27           27         33           33         37           13         12           23         32	1 14 54 0. 15 3. 2. 0. 0. 6. 6. 4.	5 06* .23 25 .33 99 51 07 82 23 69		16           609           4.81           0.33           4.33           2.7           3.69           0.12           5.95           9.26           4.27	1	17           608/2           55.07           0.39           15.39           3.33           3.74           0.22           4.38           8.6           3.08	18           C-170/1           57.4           0.24           16.25           3.76           2.9           0.26           4.14           3.43           5.5	19           627/1           58           0.34           14.75           4.03           4.99           0.15           6.98           6.79           3.95
№ п/п           № проб           SiO2           TiO2           Al2O3           Fe2O3           FeO           MnO           MgO           CaO           Na2O           K2O	11           C-170/3           53.1           0.25           17.2           2.1           5.99           0.5           4.74           7.26           3.65           0.5	12           141a*           53.4           0.22           11           1.01           3.74           0.33           9.98           16           3.44           0.33	13 141 53.8 0.2 11.3 1.7 5.6 0.4 10.2 9.4 3.4 0.4	* 29 1 2 5 5 2 2 88 99 4 2	14 140 53. 0.2 15 1.3 6.3 2.4 7.2 6.2 3.3 2.4	4         4           0*         79           27         7           33         37           43         22           23         32           43         23	1 14 544 0. 155 3. 2 2 0. 0. 6. 6. 6. 6. 4.	5 06* .23 25 .33 99 51 07 82 23 69 1		16           609           4.81           0.33           4.33           2.7           3.69           0.12           5.95           0.26           4.27           0.73		17           608/2           55.07           0.39           15.39           3.33           3.74           0.22           4.38           8.6           3.08           2.9	18           C-170/1           57.4           0.24           16.25           3.76           2.9           0.26           4.14           3.43           5.5           0.25	19           627/1           58           0.34           14.75           4.03           4.99           0.15           6.98           6.79           3.95           0.25
№ п/п           № проб           SiO2           TiO2           Al2O3           Fe2O3           FeO           MnO           MgO           CaO           Na2O           K2O           P2O5	11           C-170/3           53.1           0.25           17.2           2.1           5.99           0.5           4.74           7.26           3.65           0.5           0.5	12           141a*           53.4           0.22           11           1.01           3.74           0.33           9.98           16           3.44           0.33           0.05	13           141           53.8           0.2           11.3           1.7           5.6           0.4           10.2           9.4           3.4           0.4	* 99 1 2 2 5 5 2 2 88 99 4 4 2 2	14 140 53. 0.2 15 1.3 6.3 2.4 7.2 6.2 3.3 2.4 -	4         )*           779         27           27         33           33         37           43         22           23         32           43         22	1 144 544 0.0 155 3.3 2.2 0.0 6.6 6.6 6.4	5 06* .23 25 .33 99 51 07 82 23 69 1 -		16           609           4.81           0.33           4.33           2.7           3.69           0.12           5.95           0.26           4.27           0.73           .053		17           608/2           55.07           0.39           15.39           3.33           3.74           0.22           4.38           8.6           3.08           2.9           0.064	18           C-170/1           57.4           0.24           16.25           3.76           2.9           0.26           4.14           3.43           5.5           0.25           0.068	19           627/1           58           0.34           14.75           4.03           4.99           0.15           6.98           6.79           3.95           0.25           0.062

*Таблица 13*. Содержания породообразующих оксидов (мас. %) в вулканитах нижнего–среднего кембрия (акжарская свита) Урумбайской зоны Северо-Восточного сегмента Сарыаркинского пояса

Примечание. 1, 2 – миндалекаменные базальты; 3 – туф клинопироксеновых базальтов; 4 – оливиновый базальт; 5 – туф базальтов карбонатизированный; 6 – туф базальтов; 7 – клинопироксеновый базальт из субвулканической дайки; 8,9 – клинопироксеновые базальты; 10,11– двупироксеновые базальты; 12 – туф афировых базальтов; 13 – клинопироксеновый базальт; 14 – туф оливиновых базальтов; 15 – мелкообломочный туф андезибазальтов; 16 – двупироксен–роговообманковый андезибазальт; 17 – двупироксеновый андезито– базальт; 18 – двупироксен–роговообманковый андезит; 19 – туф андезитовый. Звездочкой помечены пробы из коллекции М.З. Новиковой, остальные из коллекции Л.Л. Германа и В.И. Борисенка

ренцированные вулканиты залегают на контрастных сериях, эти толщи представлены базальтрахибазальт-трахиандезитовыми высококалиевыми известково-щелочными и шошонитовыми сериями со значительными содержаниями калия (Бощекульская и Селетинская зоны).

Редкоземельные и редкие элементы были изучены только в дифференцированных вулка-

нитах Селетинской (Северный сегмент) и Центрально-Чингизской (Восточный сегмент) зон.

Спектры распределения РЗЭ базальтов шийлинской свиты Селетинской зоны умеренно фракционированы (La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub>= 1.8–7), европиевая аномалия либо отсутствует, либо отрицательная (Eu/Eu\*= 0.6–1) (табл. 12, рис. 31 A). На мультиэлементных диаграммах редких эле-



**Рис. 29.** Диаграммы Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (A, B, Д), K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (Б, Г, Е) для дифференцированных вулканических серий раннего и среднего кембрия различных сегментов Сарыаркинского пояса (построены с использованием данных В.И. Борисенка, Л.Л. Германа, М.З Новиковой, А.В. Рязанцева, Б.Ф. Хромыха)

<sup>1, 2 –</sup> вулканиты Северного сегмента пояса: 1 – базальты и андезибазальты шийлинской свиты  $\mathcal{E}_1$  (Селетинская зона), 2 – базальты, андезибазальты и андезиты акжарской свиты  $\mathcal{E}_{1,2}$  (Урумбайская зона); 3, 4 – вулканиты Северо-Восточного сегмента (бощекульская серия Бощекульской зоны): 3 – базальты бескудукской свиты  $\mathcal{E}_1$ , 4 – базальты, андезибазальты и трахиандезиты джангабульской свиты  $\mathcal{E}_2$ , 5 – базальты, андезиты, дациты и риолиты  $\mathcal{E}_2$  Восточного сегмента (Центрально-Чингизская зона)



**Рис. 30.** Диаграммы TiO<sub>2</sub> – FeO\*/MgO (A, B, Д), MnO\*10 – TiO<sub>2</sub> – P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>\*10 (Б, Г, Е) для дифференцированных вулканических серий раннего и среднего кембрия различных сегментов Сарыаркинского пояса (построены с использованием данных В.И. Борисенка, Л.Л. Германа, М.З Новиковой, А.В. Рязанцева, Б.Ф. Хромыха). Условные обозначения см. на рис. 24 и 29



**Рис. 31.** Графики распределения РЗЭ, нормированных на хондрит (A), мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных на N-MORB (Б), диаграммы Th – Hf/3 – Nb/16 (B) и Zr – Ti/100 – Sr/2 (Г) для базальтов и андезибазальтов шийлинской свиты нижнего кембрия Селетинской зоны Северного сегмента Сарыаркинского пояса. Условные обозначения см. на рис. 25

Г: А - островодужные толеиты, В - известково-щелочные базальты, С - базальты срединно-океанических хребтов

ментов базальты имеют отрицательные аномалии Nb, а в ряде случаев – Ті и положительные аномалии Sr и Ba, что является типичным для надсубдукционных магматических комплексов (рис. 31 Б). На дискриминантных диаграммах базальты располагаются в полях базальтов островных дуг и известково-щелочных базальтов, что подтверждает их надсубдукционную природу (рис. 31 В).

В Центрально-Чингизской зоне, детально рассмотренной в главе II.I, дифференцированные вулканиты залегают в основании разрезов нижне-среднекембрийской островной дуги и представлены базальт-андезит-дацитовыми и базальт-андезит-дацит-риолитовыми сериями нормальной щелочности. Спектры распределения РЗЭ отличаются незначительным фракционированием, а также слабо выраженной европиевой аномалией. Мультиэлементные диаграммы редких элементов вулканитов характеризуются четко проявленными отрицательными аномалиями Nb и Ti, положительными – Sr и Ba (см. гл. II.I, рис. 83), что типично для надсубдукционных образований. Близкими особенностями распределения редкоземельных и редких элементов обладают, связанные с вулканитами среднекембрийские гранитоиды Восточного сегмента пояса (см. гл. II.I, рис. 83).

Данные об особенностях состава дифференцированных вулканических серий указывают на их формирование в пределах надсубдукционных островодужных систем. Образование вулканитов связано с процессами частичного плавления вещества мантийного клина, которое подверглось метасоматическим преобразованиям под воздействием флюидов, выделившихся из субдуцируемой океанической плиты.

#### Обстановки формирования комплексов ранне-среднекембрийской островной дуги

Главными комплексами ранне-среднекембрийской островной дуги являются: офиолиты со значительными объемами гранитоидов и контрастные базальт-риолитовые серии; дифференцированные серии.

Формирование дифференцированных серий в пределах островодужной системы над зоной субдукции, учитывая современные аналоги, является наиболее вероятным, хотя не всегда ясна природа фундамента островной дуги.

Более сложным представляется вопрос об обстановках формирования офиолитов и контрастных серий. Наиболее яркими особенностями этих комплексов являются: а) бимодальный (рифтогенный) состав вулканитов со значительной ролью кислых эффузивов; б) большая роль гранитоидов, как наращивающих габброидные разрезы офиолитов, так и образующих самостоятельные интрузивные массивы; в) присутствие комплекса «силл в силле»; г) надсубдукционные геохимические черты; д) присутствие двух источников базитовых магм – деплетированного, близкого к MORB, и обогащенного, слабо метасоматизированного флюидами из субдуцированной плиты.

Единственная обстановка, в которой могли формироваться комплексы с такими характеристиками является океаническая островодужная система. Излияния контрастных вулканитов могли происходить в рифтогенной обстановке, а присутствие комплекса «силл в силле» указывает на растяжение в условиях близких к спредингу. В кайнозойских океанических островодужных системах формирование комплексов с близкими характеристиками происходит в областях задугового рифтинга, таких как зона задуговых поднятий (ноллов) Идзу-Бонинской островодужной системы [Taylor, 1992; Hochstaendler et al., 2000]. Растяжение в такой зоне, вероятно, вызвано всплыванием неистощенного мантийного вещества, плавление которого продуцировало обогащенные магмы. Этот источник только частично подвергся воздействию надсубдукционных флюидов, что выражается в разной степени обогащения крупноионными литофильными элементами. Второй источник деплетированная надсубдукционная мантия, являвшаяся источником островодужных толеитов. Формирование кислых магматических пород было связано как с процессами кристаллизационной дифференциации основных магм, так и с частичным плавлением базитовой коры задуговой области. Такая модель позволяет объяснить все, указанные выше, особенности раннекембрийских офиолитов и контрастных серий. В разных сегментах Сарыаркинского пояса, вероятно, представлены фрагменты различных задуговых поднятий, различающиеся некоторыми особенностями строения и состава плутонических и вулканических пород. В то же время одинаковый возраст этих комплексов свидетельствует об их принадлежности к одной крупной зоне, протяженность которой составляла не менее 2000 км.

В большинстве сегментов Сарыаркинского пояса с конца раннего кембрия начинается формирование дифференцированных вулканических серий, продолжающееся и в начале среднего кембрия. Эта ранне-среднекембрийская островная дуга, вероятно, имела гетерогенный фундамент, в состав которого в Северном и Северо-Восточном сегментах входили нижнекембрийские офиолиты и базальт-риолитовые серии. В других случаях фундамент кембрийских дифференцированных серий не известен (часть Юго-Западного сегмента, Урумбайская зона Северного сегмента, Восточный сегмент).

В случае залегания нижне-среднекембрийских дифференцированных вулканитов на более древних офиолитах и контрастных сериях можно говорить о фундаменте сложного строения, в составе которого значительную роль играют кислые вулканиты и гранитоиды. Мощность коры ранне-среднекембрйиской дуги на этих участках была, вероятно, более значительной, чем в других сегментах. Отражением большей мощности коры могло быть изменение состава дифференцированных вулканитов, выразившееся в широком распространении эффузивов повышенной щелочности. В Урумбайской зоне Северного и Центрально-Чингизской зоне Восточного сегментов основание, на котором происходило формирование ранне-среднекембрийских дифференцированных вулканитов не известно, но присутствие в их разрезе высокомагнезиальных вулканитов близких к бонинитам, может косвенно свидетельствовать о меланократовом фундаменте дуги на этих участках. Такое предположение подтверждают результаты изучения изотопного состава среднекембрийских вулканитов, обломочных пород и гранитоидов Восточного сегментов (см. гл. II.I), которые позволяют сделать вывод о формировании этих пород в пределах юной островной дуги, имевшей меланократовый фундамент небольшой мощности и находившейся вдали от континентальной суши.

Таким образом, наиболее древними комплексами ранне-среднекембрийской дуги являются раннекембрийские офиолиты и контрастные серии, формирование которых происходило в зоне задугового рифтинга, располагавшейся в тылу энсиматической дуги. Комплексы вулканической дуги этого возраста, которые были бы представлены дифференцированными сериями, в современной структуре не сохранились. В самом конце раннего кембрия возникла новая крупная островодужная система, развитие которой происходило в среднем кембрии. Эта дуга в основном имела меланократовый фундамент небольшой мощности. В пределах Северного и Северо-Восточного сегментов мощность коры этой дуги была увеличена за счет включения в состав ее фундамента нижнекембрийских офиолитов и контрастных серий. Ранне-среднекембрийская дуга находилась вдали от крупных докембрийских сиалических массивов, от которых была отделена бассейнами с океанической корой.

# Комплексы среднего кембрия – нижнего ордовика, перекрывающие вулканогенные образования раннесреднекембрийской островной дуги

Во всех сегментах Сарыаркинского пояса вулканогенно-осадочные и плутонические комплексы ранне-среднекембрийской островной дуги после ее отмирания перекрываются терригенно-карбонатными, кремнисто-терригенными и терригенно-туфогенными толщами, состав и возрастной диапазон которых имеют некоторые отличия в разных сегментах пояса.

В Юго-Западном сегменте пояса терригенные и туфогенные толщи, перекрывающие вулканиты раннего–среднего кембрия, выявлены только на Сарысу-Тенизском водоразделе. Здесь на базальтах, андезибазальтах и андезитах карыбайской свиты среднего кембрия залегает мощная пачка валунных и валунногалечных конгломератов, содержащих гальку различных эффузивов, габбро-диабазов и гранитоидов. Далее разрез наращивается полимиктовыми и вулканомиктовыми песчаниками, гравелитами и конгломератами, туфоконгломератами и туфами среднего состава с прослоями известковистых песчаников и известняков, содержащих трилобиты верхов сакского яруса верхнего кембрия (акколкинская свита мощностью не более 400-500 м). Верхнекембрийский разрез согласно с постепенным переходом перекрывается нижнеордовикской кремнисто-терригенной толщей, сложенной красными алевролитами, аргиллитами, глинистыми яшмами с брахиоподами тремадока, выше которых залегают переслаивающиеся песчаники и алевролиты с брахиподами раннего аренига (кокдомбакская свита мощностью до 1000 м) [Геология СССР..., 1972].

В Джалаир-Найманской зоне осадочные комплексы, которые стратиграфически перекрывают образования ранне-среднекембрийской островной дуги, представленные раннекембрийскими офиолитами и контрастной базальт риолитовой серией, не выявлены.

В Северном сегменте пояса широко распространены терригенно-карбонатные и кремнисто-терригенные толщи, перекрывающие комплексы ранне-среднекембрийской островной дуги. Фрагменты верхнеамгинских толщ представлены только глыбами известняков с позднеамгинскими трилобитами в верхнеордовикском олистостроме в южной части Урумбайской зоны на правом берегу р. Акжар (рис. 15, см. цв. вклейку).

В Селетинской зоне терригенно-карбонатные толщи верхнего кембрия имеют преимущественно тектонические соотношения с окружающими комплексами (рис. 14, см. цв. вклейку). Наиболее мощные фрагменты верхнекембрийских разрезов слагают тектонические пластины, располагающиеся между эффузивами нижнего-среднего кембрия и ордовикскими толщами. Верхнекембрийские известняки в виде глыб, валунов и пластовых отторженцев также входят в состав средне-верхнеордовикских микститов. В Селетинской зоне установлены фрагменты разреза всех частей верхнего кембрия. В отдельных блоках устанавливается налегание дресвянников, гравелитов и известняков аюсокканского яруса верхнего кембрия на нижне-среднекембрийские эффузивы и граниты [Геология..., 1987]. Разрез сакского яруса верхнего кембрия образован известковистыми алевролитами, песчаниками, гравелитами, песчанистыми, органогенными, органогеннообломочными и водорослевыми известняками, содержащими богатые комплексы трилобитов (нижняя часть торткудукской серии мощностью не более 60 м). Выше согласно залегают песчанистые и органогенные известняки мощностью не более 20 м с трилобитами аксайского яруса позднего кембрия [Геология..., 1987].

Отличительной особенностью Урумбайской зоны явялется кремнисто-терригенный состав комплексов, перекрывающих вулканогенные толщи ранне-среднекембрийской островной дуги. Наиболее полный кремнисто-терригенный разрез описан в урочище Урумбай, где в основании присутствует пачка переслаивающихся полимиктовых песчаников, кремнистых алевролитов, кремней и кремнистых туффитов, выше залегает пачка тонкослоистых серых кремней и фтанитов, в нижней части которой собраны беззамковые брахиоподы и отпечаток трилобита средне-позднекембрийского возраста (верхнеурумбайская свита мощностью не более 100 м) [Борисенок, 1985]. Фрагменты разреза этой свиты обнажены также в 10 км к югу от урочища Урумбай – на водоразделе р. Аксу – оз. Медет, на правом берегу в нижнем течении р. Аксу и в горах Жаксы-Коянды. На этих участках в кремнистых породах в 2011 г. Т.Ю. Толмачевой и автором были собраны простые параконодонты позднего кембрия. Кремнистые породы слагают ряд тектонических блоков к западу от гор Жаксы-Коянды, где также были собраны конодонты позднего кембрия [Гридина и др., 1993]. В южной части зоны – на правом берегу р. Акжар, вулканиты акжарской свиты верхов нижнего - низов среднего кембрия перекрывает толща серых, желтых, реже голубоватых и черных, кремней с прослоями кремнистых алевролитов и туффитов мощностью 50-80 м (рис. 15, см. цв. вклейку). Здесь в 2011 г. в серых кремнях Т.Ю. Толмачевой и автором были собраны мелкие элементы простых параконодонтов позднего кембрия, что позволяет сопоставлять эту толщу с верхнеурумбайской свитой.

Таким образом, на основании положения в разрезе и сборов конодонтов возраст кремнисто-терригенной верхнеурумбайской свиты в Урумбайской зоне может быть оценен как средне-позднекембрийский. В Северо-Восточном сегменте Сарыаркинского пояса комплексы, перекрывающие образования ранне-среднекембрийской островной дуги, по составу и строению разрезов близки к аналогичным комплексам Селетинской зоны Северного сегмента.

В Бощекульской зоне верхнеамгинские толщи развиты на небольшой площади в окрестностях пос. Торткудук. Здесь небольшой тектонический блок сложен разнозернистыми олигомиктовыми и вулканомиктовыми песчаниками с прослоями алевролитов, известковистых гравелитов, известняков с позднеамгинскими трилобитами и кремнистыми алевролитами (майдантасская свита мощностью 300–350 м) [Хромых, 1986; Геология..., 1987].

Верхнекембрийские и нижнетремадокские терригенно-карбонатные толщи Бощекульской зоны имеют только тектонические взаимоотношения как с более молодыми, так и с более древними комплексами, а иногда представлены глыбами в верхнеордовикских олистостромах. В то же время, в современной структуре они всегда располагаются между кембрийскими вулканитами и средне-верхнеордовикскими кремнистыми породами (рис. 16, см. цв. вклейку), что позволяет считать такое положение близким к первичному.

Наиболее полный разрез верхнего кембрия - низов тремадока детально изучен у северо-западного подножия гор Куянды в юго-западной части Бощекульской зоны [Геология СССР..., 1972; Ившин и др., 1974]. Низы разреза образованы переслаивающимися полимиктовыми и вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами, их известковистыми разностями с линзами и горизонтами органогенных известняков различного цвета, содержащими богатые комплексы трилобитов сакского яруса позднего кембрия (низы куяндинской свиты мощностью 100-120 м). Далее разрез наращивается грубозернистыми полимиктовыми песчаниками и алевролитами с линзами и тонкими прослоями известняков, в том числе ракушняковых, с трилобитами аксайского яруса позднего кембрия (верхи куяндинской свиты мощностью 15 м). Выше залегают переслаивающиеся тонкозернистые песчаники, алевропесчаники и алевролиты с органическими остатками раннего тремадока (темирастауская свита мощностью 100-120 м). Для большинства терригенных пород куяндинской свиты характерно присутствие зерен глауконита, реже обломков фосфоритов.

В **Восточном сегменте** пояса комплексы, перекрывающие вулканогенные толщи и гранитоиды ранне-среднекембрийской островной дуги, изучены наиболее детально [Дегтярев и др., 1999; Дегтярев, Толмачева, 2005; Tolmacheva et al., 2008]. Они занимают значительные площади в Центрально-Чингизской зоне и детально описаны ниже (см. главу II.I). Поэтому здесь целесообразно остановиться только на основных чертах их строения.

В юго-восточной и северо-западной частях Центрально-Чингизской зоны среднекембрийско-нижнеордовикские толщи с несогласием перекрывают вулканиты амгинского возраста и гранитоиды кан-чингизкого комплекса. В низах разреза этих толщ выделяется терригеннокарбонатная пачка майско-позднекембрийского возраста, выше залегает кремнисто-терригенная пачка позднего кембрия – раннего аренига, далее разрез наращивается туфогенно-терригенной пачкой среднего-позднего аренига, венчает разрез терригенная пачка, относимая к низам лланвирна. Общая мощность карбонатно-кремнисто-туфогенно-терригенного разреза может изменяться от 600-700 до 1300-1400 м. его возраст охватывает интервал от майского яруса среднего кембрия до низов лланвирна.

Некоторыми особенностями обладает карбонатно-кремнисто-туфогенно-терригенный разрез на крайнем юго-востоке Центрально-Чингизской зоны к северу от города Аягуз на левом берегу р. Мамарысу. Здесь выше вулканитов среднего кембрия также залегает терригенно-карбонатная пачка, состоящая из серых и розовых известняков и алевролитов, выше которых залегают переслаивающиеся алевролиты, кремнистые алевролиты и мелкозернистые песчаники. В известняках собраны трилобиты майского яруса [Самыгин, 1974]. Мощность терригенно-карбонатной толщи не превышает 100-150 м. Далее разрез наращивается кремнистой пачкой, состоящей из серых и желтых слабо слоистых кремней с прослоями кремнистых алевролитов и алевролитов. В серых кремнях средней части (район отметки 751.7 м) разреза в 2005 г. собраны (т.н. 05-3) многочисленные конодонты Periodon aculeatus Hadding, Periodon zgierzensis Dzik, Fahraeusodus marathonensis (Bradshaw), Drepanodus arcuatus Pander, Ansella sp., Protopanderodus *sp.* раннего лланвирна (определение Т.Ю. Толмачевой). Разрез завершается кремнистыми алевролитами, вишневыми туфоалевролитами

63

и мелко-среднезернистыми туфогенными песчаниками. Общая мощность кремнисто-терригенного разреза достигает 500–600 м.

Как видно из приведенных описаний, комплексы, перекрывающие вулканогенные толщи ранне-среднекембрийской островной дуги, имеют в основном карбонатно-кремнисто-терригенный, реже туфогенный, состав; для них характерна почти полная амагматичность. Исключение составляют вулканиты майского яруса Бощекульской зоны Северного сегмента. Вулканиты этого возраста имеют только тектонические соотношения как с более молодыми, так и с более древними комплексами и слагают самостоятельные пластины (рис. 16, см. цв. вклейку). Вулканогенные разрезы этого возраста сложены лавами, туфами и вулканогенно-осадочными породами трахибазальт-трахиандезитового состава с линзами известняков, содержащими трилобиты майского яруса (кзылкояндинская свита мощностью до нескольких сот метров) [Борукаев, 1955; Геология СССР..., 1972; Хромых, 1986]. В отдельных разрезах, наряду с вулканитами основного и среднего состава, встречаются кислые эффузивы повышенной щелочности [Рязанцев, 2005]. Вулканические породы майского возраста имеют специфические петрогеохимические характеристики, отличающие их от типичных островодужных образований. Они относятся к субщелочному низкотитанистому банакит-шошонит-андезит-базальтовому ряду [Хромых, 1986]. Андезиты и базальты нижней части разреза имеют натриевый тип щелочности, а банакиты и шошониты верхней – калиевый и калий-натриевый.

# Корреляция и обстановки осадконакопления терригенно-карбонатных и кремнистотуфогенно-терригенных толщ, перекрывающих образования раннесреднекембрийской островной дуги в различных сегментах Сарыаркинского пояса

В различных сегментах Сарыаркинского пояса комплексы, перекрывающие образования ранне-среднекембрийской островной дуги, имеют как черты сходства, так и некоторые различия в строении разрезов, составах пород и возрастном диапазоне. Такие черты могут быть выявлены при сопоставлении разрезов этих комплексов, изученных в различных сегментах пояса (рис. 32).



некембрийской островной дуги в различных сегментах Сарыаркинского пояса. Составлена с использованием данных [Борисенок, 1985; Геология ..., *I* – переслаивание песчаников и алевролитов; *2* – калькарениты; *3* – переслаивание известняков и кремнистых пород; *4* – карбонатные брекчии; *5* – лавобрекчии базальтов; *6* – гранитоиды; *7* – местонахождения остатков: *a* – грапитолитов, *6* – конодонтов. Остальные условные обозначения см. на рис. 23 Рис. 32. Схема сопоставления разрезов терригенно-карбонатных и кремнисто-терригенных комплексов, перекрывающих образования ранне-сред-1987; Геология СССР..., 1972; Дегтярев, Толмачева, 2005; Дегтярев, Рязанцев, 2007; Ившин и др., 1974; Минервин и др., 1974; Хромых, 1984]

Характерными особенностями рассматриваемых комплексов является их терригенно-карбонатный и кремнисто-терригенный состав, а также почти полная амагматичность.

Терригенно-карбонатные и кремнисто-терригенные комплексы во всех сегментах пояса перекрывают вулканические и плутонические образования ранне-среднекембрийской островной дуги. При этом, как правило, в основании разрезов отмечают признаки перерывов в осадконакоплении и стратиграфических несогласий. В тех случаях, когда первичные соотношения не имеют тектонических осложнений, нижние части разрезов образованы различными терригенными породами, состоящими из обломков нижележащих комплексов. Иногда имеются признаки достаточно значительной эрозии, предшествующей накоплению терригенных и карбонатных пород, о которой свидетельствует залегание последних на ранне-среднекембрийских гранитоидах.

При прослеживании терригенно-карбонатных и кремнисто-терригенных комплексов по простиранию Сарыаркинского пояса меняется их возрастной диапазон. В Юго-Западном, Северном и Северо-Восточном сегментах – вторая половина амгинского века среднего кембрия – тремадокский век, а в Восточном сегменте – майский век среднего кембрия – ранний лланвирн. Таким образом, по простиранию пояса от Южного сегмента к Восточному происходит омоложение возраста этих комплексов, а, следовательно, изменяется время прекращения магматизма и отмирания ранне-среднекембрийской дуги.

Во всех сегментах пояса, за исключением Урумбайской зоны Северного сегмента, в разрезах рассматриваемых комплексов преобладают терригенно-карбонатные и кремнисто-терригенные породы. Как правило, нижние части разрезов образованы терригенно-карбонатными толщами, а верхние – кремнисто-терригенными и туфогенно-терригенными (рис. 32). Урумбайская зона Северного сегмента отличается конденсированным кремнистым и кремнисто-терригенным разрезом, охватывающим возрастной интервал от среднего кембрия до раннего ордовика.

Как в терригенно-карбонатных, так и в кремнисто-терригенных толщах собраны обильные органические остатки, среди которых преобладают трилобиты, брахиоподы, граптолиты и конодонты. Состав пород и бентосной фауны свидетельствует об относительно небольших глубинах осадконакопления, при этом наименьшие их значения характерны для терригенно-карбонатных толщ.

В терригенно-карбонатных и кремнистотерригенных разрезах в ограниченных объемах присутствуют туфогенные породы, представленные кремнистыми туффитами, туффитами, туфопесчаниками, значительно реже туфами среднего состава и туфоконгломератами. Их наличие свидетельствует о синхронной осадконакоплению вулканической деятельности, при этом вулканические центры, вероятно, находились на значительном отдалении от областей седиментации. По соотношению К<sub>2</sub>О и SiO<sub>2</sub> туфы принадлежат известково-щелочной серии.

Таким образом, терригенно-карбонатные и кремнисто-терригенные комплексы перекрывали комплексы ранне-среднекембрийской островной дуги, время отмирания которой изменялось от второй половины амгинского века среднего кембрия в Северном и Северо-Восточном сегментах до майского века среднего кембрия в Восточном сегменте. Накопление этих толщ происходило в относительно мелководных обстановках в течение длительного времени, охватывавшего интервал от второй половины амгинского века до тремадока в Северном и Северо-Восточном сегментах и от майского яруса до середины лланвирна в Восточном сегменте. Для комплексов, перекрывавших образования отмершей ранне-среднекембрийской дуги характерна почти полная амагматичность. В то же время в терригенно-карбонатных и кремнисто-терригенных толщах отмечаются признаки синхронного с осадконакоплением известково-щелочного магматизма, происходившего на значительном удалении от области седиментации.

#### Комплексы позднекембрийскораннеордовикской островной дуги

Комплексы позднекембрийско-раннеордовикской островной дуги распространены во всех сегментах Сарыаркинского пояса, где они тектонически совмещены с образованиями ранне-среднекембрийской островной дуги и бассейнов с океанической корой или шарьированы на докембрийские метаморфические комплексы сиалических массивов, обрамляющих Сарыаркинский пояс. В Юго-Западном сегменте Сарыаркинского пояса распространены только комплексы подножья позднекембрийско-раннеордовикской островной дуги, выявленные в юго-восточной части Джалаир-Найманской зоны, на северо-восточных склонах и в приводораздельной части хребта Кендыктас (рис. 3, см. цв. вклейку).

На юго-востоке Джалаир-Найманской зоны (район ст. Кулакшино) в основании видимого разреза залегает сулусайская свита, сложенная переслаивающимися зелеными и вишневыми туфопесчаниками, туфоалевролитами и туффитами; на разных уровнях в разрезе свиты присутствуют горизонты мелко- среднегалечных вулканомиктовых и туфогенных конгломератов с обломками порфировых андезибазальтов и андезитов, реже встречаются гальки кислых эффузивов. Для верхней части видимого разреза свиты характерны туфы кислого состава, чередующиеся с потоками мелкопорфировых риолитов и риодацитов. Общая мощность сулусайской свиты превышает 600 м. Выше с размывом залегают кварц-полевошпатовые песчаники и алевролиты с горизонтами кремней и яшм джамбульской свиты тремадокского возраста [Чу-Илийский..., 1980; Kröner et al., 2007; Толмачева и др., 2010].

Комплексы, подстилающие туфогенные породы сулусайской свиты и ее аналогов, выявлены на северо-восточных склонах и в приводораздельной части хребта Кендыктас. На северо-восточных склонах хребта Кендыктас сулусайская свита сложена серыми, зелеными и вишневыми туффитами кислого состава, кремнистыми туффитами и кремнистыми алевролитами. Среди туффитов очень редко встречаются небольшие линзы серых и розовых известняков. Мощность свиты на этом участке составляет несколько сот метров. Ниже залегает офиолитовый разрез, основная часть которого сложена такситовыми габбро, реже присутствуют афировые базальты и долериты небольшой мощности. Также как в Джалаир-Найманской зоне сулусайская свита перекрывается здесь терригенными породами джамбульской свиты.

Аналоги сулусайской свиты и подстилающие ее офиолиты распространены в приводораздельной части и на южных склонах хребта Кендыктас [Зорин и др., 2006]. Разрез офиолитов начинается с габбро, среди которых преобладают такситовые разности. Выше залегает комплекс долеритовых параллельных даек, образованный преимущественно вертикально залегающими дайками долеритов и габбро-долеритов мощностью до 1-5 м, преобладают дайки с односторонней закалкой. В верхах дайкового комплекса скрины представлены базальтами и яшмами, выше с постепенным переходом залегают подушечные базальты с многочисленными долеритовыми дайками и их роями. Среди долеритов дайкового комплекса встречаются редкие жилы плагиогранитов. Базальтовая толща, венчающая офиолитовый разрез (акжазыкская толща), сложена подушечными и массивными афировыми и мелкопорфировыми базальтами с редкими линзами черных кремней мощностью до 10 см. Общая мощность акжазыкской толщи может достигать 1000 м. Базальты акжазыкской толщи перекрываются карабаурской толщей, которая является аналогом сулусайской свиты, и сложена чередующимися туфами, туффитами, тефроидными турбидитами риолитов, с отдельными потоками андезитов и базальтов [Зорин и др., 2006]. Вблизи основания разреза присутствуют прослои и линзы кремней и яшм, мелкие линзы и тонкие прослои известняков. Из кремней нижней части карабаурской толщи выделены конодонты батырбайского горизонта верхнего кембрия [Рязанцев и др., 2008]. Общая мощность карабаурской толщи достигает 1100-1500 м.

В пределах хребта Кендыктас туфогенные породы и подстилающие их офиолиты слагают тектонические покровы, перекрывающие комплексы чехла и фундамента Чуйско-Кедыктасского сиалического массива (рис. 3, см. цв. вклейку, глава I.II, рис. 51, см. цв. вклейку).

Таким образом, на основании находок конодонтов и соотношений с джамбульской свитой возраст карабаурской толщи и сулусайской свиты может быть принят как верхи позднего кембрия. Базальты акжазыкской толщи, вероятно, могут быть отнесены к более низким частям верхнего кембрия.

В Северном сегменте комплексы позднекембрийско-раннеордовикской островной дуги известны только в северной части Урумбайской зоны. Здесь вулканогенные толщи верхнего кембрия – тремадока слагают крупный тектонический покров, перекрывающий комплексы ранне-среднекембрийской островной дуги и залегающие на них кремнистые и кремнисто-туфогенные толщи среднего кембрия – верхнего кембрия и кремнисто-терригенные толщи аренига – низов лланвирна (рис. 33, см. цв. вклейку).

Нижняя часть вулканогенного разреза образована базальтами, трахибазальтами, муджиеритами, андезитами, трахиандезитами, дацитами, трахидацитами. Разрез наращивается туфопесчаниками, туффитами, туфами основного состава, ленточными известняками, мелкогалечными конгломератами. Верхи сложены пикритами, базальтами, трахибазальтами, андезитами, дацитами, разнообразными туфами, лавобрекчиями, туфоконгломератами (шункырашинская и аксуйская свиты мощностью до 2000 м). В нижней части разреза собраны трилобиты сакского яруса позднего кембрия, а в верхней части – позднего тремадока [Борисенок, 1985; Спиридонов и др., 1988].

В Северо-Восточном сегменте комплексы позднекембрийско-раннеордовикской островной дуги выявлены в Бощекульской и Кендыктинской зонах, а также слагают Коржункольско-Телескольский аллохтон, перекрывающий кремнисто-терригенные и флишоидные толщи Ерементау-Бурунтауской рифтогенной зоны. Рассматриваемые комплексы представлены как стратифицированными, так и плутоническими образованиями.

В Бощекульской зоне они имеют тектонические взаимоотношения как с комплексами ранне-среднекембрийской дуги, так и с залегающими на них терригенно-карбонатно-кремнистыми толщами среднего кембрия - нижнего ордовика (рис. 16, см. цв. вклейку). Верхнекембрийские вулканиты установлены только в западной части Бощекульской зоны на небольшом участке юго-восточнее горы Аже. Нижняя часть разреза здесь сложена эффузивами основного состава, выше которых залегают тефроиды, туффиты, туфы и лавы риолитового и дацитового состава, кремнистые алевролиты с конодонтами позднего кембрия (аяксорсая свита мощностью более 500 м) [Хромых, 1986]. Нижнеордовикские вулканогенные толщи распространены на более широкой площади в южной части зоны и представлены чередованием туфов, туфоконгломератов, туфопесчаников, лав андезибазальтового, андезитового и андезидацитового состава с прослоями кремнистых алевролитов и известняков (олентинская свита мощностью до 1000 м). В низах вулканогенного разреза собраны органические остатки раннего, а верхах - позднего тремадока [Геология СССР..., 1972; Никитин, 1972]. К полям

распространения олентинской свиты приурочены многочисленные субвулканические образования среднего состава, с которыми связаны золото-барит-полиметаллические месторождения и рудопроявления (месторождение Торткудук) [Хромых, 1986]. Вулканические породы олентинской свиты согласно перерываются кремнисто-терригенной толщей, сложенной серыми кремнями, кремнистыми алевролитами, алевропелитами, радиоляритами, глинистыми яшмами с прослоями кремнеобломочных брекчий (жельдыадырская свита мощностью до 100 м). В кремнях на горе Кульбай собраны конодонты Drepanoistodus sp., Rossodus sp. позднего тремадока (определения Т.Ю. Толмачевой), западнее в ур. Жельдыадыр яшмы, кремнистые алевролиты и кремни содержат конодонты различных частей аренига [Хромых, 1986; Толмачева и др., 2008].

С позднекембрийско-нижнеордовикскими вулканогенными толщами Бощекульской зоны связаны габбро-сиенитовые массивы кульбайского комплекса, изучавшиеся ранее многими исследователями [Ляпичев, 1955; Магматические комплексы..., 1982; Хромых, 1984]. Наиболее детально изучен Кульбайский массив, расположенный в центральной части зоны (рис. 16, 18, см. цв. вклейку).

Кульбайский массив слагает тектоническую пластину, залегающую в ядре субширотной, опрокинутой на юг, синформы (рис. 18, см. цв. вклейку). Ее крылья сложены андезитами, их туфами и туффитами олентинской свиты верхнего тремадока, серыми кремнями и красными яшмами жельдыадырской свиты, содержащими конодонты позднего тремадока – аренига. На контактах с породами массива эффузивы и кремни не испытывают никаких контактовых изменений. Массив имеет овальные очертания, его длина составляет 4 км при максимальной ширине 1.2 км.

Наиболее древними породами, входящими в состав массива, являются мелано- и мезократовые амфиболизированные среднезернистые габбро. Они слагают крупные блоки и ксенолиты в среднезернистых габбро-диоритах. В составе габбро-диоритов преобладают плагиоклаз (50–55%) и роговая обманка (до 30%), кварц (до 15%) представлен ксеноморфными зернами. Для этих пород характерно присутствие биотита (до 5%). Более поздняя фаза образована порфировидными сиенитами, которые слагают различного размера тела в габбро-диоритах. Вблизи контакта последние насыщены жилами сиенитов мощностью от 1 до 20–30 см. Сиениты сложены в основном ортоклаз-пертитом (60%), образующим порфировидные выделения размером до 2.5 мм, и плагиоклазом (до 35%). Темноцветный минерал представлен мелкими кристаллами биотита (5%). Среди сиенитов отмечаются маломощные (1–2 м) дайкообразные тела мелкозернистых лейкократовых гранитов.

Габброиды Кульбайского массива рассечены субширотными вертикальными разрывами, которые выражены зонами смятых в мелкие складки зеленых сланцев, содержащими блоки габброидов.

Для проведения U-Pb геохронологических исследований были отобраны пробы из габбродиоритов (проба Д-7113/2 – 51°44'26.0" с.ш., 74°13'28.7" в.д.) и порфировидных сиенитов (проба Д-7112 – 51°44'52.5" с.ш., 74°12'14.0" в.д.) (рис. 18, см. цв. вклейку).

Акцессорный циркон в габбро-диоритах (проба Д-7113/2) представлен одной генерацией субидиоморфных и идиоморфных прозрачных или полупрозрачных короткопризматических, призматических и длиннопризматических кристаллов желтой окраски. Эти кристаллы огранены сочетанием призм {100}, {110}, и дипирамид {101}, {111} (рис. 34 I–VI), их размер изменяется от 30 до 200 мкм, а коэффициент удлинения варьирует от 1.5 до 4.0.

В режиме катодолюминесценции в цирконе наблюдается тонкая, четко проявленная зональность (рис. 34 VII–XII) и секториальность (рис. 34 IX, X), а при микроскопическом изучении в некоторых кристаллах выявляются реликты унаследованных ядер.

U-Pb изотопное датирование было проведено для трех микронавесок циркона из размерных фракций <50 и 50-85 мкм (табл. 14). Как видно на рис. 35 А, точки изотопного состава изученного циркона образуют дискордию, нижнее пересечение которой с конкордией, соответствует возрасту 494±3 млн лет (верхнее пересечение – 1963±4, СКВО=0.52). Циркон характеризуются некоторой дискордантностью, что, очевидно, связано с присутствием реликтов унаследованных ядер, которые не всегда удается выявить в проходящем свете. Морфологические особенности изученного циркона свидетельствуют о его магматическом генезисе, следовательно, значение возраста, определяемого нижним пересечением дискор-

					Га	гидоид-одоо	гы (проба D.	-7113/2)					
Ϋ́,	Размер фракции (мкм)	Навеска,	Содер	жание, сг/г		И3	OTOITHERE OTI	нопсния		Rho		возраст, млн.	IeT
1/П	и ее характеристика	MI	Ъb	n	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{207}Pb/^{206}Pb^{a}$	<sup>208</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	a 207Pb/235U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U		$^{207}Pb/^{235}U$	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	$^{207}Pb/^{206}Pb$
-	<50, 52 3ep.	0.32	26.7	225	5990	$0.0676 \pm 1$	$0.4408\pm1$	0.8535±1	4 0.0915±	0.84	627±1	564±1	858±3
0	50-85, 60 3ep.	0.42	18.2	220	2388	$0.0584 \pm 1$	$0.1084 \pm 1$	0.6531±1	0 0.0811±	0.80	510±1	503±1	545±2
S	>50, 35 3ep.	0.10	25.3	311	1912	$0.0579 \pm 1$	$0.1106 \pm 1$	0.6421±2	3 0.0804±2	2 0.77	504±2	499±1	527±3
						Сиениты	проба D-71	12)					
Å	Размер фракции (мкм)	и ее				Изотопнь	чношени	RI			Bo	зраст, млн ле	т
1/П	характеристика		P0*	$^{206}Pb/^{204}P$	b <sup>207</sup> Pb/ <sup>2</sup>	<sup>06</sup> Pb <sup>a</sup> <sup>208</sup> F	$Pb/^{206}Pb^{a}$	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	Rho°	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb
4	<70, >70, 10 3ep.	11	.61	720	0.060	9±2 0.0	0832±1	0.7055±32	$0.0840 \pm 3$	0.63	542±2	520±2	635±8
S	<70, A=20%, 12 3ef	o. 12	.13	1479	0.057	8±1 0.	1025±1	0.6495±24	$0.0815\pm 2$	0.76	508±2	505±1	523±5
9	<70, 16 3ep.	12	.52	1860	0.057	5±2 0.0	0794±1	0.6470±27	$0.0816 \pm 3$	0.76	507±2	506±2	511±6
] 207 <b>Pl</b>	Дримечание: <sup>а</sup> – изотоп <sub>7</sub> /2 <sup>35</sup> U – <sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U; A=20 <sup>6</sup>	іные отно % – колич	ество н	l, ckoppe semecra	эктированн а, удаленно	ње на блан ре в процес	нк и обычн се аэроабр	ый свинец; азивной обр	<i>Rho</i> <sup>6</sup> – коэф аботки цирк	фициент она; * –	г корреляци навеска цир	ии ошибок экона не оп	отношений Эеделялась.

Величины ошибок (20) соответствуют последним значащим цифрам.

Таблица 14. Результаты U-Pb изотопных исследований циркона пород Кульбайского массива



**Рис. 34.** Микрофотографии кристаллов циркона из габбро-диоритов (проба Д-7113/2) Кульбайского массива, выполненные на сканирующем электронном микроскопе ABT 55: I–VI – в режиме вторичных электронов; VII–XI – в режиме катодолюминесценции



**Рис. 35.** Диаграммы с конкордией для габбро-диоритов (проба Д-7113/2) (А) и сиенитов (проба Д-7112) (Б) Кульбайского массива. Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 14

дии 494±3 млн лет, отвечает возрасту кристаллизации расплава, родоначального для габбродиоритов [Дегтярев и др., 2009].

Акцессорный циркон, выделенный из порфировидных сиенитов (проба Д-7112), представлен субидиоморфными короткопризматическими прозрачными кристаллами светло-коричневого цвета. Размер зерен циркона изменяется от 50 до 300 мкм, К<sub>удд.</sub>=1.0–1.5.

Кристаллы огранены сочетанием призм {110}, {100} и пирамид {101}, {112}, {211} (рис. 36 I–VI). В режиме катодолюминесценции наблюдается зональное строение циркона, а также секториальность, свидетельствующие в пользу его магматического происхождения (рис. 36 VII–XII).

U-Pb изотопные исследования были проведены для трех микронавесок (10-16 зерен) циркона из размерных фракций >70 и <70 мкм, причем циркон одной из навесок был подвергнут аэроабразивной обработке (табл. 14). Точки изотопного состава изученного циркона образуют дискордию (рис. 35 Б), нижнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 504±3 млн лет (верхнее пересечение – 2299±290 млн лет, СКВО=0.98). При этом точка изотопного состава 16 зерен циркона размером <70 мкм располагается на конкордии, а его конкордантный возраст составляет 506±2 млн лет (СКВО=1.12, вероятность=29%). Полученную оценку возраста 506±2 млн лет можно рассматривать как наиболее точную оценку возраста кристаллизации расплавов, родоначальных для порфировидных сиенитов Кульбайского массива [Дегтярев и др., 2009].

Полученные оценки возраста пород Кульбайского массива в пределах ошибок совпадают и отвечают позднему кембрию [Ogg et al., 2008].

Вулканиты нижнего ордовика залегают в основании нижнепалеозойского разреза Кендыктинской зоны и представлены толщей агломератовых туфов и лав андезитового и андезибазальтового состава с отдельными потоками андезидацитов. В верхней части разреза появляются прослои туфопесчаников, алевролитов и кремнистых алевролитов, содержащих органические остатки аренигского возраста (кендыктинская свита мощностью до 2000 м) [Никитин, 1972; Тенякова, Калинин, 1980]. С нижнеордовикскими вулканитами связаны диорит-гранодиоритовые массивы кедыктинского комплекса [Магматические комплексы..., 1982].

К образованиям позднекембрийско-раннеордовикской островной дуги также относятся комплексы, слагающие Коржункольско-Телескольский аллохтон (рис. 37), расположенный в северной части Ерементау-Бурунтауской зоны [Рязанцев, 2005]. Здесь на флишоидных толщах верхнего ордовика, кремнисто-терригенных разрезах акдыкской серии верхнего кембрия – нижнего ордовика, которые подстилаются кварцито-сланцевыми толщами верхнего рифея (ниязская и святогорская свиты), залегает



**Рис. 36.** Микрофотографии кристаллов циркона из сиенитов (проба Д-7112), выполненные на сканирующем электронном микроскопе ABT 55: I–VI – в режиме вторичных электронов; VII–XII – в режиме катодолюминесценции


**Рис. 37.** Схема геологического строения гор Ерементау, по [Рязанцев, 2005] с изменениями, по [Толмачева и др., 2008]. Положение см. на рис. 5

 1 – нижнетриасовые кислые вулканиты; 2 – каменноугольные терригенные толщи; 3 – фамен-турнейские терригеннокарбонатные толщи; 4 – средне-верхнедевонские терригенные толщи; 5 – верхнеордовикские флиш и олистостромы; 6–9
– комплексы Ерементау-Бурунтауской рифтогенной зоны: 6 – среднеордовикская олистостромовая толща, 7 – верхнекембрийско-среднеордовикская кремнистая толща (акдымская серия), 8 – верхнерифейские кварциты, кварцито-песчаники и кварцито-сланцы (святогоровская свита), 9 – верхнерифейские углеродистые и кварц-серицитовые сланцы (ниязская свита); 10–12 – комплексы Коржукольско-Телескольского аллохтона: 10 – нижнеордовикские дациты, риолиты, их туфы и кремнистые туффиты (телескольская свита), 11 – нижнеордовикские (?) базальты, их туфы с прослоями туфов риолитов и дацитов (ордобайская свита), 12 – кембрийско-раннеордовикские (?) ультрамафиты и габбро (коржукольский комплекс); 13 – комплексы Восточно-Ерементауской зоны – нижнекембрийские базальты, кремни, известняки (жельтауская свита); 14 – позднеордовикские гранодиориты (крыккудукский комплекс); 15 – позднепермские лейкократовые граниты; 16 – разрывные нарушения: а – надвиги, б – границы тектонических покровов, в – прочие

пакет тектонических покровов, деформированный в систему синформ и антиформ.

Нижний покров сложен серпентинитами, в которых присутствуют крупные блоки габбро, габбро-норитов, верлитов, пироксенитов и вебстеритов, прорванных дайками плагиогранитов и долеритов (коржункольский комплекс) [Петрография, 1971; Рязанцев, 2005]. Характерной особенностью этого комплекса является приуроченность к нему платиноносных россыпей, что сближает его с массивами Платиноносного пояса Урала.

Верхний покров, сложенный вулканитами байпакской серии, перекрывает породы коржункольского комплекса и образования Ерементау-Бурунтауской зоны, от которых отделен серпентинитовым меланжем (рис. 37). Нижняя часть байпакской серии образована афировыми и порфировыми базальтами, анадезибазальтами, реже андезитами и их туфами, среди которых присутствуют линзы и горизонты туфов и туффитов риодацитового состава, туфопесчаников (ордобайская свита мощностью 200-250 м). Выше залегают туфы риодацитов от крупнообломочных до пепловых, туффиты, кремнистые туффиты, тефроиды, туфопесчаники, туфогравелиты с редкими потоками лав кислого состава (телесколькая свита мощностью до 150 м).

Долгое время в породах байпакской серии не удавалось найти органических остатков, что позволяло относить ее либо к среднему ордовику [Борисенок и др., 1985], либо сопоставлять с нижнекембрийскими комплексами Селетинской и Бощекульской зон [Рязанцев, 2005; Дегтярев, Рязанцев, 2007]. Тщательные поиски органических остатков, предпринятые в последние годы, позволили установить, что туффиты и кремнистые туффиты во многих точках содержат радиолярии. В одной точке в зеленых кремнистых туффитах телесколькой свиты удалось собрать конодонты Periodon sp., Drepanodus sp., Paroistodus sp. pannero-cpegнего ордовика (определение Т.Ю. Толмачевой) [Толмачева и др., 2008].

Таким образом, на основании новых данных, вулканогенные породы байпакской серии могут быть отнесены к нижнему ордовику, скорее всего, аренигу. Близкий возраст, по-видимому, имеют и плутонические породы коржункольского комплекса.

В **Восточном сегменте** комплексы позднекембрийско-раннеордовикской островной дуги слагают крупный, смятый в складки Центрально-Чингизский тектонический покров, впервые выделенный С.Г. Самыгиным и приуроченный к одноименной зоне [Самыгин, 1982, 1984]. Эти комплексы детально описаны в главе II.I, поэтому здесь целесообразно остановиться на наиболее общих закономерностях их строения.

В Восточном сегменте комплексы позднекембрийско-раннеордовикской островной дуги представлены базальт-андезит-дацит-риолитовыми и андезибазальт-андезитовыми вулканическими сериями верхнего кембрия – тремадока и андезибазальт-андезитовыми сериями нижнего аренига. Кроме эффузивов, в разрезах широко распространены литокластические туфы, вулканогенно-обломочные породы, линзы и горизонты известняков. С вулканитами связаны гранодиоритовые массивы раннеордовикского чаганского комплекса. Вулканогенные разрезы нижнего ордовика согласно перекрываются кремнисто-терригенной толщей верхнего аренига – раннего лланвирна.

### Корреляция стратифицированных и плутонических комплексов позднекембрийско-раннеордовикской островной дуги различных сегментов Сарыаркинского пояса

Комплексы позднекембрийско-раннеордовикской островной дуги развиты во всех сегментах Сарыаркинского пояса и имеют близкие возрастной диапазон, строение разрезов и составы пород (рис. 38). В то же время отмечаются и определенные различия, которые могут быть выявлены при сопоставлении разрезов этих комплексов в различных сегментах пояса.

Наиболее характерными комплексами позднекембрийско-раннеордовикской островной дуги являются дифференцированные вулканические серии и ассоциирующие с ними гранодиоритовые массивы. Эти образования широко распространены в Северо-Восточном и Восточном сегментах. Отличительной особенностью Северного сегмента является пестрый состав вулканогенно-осадочного разреза. В трех упомянутых выше сегментах комплексы позднекембрийско-раннордовикской островной дуги слагают крупные тектонические покровы, перекрывающие образования ранне-среднекембрийской дуги. В этих сегментах не выявлены комплексы, которые могли бы рассматриваться как фундамент для дифференцированных вулканических серий. Поэтому о типе фундамен-



**Рис. 38.** Схема сопоставления разрезов комплексов позднекембрийско-раннеордовикской островной дуги. Составлена с использованием данных [Борисенок и др., 1985; Геология СССР ..., 1972; Лялин и др., 1964; Никитин, 1972; Чу-Илийский ..., 1980; Рязанцев, 2005; Рязанцев и др., 2009; Спиридонов и др., 1988; Толмачева и др., 2008; Хромых, 1984]

1 – туфы андезидацитового состава; 2 – пикриты и их туфы. Остальные обозначения см. на рис. 23, 32. Темносерый цвет – кремнисто-базальтовые толщи, светло-серый цвет – вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи, белый цвет – кремнисто туфогенные и кремнисто-терригенные толщи

та дуги в этих сегментах можно судить только на основании данные о петрогеохимическом и изотопном составе вулканических толщ.

Особый интерес представляют нижнеордовикские образования Коржункольско-Телесколького аллохтона. Здесь вулканиты ассоциируют с ультрамафитами и габброидами платиноносного типа, а среди эффузивов преобладают базальты, риодациты и риолиты, при незначительной роли андезитов. Вулканиты аренигского возраста еще известны в пределах Восточного сегмента, где имеют существенные отличия по строению разрезов и ссотаву пород. В других сегментах пояса нижнеордовикские вулканиты, как правило, связаны с верхнекембрийскими, в то время как здесь такая связь отсутствует.

В Юго-Западном сегменте большую роль в строении комплексов позднекембрийскораннеордовикской островной дуги играют кремнисто-туфогенные, туфогенные и тефроидные толщи, содержащие большие объемы пирокластики и обломки вулканических пород средне-основного и средне-кислого состава. На отдельных участках сохранились соотношения кремнисто-туфогенных толщ с подстилающими комплексами. В Юго-Западном сегменте эти толщи залегают на офиолитах, в составе которых выделяются ультрамафиты, габброиды, комплекс параллельных даек и афировые базальты. Эти факты свидетельствуют, что бассейн, сопряженный с островной дугой, имел меланократовый фундамент.

Для вулканических комплексов позднекембрийско-раннеордовикской дуги также как и для более древних образований устанавливается изменение их возрастного диапазона по простиранию Сарыаркинского пояса.

В Юго-Западном, Северном и Северо-Восточном сегментах вулканические серии охватывают возрастной диапазон позднего кембрия – тремадока, в Коржункольско-Телескольском аллохтоне – аренига, а в Восточном сегменте – второй трети позднего кембрия – раннего аренига.

После отмирания позднекембрийско-раннеордовикской островной дуги, ее комплексы были перекрыты кремнисто-туфогенными и кремнисто-терригенными толщами. Эти толщи согласно с постепенным переходом залегают на вулканитах. В Северо-Восточном сегменте эти толщи имеют позднетремадокско-аренигс-кий, а в Восточном – позднеаренигско-раннелланвирнский возраст.

Таким образом, комплексы позднекембрийско-раннеордовикской дуги представлены в основном дифференцированными известково-щелочными вулканическими сериями, а также туфогенными и кремнисто-туфогенными толщами, формировавшимися на склонах и подножье дуги. Прямых данных о типе фундамента этой островной дуги не имеется, сопряженные с ней бассейны обладали меланократовым фундаментом. По простиранию Сарыаркинского пояса от Юго-Западного сегмента к Восточному происходит омоложение комплексов позднекембрийско-раннеордовикской дуги: для вулканических серий – от позднего кембрия до второй трети позднего кембрия – раннего аренига, а для кремнисто-терригенных и туфогенных толщ, формировавшихся после прекращения вулканизма, от позднего тремадока – аренига до позднего аренига – раннего лланвирна.

### Особенности состава вулканических и плутонических комплексов позднекембрийско-раннеордовикской островной дуги

Представления об условиях формирования и типе фундамента позднекембрийско-раннеордовикской островной дуги могут быть получены на основании данных о петрогеохимическом и изотопном составе вулканических пород в различных сегментах Сарыаркинского пояса.

Во всех сегментах пояса, за исключением Северного, вулканогенные породы верхнего кембрия – нижнего ордовика принадлежат к дифференцированным вулканическим сериям, в составе которых преобладают андезиты и андезибазальты, реже присутствуют базальты, а также породы средне-кислого и кислого состава (рис. 39).



**Рис. 39.** Диаграммы Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (A, B, Д), K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (Б, Г, Е) для дифференцированных вулканических серий позднего кембрия – раннего ордовика различных сегментов Сарыаркинского пояса (построены с использованием данных [Магматические комплексы ..., 1982], М.З Новиковой, А.В. Рязанцева, [Спиридонов и др., 1988], Б.Ф. Хромыха)

1–3 – вулканиты Северного сегмента (аксуйская серия O<sub>1</sub>t Урумбайской зоны): 1 – базальты, андезиты, дациты известково-щелочной серии, 2 – пикробазальты, базальты, шошониты, трахиандезиты субщелочной серии, 3 – пикриты, базальты, оливновые андезиты, дациты толеитовой серии; 4–6 – вулканиты Северо-Восточного сегмента: 4 – андезиты олентинской свиты O<sub>1</sub>t Бощекульской зоны, 5 – базальты, андезиты и дациты ордобайской и телескольской свит O<sub>1</sub> Коржункольско-Телескольского аллохтона, 6 – базальты, андезибазальты кендыктинской свиты O<sub>1</sub> Кендыктинской зоны; 7, 8 – вулканиты Восточного сегмента (Центрально-Чингизская зона): 7 – базальты, андезибазальты, дациты карагутуйской свиты Є<sub>3</sub>, 8 – андезибазальты, андезиты сарышокинской свиты O<sub>1</sub>а

Дифференцированные вулканиты относятся к известково-щелочной и высококалиевой известково-щелочной, реже к шошонитовой, сериям. В целом вулканиты верхнего кембрия – нижнего ордовика имеют более высокую общую щелочность и более высокие содержания K<sub>2</sub>O, чем дифференцированные вулканиты нижнего–среднего кембрия. На дискриминантных диаграммах основные и средние вулканиты попадают в основном в поля известковощелочных базальтов и островодужных толеитов (рис. 39–41).

Распределение редкоземельных элементов и элементов-примесей было изучено в верхнекембрийских и нижнеордовикских комплексах Северо-Восточного и Восточного сегментов (табл. 15).

Распределение РЗЭ и редких элементов в нижнеордовикских вулканитах Бощекульской зоны (олентинская свита) и Телесколько-Коржункольского аллохтона (ордобайская и телескольская свиты) имеет много общих черт (рис. 41). Спектры РЗЭ слабо фракционированы (La<sub>2</sub>/Yb<sub>2</sub> = 1.9–2.9) и имеют отрицательную европиевую аномалию (Еи/Еи\*= 0.71-0.77), более выраженную в спектрах кислых вулканитов телесколькой свиты (Еи/Еи\*= 0.53). Спектры РЗЭ вулканитов и гранодиоритов верхнего кембрия и нижнего ордовика Восточного сегмента, особенности состава которых детально рассмотрены в главе II.I, значительно фракционированы (La<sub>2</sub>/Yb<sub>2</sub> = 3.03-10.26 в эффузивах, La/Yb = 12.04–13.82 в гранодиоритах), в них также проявлена отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu\*= 0.65-0.8). Фракционирование РЗЭ в вулканитах обоих сегментов осуществлялось преимущественно за счет легких редких земель, в то время как распределение тяжелых - характеризуется почти плоскими графиками, лежащими в диапазоне 10-20 хондритовых концентраций. Такие различия в степени фракционирования РЗЭ могут быть связаны с мощностью меланократового фундамента позднекембрийско-раннеордовикской островной дуги, которая в Восточном сегменте была значительно большей.

Мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных на N-MORB, для вулканитов обоих сегментов близки друг к другу и демонстрируют обогащение пород элементами-примесями с большим ионным радиусом (Ba, K, Sr), а также дефицит Nb и Ti (рис. 41). Такие черты типичны для надсубдукционных вулканических серий. На дискриминантных диаграммах Th–Hf/3–Ta, Zr–Ti/100–Sr/2 и  $Mn*10-Ti0_2-P_2O_5*10$  точки составов эффузивов верхнего кембрия и нижнего ордовика Северо-Восточного и Восточного сегментов попадают в поля островодужных толеитов, известково-щелочных базальтов и базальтов островных дуг (рис. 40, 41).

Плутонические породы позднекембрийского кульбайского комплекса Бощекульской зоны также как вулканиты позднего кембрия – раннего ордовика относятся к известково-щелочной серии и имеют следующие особенности распределения РЗЭ и элементов-примесей (табл. 15, рис. 42). Спектры РЗЭ габбро Кульбайского массива слабо фракционированы (La/ Yb<sub>n</sub> = 1.3–1.9), имеют положительную европиевую аномалию (Eu/Eu\*= 1.2-1.9). Степень фракционирования РЗЭ, в основном за счет легких редких земель, возрастает в габбро-диоритах (La<sub>2</sub>/Yb<sub>2</sub> = 3.7), в которых появляется слабая отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu\*= 0.8). Характер распределения РЗЭ сиенитов близок к таковому габбро-диоритов  $(La_{/Yb_{-}} = 6.8)$ , отличаясь меньшими концентрациями тяжелых РЗЭ на уровне 5 хондритовых. Наибольшая степень фракционирования РЗЭ характерна для плагиогранитов из даек  $(La_{/Yb_{-}} = 9.4)$ , их спектры имеют глубокую отрицательную европиевую аномалию (Eu/ Eu\*= 0.4). Мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных на N-MORB характеризуются обогащением элементами с большим ионным радиусом (Ba, K, Sr), а также дефицитом Nb и Ti (рис. 42). Такие черты типичны для надсубдукционных магматических комплексов. На дискриминантной диаграмме Th–Zr /117–Nb/16 основные и средние породы кульбайского комплекса попадают в поля островодужных ассоциаций, что подтверждает принадлежность всего комплекса к надсубдукционным образованиям.

Изотопный состав Sr и Nd был изучен только для вулканитов, вулканогенно-осадочных пород и гранитоидов верхнего кембрия – нижнего ордовика Восточного сегмента. Эти породы обладают достаточно примитивными изотопными характеристиками, но отличаются более низкими значениями єNd и более высокими (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub> от вулканитов и гранитоидов нижнего–среднего кембрия (см. гл. II.I). Осадочные породы (песчаники и алевролиты), часто образующие прослои среди вулканитов



**Рис. 40.** Диаграммы TiO<sub>2</sub> – FeO\*/MgO (A, B, Д), MnO\*10 – TiO<sub>2</sub> – P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>\*10 (Б, Г, Е) для дифференцированных вулканических серий позднего кембрия – раннего ордовика различных сегментов Сарыаркинского пояса (построены с использованием данных [Магматические комплексы ..., 1982], М.З Новиковой, А.В. Рязанцева, [Спиридонов и др., 1988], Б.Ф. Хромыха). Условные обозначения см. на рис. 24 и 39



□ 1 ○ 2 ♦ 3

**Рис. 41.** Графики распределения РЗЭ, нормированных на хондрит (A), мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных на N-MORB (Б), диаграммы Th – Hf/3 – Ta (B), Zr - Ti/100 - Sr/2 ( $\Gamma$ ) вулканитов нижнего ордовика Северо-Восточного сегмента Сарыаркинского пояса

*1*, 2 – породы телесколькой свиты Коржункольско-Телесколького аллохтона: *1* – базальты, 2 – риолиты; 3 – андезиты олентинской свиты Бощекульской зоны. Остальные усл. обозначения см. на рис. 25, 31

нижнего ордовика, имеют близкий к вулканитам изотопный состав и образовались при их размыве.

Данные о составе вулканитов и гранитоидов верхнего кембрия – нижнего ордовика во всех сегментах Сарыаркинского пояса, кроме Северного, позволяют предполагать, что образование этих пород происходило в надсубдукционных обстановках в пределах крупной островодужной системы. Формирование дифференцированных вулканических серий было связано с процессами частичного плавления вещества мантийного клина, подвергшегося метасоматическим преобразованиям под воздействием флюидов, выделившихся из субдуцируемой океанической плиты.

Отличительной особенностью верхнекембрийско-нижнеордовикских комплексов Северного сегмента является необычное разнообразие вулканитов, которые образуют непрерывные ряды от щелочных пикритов до трахидацитов и от базальтовых коматиитов до дацитов и плагиориолитов (рис. 39). Преобладающая часть вулканитов принадлежит к известково-щелочной серии с повышенной натриевой и калиевой щелочностью. Меньшая часть характеризуется повышенными содержаниями K, Ba, Pb, Zr, что типично для шошонитовых серий. Также при-

		-p					
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7
№ проб	P-7183	P-7182	P-7181	H-239	H-239/1	H-239/2	H-241/1
SiO <sub>2</sub>	52.71	53.79	47.68	51.50	52.04	51.85	49.95
TiO <sub>2</sub>	0.66	0.99	0.75	0.43	0.37	0.70	0.59
Al,O,	15.82	16.05	15.41	15.10	18.23	13.52	19.62
Fe <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	4.75	8.27	5.19	4.18	5.46	7.56	4.57
FeO	2.38	2.56	7.20	6.60	6.13	2.33	3.12
MnO	0.09	0.12	0.18	0.17	0.15	0.07	0.14
MgO	3.40	3.80	8.13	5.89	3.86	2.14	3.64
CaO	6.71	2.54	6.68	5.42	4.17	4.33	5.81
Na <sub>2</sub> O	4.96	6.93	2.13	4.88	5.73	6.51	5.05
K,O	0.86	0.17	1.21	0.19	0.58	0.15	0.63
P.O.	0.13	0.15	0.13	0.02	0.18	0.14	0.08
<u>л.п.п.</u>	7.21	4.35	4.51	4.89	3.85	1.96	3.86
Сумма	99.67	99.72	99.20	99.53	99.51	99.53	99.59
Sc	18.83	30.64	_	_	_	_	_
V	141.2	215.0	-	-	-	-	-
Cr	16.6	21.0	_	-	_	_	_
Co	15.69	23.62	_	-	_	_	_
Ni	8.5	11.0	_	-	_	_	_
Zn	64.6	94.1	_	_	_	_	_
Ga	12.6	16.6	_	_	_	_	_
Rh	19	1	_	_	_	_	_
Sr	167	209	_	_	_	_	_
V V	15	20	_	_	_	_	_
7r	54	71	_	_	_	_	_
Nh	25	10	_	_	_	_	_
Mo	0.62	2 50	_	_	-	-	_
Cd	0.02	0.10	_	_	_	_	_
Cs	0.00	0.10	_	_	_	_	_
Ba	0.51	81	_	_	_	_	_
La	677	6.93	_	_	_	_	_
Ce	15.89	16.52	_	_	_	_	_
Pr	2 01	2 17	_	_	_	_	_
Nd	8.95	0.07	_	_	_	_	_
Sm	2 39	2.85	_	_	_	_	_
Fu	0.73	0.90	_	_	_	_	_
Gd	2.66	3 34	_	_	_	_	_
Th	0.45	0.59	_	_	_	_	_
Dv	2.85	3.91	_	_	_	_	_
Ho	0.62	0.86	_	_	_	_	_
Fr	1.81	2 44	_	_	_	_	_
Tm	0.28	0.38	_	_	_	_	_
Vh	1.20	2 44	-	_	-	-	-
10	0.27	0.38	-			_	
Ц Пf	1.6	21	-	-	-	-	-
	0.2		-	-	-	-	-
	2.00	2 45	-	-	-	-	-
	2.00	1.43	-	-	-	-	-
	1.5	1.8	-	-	-	-	-
U	0.0	U./	-	-	-	- 1	

*Таблица 15.* Содержания породообразующих оксидов (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) в вулканитах нижнего ордовика Северо-Восточного сегмента Сарыаркинского пояса

Окончание табл. 15

№ п/п	8	9	10	11	12	13	14
№ проб	Н-279	H-353/1	H-353/2	H-240	H-241	P-7179	D-7106
SiO,	52.40	51.88	50.32	55.02	56.99	75.60	61.57
TiO,	0.42	0.54	0.86	0.52	0.58	0.24	0.57
Al,O,	16.97	16.60	17.70	15.80	15.11	11.72	16.22
Fe,O,	3.54	3.27	4.65	5.99	4.27	1.64	4.24
FeO	6.10	6.37	6.82	2.69	6.28	0.77	0.68
MnO	0.14	0.12	0.17	0.10	0.16	0.07	0.06
MgO	5.54	3.95	4.84	4.71	3.59	0.61	1.65
CaO	6.31	6.44	7.01	4.57	3.87	1.83	5.50
Na <sub>2</sub> O	4.13	4.19	4.13	6.81	6.69	4.71	6.26
K,O	0.30	0.67	0.92	0.13	0.33	0.50	0.25
P,O	0.06	0.10	0.13	0.08	0.11	0.09	0.17
п.п.п.	3.94	2.97	1.72	3.74	3.03	2.14	2.80
Сумма	99.76	99.89	100.53	99.61	99.53	99.92	99.96
Sc	-	-	-	-	-	34.32	17.15
v	-	-	-	-	-	27.8	169.0
Cr	-	-	-	-	-	40.0	18.2
Co	-	-	-	-	-	3.70	12.83
Ni	-	-	-	-	-	11.5	10.1
Zn	-	-	-	-	-	52.8	53.1
Ga	-	-	-	-	-	9.4	16.2
Rb	-	-	-	-	-	11	3
Sr	-	-	-	-	-	156	148
Y	-	-	-	-	-	16	14
Zr	-	-	-	-	-	49	65
Nb	-	-	-	-	-	2.1	3.5
Мо	-	-	-	-	-	1.94	2.07
Cd	-	-	-	-	-	0.07	0.05
Cs	-	-	-	-	-	0.20	0.10
Ba	-	-	-	-	-	213	108
La	-	-	-	-	-	7.40	6.30
Ce	-	-	-	-	-	16.18	14.67
Pr	-	-	-	-	-	1.97	1.90
Nd	-	-	-	-	-	8.45	8.99
Sm	-	-	-	-	-	2.11	2.09
Eu	-	-	-	-	-	0.52	0.68
Gd	-	-	-	-	-	2.37	2.30
Tb	-	-	-	-	-	0.41	0.37
Dy	-	-	-	-	-	2.74	2.31
Ho	-	-	-	-	-	0.64	0.49
Er	-	-	-	-	-	2.01	1.47
Tm	-	-	-	-	-	0.33	0.22
Yb	-	-	-	-	-	2.23	1.46
Lu	-	-	-	-	-	0.34	0.21
Hf	-	-	-	-	-	1.5	1.9
Та	-	-	-	-	-	0.1	0.1
Pb	-	-	-	-	-	2.18	2.45
Th	-	-	-	-	-	2.1	1.1
U	-	-	-	-	-	1.1	0.7

*Примечание*. 1–12 – ордобайская свита: 1–10 – базальты, 11–12 – андезиты; 13 – риолиты телескольской свиты, 14 – андезиты олентинской свиты. 4–12 – пробы из коллекции М.З. Новиковой



**Рис. 42.** Диаграммы TiO<sub>2</sub> – FeO\*/MgO (A), Th – Zr/117 – Nb/16 (Б), графики распределения P3Э, нормированных на хондрит (В), мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных на N-MORB (Г) для плутонических пород позднего кембрия Северо-Восточного сегмента Сарыаркинского пояса

*I*-4 – породы Кульбайского массива: *I* – амфиболизированные габбро, *2* – габбро-диориты и диориты, *3* – сиениты,
*4* – мелкозернистые лейкократовые граниты

сутствуют эффузивы с низкими содержаниями К, Ті, Sr, Ba, Pb, Zr, принадлежащие к толеитовой серии. Среди вулканитов встречаются высокомагнезиальные низкощелочные породы типа базальтовых коматиитов и бонинитов, крайне бедных P и обогащенных Ni, Cr, Zn [Спиридонов и др., 1988]. Сочетание магматических пород, имеющих различные по глубине выплавки источники, свидетельствует о специфических обстановках формирования верхнекембрийсконижнеордовкиского вулканогенного комплекса. Среди вулканитов Северного сегмента присутствуют типичные надсубдукционные образования представленные дифференцированными сериями, а обнаружение в их составе бонинитов указывает на меланократовый характер фундамента островной дуги. Однако наличие щелочных вулканитов свидетельствует о существовании и более глубинных выплавок, связанных с плюмовыми источниками.

### Обстановки формирования комплексов позднекембрийско-раннеордовикской островной дуги

Основными комплексами позднекембрийско-раннеордовикской островной дуги являются дифференцированные вулканические серии и комагматичные им гранодиоритовые интрузивные массивы. Формирование таких серий происходит над зонами субдукции в пределах островодужных систем. Такие системы могу иметь различный фундамент, на характер которого могут указывать данные о составе вулканических и плутонических комплексов.

Меланократовый тип фундамента дуги достаточно определенно устанавливается для комплексов Северного сегмента, среди которых присутствуют характерные для энсиматических дуг бониниты.

В других сегментах, где развиты только базальт-андезит-дацит-риолитовые серии. представление о типе фундамента может быть получено на основании данных об изотопном составе и распределении РЗЭ в вулканитах, вулканогенно-осадочных породах и гранитоидах. В разрезах вулканических серий преобладают эффузивы среднего и средне-основного состава, при незначительной роли базальтов. При этом спектры распределения РЗЭ вулканитов в разных сегментах различаются степенью фракционирования. Эти данные могут свидетельствовать о различной мощности фундамента дуги. Так, в Северном и Северо-Восточном сегментах фундумент имел относительно небольшую мощность, для вулканических серий характерны слабодифференцированные спектры РЗЭ и ассоциация с габбро-ультрамафитовыми и габбро-диорит-сиенитовыми комплексами. В Восточном сегменте фундамент дуги имел значительную мощность, позволявшую существовать достаточно глубинным промежуточным очагам, в которых происходила дифференциация базальтовых магм, сопровождавшаяся фракционированием редких земель. В этом сегменте с вулканическими сериями ассоциируют гранодиоритовые комплексы. Во всех сегментах дуги ее фундамент, независимо от его мощности, имел геохимически примитивный состав, о чем свидетельствует изотопный состав вулканитов и гранитоидов (см. главу II.I).

Рассматриваемая дуга была отделена от древних сиалических блоков бассейнами с океанической корой, что препятствовало привносу сиалического материала в осадки, чередующиеся с эффузивами. О существовании сопряженных с дугой океанических бассейнов также свидетельствует залегание кремнисто-туфогенных толщ, формировавшихся на склонах и у подножья дуги, на меланократовом фундаменте.

### Комплексы кембрийскораннеордовикских бассейнов с океанической корой

В покровно-складчатой структуре Сарыаркинского пояса с островодужными образованиями кембрия - нижнего ордовика тектонически совмещены комплексы бассейнов с океанической корой, обрамлявших островные дуги. Эти комплексы распространены во всех сегментах пояса и представлены ультрамафитами, габброидами, кремнисто-базальтовыми и кремнистыми толщами. Комплексы бассейнов с океанической корой, включаемые с состав Сарыаркинского пояса, по строению разрезов и составу пород очень близки к образованиям Ескембай-Балкыбекского офиолитового пояса, но отличаются от последних структурным положением и возрастным диапазоном. Комплексы, участвующие в строении Сарыаркинского пояса, охватывают диапазон кембрия – раннего лланвирна и стратиграфически перекрываются средне-верхнеордовикскими вулканогенноосадочными толщами Чингиз-Северотяньшаньского пояса, в то время как комплексы Ескембай-Балкыбекского пояса имеют кембрийско-ордовикский возраст и тектонические соотношения с образованиями Чингиз-Северотяньшаньского пояса.

В Юго-Запалном сегменте комплексы бассейна с океанической корой представлены кремнисто-базальтовыми толщами, широко распространенными на всем протяжении Джалаир-Найманской зоны. Эти комплексы участвуют в строении сложного тектонического покрова, перекрывающего нижнекембрийские офиолиты и контрастную вулканическую серию (рис. 3, см. цв. вклейку, 6, 9). Покров образован базальтами ащисуйской свиты и терригенными породами джамбульской свиты. Ащисуйская свита, мощностью более 300 м, в нижней части разреза представлена вариолитовыми базальтами, а в верхней части – чередующимися доломитами, базальтами и кремнями. Ранее ащисуйскую свиту по косвенным данным относили либо к венду – раннему кембрию, либо к позднему кембрию – раннему ордовику [Чу-Илийский ..., 1980; Геология СССР, 1971].

В результате работ, проведенных в последние годы, в кремнях ащисуйской свиты собраны конодонты, позволившие впервые надежно установить позднекембрийский возраст этой толщи. В северо-западной части ДжалаирНайманской зоны (рис. 6) к юго-западу от горы Байгара (т.н. Р-6186: 45°05' 16.6" с.ш.; 72°22' 47.0" в.д.) в кремнях ащисуйской свиты, переслаивающихся с базальтами и доломитами, собраны конодонты *Phakelodus elongatus* (An), Phakelodus tenuis (Müller), Furnishina cf. F. vasmerae Müller et Hintz, Gapparodus sp. сакского яруса низов верхнего кембрия. В северозападном окончании гор Джамбул (т.н. Р-6237: 44°50' 53.5" с.ш.: 72°55' 03.1" в.д.) в сиреневосерых и светло-серых кремнях, слагающих линзу среди доломитов и афировых рассланцованных базальтов, собраны конодонты Phakelodus elongatus (An) и Phakelodus tenuis (Müller) позднего кембрия [Рязанцев и др., 2006, 2008; Толмачева и др., 2010]. Ащисуйская свита с размывом перекрывается песчаниками и алевролитами джамбульской свиты тремадокского возраста, в основании которой на отдельных участках присутствуют гравелито-брекчии, состоящие из обломков пород ащисуйской свиты [Толмачева и др., 2010].

В юго-восточной части сегмента комплексы бассейна с океанической корой выявлены в приводораздельной части хребта Кендыктас, где они подстилают кремнисто-туфогенные толщи, формировавшиеся у подножья позднекембрийско-раннеордовикской островной дуги (см. выше). Здесь выделяются серпентинизированные дуниты и гарцбургиты, габброиды, комплекс параллельных даек с жилами плагиогранитов и базальты с прослоями кремней (акжазыкская толща низов верхнего кембрия), выше залегают кремнисто-туфогенные породы верхнего кембрия (карабаурская толща).

В Северном сегменте фрагменты позднекембрийско-нижнеордовикских комплексов, формировавшихся в бассейне с океанической корой, установлены в Ирадырской зоне, которая протягивается на 250 км в субмеридиональном направлении и располагается между Урумбайской зоной на востоке и Ишкеольмесским докембрийским сиалическим массивом на западе. В ее строении участвуют в основном кремнисто-базальтовые и кремнистые комплексы, слагающие пакеты деформированных тектонических покровов, и в целом надвинуты на восток – на образования Урумбайской зоны, а с запада тектонически перекрыты метаморфическими породами Ишкеольмесского сиалического массива (рис. 33, см. цв. вклейку).

Комплексы бассейна с океанической корой представлены фрагментами ультрамафит-габ-

бровой и кремнисто-базальтовой частей офиолитового разреза. Нижние части офиолитов представляют собой тела серпентинизированных гарцбургитов, которые слагают мелкие тектонические линзы среди габброидов и кремнисто-базальтовых толщ. Расслоенный комплекс также представлен небольшими телами с чередованием верлитов, вебстеритов, лерцолитов, меланократовых и лейкократовых габбро, имеющими только тектонические контакты с другими комплексами [Спиридонов, 1980]. Габбро распространены значительно шире и слагают крупный Тасмолинский массив в южной части зоны. Массив вместе с вмещающими базальтами слагает крупную пластину, залегающую на нижнеордовикских терригенных толщах Селетинской зоны (рис. 33, см. цв. вклейку). Среди образований Ирадырской зоны, вероятно, присутствуют и фрагменты дайкового комплекса, занимающего положение между габброидами и базальтами и представленного долеритами, габбро-долеритами и мелкозернистыми габбро [Спиридонов, 1980].

Стратифицированные комплексы Ирадырской зоны обнажены и изучены значительно лучше [Новикова и др., 1980; Борисенок, 1985]. В кремнисто-вулканогенном разрезе зоны были выделены три свиты. Ишкеольмесская свита мощностью до 700 м, сложенная кремнистыми алевролитами, алевролитами, реже яшмами, фтанитами и кремнями, также встречаются кварцевые песчаники и кремнеобломочные породы, распространена на западе зоны, где слагает узкую полосу вблизи докембрйиских комплексов Ишкеольмесского сиалического масива. Сазинская свита мощностью более 500 м, образованная афировыми базальтами с прослоями и линзами красных кремнистых алевролитов, туффитов, красных яшм, кремней, вулканомиктовых и туфогенных песчаников, в некоторых разрезах отмечаются пачки грубообломочных литокластических туфов основного состава мощностью до 30 м, развита в основном в центральной части зоны. Ирадырская свита мощностью до 350 м, сложенная переслаивающимися серыми кремнями, фтанитами, яшмами, зелеными кремнистыми алевролитами и аргиллитами с редкими линзами кварцевых песчаников, занимает восточную часть зоны.

Во всех трех свитах в кремнистых породах были собраны конодонты *Paracordylodus gracilis Lind.*, а в ирадырской свите также

Proniodus evae Lind., что позволило относить эти толщи к раннему ордовику – различным частям раннего аренига [Борисенок, 1985]. Однако необходимо отметить, что все находки конодонтов в кремнистых породах Ирадырской зоны проводилось в конце 70-х – начале 80-х годов XX века. В этот период сборы конодонтов производились не послойно, а только в интервалах разреза, где обнаружение и диагностика конодонтов были наиболее просты. Самыми легкими для поисков и диагностики являются аренигские конодонты со стержневыми элементами, такие как Paracordylodus gracilis, Oepikodus evae и представители рода Periodon, обнаруженные в тот период почти во всех кремнистых толщах Казахстана. Последующие детальные работы с послойными сборами конодонтов в других зонах показали, что возрастной диапазон кремнистых разрезов может охватывать интервал от позднего кембрия до низов лланвирна. При этом мощность кремнистых толщ, как правило, не превышает 100 м, а предполагавшиеся ранее большие мощности являются следствием интенсивной дислоцированности и повторов одних и тех же элементов разреза [Tolmacheva et al., 2001; Рязанцев и др., 2006; Толмачева и др., 2008]. Эти данные полужили причиной для более детального изучения кремнисто-вулканогенных толщ Ирадырской зоны, которое было предпринято автором и Т.Ю. Толмачевой в 2011 г. В результате проведенных исследований в кремнистых породах ишкеольмесской свиты были собраны конодонты позднего кембрия, тремадока и раннего аренига, а в ирадырской свите – различных частей тремадока и раннего аренига.

Таким образом, было установлено, что ишкеольмесская и ирадырская свита, несмотря на некоторые литологические различия, явялются в основном одновозрастными и, вероятно, слагают разные пакеты тектонических пластин, совмещенные с близкой по возрасту пластиной базальтов с линзами кремней (сазинская свита).

Олистостромовая толща, вероятно, является самым молодым образованием Ирадырской зоны, ранее включавшимся с состав ишкеольмесской свиты. Лучшие разрезы этой толщи обнажены в южной части зоны в обрывах р. Селеты на юго-западных склонах гор Ишкеольмес. В ее строении участвуют пудинговые конгломераты с кремнистой галькой, песчаники и алевролиты с глыбами известняков, кремнистых пород, вулканитов основного и среднего состава, углеродистых сланцев. Породы матрикса и глыбы, как правило, сильно рассланцованы. Мощность толщи достигает нескольких сот метров. Органических остатков в породах матрикса не обнаружено, в глыбах кремней известны находки аренигских конодонтов. Предполагается, что олистостромовая толща имеет лланвирнский возраст.

В Северо-Восточном сегменте Сарыаркинского пояса комплексы, формировавшиеся в бассейне с океанической корой, установлены в Восточно-Ерементауской зоне и на западе Бощекульской зоны. Восточно-Ерементауская зона протягивается меридионально к востоку от основного хребта гор Ерементау, выклиниваясь на юге под среднепалеозойской Оленты-Шидертинской впадиной (рис. 5, см. цв. вклейку). Структура зоны в районе гор Тобежал и Калмыкожа (рис. 43, см. цв. вклейку) образована пакетом смятых в складки тектонических покровов. В основании каждого из них находится кремнисто-карбонатно-базальтовая ерементауская серия, на которую с параллельным несогласием налегает верхнеордовикский олистостромовый комплекс [Рязанцев и др., 1987; Рязанцев, 2005]. В западной части Бощекульской зоны (район гор Семизбугу, Тиес, Аже) ерементауская серия, занимающая наиболее низкое положение в структуре, перекрывается тектоническими покровами кембрийских островодужных вулканитов (рис. 16, 17, см. цв. вклейку, 44).

В разрезе ерементауской серии нижняя жельтауская свита (600-700 м), образована прерывистыми, линзовидными телами известняков, кремнистых пород, красных афировых базальтов, которые перекрываются пачкой (100-120 м) яшм, фтанитов и туфоалевролитов. Верхняя – тиесская свита (180–400 м), сложена афировыми и вариолитовыми базальтами и гиалокластитами. По микрофитолитам из известняков жельтауской свиты возраст серии принимается раннекембрийским [Геология..., 1987]. Многократные попытки сборов конодонтов в кремнистых породах жельтауской свиты, предпринимавшиеся на протяжении последних 20 лет, не увенчались успехом. Все находки конодонтов в кремнистых породах в полях распространения жельтауской свиты не принадлежали ее разрезу, а относились к более молодому олистостромовому комплексу [Рязанцев, 2005; Толмачева и др., 2008].

Нижнекембрийская ерементауская серия также как и комплексы ранне-среднекембрий-



**Рис. 44.** Схема геологического строения окрестностей горы Семизбугу, по [Рязанцев, 2005] с дополнениями, по [Толмачева и др., 2008]. Положение см. на рис. 5

1 – кайнозойские отложения; 2 – верхнеордовикские песчаники, конгломераты, известняки (тынкудукская свита); 3
верхнеордовикские песчаники и алевролиты (еркебидаинская свита); 4–13 – комплексы Бощекульской зоны: 4 – средне-верхнеордовикские кремни, яшмы, кремнистые алевролиты (ержанская свита); 5 – среднеордовикские песчаники с глыбами кремней, известняков и ультрамафитов; 6 – нижнекембрийские дациты и андезиты, 7 – среднекембрийские граносиенит-порфиры; 8 – раннекембрийские плагиограниты, 9 – ультрамафиты и серпентинитовый меланж, 10–13 – раннепалеозойский комплекс амфиболитов и гранито-гнейсов: 10 – амфиболиты и гранито-гнейсы нерасчлененные, 11 – амфиболиты, 12 – плагиогранито-гнейсы, 13 – сиенитовые мигматиты; 14 – разрывные нарушения; 15 – местонахождения: а – макрофауны, б – конодонтов. Остальные условные обозначения см. на рис. 43

ской островной дуги, вероятно, перекрывалась терригенно-карбонатно-кремнистым чехлом, фрагменты которого в виде глыб и крупных отторженцев включены в верхнеордовикский олистостром Восточно-Ерементауской зоны. Здесь присутствуют пластовые отторженцы красноцветных песчаников и известняков с верхнекембрийскими трилобитами (аналог торткудукской серии Бощекульской зоны), кремнистых пород с конодонтами позднего кембрия, аренига и раннего лланвирна и известняки с граптолитами лланвирна [Новикова и др., 1980; Рязанцев и др., 1987; Рязанцев, 2005; Толмачева и др., 2008].

В **Восточном сегменте** пояса комплексы бассейна с океанической корой, имеющие в основном среднекембрийско-раннеордовикский возраст, приурочены к Аркалыкской, Токайско-Акчатауской и северо-западной части Абралинской зон. Эти зоны с северо-востока и югозапада обрамляют Центрально-Чингизскую зону (см. гл. II.I, рис. 74, см. цв. вклейку), где на небольших площадях развиты нижнекембрийские кремнисто-базальтовые толщи. Комплексы Восточного сегмента детально описаны в главе II.I, поэтому здесь следует остановиться на основных чертах их строения.

Нижнекембрийские комплексы выявлены только в юго-восточной части Центрально-Чингизской зоны, где небольшой блок (горы Окпекты) сложен базальтами с линзами и мощными пластами онколитовых и водорослевых известняков, переслаивающихся с кремнями и яшмами. Также здесь широко распространены афировые базальты и толща серых и желтых кремней, лишенных радиолярий, спикул губок и конодонтов. Микрофитолиты, обнаруженные в известняках, аналогичны микрофитолитам в толщах с раннекембрийскими археоциатами [Жаутиков и др., 1976]. Разрезы нижнекембрийских кремнисто-карбонатно-базальтовых толщ гор Окпекты по своему строению и составу пород очень близки к разрезам ерементауской серии Северо-Восточного сегмента.

В Аркалыкской, Токайско-Акчатауской и на северо-западе Абралинской зон фрагменты нижних частей офиолитового разреза развиты ограничено и представлены в основном серпентинитовыми меланжами, в единичных случаях сохраняется ненарушенная последовательность (район оз. Алкасор на северо-западе Аркалыкской зоны). Кремнисто-базальтовые и кремнистые комплексы в Аркалыкской и на северо-западе Абралинской зон имеют близкий состав и возрастной диапазон, охватывающий интервал от среднего кембрия до аренига, при этом наиболее широко распространены верхнекембрийские и аренигские толщи. В Токайско-Акчатауской зоне выявлены только средневерхнекембрийские кремнисто-базальтовые и кремнистые толщи.

Верхнекембрийско-нижнеордовикские кремнисто-базальтовые и кремнистые толщи в Восточном сегменте имеют сложное покровноскладчатое строение. Совместно с ними дислоцированы нижне-среднекембрийские туфотерригенные и терригенные комплексы (Аркалыкская зона), а также кремнисто-туфогенные и олистостромовые толщи (северо-запад Абралинской и Токайско-Акчатауская зоны). В Токайско-Акчатауской зоне кремнисто-туфогенные и олистостромовые толщи имеют тремадок-аренигский возраст, а на северо-западе Абралинской зоны – раннелланвирнский.

### Корреляция, основные закономерности строения и структурного положения комплексов бассейнов с океанической корой различных сегментов Сарыаркинского пояса

Комплексы бассейнов с океанической корой развиты во всех сегментах Сарыаркинского пояса, обладают сходным составом, структурным положением и возрастным диапазоном. В то же время имеются некоторые различия, которые могут быть выявлены при сопоставлении этих комплексов, развитых в различных сегментах пояса.

Рассматриваемые комплексы представлены фрагментами разрезов различных слоев коры океанического типа и верхнемантийными образованиями. Наиболее широко распространены фрагменты второго (базальтовые и кремнистобазальтовые толщи) и первого (кремнистые) слоев океанической коры. Более низкие части офиолитовых разрезов развиты ограниченно.

Фрагменты мантийных перидотитов, расслоенного (дунит-верлит-клинопиросенит-габбрового) комплекса, габброидов и долеритов комплекса параллельных даек, как правило, представлены небольшими блоками, входящими в состав серпентинитового меланжа или образуют небольшие тектонические пластины среди кремнисто-базальтовых и кремнистых толщ.

Серпентинитовые меланжи сложены аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами, содержащими глыбы, блоки и крупные отторженцы ультрамафитов, габбро, базальтов, кремней, кремнистых туффитов. Такие меланжи известны в Юго-Западном (хребет Кендыктас), Северном (Ирадырская зона) и Восточном (северо-запад Абралинской и Токайско-Акчатауской зон) сегментах. В строении меланжей, наряду с другими породами, участвуют небольшие слабо нарушенные фрагменты мантийных перидотитов, представленные в основном слабо полосчатыми серпентинизированными гарцбургитами.

Фрагменты полосчатого комплекса и габброидов слагают достаточно крупные пластины в Юго-Западном (хребет Кендыктас), Северном (Тасмолинский и более мелкие массивы Ирадырской зоны) и Восточном (северозапад Абралинской и Токайско-Акчатауской зон) сегментах.

Фрагменты комплекса параллельных даек выявлены только на нескольких участках в Юго-Западном (приводораздельная часть хребта Кендыктас) сегменте. В Северном сегменте долериты вместе с базальтами сазинской свиты занимают значительные площади, но плохая обнаженность не позволяет выделить их в отдельный комплекс.

Несмотря на достаточно широкое распространение, данных о возрасте описанных плутонических комплексов в настоящее время не имеется. Поэтому их датировка основывается на сведениях о возрасте ассоциирующих кремнисто-базальтовых и кремнистых толщ, охарактеризованных фаунистически.

Кремнисто-базальтовые и кремнистые толщи являются наиболее типичными комплексами бассейнов с океанической корой во всех сегментах Сарыаркинского пояса. Их возрастной диапазон охватывает интервал от раннего кембрия до аренига, однако наиболее широко распространены верхнекембрийско-нижнеордовикские толщи (рис. 45). В Юго-Западном сегменте выявлены только верхнекембрийские базальтовые и кремнисто-базальтовые толщи, а кремнистые разрезы отсутствуют. В Северном и Восточном сегментах развиты верхнекембрийские и нижнеордовикские как кремнистобазальтовые, так и кремнистые комплексы, а в Восточном сегменте выделяются и средне-верхнекембрийские базальтовые разрезы. Отличительной особенностью Северо-Восточного сегмента является широкое распространение венд-нижнекембрийских кремнисто-карбонатно-базальтовых толщ, такие же по возрасту и строению образования слагают небольшие участки и в пределах Восточного сегмента.

Базальтовые и кремнисто-базальтовые толщи различного возраста имеют характерные особенности строения разрезов и различаются типами ассоциирующих с эффузивами осадочных пород.

Нижнекембрийские толщи сложены афировыми подушечными и массивными базальтами, иногда щелочными базальтами, в которых встречаются прослои, мощные горизонты и линзы онколитовых и водорослевых известняков, реже присутствуют прослои серых кремней и фтанитов. Часто известняки и кремни образуют пачки тонкого переслаивания. Мощность таких толщ может достигать 1000 и более метров. Формирование кремнисто-карбонатно-базальтовых толщ такого типа, вероятно, могло происходить в пределах внутриокеанических поднятий в достаточно мелководных обстановках.

Средне-верхнекембрийские и верхнекембрийские толщи имеют разнообразные соотношения осадочных и вулканогенных пород. Известны как мощные, преимущественно эффузивные, разрезы, так и кремнисто-базальтовые толщи, в которых вулканиты и осадочные породы имеют равные объемы. Характерной особенностью этих толщ является ассоциация вулканитов в основном с кремнистыми породами, которые представлены кремнями и фтанитами, реже яшмами. Известняки, реже доломиты, образуют в эффузивах либо самостоятельные прослои, либо слагают линзы в кремнистых породах. Известняки содержат разнообразные, в том числе бентосные, органические остатки, в кремнях собраны конодонты. Вулканиты, как правило, представлены подушечными афировыми базальтами, но

**Рис. 45**. Схема сопоставления разрезов кембрийско-нижнеордовикских комплексов бассейнов с океанической корой. Составлена с использованием данных [Борисенок, 1985; Дегтярев, 1999; Ергалиев и др., 2002; Жаутиков и др., 1976; Никитин, 2002; Рязанцев, 2005; Рязанцев и др., 2009; Стециюра, 2007]

*I* – глинистые яшмы; *2* –яшмы; *3* – кремни; *4* – фтаниты; *5* – габброиды; *6* – ультрамафиты и серпентинитовый меланж. Остальные условные обозначения см. на рис. 23. Светло-серым выделены базальтовые и кремнисто-базальтовые толщи



в ряде случаев встречаются андезибазальты и андезиты. Формирование рассматриваемых кремнисто-базальтовых и базальтовых толщ, вероятно, происходило в более глубоководных обстановках в пределах спрединговых зон или вблизи островных дуг, а для некоторых разрезов можно предполагать их формирование в пределах океанических островов.

Нижнеордовикские кремнисто-базальтовые толщи сложены в основном базальтами, значительно реже отмечаются андезибазальты. Осадочные породы представлены только кремнистыми породами, преимущественно яшмами, которые образуют маломощные линзы и прослои среди вулканитов. Формирование таких толщ могло происходить в спрединговых зонах междуговых бассейнов, имеющих значительные глубины.

Кремнистые толщи, являющиеся самостоятельными элементами разрезов, распространены только в Северном и Восточном сегментах Сарыаркинского пояса. Наиболее широко представлены верхнекембрийско-нижнеордовикские толщи, на небольшом участке в северо-западной части Восточного сегмента в конденсированном кремнистом разрезе выделяется и среднекембрийская часть.

Кремнистые толщи в зависимости от их возраста различаются соотношениями в разрезах кремней, яшм и фтанитов. Могут быть выделены яшмовые, кремнисто-фтанито-яшмовые и фтанитовые толщи. В кремнистых толщах отсутствуют прослои карбонатов, примесь терригенного и туфогенного материала, среди органических остатков присутствует только планктон (радиолярии и мелкие беззамковые брахиоподы) и конодонты. Охватывая значительный возрастной диапазон, кремнистые толщи имеют незначительные (100–200 м) мощности. Все эти данные свидетельствуют о накоплении кремнистых толщ вдали от источников сноса и на значительных глубинах.

Характерными особенностями комплексов бассейнов с океанической корой является их участие в сложной покровно-складчатой структуре. При формировании Сарыаркинского пояса эти комплексы были тектонически совмещены с образованиями ранне-среднекембрийской и позднекембрийско-раннеордовикской островных дуг, а также комплексами докембрийских сиалических массивов. Эти процессы иногда сопровождались формированием грубообломочных олистостромовых толщ, которые наиболее ярко представлены в Ирадырской зоне Северного сегмента. Кроме того, в течение эволюции островных дуг комплексы сопряженных с ними бассейнов с океанической корой попадали в структуру аккреционных призм, формировавшихся перед фронтом дуг. При попадании в аккреционные призмы фрагменты кремнисто-базальтовых и кремнистых разрезов перекрывались или тектонически совмещались с кремнисто-туфогенными толщами, накапливавшимися на склонах и у подножья дуг. Такие соотношения наиболее полно представлены в Юго-Западном (хребет Кендыктас) и Восточном сегментах.

# Особенности состава магматических пород комплексов бассейнов с океанической корой

Особенности состава основных вулканических и плутонических пород, входящих с состав комплексов бассейнов с океанической корой, могут дополнить сведения об обстановках их формирования.

В настоящее время данных об особенностях состава плутонических пород офиолитового комплекса отсутствуют. Имеются только сведения о составе вулканитов кремнисто-базальтовых и базальтовых толщ, свидетельствующие об их формировании в различных частях бассейнов с океанической корой. При этом лучше всего в современной структуре сохранились комплексы, формировавшиеся в пределах структур с утолщенной корой.

Во всех сегментах пояса эффузивы кремнисто-базальтовых и базальтовых толщ принадлежат в основном к недифференцированным (базальтовым) и реже к слабо дифференцированным (базальт-андезибазальтовым) сериям (табл. 16–18). Крайне редко в составе этих серий присутствуют андезиты (Восточный сегмент) (рис. 46, 47).

Вулканиты в основном имеют нормальную щелочность, но часть базальтов в Юго-Западном, Северо-Восточном и Восточном сегментах обладают повышенной щелочностью за счет достаточно высоких содержаний К<sub>2</sub>О. Во

*Примечание*. 1–7 – ащисуйская свита: 1–3 – район гор Кокшокы, 4 – район гор Дуланкара, 5 – к югу от г. Байгара, 6 – юго-восточнее руч. Андассай, 7 – руч. Кояндысай; 8, 10 – акжазыкская толща, 9 – долерит. Все пробы из коллекции А.В. Рязанцева

	<u>,</u>	1								
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
№ проб	P 641/2a	P 641/2a	P 640/2	P 669	P 6198	P 6217	P 6105/1	P 62/2	P 61/3	P 7014/2
SiO <sub>2</sub>	47.65	51.94	50.42	58.25	47.03	47.94	50.44	-	-	41.74
TiO <sub>2</sub>	2.01	1.97	2.22	1.37	1.04	1.41	1.4028	-	-	2.76
$Al_2O_3$	15.91	14.11	15.25	13.78	15.06	12.21	12.402	-	-	15.38
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.64	8.56	8.89	3.50	6.16	9.53	5.45	-	-	10.27
FeO	5.10	2.72	2.28	3.12	4.82	3.36	7.85	-	-	7.9
MnO	0.21	0.11	0.12	0.11	0.18	0.21	0.12	-	-	0.25
MgO	5.65	3.62	5.01	4.27	7.55	7.01	5.74	-	-	6.38
CaO	5.10	6.85	4.21	6.40	8.94	11.85	9.46	-	-	5.92
Na <sub>2</sub> O	1.83	4.48	2.66	6.25	2.24	2.40	2.984	-	-	4
K <sub>2</sub> O	4.35	2.52	4.77	0.19	1.76	0.26	0.2109	-	-	0.32
$P_2O_5$	0.54	0.46	0.50	0.10	0.37	0.13	0.1186	-	-	0.52
п.п.п.	4.55	2.50	3.50	2.60	4.84	3.45	3.5	-	-	3.61
Сумма	99.55	99.84	99.83	99.94	100.00	99.76	99.678	-	-	99.04
Sc	24.92	35.44	-	31.38	39.07	46.99	-	38.75	38.60	-
V	164.1	247.1	-	199.2	314.6	262.8	-	297.0	264.8	-
Cr	135.4	189.9	-	479.2	245.3	153.8	-	65.7	227.3	-
Co	28.61	26.60	-	32.50	43.14	40.27	-	39.62	44.02	-
Ni	112.0	40.2	-	144.1	68.3	98.5	-	91.6	54.5	-
Cu	36.1	33.7	-	63.0	119.5	44.4	-	73.8	61.6	-
Zn	162.0	95.3	-	86.6	80.4	81.1	-	107.0	118.3	-
Ga	28.3	16.4	-	13.5	15.4	18.6	-	18.9	20.8	-
Rb	96	36	-	2	33	4	-	35	6	-
Sr	164	274	-	123	639	865	-	278	329	-
	39	31	-	17	14	26	-	27	28	-
Zr	364	226	-	75	50	86	-	128	118	-
Nb	68.5	44.8	-	3.9	2.8	3.7	-	10.2	5.3	-
Mo	1.22	1.12	-	0.75	0.67	0.44	-	1.15	2.03	-
Cd	0.33	0.23	-	0.09	0.23	0.31	-	0.21	0.47	-
Cs	2.67	1.00	-	0.13	0.90	0.21	-	1.18	0.40	-
Ba	783	506	-	37	909	90	-	447	98	-
	51.32	37.40	-	4.22	11.68	4.61	-	11.31	8.72	-
Ce	109.21	69.08	-	11.29	26.56	12.27	-	26.60	22.03	-
Pr NJ	13.30	/.00	-	1./5	3.4/	1.92	-	3.39	3.10	-
ING Sm	10.05	50.01	-	9.55	15.45	9.84	-	10.02	15.01	-
Sm En	10.95	0.15	-	3.13	5.52	5.00	-	4.30	4.08	-
Eu	3.07	2.00	-	1.22	1.10	1.15	-	1.5/	1.08	-
Gu Th	10.52	0.55	-	5.04	0.49	4.07	-	0.85	0.89	-
	1.32	5.02	-	2.51	0.48	0.71	-	0.85	5.44	-
	0.07	1.20	-	0.69	2.79	4.//	-	J.20	1.12	-
	1.07	1.20	-	0.08	0.57	2.02	-	2.00	1.15	-
	0.61	0.47	-	0.26	0.22	2.95	-	0.43	0.44	-
	3.63	2 80		1.55	1 30	2 77		0. <del>4</del> 5 2.68	2.65	
	0.51	0.43		0.22	0.21	0.41	_	0.30	0.30	
Hf	86	51		2.0	14	22		31	31	
— П Тя	4.4	3.0	_	0.3	0.2	0.3		07	0.4	
Ph	16.23	14.23	_	1.86	6.21	2.97		-	.т _	
	7.8	68	_	03	2.8	0.4	_	17	12	_
U U	1.8	1.6	-	0.2	0.8	0.2	_	0.7	0.4	_

*Таблица 16.* Содержания породообразующих оксидов (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) в долеритах и базальтах верхнего кембрия (ащисуйская свита, акжазыкская толща) Джалаир-Найманской зоны и хребта Кендыктас Юго-Западного сегмента Сарыаркинского пояса

	1			<u> </u>				
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8
№ проб	710a	710	706в	1643	1650/1	749/1	750/6	748/3
SiO <sub>2</sub>	48,9	52,8	51,3	51,1	50	46,15	48,5	49,8
TiO <sub>2</sub>	0,86	1	2,1	1,4	1,64	0,36	0,55	0,35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,7	15,85	13,85	14,45	14,9	12,05	14,8	13,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,93	1,32	3,3	3,77	2,89	2,91	2,3	3,1
FeO	8,06	6,07	6,99	7,48	8,46	6,45	7	5
MnO	0,2	0,15	0,16	0,18	0,16	0,16	0,25	0,2
MgO	8,19	5,32	6,11	7,88	7,19	15,17	11,72	10,28
CaO	10,7	9,1	8,6	9,2	9,7	9,9	9,95	13,3
Na <sub>2</sub> O	2,28	3,55	3,8	3,01	3,16	1,27	2,11	2,08
K <sub>2</sub> O	0,32	0,39	0,2	0,38	0,65	0,18	0,33	0,16
$P_2O_5$	0,056	0,3	0,26	0,12	0,04	0,035	0,046	0,028
п.п.п.	1,59	2,7	1,61	1,05	1,08	3,98	1,47	1,85
№ п/п	9	10	11	12	13	14	15	16
№ проб	748/2	750/5	745	750/3	750/4-1	750/4-2	750/4-3	C-15-74
SiO <sub>2</sub>	48,1	51,8	50,1	49,1	48,95	48,3	50,3	48,54
TiO <sub>2</sub>	0,47	1,1	0,42	1,72	0,52	0,46	1,02	0,96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,4	15,15	15,3	13,8	15,15	14,65	14,55	15,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,21	3,19	2,44	7,34	2,57	1,83	4,04	5,46
FeO	6,9	6,78	6,49	7,33	7,75	7,38	6,55	6,01
MnO	0,14	0,15	0,13	0,18	0,33	0,25	0,16	0,18
MgO	12,76	7,04	9,67	6,83	10,28	10,85	7,01	8,79
CaO	9,6	8,7	11,95	8,7	10,2	12,7	12,5	7,04
Na <sub>2</sub> O	1,27	3,9	2	3,76	2	1,17	3,1	3,1
K <sub>2</sub> O	0,52	0,18	0,47	0,17	0,34	0,42	0,19	0,34
$P_2O_5$	0,036	0,11	0,033	0,14	0,042	0,033	0,087	0,19
п.п.п.	3,51	0,87	1,33	0,66	0,93	1,31	0,83	2,89
№ п/п	17	18	19	20	21	22		
№ проб	C-48-74	C-97-74	C-125-74	C-127-74	M-034-74	M-3/14 <sub>B</sub>		
SiO <sub>2</sub>	46,15	49,84	47,6	45,98	48,56	47,22		
TiO <sub>2</sub>	1,53	0,68	1,88	1,23	0,66	0,9		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	45,12	13,85	14,24	14,31	14,21	14,68		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,74	3,87	2,51	3,79	2,83	4,58		
FeO	5,92	7,45	6,2	6,28	9,15	4,05		
MnO	0,16	0,26	0,2	0,19	0,4	0,16		
MgO	5,73	8,06	7,5	8	8,27	5,54		
CaO	10,5	8,55	9,45	8,69	12,05	15,49		
Na <sub>2</sub> O	1,93	2,62	3,71	3,82	1,76	1,35		
K <sub>2</sub> O	0,38	0,14	0,18	0,22	0,28	0,12		
$P_2O_5$	0,37	0,05	0,26	0,33	0,2	0,21		
п.п.п.	4,2	3,85	5,85	5,18	1,5	5,36		

*Таблица 17*. Содержания породообразующих оксидов (мас. %) в базальтах нижнего ордовика (сазинская свита) Ирадырской зоны Северного сегмента Сарыаркинского пояса

Примечание. 1-22 – пробы из коллекций Л.О. Германа, М.З. Новиковой и В.И. Борисенка

	1		, , ,		1	-	1	1	
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
№ проб	P-7142	158	172	200/1	218/1	218/2	219	2196	221
SiO <sub>2</sub>	53,14	45,16	46,76	43,58	42,67	43,1	49,62	48,97	51,38
TiO <sub>2</sub>	2,50	3	2,24	1,83	1,79	1,88	1,61	1,88	0,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,84	16,25	15,80	14,97	14,78	14,96	15,51	17,70	14,41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,85	7,94	10,69	16,08	8,90	9,64	11,78	14,11	3,69
FeO	1,09	5,65	2,96	2,33	3,68	2,33	1,97	1,35	4,94
MnO	0,140	0,13	0,16	0,22	0,13	0,11	0,18	0,14	0,13
MgO	1,58	4,93	3,63	4,64	4,82	3,68	2,89	1,93	6,64
CaO	4,69	8,24	6,17	5,75	9,39	10,43	6,26	5,05	8,05
Na <sub>2</sub> O	6,99	2,83	5,09	4,50	4,20	5,25	5,44	5,88	4,57
K <sub>2</sub> O	0,942	1,1	1,03	0,9	1,33	0,42	1,08	0,75	0,25
$P_2O_5$	0,692	0,49	0,63	0,27	0,31	0,39	0,56	0,56	0,14
п.п.п.	1,42	4,26	4,65	3,83	7,46	7,47	2,97	1,22	4,32
Сумма	99,87	-	-	-	-	-	-	-	-
№ п/п	10	11	12	13	14	15	16	17	18
№ проб	H123-79	Ep10-77	Ep11-77	152	154	155	156	Д-7098	D-7088
SiO <sub>2</sub>	53,28	47,8	49,02	44,94	51,3	50,04	43,07	47,16	47,33
TiO <sub>2</sub>	1,25	1,07	1,13	3,6	1,8	2	3	3,16	2,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,03	14,70	15,25	14,40	16,12	16,39	14,79	13,64	11,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,86	3,59	4,34	10,74	9,55	7,63	8,03	10,37	12,97
FeO	2,51	4,04	3,86	3,70	3,05	5,35	4,42	3,29	3,34
MnO	0,11	0,14	0,21	0,1	0,11	0,2	0,11	0,17	0,15
MgO	2,25	6,95	7,16	4,26	1,87	3,06	4,48	4,49	5,35
CaO	4,39	10,48	7,52	7,49	5,20	4,89	9,98	7,02	5,34
Na <sub>2</sub> O	5,38	4,65	4,52	4,30	6,80	5,10	3,68	4,80	4,37
K <sub>2</sub> O	1,15	0,15	1,2	1,52	0,92	1,85	1,75	1,55	0,25
$P_2O_5$	0,76	0,83	0,83	0,48	0,53	0,64	0,4	0,48	0,28
п.п.п.	1,43	3,66	2,73	3,89	2,40	2,05	5,63	3,51	5,01
Сумма	-	-	-	-	-	-	-	99,64	99,04
№ п/п	19	20	21	22	23	24	25	26	27
№ проб	Д-7091/1	Д-7115	D7095	Д-7094	Д-7096	031/1	032/1	032/2	033/1
SiO <sub>2</sub>	47,73	45,00	48,02	48,06	50,70	51,7	46	49,10	48,6
TiO <sub>2</sub>	2,18	2,45	1,50	1,39	1,39	1,35	1,05	0,76	1,63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,64	13,72	13,02	14,13	13,42	14,47	14	14,35	15,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9,71	7,86	10,30	6,99	7,07	6,90	7,41	5,43	6,24
FeO	4,94	3,19	3,96	6,51	5,23	5,84	5,58	4,76	4,92
MnO	0,214	0,16	0,20	0,232	0,18	0,18	0,2	0,14	0,24
MgO	4,25	6,25	5,67	5,08	5,14	3,56	6,96	5,15	3,56
CaO	8,45	9,05	8,93	9,33	7,76	6,17	8,12	13,05	5,88
Na <sub>2</sub> O	3,02	3,81	4,08	3,08	5,13	5,39	2,74	1,86	3,04
K <sub>2</sub> O	0,915	1,07	0,17	0,169	0,19	0,65	0,1	0,10	1,4
$P_2O_5$	0,197	0,52	0,15	0,097	0,15	0,24	0,086	0,06	0,15
п.п.п.	4,00	6,58	4,20	4,20	3,06	3,69	7,35	4,88	8,32
Сумма	99,25	99,66	100,20	99,27	99,41	-	-	-	-

*Таблица 18.* Содержания породообразующих оксидов (мас. %) в базальтах нижнего кембрия (ерементауская серия) Восточно-Ерементауской и Бощекульской зон Северо-Восточного сегмента Сарыаркинского пояса

Окончание табл. 18

№ п/п	28	29	30	31	32	33	34	35	36
№ проб	039/1	040/2	86/2	86/4	86/5	86/6	86/8	86/10	86/11
SiO <sub>2</sub>	49,6	44,2	48,26	52,21	48,08	47,95	47,95	50,91	50,07
TiO <sub>2</sub>	1,18	0,54	1,06	1,57	0,82	1,02	1,02	1,05	0,9
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,5	14,95	13,46	13,98	12,61	14,3	13,23	14,28	13,67
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,82	5,17	2,97	7,33	2,79	3,61	4,47	5,11	4,47
FeO	8,43	3,09	8,73	6,99	7,15	7,55	6,57	6,41	5,83
MnO	0,18	0,15	0,18	0,2	0,16	0,19	0,16	0,170	0,160
MgO	7,34	3,93	6,99	4,07	8,56	7,26	6,3	6,22	6,45
CaO	8,15	19,4	11,1	5,67	12,33	9,8	13,41	7,84	10,11
Na <sub>2</sub> O	3,18	0,31	2,72	4,14	2,52	2,36	1,82	4,5	4,5
K <sub>2</sub> O	0,58	0,1	0,12	0,35	0,1	0,26	0,1	0,20	0,10
$P_2O_5$	0,1	0,051	0,08	0,15	0,051	0,08	0,077	0,088	0,077
п.п.п.	2,14	6,91	2,97	2,31	3,13	4,47	3,44	2,26	3,12
Сумма	-	-	-	-	-	-	-	-	-

*Примечание*. Пробы из коллекций А.В. Рязанцева, М.З. Новиковой и К.Е. Дегтярева. 1–20 – базальты жельтауской свиты; 21–36 – базальты тиесской свиты; 1–17 и 21–36 – Восточный Ерементау; 18, 19 – восточнее горы Семизбугу; 20 – севернее горы Аже

всех сегментах эффузивы принадлежат к толеитовой серии и только нижнеордовикские базальты Восточного сегмента относятся к известково-щелочной серии (рис. 46, 47).

По соотношениям слабо подвижных элементов (Ti, P, Mn), распределениям РЗЭ и элементовпримесей могут быть выявлены более тонкие особенности состава базальтов, указывающие на различные обстановки их формирования.

Нижнекембрийские и средне-верхнекембрийские базальты Северо-Восточного и Восточного сегментов характеризуются повышенными содержаниями Ті, К и Р. Они обладают обогащенными спектрами распределения РЗЭ и элементов-примесей близкими к таковым базальтов океанических островов и E-MORB (La<sub>2</sub>/Yb<sub>2</sub> = 5.51–11.08) (табл. 19). Европиевая аномалия на спектрах РЗЭ отсутствует. На дискриминантных диаграммах эти базальты попадают в поля базальтов океанических островов, щелочных внутриплитных базальтов, базальтов E-MORB, реже N-MORB. (рис. 47-49). Таким образом, сохранившиеся в современной структуре базальтовые и кремнисто-базальтовые толщи, рассматриваемого возрастного диапазона, формировались в пределах структур с утолщенной океанической корой, аналогичных океанических островам и лавовым плато.

Базальтовые толщи верхнего кембрия характеризуются более разнообразным составом и, следовательно, могли формироваться в пределах различных океанических структур. При этом часто базальты, участвующие в строении одной свиты, на разных участках ее распространения характеризуются существенными различиями состава. Такие особенности присущи базальтам ащисуйской (Юго-Западный сегмент) свиты (таб. 16). Часть базальтов этой свиты близка к более древним эффузивам, они имеют повышенные содержания Ті, К и Р, характеризуются обогащенными спектрами распределения РЗЭ и элементов-примесей близких к таковым базальтов океанических островов и E-MORB. На дискриминантных диаграммах они попадают в поля N- и E-MORB, реже базальтов океанических островов. Другая часть базальтов этих свит, а также верхнекембрийские базальты Токайско-Акчатауской зоны Восточного сегмента по распределению РЗЭ близки к базальтам N-MORB (La/Yb = 0.71-1.07). Для мультиэлементных диаграмм редких элементов базальтов характерно некоторое обогащение Sr и обеднение Nb и Ті, то есть черты присущие надсубдукционным комплексам (рис. 48).

В Восточном сегменте наряду с недиффренцированными сериями распространены верх-



**Рис. 46.** Диаграммы Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (A, Д), K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (Б, Е), TiO<sub>2</sub> – FeO\*/MgO (B, Ж), MnO\*10 – TiO<sub>2</sub> – P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>\*10 (Г, 3) для базальтов верхнего кембрия и нижнего ордовика комплексов бассейнов с океанической корой Юго-Западного и Северного сегментов Сарыаркинского пояса (построены с использованием данных А.В. Рязанцева, А.В. Миколайчука, М.З. Новиковой, В.И. Борисенка, Л.Л. Германа)

1, 2 – вулканиты Юго-Западного сегмента: 1 – базальты ащисуйской свиты С<sub>3</sub> (Джалаир-Найманская зона), 2 – базальты акжазыкской толщи и долериты комплекса параллельных дает (хребет Кендыктас); 3 – базальты сазинской свиты О<sub>1</sub> (Ирадырская зона Северного сегмента). Остальные условные обозначения см. на рис. 24



**Рис. 47.** Диаграммы Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (A, Д), K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (Б, Е), TiO<sub>2</sub> – FeO\*/MgO (В, Ж), MnO\*10 – TiO<sub>2</sub> – P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>\*10 (Г, 3) для базальтов кембрия и нижнего ордовика комплексов бассейнов с океанической корой Северо-Восточного и Восточного сегментов Сарыаркинского пояса (построены с использованием данных А.В. Рязанцева, М.З. Новиковой, Л.Л. Германа)

*1, 2* – вулканиты Северо-Восточного сегмента (ерементауская серия €<sub>1</sub>Восточно-Ерементауской зоны): *1* – базальты жельтауской свиты, *2* – базальты тиесской свиты; *3*–*5* – вулканиты Восточного сегмента (Абралинская и Токайско-Акчатауская зоны): *3* – базальты О<sub>1</sub>, *4* – базальты и андезибазальты €<sub>2,3</sub>, *5* – базальты €<sub>2,3</sub>. Остальные условные обозначения см. на рис. 24

*Таблица 19.* Содержания редких и редкоземельных элементов (г/т) в базальтах нижнего кембрия (ерементауская серия) Восточно-Ерементауской и Бощекульской зон Северо-Восточного сегмента Сарыаркинского пояса

№ п/п	1	2	3	4	4 5	
№ проб	D-7088	Д-7091/1	Д-7098	D7095	Д-7094	Д-7096
Sc	53,6	48,5	0,125	45,114	44,9	51,5
v	502,5	448,5	245,5	386,6	381,3	395,0
Cr	14,4	92,8	35,0	128,0	125,2	88,0
Со	43,29	41,41	44,28	45,59	42,14	43,67
Ni	31,3	49,9	90,0	48,3	66,5	64,8
Cu	75,4	45,5	50,2	174,0	202,1	196,0
Zn	144,1	122,3	126,0	103,3	89,8	97,2
Ga	13,7	16,8	17,5	19,2	15,1	14,0
Rb	4	12	28	3	2	2
Sr	43	173	856	196	108	279
Y	62	48	33	29	26	26
Zr	59	55	338	85	68	62
Nb	6,5	7,4	59,4	4,6	4,2	4,5
Мо	0,37	0,32	1,74	0,96	0,49	0,28
Cd	0,03	0,10	0,54	0,12	0,13	0,10
Cs	0,14	0,50	0,29	0,25	0,20	0,14
Ba	83	96	588	71	43	41
La	6,91	6,27	47,64	5,31	4,47	4,34
Ce	21,28	18,15	102,42	13,93	11,63	11,34
Pr	3,46	2,93	12,40	2,05	1,72	1,77
Nd	19,49	15,64	49,38	10,41	8,99	9,25
Sm	6,69	5,22	9,92	3,27	2,96	2,95
Eu	2,09	1,66	3,04	1,26	1,08	1,07
Gd	9,30	7,18	8,85	4,46	3,99	4,01
Tb	1,60	1,29	1,30	0,81	0,66	0,69
Dy	10,22	8,39	7,31	5,28	4,41	4,68
Но	2,16	1,74	1,38	1,18	0,99	0,98
Er	6,17	5,20	3,55	3,38	2,90	2,88
Tm	0,82	0,70	0,49	0,51	0,41	0,41
Yb	5,18	4,52	2,88	3,21	2,86	2,71
Lu	0,63	0,58	0,42	0,49	0,43	0,39
Hf	2,8	2,0	7,8	2,4	2,1	2,1
Та	0,4	0,4	4,2	0,3	0,2	0,2
Pb	1,18	1,38	3,52	1,87	1,00	1,50
Th	0,4	0,4	6,0	0,5	0,6	0,4
U	0,2	0,2	1,2	0,3	0,2	0,1

*Примечание.* 1–2 – базальты жельтауской свиты; 4–6 – базальты тиесской свиты. 1, 2 – восточнее горы Семизбугу; 3–6 – Восточный Ерементау



**Рис. 48.** Графики распределения РЗЭ, нормированных на хондрит (А, В, Д) и мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных на N-MORB (Б, Г, Е) для кембрийских базальтов комплексов бассейнов с океанической корой различных сегментов Сарыаркинского пояса

*1*, 2 – вулканиты Юго-Западного сегмента: *1* – базальты ащисуйской свиты €<sub>3</sub> (Джалаир-Найманская зона), 2 – базальты акжазыкской толщи €<sub>3</sub> и долериты комплекса параллельных даек (хребет Кендыктас); *3*, *4* – вулканиты Северо-Восточного сегмента (ерементауская серия €<sub>1</sub> Восточно-Ерементауской зоны): *3* – базальты жельтауской свиты, *4* – базальты тиесской свиты; *5*, *6* – вулканиты Восточного сегмента (Токайско-Акчатауская зона): *5* – базальты €<sub>3</sub>, *6* – базальты €<sub>2,3</sub>; *7–9* – составы базальтов [Sun, Donough, 1989]: *7* – N-MORB, *8* – Е-MORB, *9* – OIB



**Рис. 49.** Диаграммы Th – Hf/3 – Nb/16 (A, B, Д), Zr/4 – Nb\*2 – Y (Б, Г, Е) для кембрийских базальтов комплексов бассейнов с океанической корой различных сегментов Сарыаркинского пояса. Условные обозначения см. на рис. 48

А, В, Д: А – базальты N-MORB, В – базальты E-MORB, С – базальты OIB, D – островодужные базальты; Б, Г, Е: АІ – внутриплитные щелочные базальты, АІІ – внутриплитные толеиты, В – базальты E-MORB, С – базальты океанических дуг, D – базальты N-MORB некембрийские слабодифферецированные базальт-андезибазальтовые серии. Базальты этих серий характеризуются низкими содержаниями Ті, К и Р, на дискриминантных диаграммах точки составов этих пород попадают в поля островодужных толеитов и известково-щелочных базальтов, а их формирование, вероятно, происходило вблизи энсиматических островных дуг.

Таким образом, формирование верхнекембрийских базальтов происходило в основном в спрединговых условиях, при этом в ряде случаев спрединг мог быть задуговым или междуговым. Образование части эффузивов происходило в пределах океанических островов и вблизи энсиматических островных дуг.

Нижнеордовикские вулканиты выявлены только в Северном и Восточном сегментах пояса. Они представлены базальтами (сазинская свита Северного сегмента) и базальтами и андезибазальтами (аркалыкская толща Восточного сегмента). Эти вулканиты имеют невысокие содержания  $TiO_2$  (1–1.5%) и изменчивые содержания  $K_2O$ . Они относятся как толеитовой, так и к известково-щелочной сериям. Их формирование могло происходить в спрединговых обстановках, вероятно, над зоной субдукции.

#### Обстановки формирования комплексов бассейнов с океанической корой

Магматические и осадочные комплексы, рассмотренные в настоящем разделе, выявлены во всех сегментах пояса и представлены близкими по составу и строению образованиями, формирование которых, вероятно, происходило в пределах однотипных бассейнов с океанической корой, обрамлявших островные дуги раннего-среднего кембрия и позднего кембрия - раннего ордовика. Структурное положение рассматриваемых комплексов указывает, что во всех сегментах Сарыаркинского пояса, за исключением Восточного, их формирование происходило в одном бассейне, отделявшем островные дуги от докембрийского сиалического массива. Только в Восточном сегменте комплексы бассейнов с океанической корой с юго-запада и северо-востока обрамляют зоны распространения островодужных образований кембрия - нижнего ордовика и поэтому могли формироваться в двух различных бассейнах (см. главу II.I).

На основании данных о составе эффузивов и строении кремнисто-базальтовых и крем-

нистых разрезов можно предположить, что формирование этих комплексов происходило в основном в спрединговых обстановках. В позднем кембрии и раннем ордовике могли существовать короткоживущие островные дуги, о чем свидетельствует крайне ограниченное распространение слабо дифференцированных вулканических серий (Восточный сегмент). Значительную роль в строении бассейнов с океанической корой играли области, имевшие мощную меланократовую кору, подобные океаническим островам и лавовым плато. Именно эти комплексы преобладают среди допозднекембрийских образований.

### Терригенные и кремнисто-терригенные комплексы нижнего ордовика – лланвирна

Терригенные и кремнисто-терригеные образования нижнего ордовика – лланвирна как самостоятельные подразделения выделяются только в пределах Юго-Западного и Северного сегментов Сарыаркинского пояса. В других сегментах пояса толщи этого возрастного диапазона участвуют в строении среднекембрийско-нижнеордовикского или позднекембрийско-нижнеордовикского комплексов. В Юго-Западном и Северном сегментах терригенные и кремнисто-терригенные толщи нижнего ордовика – лланвирна не связаны с более древними образованиями какого-то определенного типа и могут перекрывать как островодужные серии, так и комплексы бассейнов с океанической корой.

В Юго-Западном сегменте Сарыаркинского пояса терригенные и кремнисто-терригенные толщи нижнего ордовика – лланвирна приурочены к Джалаир-Найманской зоне, развиты на северо-восточных склонах хребта Кендыктас и в пределах Жельтавского сиалического массива (рис. 3, см. цв. вклейку).

Наиболее древние образования рассматриваемого возрастного диапазона широко распространены в центральной и юго-восточной частях Джалаир-Найманской зоны, а также на северо-восточных склонах гор Кендыктас. Здесь выделяется джамбульская свита, сложенная монотонными полевошпат-кварцевыми и кварцевыми песчаниками с прослоями и пачками алевролитов и глинистых сланцев. В нижней части разреза встречаются редкие горизонты серых кремней и яшм. Иногда среди

песчаников отмечаются маломощные горизонты кварцевых гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Мощность джамбульской свиты превышает 1000 м, а ее возраст был ранее определен по брахиоподам как позднекембрийско-раннеордовикский [Чу-Илийский..., 1980]. В кремнях этой свиты нами были собраны простые конические параконодонты и эуконодонты Teridontus sp. раннего тремадока [Толмачева и др., 2010]. В песчаниках джамбульской свиты обнаружены детритовые цирконы широкого возрастного диапазона от более 2000 до 490 млн лет (граница кембрия-ордовика) [Kröner et al., 2007]. Джамбульская свита в юго-восточной части гор Джамбул перекрывается терригенно-карбонатно-вулканогенной акжальской свитой, содержащей органические остатки середины аренига [Чу-Илийский..., 1980]. Таким образом, новые биостратиграфические и геохронологические данные позволяют ограничить возрастной диапазон джамбульской свиты тремадокским веком раннего ордовика.

Джамбульская свита перекрывает различные комплексы. На северо-восточных склонах гор Кендыктас и в юго-западной части Джалаир-Найманской зоны свита залегает на туфогенных породах сулусайской свиты, относящейся к комплексам позднекембрийско-раннеордовикской островной дуги. В центральной и юго-восточной частях Джалаир-Найманской зоны джамбульская свита с размывом, но без углового и азимутального несогласия залегает на базальтах, яшмах и доломитах ащисуйской свиты верхнего кембрия. В основании джамбульской свиты на отдельных участках присутствуют гравелито-брекчии, состоящие из обломков пород ащисуйской свиты. Ащисуйская свита по строению разреза и составу пород принадлежит к комплексам бассейна с океанической корой. Джамбульская свита участвует в покровно-складчатой структуре Джалаир-Найманской зоны и вместе с ащисуйской свитой образует тектонический покров, залегающий на комплексах ранне-среднекембрийской островной дуги, а вместе с сулусайской свитой и, подстилающими ее, офиолитами надвинута на Чуйско-Кендыктасский сиалический массив. Состав и структурное положение джамбульской свиты свидетельствуют, что ко времени ее накопления разновозрастные комплексы Сарыаркинского пояса были уже сближены друг с другом и с докембрийскими сиалическими

101

массивами, являвшимися источниками сноса древних цирконов. В результате дальнейшего сжатия все доаренигские комплексы, включая джамбульскую свиту, были интенсивно деформированы и сформировали сложную покровно-складчатую структуру Юго-Западного сегмента Сарыаркинского пояса.

Терригенные и кремнисто-терригенные толщи аренига–лланвирна залегают с несогласием на более древних комплексах в Джалаир-Найманской зоне, на Сарысу-Тенизском водоразделе, а также на докембрийских метаморфических образованиях Жельтавского сиалического массива.

северо-западе Джалаир-Найманской Ha зоны (район «Голубой гряды» и «Караканского увала») толщи аренига-лланвирна перекрывают раннекембрийские офиолиты [Дегтярев, Рязанцев, 2005]. В низах разреза залегают серо-зеленые полимиктовые песчаники с кварцем и горизонтами пестроокрашенных алевролитов (см. гл. I.II., рис. 52, см. цв. вклейку) Первичный стратиграфический контакт с офиолитам осложнен разломом. Местами сохраняются обрывки базальных пластов офиолитокластовых гравелитов и песчаников, а также кварцевых песчаников, обогащенных зернами хромшпинелидов. О мощности и дислоцированности этих пород данных нет из-за слабой обнаженности. В верхней пачке зеленоцветных кварцевых со слюдой песчаников известны находки раннеаренигских граптолитов [Чу-Илийский..., 1980]. Выше согласно залегают плитчатые кремни, кремнистые алевролиты и мелкозернистые песчаники с прослоями яшм кушекинской свиты мощностью до 600 м. В средней части разреза свиты выделяется пачка мощностью 40-50 м, сложенная ритмично чередующимися литокристаллокластическими туфами и туфогравелитами кислого состава, мелкозернистыми песчаниками, кремнистыми алевролитами и фтанитами. По всему разрезу свиты собраны конодонты и граптолиты верхов аренига и низов лланвирна. [Чу-Илийский..., 1980; Дубинина и др., 1996; Никитина и др., 2008]. Кушекинская свита перекрывается фациально изменчивой караканской свитой. В одних разрезах (район «Голубой гряды») эта свита сложена кремнисто-глинистыми и известковистыми сланцами, алевролитами, аргиллитами с прослоями красных яшм мощностью до 300. Другие разрезы (район «Караканского увала») кремнисто-терригенные разрезы замещаются кварцевыми песчаниками и органогенно-обломочными известняками мощностью до 200 м. В песчаниках отмечается присутствие зерен хромшпинелидов, что указывает на размыв подстилающих ультрамафитов, а в известняках отмечаются прослои битуминозных разностей и глинистых сланцев. По разрезу караканской свиты собраны разнообразные органические остатки раннего лланвирна (рис. 50) [Чу-Илийский ..., 1980; Никитина и др., 2008].

На Сарысу-Тенизском водоразделе кvшекинская свита залегает на толще красных кремнистых алевролитах и яшм тремадока, которая согласно перекрывает терригенно-карбонатно-туфогенную толщу верхнего кембрия и, подстилающие ее, островодужные вулканиты нижнего-среднего кембрия (см. гл. I.II, рис. 53). В основании кушекинской свиты отмечаются линзы конгломератов, которые вверх сменяются кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов и яшм; далее разрез наращивается пачкой пестроокрашенных кремнистых алевролитов, аргиллитов и яшм; разрез свиты завершают кварцевые, полимиктовые и туфогенные песчаники, реже глинистые яшмы с прослоями туфов средне-основного состава. Мощность свиты достигает 1000 м, по ее разрезу собраны граптолиты и брахиоподы позднего аренига и раннего лланвирна. Кушекинская свита согласно перекрывается котомбузской свитой полимиктовых песчаников и алевролитов мощностью до 600, в которых собраны брахиоподы лланвирна (рис. 50) [Геология СССР..., 1972; Минервин и др., 1974].

В центральной части Джалаир-Найманской зоны и в пределах Жельтавского сиалического массива разрез аренига-лланвирна имеет некоторые отличия (рис. 50). Здесь в основании выделяется терригенно-карбонатно-вулканогенная акжальская свита. К юго-западу от горы Байгара свита налегает на кембрийские офиолиты, в горах Джамбул – на терригенные породы джамбульской свиты (Джалаир-Найманская зона), а в горах Анрахай - на метаморфические породы Жельтавского сиалического массива. Разрез свиты начинается с аркозовых или кварцевых песчаников, переходящих по простиранию в гравелиты, конгломераты или осадочные брекчии. Далее разрез наращивается пачкой мелководных известняков, выше разрез наращивается андезибазальтами, андезитами и их туфами [Недовизин, 1961]. Общая мощность акжальской свиты составляет около 350 м. В известняках собраны органические остатки середины аренига [Чу-Илийский..., 1980]. В центральной части Джалаир-Найманской зоны в районе горы Байгара разрез нижнего ордовика наращивается туфогенно-терригенной каратальской свитой (рис. 50). Ее нижняя часть сложена переслаивающимися конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами, в средней части, наряду с мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, присутствуют мелкообломочные туфы кислого состава, а верхи разреза свиты образованы переслаиванием кварц-полевошпатовых песчаников и алевролитов. Мощность свиты может достигать 1000 м. По всему разрезу собраны граптолиты аренига и лланвирна [Чу-Илийский..., 1980]. Выше несогласно залегают среднеордовикские терригенные и вулканогенно-осадочные толщи Чингиз-Северотяньшаньского пояса.

В юго-восточной части Джалаир-Найманской зоны и в пределах Жельтавского сиалического массива аналогом верхов каратальской и всей караканской свиты является узунбулакская свита (рис. 50), несогласно залегающая на более древних, в том числе на докембрийских, образованиях. Базальные слои представлены аркозовыми песчаниками и полимиктовыми конгломератами, которые вверх сменяются чередованием комковатых известняков и алевролитов, выше залегают чередующиеся алевролиты и слюдистые песчаники с прослоями конгломератов. Далее в разрезе свиты переслаиваются песчаники и конгломераты, которые сменяются песчаниками и алевролитами с прослоями известковистых песчаников и известняков. Общая мощность достигает 450-600 м. В породах узунбулакской свиты встречены разнообразные органические остатки низов лланвирна [Никитин, 1972; Чу-Илийский ..., 1980; Никитина и др., 2008].

Таким образом, особенности структурного положения, состава и строения аренигсконижнелланвирнских терригенных и кремнисто-терригенных толщ Юго-Западного сегмента Сарыаркинского пояса свидетельствуют, что их накопление происходило в бассейне, который начал свое развитие после формирования покровно-складчатой структуры этого сегмента пояса. Бассейн имел гетерогенный фундамент, в строение которого участвовали островодужные и офиолитовые комплексы Сарыаркинского пояса и докембрийские сиалические образования Чуйско-Кендыктасского и Жельтавского





сиалических массивов, поставлявшие обломочный материал для терригенных толщ. Присутствие среди этих толщ дифференцированных вулканитов и туфов аренигского возраста (элементы разрезов акжальской, каратальской и кушекинской свит), свидетельствует о существовании в этом сегменте Сарыаркинского пояса короткоживущей энсиалической островной дуги. Формирование океанической коры, субдукция которой явилась причиной возникновения этой дуги, происходило в это время только в Джунгаро-Балхашской области.

В Северном сегменте Сарыаркинского пояса развиты только арениг-нижнелланвирнские кремнисто-терригеные толщи, тремадокские образования представлены либо глыбами известняков в олистостромовой толще верхнего ордовика, либо входят в состав среднекембрийско-нижнеордовикских или верхнекембрийско-нижнеордовикских комплексов. Арениг-нижнелланвирские толщи в рассматриваемом сегменте представлены кремнистотерригенной зорьевской свитой, мощностью 500-800 м. Большая часть разреза зорьевской свиты сложена ритмично переслаивающимися кварц-полевошпатовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами в нижней и верхней частях разреза присутствуют пачки яшм, кремнистых алевролитов и фтанитов. В отдельных разрезах в южной и восточной частях сегмента встречаются прослои туфов и туффитов, реже потоки лав риодацитового состава (рис. 50). В породах свиты собраны разнообразные органические остатки, возраст которых охватывает интервал от раннего аренига до раннего лланвирна [Аполлонов и др., 1963; Геология..., 1987; Борисенок, 1985; Гридина и др., 1993].

Зорьевская свита перекрывает более древние комплексы Селетинской и Урумбайской зон. В Селетинской зоне ее стратиграфические соотношения с более древними образованиями не установлены, однако, в некоторых случаях она слагает ядра синклиналей, крылья которых сложены карбонатными породами верхнего кембрия (рис. 14, см. цв. вклейку, 50). В Урумбайской зоне зорьевская свита залегает как на кремнистой толще среднего кембрия – тремадока и, подстилающих ее, среднекембрийских эффузивах, так и на вулканогенной толще верхнего кембрия - тремадока (рис. 15, см. цв. вклейку, 50). На этом основании можно преположить, что к началу накопления зорьевской свиты эти образования были уже тектонически сближены. Однако в отличие от Юго-Западного сегмента, где арениг-нижнелланвирнские толщи являются неавтохтонными, в Северном сегменте они участвуют в покровно-сладчатой структуре вместе с другими комлексами Селетинской, Урумбайской и Ирадырской зон. В то же время необходимо отметить близость строения разрезов и составов пород арениг-лланвирнских толщ в обоих сегментах Сарыаркинского пояса, характерными особенностями которых явялются кварц-полевошпатовый состав обломочного материала и присутствие в разрезах эффузивов и вулканогенно-осадочных пород среднего и кислого состава.

# ГЛАВА І.ІІ. ЧИНГИЗ-СЕВЕРОТЯНЬШАНЬСКИЙ СРЕДНЕ-ПОЗДНЕОРДОВИКСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Чингиз-Северотяьшаньский вулканический пояс сложен средне-верхнеордовикскими вулканогенными, вулканогенно-осадочными и флишоидными толщами, которые перекрывают кембрийско-нижнеордовикские вулканогенно-осадочные комплексы Сарыаркинского пояса, а также докембрийские сиалические массивы и их чехлы. Для комплексов Чингиз-Северотяньшаньского пояса типична линейная складчатость, но не характерны покровные дислокации. Пояс подвергся средне-позднепалеозойским деформациям в связи с формированием Казахстанского ороклина, а позднепалеозойско-раннемезозойские сдвиги расчленили его на отдельные сегменты.

Южный сегмент пояса образован средневерхнеордовикскими вулканогенно-осадочными комплексами, которые обнажены в хребтах Кетмень, Заилийского Алатау и Кунгей Алатау Северного Тянь-Шаня и протягиваются на 400 км (далее не рассматривается). Юго-Западный сегмент простирается в северо-западном направлении на 1000 км: к нему относятся комплексы, обнаженные на северо-востоке Чуйско-Кендыктасского сиалического массива, в Джалаир-Найманской зоне и на Сарысу-Тенизском водоразделе. Северный сегмент протягивается на 400 км в субмеридиональном направлении и образован комплексами Степнякской и Селетинской зон. Северо-Восточный сегмент пояса имеет субширотное простирание, меняющееся в западной части на субмеридиональное. Он образован комплексами Ащикольской, Бощекульской и Кендыктинской зон, которые протягиваются на 350 км. Восточный сегмент имеет протяженность около 750 км. В его состав входят средне-верхнеордовикские комплексы ряда зон Чингиз-Тарбагатайского региона, имеющих северо-западное простирание. Таким образом, общая протяженность пояса составляет около 3000 км. В структуре Юго-Западного и Северного сегментов Чингиз-Северотяньшаньского пояса выделяются зоны двух типов, протягивающиеся параллельно друг другу. Для зон первого типа характерно преобладание в разрезах вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ, в то время как зоны второго типа сложены преимущественно флишоидными толщами. В разрезах Северо-Восточного и Восточного сегментов отмечается чередование вулканогенных и флишевых толщ.

Рассмотрим структурное положение, строение разрезов и особенности состава средне-верхнеордовикских комплексов в различных сегментах Чингиз-Северотяньшаньского пояса.

## Комплексы Юго-Западного сегмента

В Юго-Западном сегменте Чингиз-Северотяньшаньского пояса вулканогенно-осадочные и флишоидные толщи среднего-верхнего ордовика залегают как на комплексах Чуйско-Кендыктасского массива и Жельтавского массивов, так и на образованиях Сарыаркинского пояса (рис. 2, см. цв. вклейку). В пределах Чуйско-Кендыктасского массива распространены вулканогенно-осадочные толщи среднего-верхнего ордовика. Наиболее полный разрез обнажен на южных склонах гор Кендыктас и северном склоне Кастекского хребта. Здесь среднеордовикские вулканиты и вулканогенно-осадочные породы (ргайтинская свита) без видимого несогласия залегают на терригенно-карбонатной шербактинской свите верхнего аренига – нижнего лланвирна, слагающей чехол Чуйско-Кендыктасского массива (рис. 3, 51, см. цв. вклейку).

В низах разреза ргайтинской свиты залегает толща эффузивов и туфов среднего состава, которые могут замещаться туфопесчаниками, туфоконгломератми с прослоями песчаников и алевролитов. В основании вулканогенноосадочной толщи отмечаются конгломераты с обломками известняков. Мощность этой толщи составляет 800-1100 м. Далее разрез ргайтинской свиты наращивается алевролитами, кремнистыми алевролитами, песчаниками, конгломератами с кварцевой галькой. Завершается разрез свиты пачкой конгломератов с прослоями песчаников и известняков. Мощность терригенной толщи меняется от 600 до 1400 м. В породах ргайтинской свиты собраны органические остатки среднеордовикского возраста [Геология СССР, 1971; Никитин, 1972]. Близкая по строению вулканогенно-осадочная толща распространена в северо-западной части Чуйско-Кендыктасского массива. Здесь к востоку от горы Домбралытау на кварцевых песчаниках и кремнистых алевролитах чубарской свиты аренига – нижнего лланвирна, относящихся к комплексам чехла массива, залегают эффузивы основного и среднего состава, чередующиеся в низах разрезах с кварцевыми, а в верхах – с полимиктовыми песчаниками (клычкринская свита мощностью около 700 м) [Чу-Илийский пояс..., 1980].

Более молодые вулканогенно-осадочные толщи в пределах Чуйско-Кендыктасского массива развиты на ограниченной площади в южной части гор Кендыктас, они с резким несогласием залегают на нижнеордовикских терригенно-карбонатных толщах. Нижняя часть разреза представлена андезитами, дацитами, риолитами, туфами риолитового и трахириолитового состава. В основании залегает пачка валунных и крупногалечных конгломератов с прослоями туфопесчаников (сарыбастауская свита мощностью более 400 м). Вулканиты перекрываются толщей полимиктовых конгломератов, в которых редко встречаются потоки эффузивов среднего состава и прослои органогенных известняков, содержащих органические остатки средней части карадока (кескентасская свита мощностью до 400 м) [Геология СССР, 1971; Никитин, 1972]. По положению в разрезе сарыбастауская свита может быть отнесена к низам карадока.

В северо-западной части Джалаир-Найманской зоны (район «Голубой гряды» и «Караканского увала») и на Сарысу-Тенизком водоразделе средне-верхнеордовикские комплексы Чингиз-Северотяньшаньского пояса залегают на образованиях Сарыаркинского пояса (рис. 3, 52, см. цв. вклейку, 53).

В этих районах вулканогенные толщи с небольшим несогласием перекрывают терригенные и кремнисто-терригенные и терригеннокарбонатные толщи аренига – низов лланвирна (караканская и котомбузская свиты) [Минервин и др., 1974; Чу-Илийский ..., 1980]. В основании вулканогенного разреза выделяется савидская свита, разрез которой начинается с пачки мелкогалечных конгломератов (20 м), сменяющихся туффитами, туфопесчаниками и туфоконгломератами (500 м). Далее разрез наращивается туфами и лавами андезитового и андезибазальтового состава с редкими прослоями туфопесчаников (1000-1100 м). Разрез савидкской свиты завершают туфоконгломераты и литокластические туфы среднего состава (400 м). Общая мощность савидской свиты изменяется от 400 до 1900 м. Вулканиты савидской свиты, не содержащие органических остатков, согласно перекрываются преимущественно осадочной алгабасской свитой. Ее разрез начинается с пачки вулканомиктовых конгломератов и туфогенных песчаников (до 100 м). Основная часть разреза свиты сложена вулканомиктовыми плохо сортированными песчаниками с прослоями алевролитов, кремнистых туффитов, конгломератов, туфоконгломератов и туфов среднего состава, а также редкими линзами известняков. Встречаются песчаники с косой слоистостью и брекчии взламывания. Мощность алгабасской свиты 700-1400 м. В породах свиты собраны разнообразные органические остатки низов карадока.

Более молодая вулканогенная куяндинская свита с несогласием залегает на более древних, в том числе на нижнеордовикских, комплексах. Куяндинская свита образована туфоконгломератами и литокластическими туфами среднеосновного состава с потоками андезитов, андезибазальтов, риолитов и дацитов и прослоями их туфов. Среди вулканогенных и пирокластических пород встречаются редкие линзы туфопесчаников и известняков. В отдельных разрезах встречаются мощные линзы органогенных известняков. В туфогенных и карбонатных породах свиты собраны органические остатки середины карадока. Общая мощность свиты может достигать 1800-2600 м. Разрез среднего-верхнего ордовика в рассматривае-



Рис. 53. Схема геологического строения левобережья р. Жаксыкон (Сарысу-Тенизский водораздел), по [Минервин, 1974]

1 – девонско-каменноугольные комплексы нерасчлененные; 2, 3 – комплексы Чингиз-Северотяньшаньского пояса: 2 – верхнеордовикские туфоконгломераты и туфы основного состава (куяндинская свита), 3 – среднеордовикские эффузивы и туфы средне-основного состава (савидская свита); 4–6 – комплексы Сарыаркинского пояса: 4 – нижнесреднеордовикские кремнистые алевролиты, песчаники и алевролиты (кушекинская и кокдомбакская свиты), 5 – верхнекембрийские конгломераты, песчаники, туфы основного состава, линзы известняков (акколкинская свита), 6 – нижне-среднекембрийские эффузивы и туфы среднего и основного состава (карымбайская свита); 7 – комплексы Улутауского сиалического массива – рифейские кварцитовые сланцы; 8, 9 – гранитоиды: 8 – ранне-среднедевонские, 9 – позднеордовикские; 10 – разрывные нарушения: а – тектонические покровы, 6 – прочие

мых районах завершается мощной терригенной толщей, состоящей из переслаивающихся песчаников, алевролитов и конгломератов с прослоями известняков. Мощность терригенной толщи может достигать 1500–1800 м. В породах толщи собраны органические остатки верхов карадока – низов ашгилла [Минервин, 1974; Чу-Илийский ..., 1980].

В центральной и юго-восточной частях Джалаир-Найманской зоны и в пределах Жель-
тавского сиалического массива средне-верхнеордовикские комплексы представлены флишоидными и терригенно-карбонатными толщами. Формирование флишевых серий начинается с накопления нижнекарадокских толщ, которые либо перекрывают лланвирнские образования (бекейская свита Жельтавского массива), либо несогласно залегают на нижнекембрийских офиолитах и нижнеордовикских толщах (байгаринская свита Джалаир-Найманской зоны). В случае несогласного залегания в основании разреза присутствуют базальные конгломераты с галькой песчаников и ультрамафитов. Основная часть разреза этих свит сложена чередующимися песчаниками и алевролитами. В низах байгаринской свиты присутствуют прослои комковатых известняков. Мощность этой свиты 700-1000 м. По всему разрезу собраны органические остатки низов карадока [Чу-Илийский ..., 1980].

Терригенно-карбонатные толщи второй половины карадока – ашгилла (андеркенская, дуланкаринская, кызылсайская, чокпарская и жилаирская свиты) широко распространены в рассматриваемых районах. Их строение детально изучено, а возраст обоснован находками многочисленных органических остатков [Никитин, 1972; Чу-Илийский..., 1980; Граница ..., 1980]. Андеркенская свита без видимого несогласия залегает на байгаринской свите и несогласно на других более древних, в том числе нижнекембрийских, комплексах. В основании присутствует пачка конгломератов, которые сменяются переслаивающимися песчаниками и алевролитами, выше залегают органогенные известняки, а затем – алевролиты и песчаники с прослоями конгломератов. Мощность свиты 250-700. В породах свиты собраны многочисленные органические остатки середины карадока. Дуланкаринская свита либо согласно залегает на андеркенской, либо несогласно – на более древних толщах. В ее строении участвуют чередующиеся конгломераты, песчаники, алевролиты и серые органогенные известняки, содержащие органические остатки низов ашгилла. Мощность свиты 250-1000 м. Выше согласно залегает кызылсайская свита, сложенная ритмично переслаивающимися песчаниками и алевролитами, в которых собраны органические остатки середины ашгилла. В основании выделяется пачка песчаников с прослоями конгломератов. Мощность свиты около 1000 м. Разрез верхнего ордовика наращивается чокпарской свитой, сложенной в основном черными аргиллитами. В верхах свиты присутствует пачка органогенных известняков (15 м). Мощность свиты около 400 м. В алевролитах и известняках собраны органические остатки низов позднего ашгилла. Ордовикский разрез завершается жилаирской свитой, согласно залегающей на чокпарской. В низах свиты залегает пачка серых известняков, выше которых залегают зеленые песчаники и алевролиты. Разрез свиты завершается серыми известняками и алевролитами. В породах свиты собраны остатки верхов ашгилла – самых низов лландовери. Мощность свиты до 125 м. Выше с конгломератами в основании залегает беткайнарская свита нижнего силура.

#### Комплексы Северного сегмента

Средне-верхнеордовикские комплексы Северного сегмента приурочены к Степнякской и Селетинской зонам, где они перекрывают как комплексы сиалических массивов, так и образования Сарыаркинского пояса (рис. 3, см. цв. вклейку). При этом в Степнякской зоны распространены вулканогенно-осадочные, а в Селетинской зоне – флишевые и грубообломочные терригенные толщи.

В разрезе Степнякской зоне выделяются вулканогенно-туфогенная базальт-андезибазальт-андезит-дацитовая сагская серия верхов лланвирна, терригенно-туфогенная лидиевская серия низов карадока, вулканогенная базальтандезибазальтовая майлисорская свита середины карадока и терригенно-карбонатная или терригенная маятаская свита верхов карадока низов ашгилла. Их строение детально описано в главе II.II. Общая мощность средне-позднеордовикского разреза зоны достигает 5000-7000 м. В пределах большей части Степнякской зоны эти свиты залегают согласно друг с другом, а наиболее древняя сагская серия перекрывает нижнеордовикские толщи, формировавшиеся на докембрийском сиалическом фундаменте. Однако в восточной части зоны - к северо-востоку от Ишкеольмесского массива, майлисорская свита перекрывает вулканогенные комплексы Ирадырской и Урумбайской зон Северного сегмента Сарыаркинского пояса.

В Селетинской зоне в низах флишоидного разреза выделяется изобильная свита, которая либо несогласно залегает на кембрийских толщах, либо без видимого несогласия перекры-

вает кремнисто-терригенную зорьевскую свиту аренига – нижнего лланвирна. В основании свиты выделяется пачка конглобрекчий, содержащих глыбы известняков, кремней и вулканитов (30 м), выше залегают чередующиеся алевролиты и аргиллиты (180 м). В отдельных разрезах встречаются пласты серых известняков. Средняя часть свиты образована ритмично чередующимися пестроцветными тефроидами, туффитами и туфоалевролитамии мощностью до 220 м. Верхи свиты сложены чередующимися песчаниками, алевролитами и аргиллитами мощностью 350 м. Для пород свиты характерна градационная слоистость и подводно-оползневые структуры. Общая мощность изобильной свиты 500-800 м. В нижней части разреза свиты собраны остатки верхов лланвирна, а в верхах – низов карадока. Еркебидаикская свита согласно перекрывает изобильную, она отличается грубообломочным составом и ярко выраженной флишевой ритмичностью. Низы ее разреза представлены пачкой валунно-глыбовых конгломератов с прослоями гравелитов и осадочных брекчий (350 м). В верхней части свиты чередуются мощные пласты полимиктовых песчаников с пачками мелкозернистых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Общая мощность свиты 500-1100 м. В песчаниках и алевролитах собраны граптолиты середины карадока. Разрез ордовика Селетинской зоны завершает терригенно-карбонатная таукенская свита. В ее строении участвуют конгломераты, полимиктовые песчаники, алевролиты, известковистые алевролиты с прослоями и линзами известняков. Для отдельных фрагментов разреза свиты характерна градационная слоистость, причем верхние части ритмов бывают сложены пелитоморфными известняками. Мощность свиты может достигать 2000 м. В породах таукенской свты собраны различные органические остатки верхов карадока - низов ашгилла [Никитин, 1972; Геология ..., 1987].

# Комплексы Северо-Восточного сегмента

В Северном сегменте Чингиз-Северотяньшаньского пояса средне-верхнеордовикские вулканогенно-осадочные комплексы приурочены к Ащикольской, Бощекульской и Кендыктинской зонам. В обеих зонах средне-верхнеордовикские толщи перекрывают более древние образования Сарыаркинского пояса, при этом для Ащикольской зоны характерны преимущественно вулканогенные толщи, а для Бощекульской – кремнисто-туфогенные, флишоидные и терригенные грубообломочные.

Строение разреза и состав вулканогенных пород среднего-верхнего ордовика Ащикольской зоны имеют существенные отличия от одновозрастных толщ других сегментов пояса, однако в целом могут быть сопоставлены с ними. Средне-верхнеордовикские толщи Ащикольской зоны объединены в торайскую серию, которая с несогласием перекрывает нижне-среднекембрийские вулканиты Сарыаркинского пояса [Хромых, 1984]. Нижняя часть серии образована ащикольской свитой, в строении которой участвуют трахидациты, трахиты, трахиандезиты, их туфы, тефроиды, туфопесчаники, туфоконгломераты, редко присутствуют прослои кремнистых алевролитов. Мощность свиты около 1800 м. В нижней части разреза свиты в одном из прослоев кремнистых алевролитов собраны беззамковые брахиоподы плохой сохранности, возраст которых может быть определен как ранне-среднеордовикский [Хромых, 1984]. Залегающая выше коскольская свита имеет туфо-терригенный состав. В ее нижней части преобладают полимиктовые и вулканомиктовые песчаники, конгломераты и гравелиты с отдельными потоками трахиандезитов. Средняя часть свиты сложена тонкопереслаивающимися туфогенными и вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами, туфоалевролитами и кремнистыми туффитами. Отдельные горизонты песчаников насыщены обломками кристаллов клинопироксенов и плагиоклазов. Среди тонкозернистых пород присутствуют редкие горизонты крупногалечных конгломератов, гальки которых сложены андезитами и базальтами с крупными (до 1 см) вкрапленниками пироксенов, значительно реже встречаются обломки среднезернистых габбро и габбро-диоритов. В верхней части свиты преобладают вулканомиктовые песчаники и гравелиты, среди которых встречаются горизонты валунных и крупногалечных вулканомиктовых конгломератов. Мощность свиты составляет 1100-1200 м. В средней части разреза свиты в кремнистых алевролитах собраны различные органические остатки, однако наиболее информативными для определения возраста являются граптолиты, относящиеся к карадоку [Хромых, 1986]. Исходя из карадокского возраста коскольской свиты, для залегающей ниже ащикольской свиты наиболее вероятным является позднелланвирнско-раннекарадокский возраст. Разрез Ащикольской зоны завершает балшикбайская свита, сложенная туфами, тефроидами, туфопесчаниками, туфоконгломертами, реже лавами трахибазальтового, трахиандезитового и трахитового состава мощностью до 1300 м. Среди вулканитов очень редко присутствуют линзы известняков с органическими остатками верхов карадока – низов ашгилла [Хромых, 1984].

В Бощекульской и Кендыктинской зонах распространены кремнисто-терригенно-туфогенные, туфогенные, флишоидные и терригенные грубообломочные толщи, хотя на некоторых уровнях отмечаются и вулканические проявления.

В западной и южной частях Бощекульской зоны наиболее древней является кремнисто-туфогенная ержанская свита, которая залегает на различных более древних толщах Северо-Восточного сегмента Сарыаркинского пояса (рис. 16, см. цв. вклейку). В ее основании на отдельных участках (район горы Семизбугу) присутствует грубообломочная олистостромовая пачка, выше которой залегают красные кремнистые алевролиты, яшмы, глинистые яшмы, кремнистые туффиты, туфосилициты, песчаники, разрез завершается пачкой пелитоморфных известняков. Мощность свиты составляет 50-300 м. В кремнистых породах собраны конодонты лланвирна и низов карадока [Рязанцев, 2005; Толмачева и др., 2008; Tolmacheva et al., 2009].

В Кендыктинской зоне к этому возрастному диапазону относится сарыбидаикская свита, сложенная туфогенными и вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами, кремнистыми алевролитами с прослоями туфов и потоков лав средне-основного состава, в верхней части разреза свиты преобладают известковистые песчаники и рифогенные известняки. Мощность свиты достигает 1200 м, в ее нижней части собраны граптолиты лланвирна, а в верхах – различные органические остатки низов карадока [Никитин, 1972].

В обеих зонах вулканогенно-осадочные и кремнисто-туфогенные толщи лланвирна – низов карадока без несогласия перекрываются мощной флишевой еркебидаикской свитой. В строении ее разреза участвуют чередующиеся песчаники и алевролиты, среди которых присутствуют пласты конгломератов и гравелитов, а также туфопесчаники, туффиты и туфы средне-кислого состава. Мощность свиты может достигать 2400 м. В терригенных породах собраны граптолиты среднего карадока [Никитин, 1972].

Комплексы верхов карадока - низов ашгилла в рассматриваемых зонах представлены фациально изменчивыми обломочными и вулканогенно-осадочными толщами [Никитин, 1972; Хромых, 1984; Рязанцев, Румянцева, 1987; Рязанцев, 2005]. В южной части Кендыктинской зоны широко распространена вулканогенная баянская свита, сложенная эффузивами среднего состава и их туфами с прослоями туфопесчаников, конгломератов, алевролитов и известняков, содержащих органические остатки среднего-позднего карадока. Мощность свиты может достигать 2000 м, ее соотношения с подстилающими комплексами изучены плохо. Баянская свита с размывом перекрывается терригенно-карбонатной ангренсорской свитой, низы разреза которой сложены конгломератами, песчаниками и алевролитами с редкими горизонтами туфов среднего состава, выше залегают мощные пачки органогенных известняков с прослоями алевролитов. Завершают разрез свиты песчаники и полимиктовые конгломераты. Мощность свиты составляет около 1000 м. По всему ее разрезу собраны органические остатки верхов карадока – низов ашгилла. В Бощекульской зоне аналогом баянской и ангренсорской свиты является тынкудукская свита, согласно залегающая на еркебидаикской. В разрезах тынкудукской свиты грубообломочные пачки чередуются с флишевыми, в которых присутствуют горизонты известняков. Грубообломочные пачки представлены олистостромами и валунными конгломератами. На разных уровнях среди терригенных пород появляются потоки эффузивов основного и среднего состава повышенной щелочности. В отдельных разрезах верхняя часть разреза свиты имеет облик грубообломочной пестроцветной молассы. В известняках собраны органические остатки верхов карадока – ашгилла. Мощность тынкудукской свиты может достигать 1500-2000 м.

### Комплексы Восточного сегмента

В Восточном сегменте пояса средне-верхнеордовикские вулканогенно-осадочные толщи перекрывают различные комплексы Сарыркинского пояса и приурочены к нескольким зонам северо-западного простирания. В Восточном сегменте во всех зонах присутствуют как вул-

канические, так и осадочные толщи. Строение и особенности состава средне-верхнеордовикских комплексов Восточного сегмента детально описаны в главе II.I, а в этом разделе кратко остановимся на их главных чертах. Разрез среднего-позднего ордовика Восточного сегмента начинается с базальт-андезибазальт-андезит-дацитовой абаевской свиты верхнего лланвирна, которая перекрывает кембрийско-нижнеордовикские комплексы в Аркалыкской, Чунайской и на северо-востоке Центрально-Чингизской зоны. В ряде синклинальных структур в этих зонах разрез абаевской свиты наращивается терригенной толщей, содержащей органические остатки карадокского возраста. Мощные туфогенно-терригенные толщи слагают нижнюю часть средне-верхнеордовикского разреза Абралинской зоны, располагающейся юго-западнее Центрально-Чингизской. Здесь разрез начинается тефрогенной бестамакской свитой, которая резко несогласно залегает на кембрийско-нижнеордовикских комплексах. В основании свиты прослеживается мощный (до 200 м) горизонт известняков. Туфогенный разрез с постепенным переходом перекрывается терригенной флишевой саргалдакской свитой. Породы бестамакской и саргалдакской свит содержат органические остатки раннего и среднего карадока соответственно. В юго-западной части Абралинской зоне преимущественно терригенный разрез наращивается мощным вулканогенно-осадочным комплексом верхов карадока - низов ашгилла. Флишоидные толщи нижнего-среднего карадока и более древние комплексы с несогласием перекрываются терригенной талдыбойской свитой среднего-верхнего карадока, сложенной переслаивающимися песчаниками и алевролитами с линзами известняков и туфов среднего состава. Выше залегает базальт-андезибазальтандезитовая намасская свита верхнего карадока - низов ашгилла. В расположенной юго-западнее Токайско-Акчатауской зоне возрастным аналогом вулканогенной намасской свиты является акдомбакская свита, сложенная рифовыми известняками, песчаниками и алевролитами и залегающая с несогласием на более древних комплексах Сарыаркинского пояса.

#### Плутонические комплексы Чингиз-Северотяньшаньского пояса

В западной части Казахстана и Северного Тянь-Шаня средне-верхнеордовикские вулка-

ногенно-осадочные комплексы Чингиз-Северотяньшаньского пояса перекрывают тектонически совмещенные докембрийские сиалические массивы и кембрийско-нижнеордовикские комплексы Сарыаркинского пояса. На этой территории, включающей Юго-Западный и Северный сегменты Чингиз-Северотяньшаньского пояса и прилегающие к нему с запада, юго-запада и юга докембрийские сиалические массивы, в конце ордовика проявился мощный гранитоидный магматизм. В то же время в Северо-Восточном и Восточном сегментах пояса, где отсутствуют докембрийские сиалические комплексы, позднеордовиские гранитоиды не выявлены.

В Юго-Западном и Северном сегментах пояса средне-верхнеордовикские и более древние комплексы прорваны крупными массивами, имеющими преимущественно гранодиоритовый состав (курдай-чатркульский и крыккудукский комплексы) [Магматические комплексы..., 1982; Магматизм..., 1987; Спиридонов, 1991]. При этом наиболее крупные массивы приурочены к зонам развития вулканических комплексов среднего и верхнего ордовика, в то время как для зон, сложенных флишевыми комплексами, характерны единичные небольшие массивы. Все комплексы имеют многофазное строение: первая фаза, как правило, образована габбро и габбро-диоритами, вторая – кварцевыми диоритами и гранодиоритами, слагающими до 80% площади массивов, а третья – гранитами. Возраст этих комплексов обоснован в основном возрастом прорываемых и перекрывающих толщ, а также большим объмом K-Ar изотопных данных. В последнее время для некоторых комплексов также получены U-Pb данные, позволяющие относить гранитоиды этих комплексов к ашгильскому веку (около 450 млн лет) [Летников и др., 2009]. Наиболее детально строение и состав гранитоидов, прорывающих вулканогенно-осадочные толщи среднего-позднего ордовика, изучены в Северном сегменте пояса и описаны в главе II.II.

Позднеордовикские гранитоиды, кроме вулканогенно-осадочных толщ Чингиз-Северотяньшаньского пояса, прорывают комплексы, располагающиеся в его тылу, докембрийские сиалические массивы. Интрузивы этого возраста широко распространены в пределах Кокчетавского, Улутауского, Чуйско-Кендыктасского и Каратауского сиалических массивов (зерендинский, малокаратауский, отдельные интрузивы крыккудукского и курдай-чатыркульского комплексов).

Строение гранитоидов этого типа детально изучено в пределах Кокчетавского и Каратауского массивов. Позднеордовикские гранитоиды Кокчетавского массива представлены зерендинским комплексом [Магматические комплексы ..., 1982; Магматизм ..., 1987]. Комплекс объединяет несколько крупных интрузивов, занимающих более 50% площади Кокчетавского массива и прорывающих в основном докембрийские метаморфические образования. В составе комплекса обычно выделяется четыре фазы: первая фаза сложена диоритами и меланократовыми гранодиоритами; вторая фаза имеет наибольшее распространение и представлена порфировидными гранодиоритами и гранитами, слагающими до 65% площади некоторых массивов; третью фаза образуют лейкократовые биотитовые и биотит-роговообманковые граниты; мелкие дополнительные интрузивы четвертой фазы сложены плагиоклазовыми лейкогранитами и гранит-аплитами. Дайковая серия зерендинского комплекса представлена гранит-порфирами, гранофирами, микродиоритами и лампрофирами [Магматизм ..., 1987]. Наиболее крупным в составе комплекса является Зерендинский интрузив, занимающий южную часть Кокчетавского массива. По геофизическим данным этот интрузив имеет гарполитообразную форму. Мощность гранитоидных масс в его южной и центральной частях составляет 5-10 км, а на севере увеличивается до 15 км [Геологическая карта ..., 1981]. Возраст зерендинского комплекса определен по результатам Rb-Sr и U-Pb датирования. Rb-Sr методом датированы валовые пробы гранитов третьей фазы, отобранные в центральной и юго-западной частях Зерендинского интрузива. Были получены две изохроны с общим возрастом 444±9 млн лет [Шатагин, 1994]. U-Pb методом по акцессорному циркону были датированы граниты небольшого Алакольского интрузива, расположенного в восточной части Кокчетавского массива. Полученный результат – 454±14 млн лет, в пределах ошибки совпадает с датировкой гранитов Зерендинского плутона [Летников и др., 2009]. Массивы малокаратауского комплекса имеют небольшие размеры и прорывают нижнепалеозойские карбонатные толщи. В комплексе участвуют породы трех фаз: первая фаза представлена крупнокристаллическими габбро, слагающими ксеноблоки в породах последующих фаз; вторая фаза, имеющая наибольшее распространение, образована гранитами, гранодиоритами, кварцевыми диоритами и адамеллитами; третья фаза сложена лейкократовыми гранитами, которые слагают небольшие тела [Геология и металлогения ..., 1986]. Позднеордовикский возраст комплекса определен Rb-Sr (447±4 млн лет) и K-Ar (451±3 и 455±2 млн лет) методами [Алексеев и др., 1993].

#### Корреляция разрезов, основные закономерности строения и структурного положения средне-позднеордовикских вулканогенно-осадочных комплексов различных сегментов Чингиз-Северотяньшаньского пояса

В различных сегментах пояса вулканогенно-осадочные, терригенные и терригеннокарбонатные толщи имеют не только близкий возраст, общие черты строения и структурного положения, но и некоторые особенности. Выявление общих закономерностей и различий однотипных комплексов может быть выявлено при сопоставлении средне-верхнеордовикских комплексов различных сегментов пояса.

Средне-позднеордовикские вулканогенноосадочные толщи Чингиз-Северотяньшаньского пояса перекрывают комплексы, формирование которых происходило в пределах различных структур. К таким структурам относятся: докембрийские сиалические массивы, верхи разреза которых представлены досреднеордовикскими терригенно-карбонатными и кремнисто-терригенно-карбонатными чехлами или риолит-базальтовыми рифтогенными сериями, а также комплексы кембрийско-раннеордовикских островных дуг, входящих в состав Сарыаркинского пояса. В Юго-Западном и Северном сегментах вулканогенно-осадочные толщи Чингиз-Северотяньшаньского пояса перекрывают как докембрийские массивы, так и образования Сарыаркинского пояса, а в Северо-Восточном и Восточном сегментах – только комплексы Сарыаркинского пояса.

Средне-позднеордовикские вулканогенноосадочные толщи Чингиз-Северотяньшаньского пояса, как правило, с несогласием залегают на более древних комплексах. При этом несогласия отмечаются как в основании наиболее древних среднеордовикских толщ, так и в подошве некоторых более молодых комплексов.

Несогласия в основном являются слабыми угловыми, а подстилающие толщи, как правило, имеют раннеордовикский или раннелланвирнский возраст, хотя на некоторых участках отмечаются несогласные налегания на докембрийские и кембрийские комплексы. Наиболее отчетливо такие несогласия проявлены в Восточном, Северо-Восточном и Юго-Западном сегментах пояса. В ряде случаев первичные стратиграфические соотношения могут быть осложнены более молодыми разрывными нарушениями (Северный сегмент). Вулканогенно-осадочные толщи Чингиз-Северотяньшаньского пояса деформированы в крупные линейные складки, при этом сильнее всего дислоцированы флишевые толщи. В то же время для комплексов пояса не характерны покровно-складчатые структуры.

Чингиз-Северотяньшаньский пояс также как и более молодые варисцийские структуры испытал вторичные деформации, и его очертания представляют собой ороклин, нарушенный позднепалеозойско-раннемезозойскими сдвигами. Для Юго-Западного и Северного сегментов пояса характерно наличие параллельно протягивающихся зон, сложенных вулканогенно-осадочными комплексами, и зон, образованных флишевыми, терригенными грубообломочными и терригенно-карбонатными толщами. При этом зоны, сложенные терригенными толщами, занимают в ороклине внутреннее положение (ближе к варисцидам Джунгаро-Балхашской области), а зоны, в строении которых участвуют вулканогенно-осадочные толщи – внешнее. В Северо-Восточном и Восточном сегментах такого четкого разделения зон не выявлено, здесь в разрезах чередуются вулканогенные, вулканогенно-осадочные и флишевые толщи.

Во всех сегментах пояса отчетливо выделяются два стратиграфических уровня проявления вулканизма, в промежутке между которыми происходило накопление флишоидных и туфогенно-терригенных толщ (рис. 54, 55). Наиболее древним является уровень конца среднего ордовика (поздний лланвирн – самое начало карадока), который выявлен во всех сегментах пояса. Лучше всего среднеордовикский возраст вулканитов этого уровня обоснован в Восточном, Северном и Юго-Западном сегментах. Время второго проявления вулканической активности различно и изменяется по простиранию пояса. В Юго-Западном, Северном

и Северо-Восточном сегментах это середина карадока, а Восточном сегменте – конец карадока – ранний ашгилл. Таким образом, по простиранию пояса от Юго-Западного сегмента к Восточному происходит омоложение второго уровня вулканической активности (рис. 54, 55). Аналогичные закономерности отмечены и для кембрийско-нижнеордовикских вулканических комплексов Сарыаркинского пояса. Для некоторых сегментов также отмечается омоложение возраста вулканических серий вкрест простиранию структур от внешних зон ороклина к внутренним (Восточный и Северный сегменты). После завершения вулканизма происходит накопление терригенно-карбонатных или грубообломочных терригенных толщ, при этом в некоторых зонах формируются рифовые карбонатные постройки (Степнякская зона).

В зонах, образованных терригенными и терригенно-карбонатными толщами, разрез может быть разделен на две части. Нижняя часть, синхронная формированию вулканических комплексов, сложена кремнисто-туфогенными, флишевыми и туфогенно-терригенными толщами, а верхняя, накопление которой происходило после прекращения вулканической деятельности, образована терригенно-карбонатными и грубообломочными толщами.

#### Особенности состава вулканических и плутонических комплексов Чингиз-Северотяньшаньского пояса

Изучение петрогеохимических особенностей средне-верхнеордовикских вулканических комплексов различных сегментов Чингиз-Северотяньшаньского пояса показывает, что они обладают как многими общими чертами, так и некоторыми особенностями.

Вулканиты во всех сегментах относятся к дифференцированным сериям, при этом в разрезах преобладают вулканиты основного, средне-основного и среднего состава (табл. 20). Дациты и более кислые породы встречаются в незначительных объемах (не более 10%). Эффузивы во всех сегментах имеют порфировые структуры, во вкрапленниках преобладает плагиоклаз, реже встречается амфибол, еще реже пироксен. Большая часть эффузивов принадлежит к высококалиевой известково-щелочной и известково-щелочной сериям. В ограниченных объемах присутствуют вулканиты шошонитовой серии (рис. 56, 57). Всем вулканитами



Темно-серый фон – среднеордовикские вулканиты, светло-серый фон – верхнеордовикские вулканиты, белый фон – терригенные и терригенно-карбонатные по-роды. Остальные условные обозначения см. на рис. 23 Рис. 54. Схема сопоставления разрезов средне-верхнеордовикских комплексов Юго-Западного и Северного сегментов Чингиз-Северотяньшаньского вулканического пояса. Составлена с использованием [Минервин и др., 1974; Чу-Илийский ..., 1980; Геология ..., 1987; Никитин, 1972]



№ п/п	1	2	3	4	5	6
№ проб	BZ005	B7006	B7-002	B7-003	B7004	P 637/1
SiO	58.33	57.20	57 99	57.83	47.31	45.62
TiO	0.79	0.91	0.51	0.58	0.65	1 44
	15.70	15.32	17.66	17.65	10.92	16.98
Fe O	4 17	4 70	2 54	4 31	9.12	7 87
FeO	3.82	3 89	3.16	2 7	4 04	3 76
MnO	0.06	0.15	0.09	0.1	0.20	0.24
ΜσΟ	2 63	2 73	3 21	3 63	9.56	6.51
CaO	2,03	3 55	2.2	1.83	11.32	5 25
Na O	6.81	5 94	4 72	7 35	2 46	3.14
K O	2 31	2 23	4 75	0.54	1.05	1 40
	0.37	0.61	0.45	0,51	0.24	0.30
	1.81	2 27	2.84	2 42	2.98	7 25
11.11.11. CVMM9	00.61	2,27	100.16	2,72	2,98	00.76
V	128	140	112	134	39,05	99,70
Cr	32.4	10.0	10.0	15.0	224	-
	11.7	19.0	11.5	14.3	A2 3	-
Ni	11.7	12.5	11.5	10.0	42.5	-
Zn	65.4	128	67.8	01.4	42.5	-
	18.4	20.5	17.0	17.7	12.6	-
Dh	21	20.5	17.0	6	12.0	-
KU Sn	199	205	901	745	15	-
V SI	27	205	16	15	12	-
	158	140	136	13	13	-
Nh	0.4	0	11.0	11 1	42.5	-
Ro Ro	5.4	710	1250	212	2.5	-
Da Lo	34.0	/10	20.8	213	401	-
	74.0	97.0	29.0 56.2	50.0	22.2	-
Dr.	0.38	07.0	6.20	59.0	32.2 A 32	-
Nd	25.5	11.2	0.20	0.95	19.7	-
Sm	55.5	40.5	22.0	24.0	10.7	-
5m Fu	1.00	9.19	4.00	1.25	4.55	-
Eu	6.24	2.70	1.20	2.91	2.62	-
Th	0.24	1.22	0.49	0.54	0.47	-
Dv	0.88	5.07	2.86	2.62	2.60	-
Dy Ho	4.88	1.20	2.80	2.03	2.00	-
En En	0.94	2.11	1.22	1.29	0.46	-
Tm	2.30	5.11	1.52	1.28	0.21	-
	0.47	0.55	0.23	1.29	1.00	-
YD Lu	2.04	2.04	1.50	1.38	1.09	-
LU TIE	0.30	0.43	0.23	0.25	0.10	-
	5.9	5.7	5.2	).4 0.5	1.2	-
	0.4	7.00		0.5	0.1	-
ГU Ть	1.90	5.2	67	70	7.55	-
	3.9	5.5 1.7		/.0	2.5	-
U	2.4	1./	3.1	3.3	0.9	-

*Таблица 20.* Содержания породообразующих оксидов (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) в породах среднего и верхнего ордовика Юго-Западного (хребет Кендыктас) и Северо-Восточного (Ащикольская зона) сегментов Чингиз-Северотяньшаньского пояса

*Примечание*. 1–5 – породы Ащикольской зоны Северо-Восточного сегмента. 1, 2 – андезиты ащикольской свиты, 3, 4 – андезиты балшикбайской свиты в, 5 – базальтовый туф коскольской свиты, 6 – базальт ргайтинской свиты (хребет Кендыктас)



Рис. 56. Диаграммы Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (A, Д), K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (Б, Е), TiO<sub>2</sub> – FeO\*/MgO (B, Ж), MnO\*10 – TiO<sub>2</sub> – P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>\*10 (Г, 3) для средне-верхнеордовикских вулканических пород Юго-Западного и Северного сегментов Чингиз-Северотянышаньского пояса (составлены с использованием данных Е.П. Мамонова, М.З. Новиковой) *1* – базальты, трахибазальты, трахиандезиты ргайтинской свиты O<sub>2</sub> (хребет Кендыктас, Юго-Западный сегмент); 2, *3* – вулканиты Северного сегмента (Степнякская зона): *2* – базальты, андезибазальты, андезиты, дациты сагской серии O<sub>2</sub>, *3* – базальты, трахибазальты, андезибазальты майлисорской свиты O<sub>3</sub>. Остальные условные обозначения см. на рис. 24



Рис. 57. Диаграммы Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (A, Д), K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (Б, Е), TiO<sub>2</sub> – FeO\*/MgO (В, Ж), MnO\*10 – TiO<sub>2</sub> – P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>\*10 (Г, 3) для средне-верхнеордовикских вулканических пород Северо-Восточного и Восточного сегментов Чингиз-Северотяньшаньского пояса (составлены с использованием данных [Магматические комплексы ..., 1982], Б.Ф. Хромыха, А.В. Рязанцева)

1–4 – вулканиты Северо-Восточного сегмента (Бощекульская и Кендыктинская зоны): 1 – трахиандезиты, трахидациты, трахиты ащикольской свиты О<sub>2</sub>, 2 – андезибазальты, трахиадезиты баянскоц свиты О<sub>3</sub>, 3 – трахиандезибазальты, трахиандезиты и трахиты балшикбайской свиты О<sub>3</sub>, 4 – базальты, трахибазальты, трахиандезибазальты, трахиандезиты и дациты тынкудукской свиты О<sub>3</sub>; 5, 6 – вулканиты Восточного сегмента: 5 – базальты, андезибазальты, андезиты, дациты абаевской свиты О<sub>2</sub> (Центрально-Чингизская зона), 6 – базальты, трахиандезибазальты, трахиандезиты, дациты намасской свиты О<sub>3</sub> (Абралинская зона). Остальные условные обозначения см. на рис. 24 среднего и верхнего ордовика свойственны невысокие значения индекса магнезиальности (Mg# от 0.4 до 0.6). Характерной особенностью вулканитов Северного и Юго-Западного сегмента является поперечная петрохимическая зональность, выражающаяся в увеличении щелочности и, прежде всего, содержаний К<sub>2</sub>О с запада на восток вкрест простирания вулканического пояса. На дискриминантных диаграммах, составленных с использованием петрогенных элементов, точки составов вулканитов основного и среднего состава попадают в поля известково-щелочных базальтов, реже – островодужных толеитов (рис. 56, 57).

Закономерности распределения редкоземельных элементов и элементов примесей изучены у эффузивов Северного и Восточного сегментов пояса и детально рассмотрены в части II.

Вулканиты обоих сегментов имеют близкие спектры распределения РЗЭ, характеризующиеся умеренным фракционированием и слабо проявленной европиевой аномалией. Мультиэлементные диаграммы редких элементов этих вулканитов также близки друг к другу и демонстрируют обогащение элементами-примесями с большим ионным радиусом (Cs, Ba, K, Sr), при значительном дефиците Nb и Ti. Такие черты типичны для надсубдукционных вулканических серий островных дуг. К этим же сериям относятся вулканиты этих сегментов на дискриминантных диаграммах, построенных с использованием элементов-примесей.

Изотопный состав Sr и Nd изучен только для вулканитов и вулканогенно-осадочных пород Восточного сегмента и детально рассмотрен в главе II.I. Эти исследования показали, что изотопный состав Sr и Nd в вулканитах среднего и верхнего ордовика близок друг к другу и в целом является примитивным  $\varepsilon$ Nd = 4.1–5.9; (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub> = 0.7037–0.7045. При этом дациты по изотопному составу не отличаются от более основных эффузивов.

Таким образом, на основании изучения особенностей состава вулканитов Чингиз-Северотяньшаньского пояса можно предполагать, что их формирование происходило в пределах островодужной системы, а источником являлись перидотиты мантийного клина, подвергшиеся метасоматозу флюидами, выделившимися из субдуцированной океанической плиты. Первичные магмы, вероятно, подверглись дифференциации в промежуточных очагах, которые

располагались на значительных глубинах в фундаменте островной дуги. О значительных глубинах свидетельствуют повышенная щелочность большей части вулканитов и достаточно сильное фракционирование редких земель. При этом вкрест простирания дуги происходило углубление очагов, которое приводило к увеличению щелочности эффузивов. Процессы фракционирования первичных расплавов могли сопровождаться их контаминацией материалом фундамента дуги. Однако отсутствие больших объемов кислых вулканитов, их примитивный изотопный состав, свидетельствует об их происхождении в результате дифференциации основных расплавов и небольшом значении процессов контаминации.

Особенности состава гранитоидов позднего ордовика хорошо изучены в Северном сегменте пояса (крыккудукский комплекс) и на Кокчетавском массиве (зерендинский комплекс) [Шатагин и др., 2001] и детально рассмотрены в главе II.II.

В составе крыккудукского комплекса преобладают гранодиориты, в меньшей степени развиты граниты, а в зеренидинском, напротив, основную роль играют граниты. Породы крыккудукского и зерендинского комплексов различаются по содержанию щелочей и, прежде всего, К<sub>2</sub>О. Породы крыккудукского комплекса относятся к известково-щелочной, зерендинского - к высококалиевой известково-щелочной серии, что подчеркивает поперечную петрохимическую зональность, выявленную для вулканогенных пород. По распределению РЗЭ и элементов-примесей оба комплекса могут быть отнесены к типичным надсубукционным образованиям. Гранитоиды крыккудкского комплекса имеют более примитивный изотопный состав Sr и Nd, чем граниты зерендинского комплекса.

Анализ данных о составе гранитоидов позднего ордовика Северного сегмента Чингиз-Северотянышаньского пояса позволяет сделать вывод о том, что их источником являлись нижнекоровые магматические комплексы основного состава, имевшие позднедокембрийский возраст. Петрогеохимические и изотопные различия гранитоидов крыккудукского и зерендинского комплексов могут быть связаны с разной степенью контаминации родоначальных расплавов материалом докембрийских сиалических комплексов, входивших в фундамент островной дуги.

#### Обстановки формирования комплексов Чингиз-Северотяньшаньского пояса

Строение разрезов, структурное положение и особенности состава вулканических и плутонических пород Чингиз-Северотяньшаньского вулканического пояса позволяют сделать вывод, что их формирование происходило в пределах крупной протяженной (не менее 3000 км) островной дуги. Дуга имела гетерогенный фундамент, в состав которого входили как докембрийские сиалические комплексы, так и вулканогенно-осадочные кембрийско-нижнеордовикские образования Сарыаркинского пояса. На протяжении среднего и позднего ордовика в пределах островной дуги сформировались мощные вулканогенно-осадочные толщи, преимущественно средне-основного состава. Параллельно вулканической дуге протягивался преддуговой прогиб, комплексы которого смещены относительно вулканогенных толщ в более внутренние зоны (ближе к Джунгаро-Балхашской области) Казахстанского ороклина. Накопление флишевых, грубообломочных терригенных и терригенно-карбонатных толщ в Юго-Западном и Северном сегментах этого прогиба происходило на протяжении всего среднего и позднего ордовика. В то же время в Северо-Восточном и Восточном сегментах отмечается миграция вулканического фронта в сторону прогиба, что привело к перекрытию терригенных среднеордовикских толщ позднеордовикскими вулканическими комплексами. В этих сегментах параллельно вулканической дуге в конце ордовика сформировалась невулканическая дуга, которая маркировалась рифовыми известняками.

На основании данных о петрохимической зональности, положении преддугового прогиба и миграции вулканического фронта можно предположить, что дуга фронтально была обращена во внутрь Казахстанского ороклина – в сторону Джунгаро-Балхашской области. Источниками вулканитов послужили перидотиты набсубдукционного мантийного клина, метасоматизированные флюидами, выделившимися из субдуцированной океанической плиты. Эти первичные расплавы претерпели дифференциацию в промежуточных камерах, которые располагались на различных уровнях фундамента дуги. Не отмечено значительного взаимодействия базитовых расплавов с сиалическим фундаментом, что может свидетельствовать либо о достаточно глубоком положении промежуточных очагов (на границе коры и мантии), либо о близости состава комплексов фундамента дуги и базитовых расплавов. В последнем случае фундамент дуги может быть образован близкими по составу комплексами Сарыаркинского пояса (Северный и Восточный сегменты пояса).

Заключительным этапом магматической активности в Юго-Западном и Северном сегментах пояса явился мощный гранитоидный магматизм, охвативший также и расположенные в тылу докембрийские сиалические массивы. Внедрение гранитоидов произошло после прекращения вулканизма и накопления терригенно-карбонатных толщ в самом конце ордовика. Гранитоиды обладают всеми особенностями надсубдукционных комплексов и имеют нижнекоровое происхождение.

Таким образом, Чингиз-Северотяньшаньский пояс может рассматриваться как островная дуга с гетерогенным фундаментом, в Юго-Западном и Северном сегментах эта дуга имела сиалическое основание, а в Северо-Восточном и Восточном - кору переходного типа. Современными аналогами этой дуги могут являться энсиалические островные дуги Юго-Восточной Азии, Филиппин и Японии. Отличительной Чингиз-Северотяньшаньской особенностью дуги является субаквальный характер вулканизма. Гетерогенность фундамента различных сегментов дуги подчеркивается широким распространением гранитоидов в тех сегментах, где сиалические докембрийские комплексы играют большую роль. Мощный фундамент Чингиз-Северотяньшаньской дуги явился причиной простой структуры ее комплексов, которая представлена в основном крупными складками и крутопадающими разрывными нарушения. При этом наиболее значительные деформации характерны для терригенных толщ преддугового прогиба.

## ГЛАВА І.ІІІ. ЕСКЕМБАЙ-БАЛКЫБЕКСКИЙ ОФИОЛИТОВЫЙ ПОЯС

Ескембай-Балкыбекский офиолитовый пояс располагается на северо-востоке и востоке каледонид Казахстана, где отделяет Сарыаркинский и Чингиз-Северотяньшаньский вулканические пояса от Байдаулет-Акбастауского. Офиолитовый пояс представляет собой узкую шовную структуру, в строении которой участвуют фрагменты офиолитовых разрезов, меланжи, серпентинитовые базальтовые, кремнисто-базальтовые и кремнистые толщи, а также флишевые и олистостромовые комплексы, которые имеют сложную покровноскладчатую структуру. Офиолитовый пояс также как и обрамляющие его вулканические пояса подвергся средне-позднепалеозойским деформациям в горизонтальной плоскости, связанным с формированием Казахстанского ороклина, а позднепалеозойско-раннемезозойские сдвиги расчленили его на отдельные сегменты. В поясе выделяется два сегмента, разделенные Центрально-Казахстанским правым сдвигом: Северо-Западный сегмент протягивается в северо-восточном направлении на 400 км и объединяет комплексы Ескембай-Ангренсорской и Топакской зон: Юго-Восточный сегмент представлен комплексами Маялжен-Балкыбекской зоны. имеет югозападное простирание и протяженность около 400 км. Общая протяженность офиолитового пояса составляет около 800 км.

#### Комплексы Северо-Западного сегмента

В строении Северо-Западного сегмента участвуют комплексы Ескембай-Ангренсорской, Топакской зон. Ескембай-Ангренсорская зона имеет значительную протяженность и является маркирующей в северо-западном сегменте, в то время как комплексы Топакской зоны развиты только на небольшом участке в районе горы Толпак (рис. 58, см. цв. вклейку).

Ескембай-Ангренсорская зона прослеживается по выходам крупных ультрабазитовых массивов и кремнисто-базальтовых толщ на нескольких участках (с юго-запада на северо-Ескембай, восток): Агырек, Косгомбай, Кызыл-Тумсек, Бараншокы, Одак, Жаман- и Жаксы-Букумбай, Адильбек-Ангренсорский и Кураминский. Офиолитовые аллохтоны либо слагают пакеты тектонических пластин. помещенные внутрь верхнеордовикских олистостромовых толщ, либо слагают шарьяжи, залегающие на дислоцированных комплексах верхнего ордовика – нижнего силура (рис. 58, см. цв. вклейку, 59). Строение, структура, стратиграфия и состав ультрамафит-габбровых и кремнисто-базальтовых, кремнистых и олистостромовых комплексов ряда наиболее информативных участков Ескембай-Ангресорской зоны были детально изучены в 80-90-х годах XX века [Якубчук и др., 1988, 1989; Кузнецов и др., 1990; Степанец, 1992, 2008; Новикова и др., 1993; Дегтярев, Кузнецов, 1996; Степанец и др., 1998; Дегтярев, 1999; Рязанцев, 2005].

Нижние части офиолитовых разрезов в Ескембай-Ангренсорской зоне представлены серпентинитовыми меланжами, содержащими глыбы и отторженцы гарцбургитов, дунитов с линзами хромитов, габброидов, долеритов, базальтов и кремнистых пород. Иногда в меланжах присутствуют серпентинитовые сланцы, амфиболиты и габбро-амфиболиты. Также фрагменты офиолитов слагают глыбы и отторженцы в верхнеордовикских олистостромах.

Наиболее древними стратифицированными образованиями в Ескембай-Ангренсорской зоне являются афировые и порфировые базальты, туфы и туфоконгломераты основного



Рис. 59. Схемы строения ключевых участков Северо-Восточного сегмента Ескембай-Балкыбекского офиолитового пояса, по [Рязанцев, 2005] с использованием данных [Якубчук и др., 1989; Новикова и др., 1993; Степанец и др., 1998]

няки; 5 – средне-верхнеордовикские флишевые толщи; 6 – верхнеордовиские олистостромы; 7 – нижне-среднеордовикские кремнистые и вулканогенно-кремнистые породы гор Агьрек и Косгомбай; 8 – нижне-среднеордовикские кремнисго-вулканогенные толщи гор Толпак; 9–11 – комплексы Сатпаевской зоны Байдаулет-Акбастауского вулканического пояса: 9 – верхнеордовикская вулканогенно-осадочная толша, 10 – нижне-среднеордовикская кремнисто-туфогенная акозекская свита; 1 – фамен-каменноугольные терригенно-карбонатные толщи; 2 – средне-верхнедевонские углеродистые алевролиты и пестроцветные контломераты и песчаники; 3 - нижне-среднедевонские вулканиты смешанного состава; 4-8 - комплексы Ескембай-Балкыбекского офиолитового пояса: 4 - верхнеордовикские рифовые извест-11 – нижнеордовикская базальтовая караулчекинская свита; 12 – серпентинитовый меланж; 13 – относительно ненарушенные разрезы офиолитов; 14 – местонахождения конодонтов и их возраст состава с линзами археоциатовых известняков и алевролитов – агырекская «толща» ленского яруса нижнего кембрия. Эти породы слагают небольшой (110 х 150 м) тектонический блок в верхнеордовикской олистостромой толще в западной части гор Агырек [Ившин, 1978].

Средне-верхнекембрийские образования в этой зоне также представлены только в виде глыб и крупных отторженцев. Глыбы известняков с трилобитами низов амгинского яруса, брахиоподами и конодонтами позднего кембрия присутствуют в олистостроме в горах Агырек [Конева, 1979]. Кремни с конодонтами позднего кембрия слагают крупные отторженцы в серпентинитовом меланже в горах Жаман-Букумбай и глыбы в олистостромовой толще в ур. Одак [Рязанцев, 2005].

Кремнисто-базальтовые и кремнистые толщи нижнего-среднего ордовика детально изучены центральной (горы Агырек, Косгомбай, Кызыл-Тумсык) и юго-западной (горы Ескембай) частях зоны, где они слагают различного размера тектонические пластины (рис. 58, см. цв. вклейку, 59). В горах Агырек выделяются фрагменты двух кремнисто-базальтовых разрезов, различающихся составом эффузивов и возрастным диапазоном. Трахибазальт-туфогеннокремнистая толща мощностью около 150 м охарактеризована конодонтами среднего и позднего аренига [Степанец и др., 1998; Степанец, 2008]. Близкая по составу кремнистобазальтовая толща выделена в горах Ескембай, где она сложена подушечными вариолитовыми, реже миндалекаменными, базальтами с редкими линзовидными прослоями кремнистых туффитов с конодонтами аренига. Мощность этой толщи не превышает 300 м. [Дегтярев, Кузнецов, 1996]. Базальт-туффитовая толща гор Агырек мощностью 200-600 м образована афировыми и миндалекаменными базальтами с прослоями туфосилицитов и яшм, содержащих конодонты середины аренига [Степанец и др., 1998; Степанец, 2008]. Кремнистые толщи Ескембай-Ангренсорской зоны объединены в косгомбайскую серию. Фрагмент ее разреза детально изучен в горах Агырек, где представлен чередующимися красными яшмами, серыми и белыми кремнями, фтанитами и кремнистыми алевролитами в которых собраны конодонты раннего, среднего и позднего аренига, мощность этого разреза около 20 м [Степанец и др., 1998; Степанец, 2008]. В отдельных глыбах кремней собраны конодонты раннего лланвирна [Новикова и др., 1993]. Близкий состав и возрастной диапазон имеют кремнистые толщи и на других участках Ескембай-Ангренсорской зоны [Дегтярев, Кузнецов, 1996; Степанец и др., 1998; Степанец, 2008]. На основании сборов конодонтов в разных частях Ескембай-Ангренсорской зоны возраст косгомбайской серии, вероятно, охватывает интервал всего аренига и лланвирна при мощности не более 50 м. Принадлежность к разрезу серии кремнистых пород с конодонтами позднего кембрия в настоящее время не доказана.

Для Ескембай-Ангренсорской зоны характерно широкое распространение флишоидноолистостромовых толщ, которые включают кремнисто-базальтовые и кремнистые пластины. Флишоидная толща развита на небольшой площади в западной части гор Агырек, где она залегает на яшмах косгомбайской серии, совместно с которыми участвуют в строении тектонических покровов. В западной части гор Агырек эта толща сложена зелено- и сероцветными полимиктовыми песчаниками и алевролитами с линзами полимиктовых гравелитов и редкими прослоями туфогенно-осадочных пород. В разрезе отмечается ритмичное переслаивание разностей с градационным распределением материала. Мощность свиты около 900 м. Важной особенностью является наличие в ее разрезе олистолитов и олистоплаков кремнистых пород с конодонтами раннего ордовика.

Олистостромовые толщи широко pacпространены на протяжении всей Ескембай-Ангренсорской зоны. Эта толща характеризуется крайне неравномерным распределением обломочного материала различной размерности и состава, отсутствием нормальных осадочных структур и стратификации. На отдельных участках большую часть объема толщи занимают осадочные брекчии и конглобрекчии, включающие «запечатанные» тектонические покровы, крупные глыбы и олистоплаки кремней, базальтов, ультрамафитов и габброидов. Характерной особенностью этих толщ является присутствие в них глыб верхнеордовикских органогенных известняков. В горах Агырек олистостромовая толща без несогласия перекрывает флишоидную, а на других участках занимает самое низкое структурное положение. Мощность олистостромовой толщи достигает 850-1000 м [Новикова и др., 1993; Дегтярев, Кузнецов, 1996].

Ордовикский разрез в центральной части Ескембай-Ангренсорской зоны (район гор Агы-

рек, Косгомбай и Жаман-Букумбай, ур. Одак) завершается оройской свитой, которая согласно перекрывает олистостромовую толщу. В разрезе свиты преобладают тонкослоистые алевролиты и их кремнистые разности, пестроокрашенные, но чаще вишневые, в нижней части, зеленосерые – в верхней. Песчаники и карбонатные породы слагают тонкие прослои среди алевролитов. Мощность оройской свиты составляет около 1000–1100 м. Позднеордовикский возраст обоснован находками кораллов и граптолитов верхов ашгилла [Никитин, 1972].

Комплексы Толпакской зоны развиты на небольшом участке в центральной части Северо-Западного сегмента в окрестностях горы Толпак. В этой зоне выявлены сильно тектонизировнные полные офиолитовые разрезы, слагающие пакет тектонических покровов надвинутые на комплексы Ескембай-Ангренсорской зоны (рис. 59). В Топакской зоне выделяются Нижнеи Верхнетолпакский покровы, сложенные различающимися по строению и петрохимическим особенностям, но близкими по возрасту офиолитовыми ассоциациями [Кузнецов и др., 1990; Новикова и др., 1993; Степанец, 2008].

Нижнетолпакский покров образован (снизу вверх): серпентинизированными гарцбургитами и дунитами, расслоенным дунит-верлитклинопироксенитовым комплексом (300 м), габброидами (300–350 м) с кварцевыми диоритами, дайками диабазов (550–600 м). Базальты с прослоями туфосилицитов и фтанитов (250–300 м) повсеместно сорваны со своего меланократового основания, интенсивно брекчированы.

Офиолиты Верхнетолпакского покрова включают серпентинизированные гипербазиты, кумулятивные габбро и габбро-нориты (50 м), офитовые габбро-долериты, переходящие в комплекс параллельных даек (300 м), кварцевые диориты и плагиограниты. Вулканогеннокремнистые образования покрова объединены в толпакскую серию нижнего-среднего ордовика, состоящую из базальтовой и кремнистотерригенной толщ.

Базальтовая толща сложена преимущественно базальтами, которые слагают потоки мощностью от 5 до 25, чаще 15 м. Базальты разделены прослоями и пачками кремнистых алевролитов, туфосилицитов, пепловых туфов и туффитов кислого состава. Нижняя граница толщи с комплексом диабазовых даек тектоническая, часто вместе с последними базальты превращены в тектонические брекчии. Мощность толщи около 300 м. В средней части разреза в прослое тонкополосчатых вишневокрасных и зеленых кремнистых алевролитов и туффитов собраны конодонты нижней части позднего аренига. На основании этих находок возраст толщи принят позднеаренигским.

Кремнисто-терригенная толща перекрывает базальты и состоит из пестроокрашенных слабо кремнистых алевролитов, туфоалевролитов, туффитов, разнозернистых вулканомиктовых и полимиктовых песчаников, гравелитов, осадочных брекчий. По преобладанию различных типов пород толща делится на две пачки.

В нижней преобладают темно-вишневые, серовато-красно-вишневые кремнистые алевролиты и туффиты с тонкими прослойками и линзами пеплового и вулканомиктового материала, с прослоями зеленовато- и буроватосерых туффитов. В обломках преобладают породы офиолитовой ассоциации (в основном базальты), а также кремнистые алевролиты и туффиты, вулканиты дацитового и андезитового состава, плагиоклазы и пироксены. Мощность нижней пачки 300–350 м.

В разрезе верхней пачки основную роль играют несортированные осадочные брекчии и конглобрекчии с редкими маломощными линзами алевролитов, песчаников и гравелитов. В песчано-конгломератовую массу включены крупные глыбы и фрагменты пластов вишневых и зеленых кремнистых алевролитов и туффитов, песчаников, реже базальтов, диабазов, габброидов. Распределение глыб по площади крайне неравномерное. Мощность верхней пачки около 150 м, всей толщи – около 500 м.

В нижней пачке собраны конодонты раннего лланвирна, что позволяет относить всю толщу в среднему ордовику.

#### Комплексы Юго-Восточного сегмента

В строении Юго-Восточного сегмента принимают участие комплексы Маялжен-Балкыбекской зоны, расположенной на юго-западе Чингиз-Тарбагатайского региона. Необходимо отметить, что кембрийско-нижнеордовикские комплексы бассейнов с океанической корой Токайско-Акчатауской и Абралинской зон Восточного сегмента Сарыаркинского пояса по составу и строению разрезов аналогичны одновозрастным образованиям Маялжен-Балкыбекской зоны. Однако в отличие последних, комплексы, участвующие в строении Сарыаркинского пояса, тектонически совмещены с кембрийско-нижнеордовикскими островодужными комплексами и стратиграфически перекрыты средне-верхнеордовикскими вулканитами Чингиз-Северотяньшаньского пояса.

Маялжен-Балкыбекская зона разделена Акбастауским правым сдвигом на две части: северо-западную – окрестности хребта Маялжен и юго-восточную – бассейн рек Баканас, Балга, Балкыбек, Арсалан, хребет Кызылжал и горы Акирек. Покровно-складчатая структура и строение нижнепалеозойских комплексов этих участков детально описаны автором [Дегтярев, 1999]. Поэтому здесь следует остановиться на наиболее общих закономерностях и данных, полученных в последние годы.

В окрестностях хребта Маялжен нижнепалеозойские комплексы слагают пакет тектонических пластин, надвинутых в западном направлении на нижнесилурийские терригенные толщи. В бассейне рек Балга, Балкыбек и Арсалан кембрийские и ордовикские образования слагают пакет смятых в складки тектонических покровов (рис. 60, см. цв. вклейку). Тектонические пластины, сложенные базальтовыми, кремнисто-базальтовыми и кремнистыми толщами, а также комплексом меланократовых метаморфических пород, расслоены верхнеордовикским олистостромом. Фрагменты ультрамафит-габбровых комплексов развиты ограниченно и представлены тектоническими линзами серпентинитов, а также небольшим массивом габбро, габбро-норитов и клинопироксенитов (бассейн р. Арсалан).

Наиболее древним стратифицированным комплексом является базальтовая балкыбекская свита, занимающая значительные площади в бассейне рек Баканас и Балкыбек (рис. 61). Нижняя часть свиты образована грубообломочными туфами базальтового состава, с отдельными потоками базальтов. Верхи разреза сложены афировыми, реже порфировыми, в основном массивными субщелочными базальтами с прослоями и линзами серых и розовых известняков с археоциатами атдабанского яруса нижнего кембрия, туфами и лавобрекчиями основного состава. Мощность свиты может достигать 1000 м [Жаутиков и др., 1976].

Среднекембрийские комплексы наиболее широко представлены в окрестностях хребта Маялжен, где в их строении участвуют миндалекаменные базальты, туфы и лавобрекчии основного состава с прослоями серых кремней, фтанитов и линзами известняков с трилобитами амгинского и майского ярусов среднего кембрия. Мощность вулканогенной толщи около 1000 м. Более высокое положение занимают слабослоистые серые кремни и фтаниты с конодонтами позднего кембрия, кремнистые алевролиты и мелкозернистые песчаники мощностью около 250 м [Дегтярев, 1999].

Среднекембрийские образования известны также в верховьях р. Балкыбек. Здесь на комплексе меланократовых метаморфических породах залегают песчаники и алевролиты, содержащие известняки с трилобитами низов амгинского яруса среднего кембрия [Геология ..., 1977]. Здесь же присутствуют обломочные породы с известняками верхнего кембрия. Положение в терригенном разрезе известняков со средне- и верхнекембрийскими органическими остатками в настоящее время достоверно не установлено, не исключено, что карбонаты слагают глыбы в олистостромовой толще ордовикского возраста.

Позднекембрийские плутонические породы, прорывающие базальты балкыбекской свиты, выявлены среди комплексов Юго-Восточного сегмента только в последние годы [Дегтярев и др., 2008]. Эти породы слагают Жимбайский массив роговообманковых плагиогранитов, который прорывает базальты нижней части балкыбекской свиты. Для проведения U-Pb геохронологических исследований из плагиогранитов была отобрана проба CH-133 – 48°21'58.3" с.ш., 78°48'48.0" в.д. (рис. 61)

Акцессорный циркон, выделенный из плагиогранитов пробы CH-133, представлен прозрачными идиоморфными и субидиоморфными кристаллами желтоватой окраски (рис. 62а I–IV). Кристаллы обладают короткопризматическим, призматическим и длиннопризматическим, призматическим и длиннопризматическим габитусом и огранены комбинацией призм {100}, {110} и дипирамид {111}, {122} и {112} (рис. 1а I–IV, см. цв. вклейку). Размер зерен изменяется от 85 до 200 мкм;  $K_{yan}$ =2.5– 3.2. При микроскопическом изучении, а также в режиме катодолюминесценции в цирконе наблюдается четкая ростовая зональность (рис. 626 V, VII). Нередко зерна циркона обогащены мелкими рудными включениями.

Для изотопных исследований были использованы три навески наиболее «чистых» идиоморфных кристаллов циркона из фракций 85–100 и 100–150 мкм (табл. 21). Как видно из табл. 22 и рис. 63, исследованный циркон кон-





верхнекембрийские кремни; 7, 8 – нижнекембрийская балкыбекская свита: 7 – базальты с линзами водорослевых и археоциатовых известняков, 8 – туфы и эффузивы *I* – кайнозойские отложения; 2 – верхнеордовикские флишоидно-олистостромовые толши; 3 – верхнеордовикские андезиты с линзами известняков; 4, 5 – нижнесреднеордовикская ушкызыльская свита: 4 – яшмы, кремнистые алевролиты, 5 – песчаники, алевролиты, кремнистые алевролиты, линзы известняков; 6 – основного состава; 9 – позднекембрийские роговообманковые плагиограниты Жимбайского массива; 10 – местонахождения: а – конодонтов, б – археоциатов; 11 – гочка отбора пробы для геохронологических исследований и ее номер; 12 – разрывные нарушения: а – границы тектонических покровов, б – прочие



**Рис. 62.** Микрофотографии кристаллов циркона из плагиогранитов Жимбайского массива (проба CH-133), выполненные на сканирующем электронном микроскопе ABT 55: *a* – I–IV – в режиме вторичных электронов; *б* – V–VII – в режиме катодолюминесценции



**Рис. 63.** Диаграмма с конкордией для цирконов из плагиогранитов Жимбайского массива (проба CH-133). Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 22

*Таблица 21*. Результаты U-Pb изотопных исследований циркона из плагиогранитов Жимбайского массива (проба CH-133)

лет	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	500±14	491±3	510±7
озраст, млн.	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	484±2	487±1	483±1
Bc	$10^{207} Pb/^{235} U$	487±3	$488 \pm 1$	488±2
$Rho^6$		0.41	0.69	0.66
	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	$0.0780 \pm 3$	0.0785±2	0.0778±2
іения	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	0.6150±44	0.6166±12	0.6169±27
Изотопные отношо	$^{208}Pb/^{206}Pb^{a}$	$0.1348 \pm 1$	$0.1287 \pm 1$	$0.1310 \pm 1$
	$^{207}Pb/^{206}Pb^{a}$	0.0572±4	$0.0570 \pm 1$	0.0575±2
	$^{206}Pb/^{204}Pb$	455	3400	1198
гржание, мкг∕г	U	156	147	141
Соде	Pb	14.1	11.8	11.5
Навеска, мг		0.10	0.73	0.22
Размер фракции (мкм) и	ее характеристика	100-150	100-150	85-100
Š	П/П	1	7	3

*Примечания*: <sup>а</sup> – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; *Rho<sup>6</sup>* – коэффициент корреляции ошибок отношений <sup>207</sup>Рb/<sup>235</sup>U – <sup>206</sup>Рb/<sup>238</sup>U. Величины ошибок (2с) соответствуют последним значащим цифрам. кордантен (№ 2, табл. 21) или субконкордантен (№ 1 и 3, табл. 21). Значение конкордантного возраста 488±2 (СКВО=0.51, вероятность=0.47) в пределах погрешности совпадает со средней величиной возраста <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U=485±4 млн лет (СКВО=2.0), рассчитанной для всех проанализированных фракций, и может быть использовано в качестве наиболее точной оценки возраста кристаллизации исследованного циркона [Дегтярев и др., 2008].

Верхнекембрийские кремнисто-базальтовые комплексы распространены в горах Кызылжал и в бассейне руч. Арсалан, где они представлены базальтами с линзами и пачками кремней, фтанитов и яшм. Еще одним элементом кремнистобазальтового разреза являются пачки вулканомиктовых песчаников, валунных и крупногалечных конгломератов, обломки в которых сложены теми же базальтами. Мощность кремнистобазальтового разреза достигает 600-700, в кремнях собраны конодонты позднего кембрия [Дегтярев, 1999]. На этом участке кремнистобазальтовые толщи верхнего кембрия вместе с кремнисто-туфогенной толщей нижнегосреднего ордовика слагают пакеты смятых в складки тектонических пластин (рис. 64).

Юго-западнее хребта Кызылжал верхнекембрийские толщи образуют небольшие блоки, сложенные андезитами, андезибазальтами, базальтами, их туфами, вулканомиктовыми песчаниками и гравелитами с линзами серых и розовых кристаллических известняков с органическими остатками сакского яруса верхнего кембрия. Мощность этой толщи не превышает 150–200 м [Геология СССР..., 1972].

Нижне-среднеордовикские комплексы представлены кремнисто-терригенными, кремнистыми и кремнисто-базальтовыми толщами.

Кремнисто-терригенные толщи с несогласием перекрывают нижнекембрийские базальты балкыбекской свиты и представлены ушкызыльской свитой (рис. 61). Ее разрез начинается с маломощной (10 м) пачки кварцполевошпатовых известковистых песчаников с небольшими линзами известняков, которые по простиранию могут замещаться вулканомиктовыми конгломератами и грубозернистыми песчаниками. Известняки содержат брахиоподы и трилобиты раннего ордовика. Далее разрез наращивается кремнистыми алевролитами и глинистыми яшмами с конодонтами позднего тремадока, выше которых залегают фтаниты, серые кремни, сургучно- и мясо-красные яшмы

*Таблица 22*. Содержания породообразующих оксидов (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) в базальтах нижнего кембрия (балкыбекская свита) Юго-Восточного сегмента Ескембай-Балкыбекского офиолитового пояса

№п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	
№ проб	CH130	CH131	CH132	CH134	БЛ-53/1	БЛ-53/2	БЛ-53/3	БЛ-53/5	
SiO <sub>2</sub>	49,44	47,45	47,88	47,3	46,9	47,68	52,26	48,38	
TiO <sub>2</sub>	2,68	1,95	1,99	3,74	2	1,86	1,9	2,32	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,62	13,54	15,61	13,41	13	13,84	12,55	11,46	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9	11,08	8,36	12,78	9,85	4,84	10,8	12,98	
FeO	4,12	2,36	2,44	3,59	1,65	6,39	0,5	1,01	
MnO	0,16	0,13	0,1	0,17	0,1	0,21	0,1	0,18	
MgO	3,59	4,02	3,65	4,97	4,85	6,23	3,07	4,12	
CaO	5,26	9,62	9,22	3,64	9,53	10,06	8,87	7,14	
Na <sub>2</sub> O	6,63	5	4,8	4,9	4,88	5,5	4,81	3,65	
K <sub>2</sub> O	0,17	0,12	0,79	0,34	0,22	0,84	0,4	0,32	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,33	0,23	0,22	0,68	0,24	0,24	0,16	0,32	
п.п.п.	3,9	4,52	4,07	4,44	6,27	2,2	4,25	7,4	
Be	1,28	1,33	1,02	1,88	1,06	1,11	1,50	0,96	
V	279,7	237,4	224,8	277,6	240,0	280,8	190,8	214,2	
Cr	17,8	67,5	38,9	18,9	85,6	89,7	72,9	25,4	
Со	45,4	36,5	38,1	39,8	45,0	45,5	33,7	37,8	
Ni	23,5	33,2	27,5	30,3	26,4	26,3	32,2	33,2	
Cu	81,4	59,4	33,6	55,5	64,0	75,2	57,7	56,4	
Zn	146,9	79,7	83,0	153,1	106,4	110,0	86,0	104,2	
Ga	20,8	16,4	17,9	24,7	18,9	18,0	15,3	13,7	
Rb	2	2	8	4	3	14	4	2	
Sr	142	91	292	187	81	775	123	110	
Y	33	26	24	54	25	26	24	31	
Zr	198	130	129	297	133	140	133	168	
Nb	21,8	13,3	15,9	35,0	12,6	13,5	13,7	17,4	
Mo	1,42	1,08	0,96	1,37	0,94	0,81	0,83	0,86	
Cs	0,09	0,11	0,11	0,21	0,06	0,24	0,06	0,06	
Ba	25	18	122	75	27	218	60	74	
La	17,08	12,69	12,84	30,45	10,81	12,57	12,19	16,63	
Ce	42,67	30,11	29,18	70,59	27,40	30,67	29,92	39,21	
Pr	5,73	4,07	3,94	9,33	3,78	4,17	4,06	5,03	
Nd	25,28	18,20	17,71	41,42	17,51	19,18	18,17	22,11	
Sm	6,18	4,53	4,33	9,90	4,46	4,70	4,45	5,32	
Eu	2,28	1,62	1,55	3,39	1,64	1,64	1,67	1,81	
Gd	6,20	4,77	4,47	10,28	4,87	5,13	4,89	5,95	
Tb	0,97	0,74	0,70	1,58	0,74	0,79	0,75	0,91	
Dy	5,71	4,42	4,16	9,35	4,39	4,66	4,38	5,62	
Ho	1,14	0,87	0,83	1,89	0,89	0,91	0,85	1,10	
Er	2,97	2,32	2,13	4,88	2,28	2,37	2,21	2,86	
Tm	0,41	0,33	0,30	0,68	0,31	0,34	0,31	0,40	
Yb	2,46	1,93	1,81	4,06	1,86	2,01	1,89	2,41	
Lu	0,36	0,27	0,26	0,59	0,26	0,28	0,27	0,34	
Hf	4,7	3,2	3,0	7,0	3,3	3,5	3,4	4,3	
Та	1,5	0,9	1,4	2,5	0,9	1,0	1,0	1,3	
Th	2,0	1,2	1,1	3,1	1,2	1,3	1,4	1,9	
U	0,5	0,3	0,3	0,8	0,4	0,4	0,4	0,4	



I – кайнозойские отложения; 2 – верхнеордовикские терригенные и олистостромовые толци; 3, 4 – яшмо-туффитовая толща аренига-лланвирна: 3 – красные яшмы с линзами кремней, 4 – зеленые и красные кремнистые туффиты с прослоями кремней и фтанитов; 5–8 – кремнисто-базальговый комплекс верхнего кембрия: пожение см. на рис. 60

9 – габброиды и листвениты Игиликского массива; 10 – разрывные 7 - туфопесчаники и туфоалевролиты с потоками базальтов, И ИЗВестняков, вулканомиктовые крупногалечные и валунные конгломераты с обломками базальтов и кремней; нарушения: *а* – границы тектонических пластин, *б* – прочие; *II* – местонахождения конодонтов 5 – кремни и фтаниты с прослоями красных яшм, b – базальты с линзами кремней

с конодонтами аренига – раннего лланвирна [Никитин, 1992; Дегтярев, 1999]. Мощность ушкызыльской свиты не превышает 200 м.

На других участках кремнистые, кремнистотуфогенные и кремнисто-базальтовые толщи слагают тектонические пластины и имеют тектонические соотношения как с более древними, так и более молодыми комплексами.

Кремнистая толща слагает самостоятельную пластину (горы Акирек), сложенную сильно дислоцированными красными и сургучными яшмами, мощностью 150–200 м, которые содержат конодонты раннего, среднего, позднего аренига и раннего лланвирна [Никитин и др., 1992; Корень и др., 1993].

Кремнисто-туфогенные толщи широко развиты на юго-западных склонах хребта Кызылжал, где тектонически подстилают верхнекембрийские кремнисто-базальтовые комплексы, в нижней части сложены зелеными, вишневыми и серыми кремнистыми туффитами, кремнистыми алевролитами, с прослоями серых кремней и фтанитов, выше которых залегают красные и вишневые яшмы с прослоями кремнистых туффитов. Мощность толщи не более 200–300 м. На разных уровнях собраны конодонты аренига и раннего лланвирна.

Фрагменты кремнисто-базальтовых разрезов известны как на западных склонах хребта Маялжен, так и в бассейне р. Арсалан, где представлены афировыми базальтами с пачками, прослоями и линзами красных яшм, содержащих конодонты среднего аренига, выше залегают кремнистые туффиты, туфопесчаники, тефроиды с глыбами яшм с конодонтами раннего лланвирна (рис. 65). Мощность этих фрагментов не превышает 150–200 м [Никитин и др., 1992; Дегтярев, 1999].

Отличительной особенностью юговосточной части сегмента является присутствие средне-верхнеордовикских кремнистобазальтовых и кремнисто-туфогенных толщ. Кремнисто-базальтовая толща сложена темнозелеными афировыми массивными, реже подушечными, базальтами, с прослоями зеленых, голубовато-зеленых кремнистых туффитов, вишневых и красных тонкослоистых яшм, содержащих конодонты раннего лланвирна и позднего лланвирна – низов карадока [Никитин и др., 1992; Корень и др., 1993]. Мощность кремнисто-базальтовой толщи не превышает 250-300 м. Кремнисто-туфогенные толщи образованы чередованием кремнистых алевроли-



Рис. 65. Схема геологического строения правобережья руч. Арсалан, по [Дегтярев, 1999] с дополнениями. Положение см. на рис. 60

1 – верхнеордовикские терригенные и олистростромовые толщи; 2–5 – балгашокинская свита нижнего–среднего ордовика: 2 – аргиллиты и алевролиты с редкими глыбами кремнистых алевролитов и яшм, 3 – конглобрекчии, песчаники, туфопесчаники с глыбами красных яшм, 4 – базальты с линзами и прослоями красных яшм, 5 – яшмы сургучные и красные; 6 – верхнекембрийские (?) кремни и фтаниты; 7 – кембрийские зеленые сланцы и габброиды; 8 – габбро и габбро-диориты; 9 – разрывные нарушения: а – границы тектонических покровов, б – надвиги, в – прочие; 10 – залегание слоистости: а – нормальное, б – опрокинутое. Остальные условные обозначения см. на рис. 64

тов, кремнистых туффитов и глинистых яшм. В отдельных разрезах также присутствуют вулканомиктовые, туфогенные и кремнеобломочные песчаники, конгломераты и конглобрекчии, характерна примесь грубого пирокластического материала с вулканическими бомбами. Мощность кремнисто-туфогенных толщ составляет 500–600 м. В кремнистых алевролитах собраны конодонты карадока – раннего ашгилла [Tolmacheva et al., 2009].

Характерной чертой Маялжен-Балкыбекской зоны является приуроченность к ней меланократовых метаморфических пород, слагающих самостоятельные пластины. В окрестностях хребта Маялжен метаморфический комплекс образован полосчатыми гранатовыми и гранатпироксеновыми средне-мелкозернистыми амфиболитами с редкими горизонтами гнейсов, выше которых залегают темно-зеленые амфиболовые сланны. Общая мошность составляет около 500-700 м. Метаморфические породы смяты в мелкие складки северо-западного простирания, прорваны телом габбро-диоритов и с несогласием перекрыты верхнеордовикскими терригенными породами. В бассейне реки Балкыбек в строении комплекса меланократовых метаморфических пород комплекса участвуют пластины, сложенные породами с разной степенью метаморфизма. Наиболее широко распространены интенсивно деформированные эпидотовые амфиболиты и эпидотовые сланцы, прорванные многочисленными дайками метаморфизованных мелкозернистых габброамфиболитов и тоналитов, а также достаточно крупными телами гнейсовидных сиенитов и граносиенитов. Кроме того, среди амфиболитов и зеленых сланцев присутствуют небольшие расслоенные дунит-клинопироксенитовые и клинопироксенитовые массивы. Структурно выше амфиболитов и амфиболовых сланцев залегает пластина рассланцованных базальтов с реликтами подушечной отдельности, содержащих прослои и линзы кремнистых туффитов. Меланократовые метаморфические породы перекрываются толщей обломочных пород, в которых присутствуют известняки с органическими остатками среднего и верхнего кембрия.

Учитывая эти данные, а также отсутствие в нижнекембрийских эффузивах балкыбекской свиты метаморфических преобразований, предполагался допалеозойский возраст метаморфических пород [Геология ..., 1977]. В настоящее время прямых данных о возрасте комплекса меланократовых метаморфических образований не имеется, но, очевидно, его можно относить к низам палеозойского разреза и, возможно, к позднему докембрию.

Как в окрестностях хребта Маялжен, так и в бассейне р. Балкыбек и Баканас распространены верхнеордовикские флишоидно-олистостромововые толщи, сложенные пачками зеленоцветных песчаников и алевролитов, содержащих глыбы кремней и известняков с позднеордовикскими органическими остатками [Дегтярев, 1999]. Мощность флишоидно-олистостромовых толщи может достигать 1000 м.

#### Корреляция, основные закономерности строения и структурного положения комплексов Ескембай-Балкыбекского офиолитового пояса

В различных сегментах пояса плутонические и стратифицированные комплексы имеют близкий возраст, общие черты строения, состава и структурного положения. В то же время имеются и некоторые различия, которые выявляются при прослеживании близких по возрасту комплексов как по простиранию, так и вкрест простирания пояса.

Формирование базальтовых, кремнистобазальтовых и кремнистых комплексов Ескембай-Балкыбекского пояса происходило на меланократовом фундаменте, фрагменты которого представлены либо полными офиолитовыми разрезами, либо их фрагментами, входящими в состав серпентинитовых меланжей или олистостромовых толщ. Комплексы меланократового фундамента широко распространены в Северо-Западном сегменте и крайне ограниченно развиты в Юго-Восточном. Ультрамафиты и габброиды, а также базальтовые, кремнисто-базальтовые и кремнистые толщи в пределах пояса слагают бескорневые тектонические пластины либо залегающие внутри олистостромовых толщ, либо перекрывающие деформированные ордовикскосилурийские комплексы.

В Ескембай-Балкыбекском офиолитовом поясе присутствуют базальтовые и кремнистобазальтовые толщи, возраст которых охватывает интервал от раннего кембрия до конца среднего ордовика. При этом кембрийские комплексы широко развиты в Юго-Восточном сегменте, а в Северо-Западном представлены редкими глыбами в олистостромах и серпентинитовых меланжах. Кремнисто-базальтовые толщи нижнего–среднего ордовика представлены несколькими типами одновозрастных разрезов, различающихся составами базальтов и кремнистых пород. Фрагменты этих разрезов слагают различные тектонические пластины, сближенные друг с другом в единых структурах.

Кремнистые толщи в Ескембай-Балкыбекском поясе представлены конденсированными разрезами, имеющими малую (не более 100 м) мощность, возраст которых охватывает интервал раннего–среднего ордовика. Возрастной интервал кремнистых и кремнисто-базальтовых толщ, как правило, совпадает, они слагают различные тектонически сближенные пластины. Особенностью Юго-Восточного сегмента является присутствие здесь кремнисто-туфогенных толщ среднего– верхнего ордовика.

На протяжении всего офиолитового пояса не установлено стратиграфических соотношений между кембрийскими и ордовикскими кремнисто-базальтовыми и кремнистыми толщами. Исключение составляет только кремнисто-терригенная ушкызыльская свита нижнего–среднего ордовика, которая с несогласием залегает на базальтах балкыбекской свиты нижнего кембрия.

В обоих сегментах пояса наряду с офиолитами, кремнисто-базальтовыми, кремнистыми и олистостромовыми толщами присутствуют меланократовые метаморфические породы. Наиболее широко они развиты в Юго-Восточном сегменте, где слагают крупные тектонические пластины. В пределах Северо-Западного сегмента эти породы образуют единичные глыбы в серпентинитовом меланже. Метаморфические толщи сложены амфиболитами и амфиболовыми сланцами, которые прорваны телами габброидов, тоналитов, сиенитов и граносиенитов. К амфиболитам и сланцам также приурочены небольшие расслоенные дунитпироксенитовые и пироксенитовые массивы. Природа меланократовых метаморфических пород и их возраст требуют дальнейшего изучения.

Характерной чертой пояса является широкое распространение олистостромовых толщ, имеющих, как правило, позднеордовикский возраст. Олистостромы имеют полимиктовый состав, часто они насыщены глыбами, крупными отторженцами кремней, базальтов, серпентинитов и габброидов. Олистостромы подстилают и перекрывают кремнистые и кремнистобазальтовые пластины.

#### Особенности состава магматических пород Ескембай-Балкыбекского офиолитового пояса

В настоящее время данные об особенностях состава плутонических пород ограничены. Среди базальтовых и кремнисто-базальтовых толщ наибольшим распространением пользуются нижнекембрийские, верхнекембрийские и нижнеордовикские, для которых имеется большое количество петрогеохимических данных, среднекембрийские и среднеордовикские образования развиты ограничено и их вещественный состав изучен слабо.

Нижнекембрийские базальты балкыбекской свиты Юго-Восточного сегмента в основном имеют повышенную щелочность в основном за счет высоких содержаний Na<sub>2</sub>O, обладают высокими содержаниями ТіО, (1.8-3.7%) и принадлежат к толеитовой серии (табл. 21, рис. 66). Спектры распределения РЗЭ этих базальтов умеренно фракционированы (La/Yb = 4.3-5), европиевая аномалия небольшая отрицательная (Eu/Eu\*= 0.8-0.9). Спектры распределения РЗЭ хорошо сопоставляются со спектрами базальтов океанических островов (рис. 66). Мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных на N-MORB, также характеризуются распределением близким к таковым базальтов океанических островов и E-MORB, однако часть базальтов обеднена крупноионными литофильными элементами (K, Rb, Ba, Sr), что может быть связано с вторичными изменениями (рис. 66). На диаграммах MnO\*10-TiO2-P2O5\*10 и Zr/4-Nb\*2-Y

базальты балкыбекской свиты относятся к толеитовым и щелочным базальтам океанических островов и базальтам Е-MORB. Все эти данные позволяют предположить, что формирование базальтов балкыбекской свиты происходило в пределах структур с утолщенной океанической корой, аналогичных современным лавовым плато [Дегтярев и др., 2008].

Верхнекембрийские эффузивы также наиболее широко распространены в пределах Юго-Восточного сегмента офиолитового пояса. Здесь изучены базальты окрестностей хребта Кызылжал и ручья Арсалан, которые слагают как крупные потоки, чередующиеся с кремнистыми пачками, так и крупные различного размера обломки в конгломератах. Верхнекембрийские базальты, слагающие как потоки, так и обломки в конгломератах имеют в основном повышенную щелочность как за счет высоких содержаний Na<sub>2</sub>O, так и повышенных содержаний  $K_0$  (до 3.5<sup>2</sup>%), для них также характерно высокое содержание TiO<sub>2</sub> (1.8–3%) и принадлежность к толеитовой серии (табл. 23, рис. 67). Спектры распределения РЗЭ этих базальтов умеренно фракционированы (La<sub>2</sub>/Yb<sub>2</sub>= 2-12.6), часть спектров имеет отрицательную европиевую аномалию, в других она отсутствует (Еи/Еи\*= 0.6-1). Спектры распределения РЗЭ хорошо сопоставляются со спектрами базальтов океанических островов и базальтов E-MORB (рис. 67). Мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных на N-MORB, также характеризуются распределением, близким к таковому базальтов океанических островов и E-MORB, однако некоторые базальты незначительно обеднены Nb, а также некоторыми крупноионными литофильными элементами (K, Rb) (рис. 67). На диаграммах МпО\*10-ТіО<sub>2</sub>-Р<sub>2</sub>О<sub>5</sub>\*10 и Zr/4-Nb\*2-У базальты верхнего кембрия относятся к толеитовым и щелочным базальтам океанических островов и базальтам E-MORB и внутриплитым базальтам (рис. 67). Все эти данные позволяют предположить, что формирование верхнекембрийских базальтов происходило в пределах структур с утолщенной океанической корой. Присутствие в разрезах наряду с базальтами кремнистых пород, вулканомиктовых валунных конгломератов может свидетельствовать о своеобразных обстановках формирования этих толщ.

Таким образом, среди кембрийских комплексов в современной структуре сохраняются в основном образования, формировавшие-





*Таблица 23.* Содержания породообразующих оксидов (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) в базальтах и плагиогранитах верхнего кембрия Юго-Восточного сегмента Ескембай-Балкыбекского офиолитового пояса

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
№ проб	CH-200	CH-204	CH-205	CH-207	CH-209	CH-210	CH-215-1	CH-215-2	CH-216	CH-202	CH-133
SiO,	56,30	51,46	50,26	51,96	50,80	46,17	52,92	50,93	50,52	50,93	63,65
TiO <sub>2</sub>	2,87	2,73	2,52	1,75	2,63	2,04	2,36	2,37	2,88	3,00	0,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,05	13,22	14,78	14,37	13,66	12,70	11,85	12,86	16,30	13,97	16,12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,60	6,65	6,73	5,60	8,68	6,64	9,00	7,68	4,90	9,85	2,67
FeO	1,29	2,59	3,21	3,68	3,13	5,60	3,06	3,16	2,98	1,75	2,17
MnO	0,07	0,11	0,14	0,14	0,17	0,15	0,14	0,11	0,11	0,14	0,13
MgO	2,91	5,17	3,46	4,50	4,36	6,73	3,34	3,93	3,11	4,30	2,58
CaO	2,87	5,58	8,49	5,21	5,68	7,66	6,62	5,06	4,70	5,41	4,55
Na <sub>2</sub> O	6,19	4,68	3,51	5,01	5,53	2,66	3,61	5,85	4,98	4,55	4,04
K <sub>2</sub> O	0,25	0,71	1,76	1,21	1,25	0,66	1,10	0,38	3,45	1,17	1,12
$P_2O_5$	0,66	0,56	0,56	0,33	0,75	0,22	0,56	0,50	0,99	0,46	0,1
п.п.п.	4,65	5,94	4,10	5,87	3,09	8,50	4,98	6,72	4,34	4,31	2,25
Сумма	99,71	99,40	99,52	99,63	99,73	99,73	99,54	99,55	99,26	99,84	-
Sc	30,25	28,54	25,83	28,09	24,10	26,50	24,13	22,18	28,28	-	-
V	145,0	183,4	188,9	172,7	241,4	333,5	201,2	191,4	112,9	-	75,1
Cr	71,1	115,3	67,0	40,7	10,9	31,1	58,5	45,3	41,3	-	13,0
Co	27,4	35,0	31,8	26,9	22,8	46,1	31,5	25,6	25,0	-	11,2
Ni	76,0	59,0	58,5	24,1	17,2	19,3	37,9	28,6	29,6	-	9,5
Cu	28,0	32,0	28,8	31,3	14,8	51,2	31,4	22,9	19,1	-	12,4
Zn	114,8	103,1	107,2	82,6	118,4	109,6	110,8	102,9	111,4	-	50,4
Ga	20,2	19,1	21,5	17,9	18,7	18,3	22,6	21,7	25,7	-	18,8
Rb	3	8	22	23	8	9	24	6	32	-	24
Sr	404	517	760	579	319	314	570	393	708	-	605
Y	31	20	20	19	39	30	25	25	37	-	14
Zr	305	289	270	161	180	153	271	235	493	-	129
Nb	27,0	39,1	26,3	26,4	7,8	11,3	26,6	20,6	58,0	-	12,6
Mo	1,89	1,35	1,04	1,59	1,18	1,13	1,83	0,92	1,55	-	0,78
Cs	0,16	0,21	0,03	0,16	0,03	0,37	0,12	0,07	0,17	-	0,13
Ba	350	807	807	741	513	110	867	328	1904	-	356
La	35,15	34,33	30,25	20,37	20,29	10,17	40,35	34,54	58,79	-	10,79
Ce	81,04	77,42	72,39	44,24	47,31	25,10	82,98	74,52	124,49	-	23,44
Pr	10,10	9,59	9,12	5,22	6,36	3,55	9,69	8,90	14,72	-	2,73
Na	41,98	38,14	39,43	21,87	30,64	16,/5	40,14	36,17	62,53	-	10,82
5m Eu	9,08	7,10	7,59	4,88	7,57	4,//	8,08	7,24	2.06	-	2,37
Cd	3,00	2,33	2,04	1,/4	2,00	5.22	2,07	2,19	5,90	-	0,00
Gu	8,90	5,92	0,13	4,62	1.24	5,22	7,00	0,55	11,55	-	2,25
	7 30	4 55	4 55	3.80	7.71	5.07	5.53	5 32	8.01	-	2.15
Цо	1 3 4	4,55	0.83	0.76	1.54	1.20	1.03	0.07	1.61	-	2,13
Fr.	2.28	2 20	2.18	2.03	1,54	3 /1	2 72	2.46	3.06	-	1 27
Tm	0.46	0.30	0.20	0.27	4,20	0.40	0.36	0.34	0.53	-	0.20
Vh	2.84	1.82	1.76	1.70	3.05	3 16	2 21	2.02	3.06	-	1.34
Lu	0.40	0.26	0.24	0.25	0.57	0.45	0.33	0.30	0.43		0.22
Hf	7.5	7.0	63	3.0	3.8	3.5	62	53	10.7		3.1
Тя	19	2.3	17	13	0.6	0.7	1.5	13	3.6		16
Ph	5.66	7.82	3.66	9.64	3 76	13.89	13 39	2.68	13.52		-
Th	3.4	3.0	2.6	2.2	2.3	0.8	37	3.0	7.2	_	1.8
U	0.6	0.6	0.5	0.4	0.8	0.3	0.6	0.6	1.4	-	1.3

*Примечание*. 1–10 – базальты р-на хр. Кызылжал и руч. Арсалан, 11 – плагиограниты Жимбайского массива





ся в пределах структур с утолщенной океанической корой.

Более широкий спектр обстановок формирования характерен для нижнеордовикских кремнисто-базальтовых и базальтовых толщ, широко распространенных в обоих сегментах.

Среди нижнеордовикских толщ также присутствуют кремнисто-базальтовые разрезы, в которых эффузивы характеризуются высокими содержаниями TiO<sub>2</sub> (трахибазальт-туффитовая толща гор Агырек, базальтовая толща гор Ескембай, некоторые разрезы базальтовой толщи гор Косгомбай и Кызылтумсык) и изменчивыми содержаниями  $K_2O$ . Эти базальты относятся к толеитовой серии и на диаграмме MnO\*10–TiO<sub>2</sub>–P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>\*10 точки их составов попадают в основном в поле щелочных базальтов океанических островов (рис. 68).

Другой тип кремнисто-базальтовых разрезов содержит эффузивы с невысокими содержаниями TiO<sub>2</sub> и K<sub>2</sub>O (большая часть разрезов базальтовой толщи гор Агырек, Косгомбай и Кызылтумсык, базальты балгашокинской свиты). Эти базальты относятся как к толеитовой,



**Рис. 68.** Диаграммы Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (A), K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (Б), TiO<sub>2</sub> – FeO\*/MgO (B), MnO\*10 – TiO<sub>2</sub> –  $P_2O_5*10$  (Г) для базальтов нижнего ордовика Ескембай-Ангренсорской зоны Северо-Западного сегмента Ескембай-Балкыбекского офиолитового пояса

1 – базальты района горы Ескембай, по [Дегтярев, Кузнецов, 1996]; 2 – базальты трахибазальт-туффитовой толщи, по [Степанец, 1998, 2008]; 3 – базальты и андезибазальты базальтовой толщи гор Агырек, Коскомбай и Кызылтумсык по [М.3. Новикова и др., 1988]. Остальные условные обозначения см. на рис. 24

так и известково-щелочной сериям, а на диаграмме MnO\*10–TiO<sub>2</sub>–P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>\*10 точки их составов попадают в поля базальтов MORB и толеитов островных дуг (табл. 24, рис. 68, 69). Для базальтов балгашокинской свиты изучено распределение РЗЭ и элементов-примесей (табл. 24). Эти базальты по распределению РЗЭ соответствуют базальтам N-MORB (La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub> = 0.6– 0.8, европиевая аномалия отсутствует). Мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных на N-MORB, характеризуются обеднением Nb и обогащение Ba в меньшей степени Sr, что типично для надсубдукционных образований (рис. 70) К эффузивам этого типа близки базальты толпакской серии одноименной зоны, для которых характерны низкие (менее 1%) содержания  $TiO_2$  и повышенные –  $K_2O$ . Эти базальты обладают отчетливой известково-щелочной тенденцией и на диаграмме  $MnO*10-TiO_2 - P_2O_5*10$  относятся к известково-щелочным базальтам (рис. 69).

Таким образом, среди базальтов нижнего ордовика отчетливо выделяются эффузивы, формирование которых происходило как в пределах структур с утолщенной океанической корой, так в спрединговых центрах, надсубдукционных задуговых бассейнов.



Рис. 69. Диаграммы Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (A), K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (Б), TiO<sub>2</sub> – FeO\*/MgO (В), MnO\*10 – TiO<sub>2</sub> – P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>\*10 (Г) для базальтов нижнего ордовика Толпакской зоны Северо-Западного сегмента Ескембай-Балкыбекского офиолитового пояса. Построены с использованием данных [М.З. Новикова и др., 1988] Условные обозначения см. на рис. 24

*Таблица 24.* Содержания редких и редкоземельных элементов (г/т) в базальтах нижнего ордовика (балгашокинская свита) Юго-Восточного сегмента Ескембай-Балкыбекского офиолитового пояса

№п/п	1	2	3	4				
№ проб	BL-47/2	BL-47/3	BL-47/4	BL-47/5				
Be	0,61	0,42	0,60	0,52				
Sc	42,38	56,58	45,97	49,74				
V	354,2	324,4	312,4	301,1				
Cr	126,3	165,5	259,8	168,0				
Co	42,14	45,99	43,46	40,94				
Ni	28,6	27,2	112,5	37,9				
Cu	51,9	67,0	63,8	49,7				
Zn	103,0	88,4	76,8	72,8				
Ga	19,8	15,6	17,8	18,3				
Rb	7	1	1	3				
Sr	309	192	181	206				
Y	47	42	33	33				
Zr	174	138	103	110				
Nb	3,0	2,1	1,5	1,5				
Mo	0,68	0,25	0,21	0,14				
Cd	0,24	0,15	0,13	0,16				
Cs	0,40	0,24	0,34	0,31				
Ba	114	78	46	62				
La	5,72	5,07	3,13	3,54				
Ce	18,11	17,72	10,45	11,51				
Pr	3,06	2,70	1,86	1,98				
Nd	16,58	14,33	10,48	10,83				
Sm	5,41	4,79	3,61	3,69				
Eu	1,85	1,53	1,28	1,31				
Gd	7,20	6,42	4,81	5,00				
Tb	1,28	1,13	0,87	0,88				
Dy	8,50	7,48	5,71	5,88				
Ho	1,88	1,65	1,26	1,29				
Er	5,32	4,66	3,64	3,71				
Tm	0,78	0,69	0,52	0,56				
Yb	5,05	4,36	3,41	3,50				
Lu	0,76	0,64	0,51	0,53				
Hf	4,3	3,5	2,6	2,7				
Та	0,2	0,1	0,1	0,1				
Pb	5,59	6,83	4,66	5,59				
Th	0,2	0,1	0,1	0,1				
U	0,2	0,2	0,1	0,1				

*Примечание*. 1–4 – базальты правобережья руч. Арсалан

#### Обстановки формирования комплексов Ескембай-Балкыбекского офиолитового пояса

Строение разрезов, структурное положение и особенности состава вулканических и плутонических комплексов Ескембай-Балкыбекского офиолитового пояса свидетельствуют об их формировании в бассейне с океанической корой. Этот бассейн существовал на протяжении всего раннего палеозоя и прекратил свое существование только в самом конце ордовика. Возраст кремнисто-базальтовых и базальтовых комплексов, свидетельствующих о магматической активности и процессах растяжения в бассейне, охватывает интервал от раннего кембрия до середины среднего ордовика.

Наиболее полно представлены комплексы, формирование которых происходило в пределах участков с утолщенной океанической корой, для которых характерны обогащенные базальты океанических островов, лавовых плато и E-MORB. Кембрийские комплексы представлены только такими образованиями. Среди ордовикских толщ выявлены как обогащенные базальты, так и спрединговые базальты, формировавшиеся над зоной субдукции в междуговых и задуговых бассейнах. Отсутствие непрерывных кембрийско-ордовикских разрезов может свидетельствовать о формировании кембрийских и ордовикских базальтовых и кремнисто-базальтовых толщ в пределах разновозрастных участков океанического дна, которые в последствии были совмещены в тектонических пластинах.

В строении пояса, наряду со спрединговыми комплексами и образованиями океанических островов, участвуют надсубдукционные образования, представленные верхнекембрийскими эффузивами среднего состава и плагиогранитами. Их формирование может быть связано с возникновением внутриокеанических короткоживущих островных дуг.

Отличительной особенностью Ескембай-Балкыбекского пояса является участие в его строении меланократовых метаморфических пород. Эти комплексы изучены недостаточно, их возраст неизвестен, а обстановки формирования не ясны. Метаморфизм базитовых комплексов может быть связан как с процессами закрытия океанического бассейна, так и с внутрибассейновым скучиванием и возникновением энсиматической дуги.



**Рис. 70.** Диаграммы Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (A), MnO\*10 – TiO<sub>2</sub> – P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>\*10 (Б), графики распределения P33, нормированных на хондрит (В), диаграм-мы TiO<sub>2</sub> – FeO\*/MgO (Г), Ťh – Hf/3 – Та <sup>2</sup>Д), мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных на N-MORB (Е) базальтов нижнего ордовиќа (балгашокинская свита) Юго-Восточного сегмента Ескембай-Балкыбекского офиолитового пояса. Построены с использованием данных [Никитин и др., 1992]

Условные обозначения см. на рис. 24, 48, 49

Таким образом, Ескембай-Балкыбекский пояс является реликтом сложно построенного и длительно развивавшегося (более 100 млн лет) бассейна с океанической корой. В бассейне на протяжении всего времени его существования присутствовали области с утолщенной корой, аналогичные океаническим лавовым плато и океаническим островам, разновозрастные спрединговые зоны, а также короткоживущие (поздний кембрий) внутрибассейновые зоны субдукции. Магматическая активность и процессы разрастания океанического дна бассейна продолжались с начала кембрия до середины ордовика (около 80 млн лет), окончательное его закрытие произошло в самом конце ордовика.

## ГЛАВА I.IV. БАЙДАУЛЕТ-АКБАСТАУСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОЯС

Байдаулет-Акбастауский вулканический пояс, образован ордовикскими вулканогенными и вулканогенно-осадочными комплексами, которые широко распространены на северовостоке и востоке каледонид Казахстана, а также участвуют в строении северной части варисцид Джунгаро-Балхашской области (рис. 3, см. цв. вклейку). Ордовикские комплексы Байдаулет-Акбастауского пояса, как правило, без видимого несогласия перекрываются силурийскими терригенными толщами и с несогласием - девонскими вулканитами и вулканогенноосадочными толщами. Каледонские деформации в пределах пояса либо не проявлены, либо проявлены в виде слабой складчатости ордовикских вулканогенных толщ. Пояс также подвергся средне-позднепалеозойским деформациям в горизонтальной плоскости, связанным с формированием Казахстанского ороклина, а позднепалеозойско-раннемезозойские сдвиги расчленили его на отдельные сегменты. В структуре Казахстанского ороклина Байдаулет-Акбастауский пояс занимает внутреннее положение (ближе к варисцидам Джунгаро-Балхашской области) по отношению к Сарыаркинскому и Чингиз-Северотяньшаньскому поясам, от которых отделен Ескембай-Балкыбекским офиолитовым поясом.

В Байдаулет-Акбастауском поясе может быть выделено два сегмента, разделенные Центрально-Казахстанским правым сдвигом: Северо-Западный, объединяющий комплексы Спасской, Северо-Карагандинской, Сатпаевской и Майкаинской зон, и Юго-Восточный, к которому относятся комплексы Балатудык-Отызбесской и Акбастау-Космурунской зон. Общая протяженность пояса составляет около 800 км. Комплексы Байдаулет-Акбастауского пояса достаточно детально описаны автором в составе Северо-Карагандинской и Предчингизской зон Джунгаро-Балхашской области [Дегтярев, 1999] и поэтому будут описаны кратко.

#### Комплексы Северо-Западного сегмента

Спасская зона располагается в северной части варисцид Джунгаро-Балхашской области и имеет простирание близкое к субширотному. Ордовикские комплексы этой зоны обнажены в ядрах антиклиналей и горстообразных выступах (Комадырском, Байдаулет-Семизкызском, Матакском и Теректинском), где с несогласием перекрываются нижнедевонскими терригенновулканогенными толщами. Также ордовикские комплексы участвуют в строении лежачих складко-покровов, надвинутых на каледониды [Читалин, 1989]. В основании ордовикского разреза Спасской зоны залегает боркинская свита, распространенная в Матакском и Байдаулет-Семизкызском горстах. Боркинская свита в нижней части сложена полевошпатовыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками с прослоями туфопесчаников и туфов кислого состава, выше залегают риолитовые туфы с редкими прослоями туфов и потоками лав андезитового состава, туфопесчаники, кремнистые туффиты и фтаниты. Мощность свиты около 600 м (рис. 71). В кремнистых породах

Рис. 71. Схема сопоставления разрезов ордовикских комплексов Северо-Западного сегмента Байдаулет-Акбастауского вулканического пояса. Составлена с использованием данных О.Е. Беляева, Ю.В. Гейко, [Новикова и др., 1993; Михаилова и др., 1981; Никитин, 1972; Звонцов, 1990; Щебуняев, 1983; Никитин, 2005] Условные обозначения см. на рис. 23 и 45



apyc		оский	ונאחצ	mе	ķ	кски	карадон	ирнский	ианви	U.		ский	INL	нə	d e		
пэдто	Ň	И	н	X	d	Ð	В	йи	нΖ	ЭC	c k		Ň	И	H >	κ	ин
система					R	e	СК	вик	0	Ц	d	0					
боркинской свиты обнаружены радиолярии, спикулы губок и конодонты плохой сохранности ордовикского облика. По положению в разрезе возраст боркинской свиты принимается раннеордовикским [Сигачева, 1979; Читалин, 1989]. В Матакском горсте боркинская свита подстилается толщей метаморфических пород, представленных порфиритоидами, различными сланцами с прослоями мраморов, кварцитов и порфироидов (кабанкулакская свита). Кабанкулакская свита может иметь допалеозойский возраст и относиться к комплексам основания Байдаулет-Акбастауского пояса [Сигачева, 1979]. Средне-верхнеордовикские комплексы в Спасской зоне представлены байдаулетовской свитой, которая с размывом залегает на боркинской свите. В строении свиты принимают участие эффузивы, лавобрекчии и туфы базальтового и андезибазальтового состава, среди которых встречаются прослои туфоконгломератов, туфопесчаников, туфоалевролитов, кремнистых туффитов, туфов риолитового состава. Все эффузивы имеют порфировую структуру, часто базальты и андезибазальты обладают подушечной отдельностью. В верхней части разреза свиты встречаются линзы известняков с органическими остатками карадокского возраста. Разрез свиты венчается пачкой пестроцветных яшм и кремнистых туффитов. Общая мощность свиты достигает 2500-3000 м [Читалин, 1989].

Северо-Карагандинская зона располагается к северу от Спасской и принадлежит уже к каледонидам Казахстана. Ордовикские комплексы занимают сравнительно небольшие площади в центральной (окрестности пос. Александровка) и юго-западной (окрестности пос. Алексеевка) частях зоны, а на остальной территории либо без несогласия перекрыты силурийскими терригенными толщами, либо с резким несогласием – вулканитами нижнего девона.

В основании ордовикского разреза Северо-Карагандинской зоны залегает вулканогенная александровская свита, обнаженная к северу от пос. Александровка, к востоку и югу от пос. Алексеевка [Ященко, Файзулин, 1976; Магматические комплексы ..., 1982; Звонцов, 1990]. Свита образована лавами и туфами базальтового и андезибазальтового состава, чередующимися с прослоями кремнистых алевролитов, туффитов и яшм, редко встречаются прослои литокластических туфов андезидацитового состава (рис. 71). Мощность свиты на этом участки составляет 1200–1500 м (О.Е. Беляев и др., 1994).

Возраст александровской свиты принимается ранне-среднеордовикским на основании находок граптолитов и конодонтов в верхней части ее разреза [Звонцов, 1990].

Верхнеордовикские комплексы в Северо-Карагандинской зоне распространены на больших площадях. В их строении принимают участие эффузивы и туфы базальтового, анедзибазальтового, андезитового, трахибазальтового, трахиандезибазальтового и трахидацитового состава, среди них присутствуют прослои туфоконгломератов, туфопесчаников и туффитов. В вулканогенно-осадочных прослоях присутствуют линзы известняков с органическими остатками позднего ордовика. Мощность вулканогенного разреза достигает 1000-1200 м. Верхи ордовикского разреза представлены толщей туфопесчаников, туфоалевролитов, кремнистых туффитов с горизонтами туфоконгломератов, туфогравелитов и туфов средне-основного состава мощность 700-800 м (О.У. Омаров и др., 1969, Ю.В. Гейко и др., 1977).

С ордовикскими вулканогенными комплексами Северо-Карагандинской зоны связан позднеордовикский жарлыкольский интрузивный комплекс, породами которого сложены несколько крупных массивов к северу и западу от пос. Александровка. В жарлыкольском комплексе выделяется три фазы: первая фаза представлена мелко-среднезернистыми диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами и тоналитами; вторая фаза образована крупнозернистыми гранодиоритами и адамеллитами; третья фаза дополнительных интрузий сложена биотит-амфиболовыми гранитами и порфировидными гранодиоритами. Гранитоиды жарлыкольского комплекса прорывают вулканиты среднего-верхнего ордовика и с несогласием перекрываются континентальными эффузивами жарсорской свиты нижнего девона. Учитывая эти данные, а также близость составов средне-верхнеордовикских вулканитов и гранитоидов, принимается позднеордовикский возраст жарлыкольского комплекса [Геологическая карта ..., 1981; Магматические комплексы..., 1982].

В современной структуре Северо-Карагандинской зоны соотношения ордовикских вулканитов с подстилающими комплексами не известны. Однако в результате работ, проведенных в начале 90-х годов XX века в

юго-восточной части зоны были обнаружены комплексы, возраст которых может быть доордовикским (О.Е. Беляев и др., 1994). На этой территории широко распространены раннедевонские гранитоиды, прорывающие девонские вулканиты, силурийские терригенные породы и эффузивы александровской свиты. В крупном Западно-Кызылтауском гранитном массиве обнаружены ксеноблоки размером от нескольких сотен метров до 1.5 км. Эти блоки сложены преимущественно мусковит-кварцевыми сланцами с небольшим количеством альбита, также присутствуют двуслюдяные породы с биотитом и мусковитом, в которых появляется силлиманит. В 20 км западнее такие сланцы и кварциты встречены в гальках конгломератов, залегающих в основании пестроцветной толщи лохковского возраста. Толща метаморфических сланцев, возможно, подстилает ордовикские комплексы Северо-Карагандинской зоны и имеет допалеозойский возраст. Она может сопоставляться с кабанкулакской свитой Спасской зоны и также относиться к комплексам основания Байдаулет-Акбастауского вулканического пояса.

Нижнепалеозойские комплексы Сатпаевской зоны, расположенной севернее и северозападнее Северо-Карагандинской, в основном перекрыты более молодыми образованиями. Разрезы ордовикских комплексов обнажены на небольших участках на юго-западе (районе горы Караулчеку) и северо-востоке (район горы Торат) зоны. Наиболее детально изучено строение ордовикских плутонических и стратифицированных комплексов в районе горы Караулчеку, где сохранился их полный слабонарушенный разрез, обнаженный в ядре и на крыльях субширотной антиклинали (рис. 58, см. цв. вклейку, 59) [Якубчук и др., 1988; Степанец, 1992, 2008; Новикова и др., 1993]. Здесь выявлен полный офиолитовый разрез, в основании которого залегают серпентинизированные гарцбургиты и дуниты с будинами хромитов (более 1000 м), выше которых залегают верлиты, оливиновые пироксениты, дуниты, лерцолиты, оливиниты и клинопироксениты расслоенного комплекса (700 м). Далее разрез нарашивается лейко- и меланократовыми габбро-норитами, амфиболовыми и оливиновыми габбро, среди которых присутствуют анортозиты и пироксениты. Плутонические комплексы венчаются массивными габбро, переходящими в диориты и кварцсодержащие ди-

ориты (250 м). Выше залегает комплекс «силл в силле» мощностью до 700-900 м. Мощность отдельных силлов не превышают 3 м, но чаще составляют 0.1-0.4 м. Их простирание обычно согласно полосчатости в расслоенном комплексе и подошве залегающей выше базальтовой толщи. Породы комплекса «силл в силле» имеют контрастный состав, преобладают долериты (92-94%), остальная часть сложена породами кислого состава. Причем последние приурочены к нижней части комплекса, а самые мощные кислые дайки прорывают даже апограбургитовые серпентиниты. К контакту комплекса «силл в силле» и базальтовой толщи приурочены мощные (до 120 м) тела плагиогранитов и трондьемитов. Комплекс «силл в силле» вверх по разрезу сменяется базальтами караулчекинской свиты мощностью около 500 м. Базальты перекрываются кремнисто-туфогенной акозекской свитой, в строении которой участвуют чередующиеся пирокластические (пепловые, реже псаммитовые туфы кислого и среднего состава), туфогенно-осадочные (туффиты, туфоалевролиты, туфопесчаники), кремнистые (глинистые яшмы, кремнистые алевролиты и туффиты) и терригенные (вулканомиктовые песчаники и алевролиты) породами. Для них характерны зеленовато-серые и вишневые цвета, тонкая горизонтальная слоистость, обилие кремневой органики и конодонтов. В основании свиты залегает горизонт красных и бурых кремнистых алевролитов и яшм. Мощность акозекской свиты около 500 м. В ее основании собраны конодонты середины аренига, а верхней части разреза – раннего карадока. Подстилающая караулчекинская свита, вероятно, относится к низам ордовика. Акозекская свита согласно перекрывается вулканогеннотерригенной толщей, которая сложена зелеными, реже вишневыми и серыми, песчаниками и алевролитами с потоками лав базальтового, андезибазальтового и трахиандезитового состава, прослоями их туфов, туфоконгломератов и туфобрекчий (рис. 71). Мощность толщи около 500 м. В средней части разреза вулканогеннотерригенной толщи собраны конодонты позднего карадока – низов ашгилла.

На северо-востоке зоны – в районе горы Торат, распространены те же комплексы, однако этот участок имеет более сложную внутреннюю структуру и значительно хуже обнажен.

Майкаинская зона занимает небольшие площади в северо-восточной части сегмента

(рис. 58, см. цв. вклейку). Наиболее древней в районе месторождения Майкаин является толща базальтов и андезибазальтов с прослоями кремнистых алевролитов мощностью около 400 м, выше которой залегают андезибазальты и их туфы с прослоями кремнистых алевролитов и яшм алпысской свита мощностью 300 м. содержащими конодонты среднего и позднего аренига (рис. 71) [Никитин, 2002]. На самом месторождении Майкаин в основании разреза залегает толща трахиандезибазальтов, их туфов с прослоями кремнистых туффитов и яшм с конодонтами раннего лланвирна (жарыккудукская свита мощностью 300-500 м) [Михайлова и др., 1981]. Более высокое положение занимают агломератовые туфы и лавы дацитового состава с прослоями туфосилицитов, вулканогенно-осадочных пород и потоками базальтов и андезибазальтов (кураминская свита среднего ордовика мощностью 500-700 м) [Степанец, 1992]. Эффузивные породы этой толщи сопровождаются большим количеством субвулканических тел андезит-андезидацитового, дацитового и риодацитового состава, которые прорывают жарыккудукскую свиту. Нижнесреднеордовикские вулканогенные и субвулканические комплексы Майкаинской зоны, вмещающие колчеданное оруденение, перекрываются флишевой еркебидаиской свитой карадокского возраста, содержащей обломки всех более древних, в том числе оруденелых, пород [Щебуняев, 1983]

Верхнеордовикские толщи в Майкаинской зоне представлены лавами и туфами андезитового и андезидацитового состава, содержащими линзы и горизонты рифовых известняков верхнего ордовика (биикская свита мощностью 500–600 м) [Никитин, 1972].

### Комплексы Юго-Восточного сегмента

В пределах Юго-Восточного сегмента ордовикские комплексы Байдаулет-Акбатауского пояса занимают самое низкое структурное положение и слагают ядра крупных антиклиналей, крылья которых сложены зелено- и пестроцветными терригенными толщами силура и континентальными эффузивами нижнего девона (см. гл. II.I, рис. 74, см. цв. вклейку). Каледонские деформации в этом сегменте пояса не проявлены. В северо-западной части сегмента выделяется Балатундык-Отызбесская зона, которая с юго-востока кулисообразно сменяется Акбастау-Космурунской. В Балатундык-Отызбесской зоне в основном распространены вулканогенно-кремнисто-туфогенные толщи нижнего-среднего ордовика, в то время как для Акбастау-Космурунской зоны характерно присутствие мощных вулканогенных разрезов среднего-верхнего ордовика, вмещающих колчеданное оруденение.

Нижне-среднеордовикские комплексы Балатундык-Отызбесской зоны обнажены в бассейне реки р. Балатундык, на правобережье р. Тундык и в горах Отызбес. Наиболее древней в зоне, вероятно, является толща подушечных миндалекаменных базальтов, лито- и крислаллокластических туфов основного состава, которая обнажена в северо-восточной части гор Отызбес. Структурно выше с тектоническим контактом залегает пластина зеленых тонкослоистых кремней с конодонтами среднего аренига [Никитин и др., 1995]. Базальтовая толща лишена органических остатков и по положению в структуре может быть отнесена к нижнему ордовику. Более молодые туфогеннокремнистые толщи объединяются в кувскую свиту. В ее составе выделяются две толщи: нижняя – вулканогенно-обломочная и верхняя - кремнисто-туфогенная (рис. 72).

Нижняя толща обладает значительной фациальной изменчивостью. В горах Отызбес в ее составе присутствуют вулканогеннообломочные породы, туфы и тефроиды среднекислого состава с прослоями кремнистых алевролитов и туффитов, мощностью около 500 м. Северо-западнее – на правом берегу р. Тундык и на левом берегу Балатундык, она сложена туфами, лавами и гиалокластитами андезитового, андезит-дацитового и дацитового состава с прослоями туффитов, туфоалевролитов и кремнистых алевролитов, мощностью до 600 м. В горах Отызбес и на левом р. Балатундык в прослоях кремнистых алевролитов собраны конодонты различных частей аренига [Никитин и др., 1995].

**Рис. 72.** Схема сопоставления разрезов ордовикских комплексов Юго-Восточного сегмента Байдаулет-Акбастауского вулканического пояса. Составлена с использованием данных [Никитин и др., 1995; Жаутиков и др., 1971; Никитина и др., 2005]

Серым фоном выделена верхняя кремнисто-туфогенныая пачка кувской свиты. Условные обозначения см. на рис. 23 и 45



эудя	ашгильский				ķ	карадокский			лланвирнский					<b>вренигский</b>			
пэдто	Ň	И	н	Х	d	Ð	в			Ň	И	н	Ц	ə	d	С	йинжин
бмэтэиэ					R	e	К	С	К	И	В	0	Ъ	t (	d	0	

Верхняя толща во всех разрезах сложена красными тонкослоистыми яшмами, зелеными, красными и вишневыми кремнистыми алевролитами и туффитами, мощностью 150– 200 м, в которых собраны конодонты раннего и позднего лланвирна. Выше залегает пачка алевролитов с прослоями песчаников, известняков и полупрозрачных кремней с позднеордовикскими органическими остатками [Никитин и др., 1995].

Верхнеордовикские кремнисто-туфогенновулканогенные образования В пределах Балатундык-Отызбесской зоны распрострарены на правобережье рек Балатундык и Тундык. В пределах последнего участка установлено залегание эффузивов верхнего ордовика на более древних нижне-среднеордовикских комплексах. В низах разреза верхнего ордовика присутствуют лавы, лавобрекчии, лапиллиевые и бомбовые туфы андезибазальтового состава, мощностью около 1000 м, в верхах - преобладают зеленые и красновато-зеленые кремнистые туфоалевролиты, туффиты, туфопесчаники, мощностью 350-400 м (рис. 72). На правом берегу р. Балатундык в туфопесчаниках и туфоконгломератах с валунами и глыбами известняков, которые залегают выше глинистых яшм и кремнистых алевролитов, собраны органические остатки позднего ордовика [Никитин, 1972]. Грубообломочная олистостромовая толща венчает разрез ордовика и в горах Отызбес, где она перекрывает кремнисто-туфогенные породы кувской свиты. В строении олистострома участвуют глыбы и крупные отторженцы базальтов и кремней с конодонтами раннего ордовика, яшм, кремнистых алевролитов и туффитов с конодонтами раннего лланвирна, органогенных известняков с брахиоподами середины ашгилла, андезитов, базальтов, габброидов и гипербазитов, погруженные в зеленоцветный песчаноалевролитовый матрикс [Никитин и др., 1995]. Мощность олистострома около 200-250 м. В глыбах присутствуют фрагменты разрезов кувской свиты, а также более древних комплексов (ультрабазиты, габброиды), вероятно, подстилавших кремнисто-туфогенно-вулканогенные толщи нижнего-среднего ордовика. Олистостром перекрывается песчаниками самых низов лландовери [Бандалетов, 1969].

На юго-востоке сегмента – в Акбастау-Космурунской зоне, распространены в основном дифференцированные вулканические серии верхнего ордовика, распространенные в районе месторождений Акбастау, Космурун, Мизек. Более древние комплексы в этом районе развиты локально и изучены недостаточно. Они представлены серпентинизированными ультрабазитами и фрагментами кремнистобазальтовых разрезов, слагающими тектонические тектонические блоки вулканитов верхнего ордовика. В яшмах собраны конодонты плохой сохранности среднеордовикского облика.

Верхнеордовикские вулканогенные толщи в этой зоне представлены бабанской свитой, которая разделена на три подсвиты (рис. 72) [Жаутиков и др., 1971; Каипов, Каюпов, 1971]. Нижняя сложена лавами, лавобрекчиями андезитового, реже андезибазальтового составов с прослоями вулканогенно-обломочных пород и линзами розовых известняков. Мощность толщи 600-700 м. В составе средней подсвиты широким распространением пользуются осадочные и вулканогенно-осадочные породы, присутствуют также туфы и лавы андезитового состава и линзы известняков. Толща фациально изменчива, ее мощность составляет 800-1000 м. Верхняя подсвита сложена вулканогенными породами, в ее нижней части преобладают эффузивы дацитового, андезидацитового и риодацитового состава с прослоями и пачками пестроокрашенных туфосилицитов, пепловых туфов и туффитов. Верхи разреза образованы оливин-пироксеновыми базальтами с прослоями туфов, вулканогенно-осадочных пород и известняков. Мощность этой части разреза достигает 1500 м. Общая мощность бабанской свиты 2500-3000 м. В прослоях известняков собраны органические остатки среднего - низов позднего карадока [Жаутиков и др., 1971; Кленина и др., 1984].

Среди вулканогенно-осадочных пород бабанской свиты широко распространены дайки и субвулканические тела, являющиеся подводящими каналами для эффузивных пород.

С позднеордовикскими вулканитами связаны интрузивы космурунского комплекса, наиболее крупным из которых является одноименный массив, имеющий форму трещинного тела с крутыми контактами. В массиве выделяется две фазы. Первая фаза образована гранодиоритами, кварцевыми диоритами, сиенитодиоритами, кварцевыми габбро и плагиогранодиоритами, связанными постепенными переходами. Вторая фаза представлена лейкократовыми порфировидными гранитами [Магматические комплексы..., 1982]. Позднеордовикский возраст комплекса определяется по положению в общей структуре. Массивы космурунского комплекса прорывают породы бабанской свиты, а гальки диоритов и гранодиоритов встречаются в конгломератах верхнего ордовика – нижнего силура, перекрывающих бабанскую свиту [Жаутиков и др., 1971; Магматические комплексы ..., 1982].

Вулканиты бабанской свиты с размывом перекрываются терригенно-карбонатной акдомбакской свитой. В ее основании присутствует пачка органогенных известняков мощностью до 500 м, выше которых залегают чередующиеся зеленоцветные песчаники и алевролиты мощностью 200–300 м (рис. 72). В известняках и терригенных породах собраны органические остатки ашгильского возраста [Никитина и др., 2005].

особенностью Характерной ордовикских вулканических комплексов Байдаулет-Акбастауского пояса является приуроченность к ним колчеданного оруденения. В пределах обоих сегментов пояса известно более 10 средних и мелких колчеданных месторождений. Оруденение, как правило, приурочено к реликтам вулканических построек центрального типа. Отмечается тесная пространственная связь оруденения с субвулканическими и жерловыми телами средне-кислого и кислого состава. Редко среди вулканических пород присутствуют осадочные породы с рудными обломками. Возраст оруденения принимается позднеордовикским [Каипов, Каюпов, 1971; Геология и металлогения ..., 1977; Щебуняев, 1983]

### Корреляция разрезов, основные закономерности строения и структурного положения комплексов Байдаулет-Акбастауского пояса

В различных сегментах пояса вулканогенные, вулканогенно-осадочные и плутонические комплексы имеют близкий возраст, общие черты строения, состава и структурного положения. В то же время имеются и некоторые различия, которые выявляются при прослеживании близких по возрасту комплексов как вкрест, так и по простиранию пояса

В ордовикских разрезах Байдулет-Акбастауского пояса отчетливо выделяются два комплекса: нижне-среднеордовикский и верхнеордовикский, различающиеся строением разреза и составом пород.

В строении нижне-среднеордовикского комплекса разных зон имеются значительные отличия. В Сатпаевской и Балатундык-Отызбесской зонах нижние части разреза этого комплекса представлены толщами подушечных афировых базальтов (нижний ордовик), выше залегают кремнисто-туфогенные толщи, в строении которых значительную роль играют туффиты, тефроиды и туфы и вулканогенно-обломочные породы среднего и кислого состава (верхи нижнего ордовика - средний ордовик). В Майкаинской, Северо-Карагандинской и Акбастау-Космурунской зонах нижне-среднеордовикские комплексы представлены слабодифференцированными базальт-андезибазальтовыми вулканическими сериями, в строении которых значительную роль играют пирокластические породы того же состава, кремнистые алевролиты, туффиты и глинистые яшмы. Отличительной особенностью нижне-среднеордовикского комплекса Спасской зоны является преобладание в его разрезе вулканитов, туфов и вулканогеннообломочных пород кислого и средне-кислого состава и кварц-полевошпатовых песчаников.

Верхнеордовикский комплекс во всех зонах в целом имеет близкое строение. Он сложен мощными толщами эффузивов, туфов вулканогенно-осадочных пород базальт-И андезибазальтового или базальт-андезит-дацит-риолитового состава. Для некоторых разрезов характерно появление вулканитов повышенной щелочности. В верхнеордовикских толщах на разных уровнях присутствуют горизонты или линзы органогенных известняков. С этим комплексом связаны основные колчеданно-полиметаллические месторождения (Майкаинская, Северо-Карагандинская и Акбастау-Космурунская зоны). Его формирование в Северо-Карагандинской и Акбастау-Космурунской зонах завершается внедрением гранит-гранодиоритовых интрузивов.

Вулканические комплексы Байдаулет-Акбастауского пояса представлены в основном дифференцированными вулканическими сериями, а их формирование завершается внедрением гранодиоритовых массивов. Такие комплексы формируются в пределах островодужных систем. Особенностью островодужного магматизма является его субаквальный характер.

Особенностью Байдаулет-Акбастауского пояса является приуроченность к нему большого количества колчеданно-полиметаллических месторождений. Этим он резко отличается от Сарыаркинского и Чингиз-Северотянышаньского вулканических поясов, где имеются лишь единичные месторождения такого типа. Для зон, к которым приурочены такие месторождения, характерно широкое распространение верхнеордовикской дифференцированной базальт-андезит-дацитриолитовой вулканической серии с большим количеством субвулканических и жерловых тел средне-кислого и кислого состава.

В Байдаулет-Акбастауском поясе не происходит омоложения возраста вулканогенноосадочных комплексов от Северо-Западного сегмента к Юго-Восточному. Возрасты этих комплексов в пределах обоих сегментов совпадают и охватывают весь ордовик за исключением самых верхов ашгилла. При этом фаунистически охарактеризованные тремадокские образования пока не обнаружены.

Ордовикские комплексы пояса имеют достаточно простую складчатую структуру, только для Майкаинской зоны характерны чешуйчато-надвиговые дислокации. Каледонские деформации характерны только для Северо-Западного сегмента, где девонские континентальные вулканиты резко несогласно перекрывают ордовикские комплексы. В Юго-Восточном сегменте деформации этого возраста не проявлены, а на нижнепалеозойских образованиях без видимого несогласия залегают терригенные толщи силура и континентальные эффузивы нижнего–среднего девона.

### Обстановки формирования комплексов Байдулет-Акбастауского пояса

Данные о строении разрезов, структурном положении и составе комплексов Байдаулет-Акбастауского пояса позволяют предположить, что их формирование происходило в пределах крупной островодужной системы, развивавшейся на протяжении ордовикского времени (около 40 млн лет).

Островная дуга, вероятно, имела гетерогенный фундамент. Для большинства зон (Сатпаевской, Акбастау-Космурунской, Балатундык-Отызбесской и, вероятно, Майкаинской и части Северо-Карагадинской) в обоих сегментах устанавливается меланократовое основание. В то же время для Спасской и южной части Северо-Карагадинской можно предполагать наличие допалеозойского сиалического фунд-Состав нижне-среднеордовикских мента. вулканических комплексов и наличие колчеданного оруденения коррелируется с типом фундамента. Так, в зонах с меланократовым фундаментом нижний-средний ордовик представлен либо базальтовыми, либо слабодифференцированными сериями, а в зонах с сиалическим фундаментом – толщами со значительной ролью кислых эффузивов. Колчеданные месторождения, как правило, приурочены к зонам, фундамент которых представлен меланократовыми комплексами. Состав пород верхнеордовикских комплексов не связан с типом фундамента дуги и во всех зонах представлен дифференцированными сериями.

Байдаулет-Акбастауская островная дуга была обрамлена бассейнами с океанической корой, комплексы которых водят в состав Ескембай-Балкыбекского офиолитового пояса, а также Тектурмасской и Северо-Балхашской офиолитовых зон Джунгаро-Балхашской области.

В настоящее время достоверных данных о полярности Байдаулет-Акбастауской дуги не имеется. По косвенным признакам (наличие средне-верхнеордовикских аккреционных комплексов в Тектурмасской и Северо-Балхашской зонах) можно предполагать, что фронтально дуга была обращена в сторону Джунгаро-Балхашской области.

### ГЛАВА І.V. РАННЕПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ОСТРОВОДУЖНЫХ СИСТЕМ И ФОРМИРОВАНИЕ КАЛЕДОНСКОЙ СТРУКТУРЫ КАЗАХСТАНА

На основании данных о структурном положении, строении и составе нижнепалеозойских комплексов можно реконструировать тектоническую эволюцию раннепалеозойских островодужных систем, бассейнов с океанической корой и континентальных блоков, фрагменты которых сохранились в каледонидах Казахстана и Северного Тянь-Шаня.

Наиболее крупными структурами, существовавшими к началу палеозоя, являлись докембрийские сиалические блоки и бассейн с океанической корой. Могут быть реконструированы два таких блока: Западный, объединяющий Кокчетавский, Ишкеольмесский, Улутауский, Чуйско-Кендыктасский, Таласско-Каратаускийи Срединно-Тяньшаньскиймассивы, и Восточный, в состав которого входили Актау-Джунгарский, Жельтавский, Северо-Тяньшаньский массивы и Ерементау-Бурунтауская зона. В строении обоих блоков участвуют однотипные по строению и составу, а также близкие по возрасту комплексы довендского фундамента. Оба блока в венде раннем ордовике были перекрыты терригеннокарбонатными И терригенно-карбонатнокремнистыми толщами чехла. В современной структуре Западный и Восточный блоки разделены комплексами Сарыаркинского пояса, однако на основании сходства строения, состава и возраста комплексов фундамента и чехла можно предполагать, что в дораннеодовикское время эти блоки составляли единый континентальный массив, имевший пассивные окраины. Континентальный массив имел сложное внутреннее строение, в его пределах существовали как подводные возвышенности, где происходило накопление карбонатных толщ, так и рифтогенные прогибы, для которых характерны терригенные, кремнисто-терригенные и кремнистые разрезы, а также излияния шелочных базальтов с внутриплитными геохимическими характеристиками. Восточнее (здесь и далее современные координаты) континентального массива можно предполагать существование крупного бассейна с океанической корой. Допалеозойские океанические комплексы в современной структуре не выявлены, но наличие раннекембрийских базальтов с характеристиками ОІВ может свидетельствовать о значительных размерах океанического бассейна, позволяющих формироваться структурам с утолщенной мафической корой.

В начале кембрия в пределах океанического бассейна закладывается зона конвергенции и начинает свое развитие ранне-среднекембрийская островная дуга (рис. 73). Дуга, несомненно, была энсиматической, о чем свидетельствует полный офиолитовый разрез подстилающий дифференцированные вулканические серии. Наиболее древние островодужные комплексы представлены офиолитами и контрастными сериями, формировавшимися в зонах задуговых поднятий, дифференцированные серии широко распространены начиная со второй половины раннего кембрия. Характерной особенностью комплексов ранне-среднекембрийской островной дуги является омоложение однотипных комплексов по ее простиранию от Юго-Западного сегмента к Восточному, которое свидетельствует об изменении времени начала субдукции в разных сегментах островной дуги от начала раннего кембрия до начала среднего кембрия. Достоверных данных о полярности ранне-среднекембрийской дуги не имеется. В то же время в ее Восточном сегменте известны флишевые серии, формирование которых могло происходить в преддуговом флишевом прогибе. Анализ их площадного распространения позволяет предположить, что раннесреднекембрийская дуга фронтально была об-



Рис. 73. Схематические геодинамические профили для каледонид Казахстана (без учета сдвиговых перемещений)

1 – докембрийская континентальная кора; 2 – терригенно-карбонатные чехлы пассивной окраины; 3 – рифтогенные комплексы; 4–7 – вулканические комплексы островных дуг: 4 –  $C_{1,2}$ , 5 –  $C_3$ – $O_1$ , 6 –  $O_{2,3}$ , 7 –  $O_{1,3}$ ; 8 – туфогенные и туфо-терригенные комплексы; 9, 10 – комплексы отмерших островных дуг: 9 –  $C_{1,2}$ , 10 – C– $O_1$ ; 11, 12 – океаническая кора: 11 – краевого бассейна, 12 – океана; 13 – зоны субдукции: *а* – активные, *б* – отмершие; 14 – наиболее крупные разрывные нарушения

ращена в сторону докембрийского континентального массива.

Островная дуга, появившаяся в начале кембрия, отделила от океана краевой бассейн, также имевший океаническую кору. С субдукцией коры этого бассейна будет связана дальнейшая эволюция ранне-среднекембрийской и позднекембрийско-раннеордовикской островных дуг.

Прекращение вулканизма и отмирание дуги также как и ее зарождение имело гетерохрон-

ный характер. В Юго-Западном и Северном сегментах сегменте завершение вулканизма произошло в середине амгинского века раннего кембрия, а в Восточном – только в конце амгинского века среднего кембрия. После прекращения вулканизма отмершая дуга была перекрыта терригенно-карбонатными осадками. Сложным представляется вопрос о причинах отмирания ранне-среднекембрийской дуги, которое ранее связывалось с закрытием краевого бассейна и ее коллизией с докембрийским

континентальным массивом [Дегтярев, Рязанцев, 2007]. Однако исследования последних лет показали, что коровые части офиолитовых разрезов, залегающие в основании раннесреднекембрийской островной дуги имеют возраст 520-525 млн лет [Рязанцев и др., 2009; Дегтярев и др., 2010], а высокобарический метаморфизм на Кокчетавском массиве, который считался признаком коллизии, оказывается более древним – 530–535 млн лет [Claoue-Long et al., 1991; Херманн и др., 2006]. Следовательно, высокобарические комплексы Кокчетавского массива не могут рассматриваться как образования, формирование которых связано с коллизией дуги и континентального массива. Краевой бассейн с океанической корой также продолжает свое существование и в постсреднекембрийское время. Других комплексов и структур, указывающих на коллизионные обстановки в конце раннего - начале среднего кембрия также обнаружено не было. Поэтому причина отмирания ранне-среднекембрийской дуги, вероятно, связана с другими событиями. Такой причиной могла быть проградация вулканического фронта в сторону краевого бассейна, связанная с откатом желоба в ту же сторону. При этом в конце среднего – начале позднего кембрия островодужный магматизм полностью прекращается и происходит накопление только терригенно-карбонатных и терригенных толщ, что может быть связано с временным прекращением субдукции.

Начиная с сакского века позднего кембрия, субдукция возобновляется, что сопровождается заложением позднекембрийскораннеордовикской островной дуги (рис. 73). Эта дуга имела более мощный, преимущественно мафический, фундамент, в отдельных ее сегментах можно предполагать, что в строении этого фундамента участвовали более древние островодужные комплексы, в других сегментах, более вероятно, присутствие в составе фундамента океанической коры. Позднекембрийско-раннеордовикская луга фронтально так же была обращена в сторону краевого бассейна, что с наибольшей вероятностью можно предполагать для ее Восточного сегмента, где распространены разнообразные комплексы этого возраста (см. главу II.I). В начале ордовика происходит заложение Байдаулет-Акбастауской островной дуги и структура конвергентной окраины значительно усложняется. Начиная с этого времени и

до середины аренига, а в отдельных сегментах до середины лланвирна, будут существовать континентальный массив с пассивными окраинами, краевой бассейн с океанической корой, две островные дуги, разделенные междуговым бассейном с океанической корой, и океан. В позднем кембрии – арениге одновременно с заложениемпозднекембрийско-раннеордовикской островной дуги происходит резкая активизация спрединга как в краевом, так и в междуговом бассейнах. Офиолиты, базальтовые и кремнистобазальтовые комплексы этого возраста пользуются наибольшим распространением.

Разные сегменты ранне-среднекембрийской и позднекембрийско-раннеордовикской островных дуг, начиная с середины аренига и до середины лланвирна, сталкиваются с континентальным массивом, что сопровождается закрытием краевого бассейна с океанической корой (рис. 73). Наиболее ранние признаки коллизии отмечаются в Юго-Западном сегменте, где уже в тремадоке появляются толщи кварц-полевошаптовых песчаников, залегающие как на островодужных туфогенных, так и на кремнисто-базальтовых толщах, также отмечаются обломки офиолитовых габброидов и пироксенитов в тремадокских терригенных толщах чехла Чуйско-Кендыктасского массива [Рязанцев и др., 2006]. В этом сегменте к середине аренига все более древние островодужные и окраинно-морские комплексы, а также перекрывающие их терригенные толщи тремадока были тектонически сближены друг с другом в системе дислоцированных тектонических покровов. В Юго-Западном и Южном сегментах коллизия сопровождалась проявлениями высокобарического метаморфизма и шарьированим дефоркембрийско-нижнеордовикских мированных вулканогенно-осадочных толщ на комплексы докембрийского континентального массива [Рязанцев и др., 2009]. Таким образом, формирование покровно-складчатой структуры этих сегментов Сарыаркинского пояса в основном завершилось уже к середине аренига. В дальнейшем осадконакопление здесь не прекратилось, но его характер и источники сноса резко изменились. В разрезах резко преобладают флишевые толщи, фундаментом и источниками сноса для которых являются докембрийские сиалические комплексы, а также шарьированные на них кембрийские офиолиты и островодужные образования. В ряде разрезов терригенных толщ этих сегментов на среднеаренигском уровне присутствуют островодужные вулканиты. Их появление не может быть связано с субдукцией коры краевого бассейна, который этому времени был уже закрыт, поэтому этот островодужный вулканизм можно связать с субдукцией коры океанического бассейна.

В других сегментах краевой бассейн продолжает существовать до середины лланвирна, а формирование океанической коры в нем происходит до конца аренига. Магматизм в Северном и Северо-Восточном сегментах позднекембрийско-раннеордовикской дуги продолжался до начала аренига, а в Восточном – до середины аренига. В конце аренига – раннем лланвирне вулканизм в этих сегментах дуги постепенно прекращается и сменяется накоплением кремнисто-туфогенных, кремнистотерригенных и терригенных толщ. В середине лланвирна и в этих сегментах происходит коллизия кембрийско-раннеордовикских островных дуг с континентальным массивом, а краевой бассейн закрывается. В результате происходит тектоническое совмещение разновозрастных островодужных образований и комплексов краевого бассейна с докембрийскими породами континентального массива.

Таким образом, в середине лланвирна завершается формирование Сарыаркинкого вулканического пояса, в покровно-складчатой структуре которого оказались тектонически совмещены вулкано-плутонические комплексы раннесреднекембрийской и позднекембрийско-раннеордовикской островных дуг и фрагменты разных частей океанической коры краевого бассейна. Комплексы Сарыаркинского пояса были причленены к докембрийскому континентальному массиву, и сформировалась сложно построенная континентальная окраина, в строении которой участвовали докембрийские метаморфические породы, нижнепалеозойские терригенно-карбонатные толщи, а также комплексы Сарыаркинского пояса.

Каледонская структура западной части Казахстана существенно отличается от структуры его восточной части. На западе Казахстана комплексы Сарыаркинского пояса располагаются между Западным и Восточным (см. выше) докембрийскими сиалическими блоками, в то время как на востоке Казахстана таких соотношений не наблюдается. Кроме того, Ерементау-Бурунтауская зона, в строении которой участвуют докембрийские сиалические комплексы, расчленяет Северный и Северо-Восточный сегменты Сарыаркинского пояса (рис. 2, см. цв. вклейку). Такие соотношения могли возникнуть в случае первичной изолированности Западного и Восточного блоков, их последующей коллизии и раздавливания, располагавшихся между ними бассейнов с океанической корой и энсиматических дуг. Однако сходство строения, состава и возраста комплексов докембрийского фундамента и венд-нижнеордовикского чехла Западного и Восточного континентальных блоков не позволяет считать, что на протяжении этого времени блоки развивались изолированно друг от друга. Поэтому, скорее всего, оба блока в дораннеордовикское время являлись частями единого континентального массива. Восточный блок был расчленен на несколько массивов - сдвиговых пластин, которые в конце раннего – начале среднего ордовика испытали крупноаплитудные горизонтальные сдвиговые перемещения. В течение этого времени движение сдвиговых пластин происходило в север-северо-западном направлении с различной скоростью. Движение Жельтавского массива, вероятно, началось еще в начале ордовика, когда они были отчленены от единого континентального массива, а к середине аренига комплексы Юго-Западного сегмента Сарыаркинского пояса оказались раздавлены и находились уже между сиалическими массивами. Арениг-лланвирнские толщи, залегающие на комплексах Сарыаркинского пояса и обрамляющих сиалических массивах, имеют близкое строение. Различные докембрийские и рифтогенные нижнепалеозойские комплексы Ерементау-Бурунтауской зоны, вероятно, слагали самостоятельную сдвиговую пластину, которая в начале среднего ордовика испытала значительные перемещения в северном направлении и расчленила Северный и Северо-Восточный сегменты Сарыаркинского пояса. К этому же времени относится и формирование покровно-складчатой структуры этой зоны. Актау-Джунгарский массив также являлся самостоятельной сдвиговой пластиной, перемещение которой началось только в конце ордовика [Дегтярев, 2003].

События начала среднего ордовика, приведшие к формированию Сарыаркинского пояса и расчленению единого континентального массива на два крупных блока, не оказали существенного влияния на эволюцию Ескембай-Балкыбекского междугового бассейна. Этот бассейн в среднем-позднем ордовике разделял сложно построенную континентальную окраину и Байдаулет-Акбастаускую островную дугу. Наиболее активное новообразование океанической коры бассейна приходится на аренигский век, в среднем и начале позднего ордовика здесь также происходит формирование кремнисто-базальтовых и базальтовых толщ, но в значительно меньших объемах.

В конце лланвирна в пределах континентальной окраины происходит заложение Чингиз-Северотяньшаньской островной дуги, имевшей гетерогенный фундамент (рис. 73). В ее Юго-Западном и Северном сегментах фундамент образован комплексами докембрийских сиалических массивов и Сарыаркинского пояса, а в Северо-Восточном и Восточном - только сложно дислоцированными образованиями Сарыаркинского пояса. Во всех сегментах дуги отмечается два эпизода вулканической активности, в промежутке между которыми происходило накопление туфогенных и туфо-терригенных толщ. Первый эпизод во всех сегментах дуги приходится на вторую половину лланвирна, в то время как время проявления второго изменяется от начала карадока в Юго-Западном и Северном сегментах до конца карадока – начала ашгилла в Восточном. Также от Юго-Западного к Восточному сегменту изменяется время отмирания Чингиз-Северотяньшаньской дуги от позднего карадока до конца ашгилла. После отмирания дуги в пределах отдельных сегментов формируются водорослевые рифовые постройки, чаще же вулканиты перекрываются терригенными породами. Параллельно вулканической дуге перед ее фронтом располагался преддуговой флишевый прогиб, который заполнялся мощными флишевыми, терригенными грубообломочными и терригенно-карбонатными толщами. В ряде сегментов выявлена проградация вулканического фронта в пределы флишевого прогиба и перекрытие терригенных толщ вулканическими сериями, наиболее ярко выраженное в Восточном сегменте дуги. В пределах Северо-Восточного и Восточного сегментов на поздних стадиях эволюции Чинги-Северотяньшаньской дуги возникает невулканическая дуга, которая маркируется рифовыми известняками, залегающими на более древних аккреционных комплеках. С большой степенью вероятности может быть установлена полярность Чингиз-Северотяньшаньской островной дуги. Фронт дуги располагался с внутренней стороны Казахстанского ороклина. Этот вывод основан на положении преддугового флишевого прогиба, проградации вулканического фронта в сторону бассейна с океанической корой и поперечной петрохимической полярности, выявленной в вулканогенных толщах ряда сегментов.

С заключительным этапом эволюции Чингиз-Северотяньшаньской дуги связано формирование огромных массивов позднеордовикских гранитоидов, распространенных в тех ее сегментах, где в строении фундамента участвуют докембрийские метаморфические комплексы. Эти гранитоиды обладают всеми характерными геохимическими чертами надсубдукционных комплексов. Однако их внедрение произошло после завершения островодужного вулканизма и накопления перекрывающих эффузивы терригенных и карбонатных толщ. Гранитоиды распространены на широкой площади за пределами вулканической дуги и прорывают комплексы докембрийских массивов, расположенных в ее тылу. Формирование таких больших объемов в основном гранодиоритовых расплавов, вероятно, связано с масштабным плавлением докембрийских нижнекоровых, преимущественно мафических, комплексов, а появление гранитов объясняется контаминацией сиалическим материалом верхней коры нижнекоровых выплавок. Такие масштабы плавления нижнекоровых комплексов требуют мощного источника эндогенного тепла и могут быть связаны с андерплейтингом больших объемов мантийных магм. Причины появления таких объемов мантийного вещества не совсем ясны, так как происходили уже после прекращения надсубдукционного вулканизма и накопления осадочных толщ в течение позднего карадока – раннего ашгилла. Не исключено, что эти процессы могли быть связаны с отрывом слэба и поступлением в основание коры базитового вещества, выплавлявшегося из астеносферной мантии.

В течение среднего–позднего ордовика размеры междугового бассейна, разделявшего Чингиз-Северотяньшаньскую и Байдаулет-Акбастаускую дуги сокращаются и к концу ордовика он полностью закрывается, а на его месте формируется узкий Ескембай-Балкыбекский офиолитовый пояс, комплексы которого имеют сложное покровно-складчатое строение. Большое значение в строении пояса имеют полимиктовые олистостромовые толщи, содержащие фрагменты разреза различных слоев океанической коры. Байдаулет-Акбастауская дуга, развивавшаяся на протяжении всего ордовика, к началу ашгилла отмирает и перекрывается либо рифовыми известняками, либо терригенно-карбонатными толщами. В это же время начинается перемещение сдвиговой пластины, образованной Актау-Джунгарским массивом и он занимает положение перед фронтом Чингиз-Северотяньшаньской дуги.

В конце ордовика океаническая кора сохраняется только в Джунгаро-Балхашской области. В ее северной части (Тектурмасская и Северо-Балхашская зоны) отмечается проявление каледонских деформаций, выражением которых явилось формирование доскладчатых тектонических покровов. В их строении участвуют среднеордовикские океанические комплексы, помещенные в разрез олистостромовой толщи верхнего ордовика – нижнего силура. Такие процессы могут быть связаны с формированием аккреционной призмы перед фронтом Байдулет-Акбастауской дугой, на край этой призмы в самом конце ордовика происходит проградация вулканического фронта.

Возраст покровных деформаций в северной части Джунгаро-Балхашской области совпадает с возрастом комплексов океанической коры в ее центральной части (Агадырская зона). Здесь каледонские деформации не проявлены, формирование покровной структуры происходит только в самом конце силура. Более молодые океанические комплексы известны уже во внутренней части Джунгаро-Балхашской области (юго-восток Джунгарского Алатау, Западная Джунгария).

Таким образом, основной тенденцией раннепалеозойской тектонической эволюции Казахстана явилось увеличение площади докембрийского континентального массива за счет причленения к нему со стороны Джунгаро-Балхашской области комплексов различных островных дуг и аккреционных призм, в строении которых участвовали фрагменты различных частей океанической коры. Эти процессы были осложнены крупноамплитудными сдвиговыми перемещениями, происходившими вдоль континентальной окраины и приводившими к неоднократному чередованию одних и тех же комплексов в ее структуре. В среднем и позднем палеозое в пределах этой сложно построенной окраины начинают свое развитие окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса, перед которым формировались широкие преддуговые флишевые прогибы. Их внешние борта были сложены нижнепалеозойскими и докембрийскими образованиями, а внутренние - комплексами аккреционных призм. Причленение последних к континентальной окраине продолжалось до середины каменноугольного века. На основании этих данных можно заключить, что океанический бассейн развивался в течение длительного времени (около 200 млн лет), что позволяет предположить его значительные размеры.

# ЧАСТЬ II. СТРОЕНИЕ И ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ КРУПНЫХ СЕГМЕНТОВ КАЛЕДОНСКИХ СКЛАДЧАТЫХ СООРУЖЕНИЙ КАЗАХСТАНА

В результате длительной тектонической эволюции в палеозоидах Казахстана и Северного Тянь-Шаня была сформирована континентальная кора, мощность которой изменяется от 38 до 50 км. При этом в каледонских складчатых сооружениях формирование континентальной коры завершилось уже к силуру или началу девона, а в среднем-позднем палеозое происходила ее дифференциация, которая часто сопровождалась выплавлением больших объемов гранитоидов и кислых вулканитов. В различных сегментах каледонских складчатых сооружений Казахстана и Северного Тянь-Шаня формирование палеозойской континентальной коры связано с эволюцией раннепалеозойских островодужных систем, различавшихся присутствием или отсутствием в составе их фундамента докембрийских сиалических комплек-

сов. Их присутствие влияло на длительность палеозойских корообразующих процессов, составы раннепалеозойских магматических комплексов, объемы и источники палеозойского гранитоидного магматизма.

Различия в строении континентальной коры и особенности процессов ее формирования будут рассмотрены на примере двух крупных сегментов каледонид Казахстана: Чингизском и Степнякском. Для Чингизского сегмента характерно широкое распространение нижнепалеозойских островодужных комплексов и отсутствие выходов докембрийских сиалических комплексов, в то время как в пределах Степнякского сегмента и его обрамления эти комплексы распространены достаточно широко, подстилая средне-верхнеордовикские островодужные вулканиты.

## ГЛАВА II.I. ЧИНГИЗСКИЙ СЕГМЕНТ

Чингизский регион располагается на востоке Казахстана, в его строении участвуют нижнепалеозойские вулканические и плутонические образования Восточного сегмента Сарыаркинского и Чингиз-Северотяньшаньского вулканических поясов, а также средне- и верхнепалеозойские комплексы. В настоящее время регион имеет зрелую континентальную кору, мощность которой составляет 45–50 км. В коре отчетливо выделяются гранитнометаморфический и гранулито-базитовый слои [Геология и металлогения ..., 1977]. Завершение процессов формирования континентальной коры Чингизского сегмента относится к концу палеозоя и связано с окончанием магматической деятельности. В мезозое-кайнозое палеозойский фундамент перекрывался платформенным чехлом.

# Тектоническое положение и общая структура Чингизского сегмента

В пределах Чингизского сегмента структуры каледонских и более молодых комплексов имеют северо-западные простирания. С северо-востока Чингизский сегмент ограничен варисцидами Иртыш-Зайсанской зоны, а с югозапада – комплексами Восточного сегмента Ескембай-Балкыбекского офиолитового пояса (рис. 74, см. цв. вклейку).

Иртыш-Зайсанская зона представляет собой достаточно узкую протяженную герцинскую структуру, которая в современной структуре расположена между каледонидами Казахстана и Горного Алтая. В ее строении участвуют в основном девонско-каменноугольные вулканогенные, вулканогенно-осадочные и терригенные комплексы, имеющие сложную покровноскладчатую структуру. К центральной части зоны приурочен Чарский офиолитовый пояс, основная часть которого сложена полимиктовыми серпентинитовыми меланжами [Офиолиты, 1981]. В составе меланжа в виде блоков и глыб, наряду с различными среднепалеозойскими образованиями, участвуют и каледонские комплексы, представленные позднеордовикскими высокобарическими породами (эклогиты и глаукофановые сланцы) и средне-верхнеордовикскими кремнисто-базальтовыми толщами Полянский, 1999; Волкова и др., 2004].

Юго-западная часть Иртыш-Зайсанской зоны (Сарсазанская подзона) представляет собой герцинский флишоидный прогиб, развивавшийся на каледонском основании. Здесь на различных нижнепалеозойских комплексах Чингизского сегмента и девонских континентальных вулканитах с несогласием залегает мощная (более 2000 м) нижневизейская терригенная толща (коконьская свита), сложенная полимиктовыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками, конгломератами, гравелитами, углеродисто-кремнистыми алевролитами, известняками. В верхах разреза появляются туфы и туффиты среднего состава. Разрез Сарсазанской подзоны завершает вулканогенноосадочная толща верхнего визе - серпухова (серектасская свита мощностью до 1000 м), нижняя часть разреза которой сложена лавами, туфами и лавобрекчиями среднего и среднеосновного состава, а верхняя – полимиктовыми песчаниками, углеродистыми алевролитами с горизонтами андезитовых лавобрекчий и туфов [Геологическая карта..., 1979; Геологическая карта..., 1981а].

На комплексы Сарсазанской подзоны с северо-востока надвинуты герциниды Жарма-Саурской подзоны. В ее строении участвуют живетско-каменноугольные преимущественно вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи. Среди этих комплексов в северо-западной части подзоны отмечаются выходы серпентинитов и серпентинитового меланжа. Предполагается, что формирование комплексов ЖармаСаурской подзоны происходило в пределах энсиматической островной дуги [Диденко, Морозов, 1999]. Северо-восточнее – в Чарском офиолитовом поясе, сохранились фрагменты коры ранне-среднепалеозойского океанического бассейна [Офиолиты, 1981].

Граница Сарсазанской и Жарма-Саурской подзон имеет сложный тектонический характер, к ней приурочены выходы глубокометаморфизованных пород. Такие породы выявлены к востоку от пос. Жарма в среднем течении р. Егиндыбулак у одноименного поселка. Здесь среди терригенных пород карбона присутствует небольшой тектонический блок, сложенный кварц-слюдяными, кварц-слюдистогранатовыми, ставролит-слюдяными, гранатставролит-слюдяными сланцами, гнейсами и амфиболитами. Эти породы по строению, составу и степени метаморфизма резко отличаются от окружающих ороговикованных пород среднего палеозоя [Геологическая карта..., 1979]. Метаморфические породы, слагающие рассматриваемый блок, могут быть сопоставлены с образованиями докембрийских сиалических массивов западной части Казахстана.

Чингизский сегмент каледонид Казахстана образован нижнепалеозойскими комплексами Восточного сегмента Сарыаркинского и Чингиз-Северотяньшаньского поясов, участвующими в строении ряда зон северозападного простирания, а также различными средне- и верхнепалеозойскими образованиями. Осевое положение в Чингизском сегменте занимает Центрально-Чингизская зона, которая образована тектонически совмещенными вулкано-плутоническими комплексами раннесреднекембрийской И позднекембрийскораннеордовикской островных дуг. Более высокое положение в структуре зоны занимают вулканогенные и туфогенно-терригенные толщи среднего ордовика. Чунайская и Абралинская зоны, расположенные соответственно к северовостоку и юго-западу от осевой зоны, сложены вулканогенно-осадочными комплексами средне-верхнеордовикской островной дуги, залегающими с несогласием на более древних образованиях Центрально-Чингизской зоны. Еще дальше от осевой зоны на северо-востоке располагается Аркалыкская, а на юго-западе - Токайско-Акчатауская зоны (рис. 74, см. цв. вклейку). В их строении в основном участвуют кембрийско-среднеордовикские комплексы. сопряженных с островными дугами, бассейнов с океанической корой, представленные фрагментами офиолитов, кремнисто-базальтовых и кремнистых разрезов, тектонически совмещенные со средне-верхнеордовкскими туфогеннотерригенными, флишоидными и олистостромовыми комплексами. Подобные образования характерны и для северо-западной части Абралинской зоны, где они подстилают верхнеордовикские островодужные комплексы. В Токайско-Акчатауской зоне сложнодислоцированные доверхнеордовикские комплексы перекрыты рифогенными известняками, маркирующими позднеордовикскую невулканическую дугу [Дегтярев, 1999; Дегтярев, Рязанцев, 2005].

Силурийские комплексы в пределах Чингизского сегмента распространены в тех же зонах, что верхнеордовикские. На юго-западе Абралинской и в Токайско-Акчатауской зонах флишоидные и вулканогенно-осадочные толщи лландовери-венлока без несогласия перекрывают верхнеордовикские образования, а в Чунайской и Аркалыкской зонах терригенновулканогенные разрезы верхнего лландовери – венлока с несогласием перекрывают ордовикские и более древние образования.

Нижне-среднедевонские вулканогенные комплексы резко несогласно залегают на нижнепалеозойских образованиях в различных зонах Чингизского сегмента. Часто они слагают эродированные вулканические постройки. В разрезах преобладают континентальные эффузивы и туфы риолитового и трахириолитового состава мощностью до 2000 м. На девонских и более древних комплексах с несогласием залегают фамен-нижнекаменноугольные терригенно-карбонатные толщи, слагающие небольшие синклинали.

В пределах Чингизского сегмента широко распространены средне-позднепалеозойские гранитоиды, которые слагают крупные массивы, прорывающие нижнепалеозойские и силурийские комплексы (рис. 74, см. цв. вклейку). Возраст гранитоидов охватывает интервал от позднего силура до позднего карбона – ранней перми.

Восточный сегмент Ескембай-Балкыбекского офиолитового пояса описан в главе І.Ш и представлен комплексами Маялжен-Балкыбекской зоны, в состав которых входят фрагменты офиолитов, базальтовых и кремнисто-базальтовых разрезов кембрия – среднего ордовика, слагающие пакеты тектонических пластин, разделенные олистостромовыми толщами верхнего ордовика. Характерной особенностью этой зоны является присутствие пластин сложенных меланократовыми метаморфическими породами.

### Нижнепалеозойские комплексы Чингизского сегмента: строение, особенности состава, обстановки формирования

Среди нижнепалеозойских образований Чингизского сегмента по особенностям строения и степени дислоцированности различаются кембрийско-нижнеордовикские комплексы Сарыаркинского пояса и средневерхнеордовикские комплексы Чингиз-Северотяньшаньского пояса.

### Кембрийско-нижнелланвирнские комплексы Сарыаркинского пояса

Комплексы Восточного сегмента Сарыаркинского пояса распространены в Центрально-Чингизской, Абралинской, Аркалыкской и Токайско-Акчатауской зонах, где представлены вулканогенно-осадочными и плутоническими образованиями кембрийскораннеордовикских островных дуг и бассейнов с океанической корой.

### Комплексы ранне-среднекембрийской островной дуги

Комплексы ранне-среднекембрийской островной дуги участвуют в строении Центрально-Чингизской, Абралинской и Аркалыкской зон. Наиболее древние из этих комплексов, имеющие раннекембрийский возраст, обнажены в северо-западной и юго-восточной частях Центрально-Чингизской зоны (рис. 74, см. цв. вклейку).

На северо-западе зоны (окрестности оз. Алкасор и гор Эдрей) нижнекембрийские образования, представленные метаморфизованной контрастной базальт-риолитовой серией, слагают ядро крупной антиформы, крылья которой сложены тектоническими пластинами верхнекембрийско-нижнеордовикских офиолитов, кремнистыми и кремнисто-базальтовыми толщами (рис. 75, см. цв. вклейку).

В строении базальт-риолитовой серии, по данным Ю.А. Васюкова, участвуют порфиритоиды базальт-андезибазальтового состава с линзами серых микрокварцитов (алкасорская толща мощностью около 600 м) и порфироиды дацитового и риодацитового состава (утегенсорская толща мощностью не более 500 м). Эти толщи имеют только тектонические соотношения друг с другом, причем порфироиды занимают более низкое структурное положение. Однако присутствие многочисленных даек порфироидов среди порфиритоидов свидетельствует об относительно более древнем возрасте последних. Органических остатков в породах базальт-риолитовой серии не обнаружено. С контрастной базальт-риолитовй серией пространственно ассоциируют разгнейсованные гранитоиды. Здесь же выявлены небольшие тектонические блоки, сложенные терригенными толщами верхов нижнего кембрия (рис. 75, см. цв. вклейку). В строении разрезов этих толщ участвуют полимиктовые песчаники, алевролиты с тонкими линзами известняков, гравелиты и конгломераты мощностью не более 500 м (едрейская свита). Гальки в конгломератах сложены преимущественно эффузивами среднего и средне-основного состава, реже встречаются яшмы. По всему разрезу осадочной толщи собраны разнообразные органические остатки ботомского яруса нижнего кембрия [Конева, 1979]. Небольшие фрагменты терригенных разрезов нижнего кембрия выявлены и на северо-западе Аркалыкской зоны (восточнее гор Кельмембет), где собраны органические остатки как ботомского, так и тойонского ярусов [Ергалиев и др., 1998]. Таким образом, на северо-западе Центрально-Чингизской зоны наиболее древние части разрезов ранне-среднекембрийской островной дуги могут быть сопоставлены с нижнекембрийскими комплексами Бощекульской зоны Северо-Восточного сегмента. Метаморфизованная базальт-риолитовая серия рассматривается как аналог коксорской серии, а едрейская свита сопоставляется с иткалганской [Дегтярев, Рязанцев, 2005].

В юго-восточной части Центрально-Чингизской зоны (горы Окпекты) комплексы, залегающие в основании разрезов раннесреднекембрийской дуги, имеют другое строение и сложены кремнисто-базальтовыми толщами. Низы разреза сложены афировыми, иногда миндалекаменными, базальтами, содержащими прослои, линзы и мощные горизонты серых и белых, часто онколитовых, известняков, а также желтых кремней и красных яшм. Мощность базальтовой толщи более 300 м. В известняках собраны только многочисленные микрофитолиты, характерные в основном для венда, но встречающиеся также и в низах кембрия. Аналогичные микрофитолиты обнаружены с толщах с раннекембрийскими археоциатами [Жаутиков и др., 1976]. Более высокое положение в структуре занимает кремнистая толща, слагающая в горах Окпекты ряд субширотных синклиналей. Эта толща образована в основном серыми и желтыми слабо слоистыми кремнями, реже красными яшмами, мощностью не более 100–150 м. В кремнистых породах, несмотря на тщательные поиски, конодонтов обнаружено не было, отсутствуют также радиолярии и спикулы губок. Таким образом, карбонатно-кремнисто-базальтовая толща гор Окпекты может быть отнесена к нижнему кембрию, а ее формирование, скорее всего, происходило в бассейне с океанической корой. По строению разреза карбонатно-кремнистобазальтовые толщи аналогичны ерементауской серии Северо-Восточного сегмента Сарыаркинского пояса, возраст которой также является раннекембрийским (см. главу І.І.).

Кремнисто-базальтовые толщи гор Окпекты не имеют стратиграфических соотношений со среднекембрийско-нижнеордовикскими комплексами.

В пределах большей части Центрально-Чингизской, Абралинской и Аркалыкской зон наиболее древними среди комплексов раннесреднекембрийской островной дуги являются амгинские вулканогенно-осадочные толщи и гранитоиды.

В Центрально-Чингизской и Абралинской зонах эти комплексы занимают наиболее низкое структурное положение, слагая ядра крупных антиклиналей, крылья которых сложены терригенно-карбонатными и кремнистотуфогенно-терригенными толщами верхов среднего кембрия – нижнего ордовика или вулканогенно-осадочными толщами верхнего ордовика (рис. 76, см. цв. вклейку) [Дегтярев и др., 1999; Дегтярев, Толмачева, 2005].

На юго-востоке Центрально-Чингизской зоны амгинские комплексы обнажены в горах Кзылкоянды-Карабулак, бассейне р. Кольденен и Намас. В горах Кзылкоянды-Карабулак распространена вулканогенно-осадочная толща мощностью более 1000 м, в нижней части которой преобладают лавобрекчии, туфопесчаники и туфоконгломераты среднего и средне-

основного состава с отдельными потоками андезибазальтов и андезитов, верхи разреза сложены в основном туфами и лавами риолитового и риодацитового состава. Амгинский возраст вулканогенно-осадочного разреза в этом районе определяется по его положению ниже фаунистически охарактеризованной терригеннокарбонатной толщи верхов среднего кембрия. В бассейнах рек Кольденен и Намас амгинские комплексы представлены эффузивами, туфами и вулканогенно-осадочными породами основного, среднего и средне-кислого состава. На левом берегу реки Копа изучен фрагмент вулканогенно-осадочного разреза, в котором чередуются подушечные базальты, туфогенные песчаники и вулканомиктовые конгломераты с гальками эффузивов средне-кислого состава, также присутствуют отдельные потоки дацитов и андезидацитов. Отдельные мощные потоки подушечных базальтов содержат обломки порфировых дацитов и андезидацитов. Среди эффузивов и вулканогенно-обломочных пород присутствуют известковистые песчаники и линзочки известняков с трилобитами низов амгинского яруса среднего кембрия (рис. 77). Мощность вулканогенно-осадочного разреза в этом районе составляет около 1400 м [Геология СССР..., 1972]. Здесь же (на правом берегу реки Намас) выявлены верхнеамгинские образования, где на небольшой площади обнажены лавы, лавобрекчии, туфы и туфоконгломераты риолитового и риодацитового состава с прослоями туффитов и линзами известняков с трилобитами и акритархами позднеамгинского возраста [Геология СССР..., 1972; Гришина, Кленина, 1983].

В северо-западной части Центрально-Чингизской зоны (окрестности горы Атей, горы Зербкызыл и Кадыр) также выявлены нижне- и верхнеамгинские вулканогенноосадочные толщи. К северо-западу и в районе горы Атей нижнеамгинские комплексы представлены атейской свитой [Решения..., 1991; Стецюра, 2007]. В нижней части ее разреза преобладают алевролиты, мелкозернистые вулканомиктовые и туфогенные песчаники, реже крупногалечные конгломераты. В песчаниках собраны беззамковые брахиоподы и трилобиты низов амгинского яруса среднего кембрия. Верхняя часть разреза представлена пироксеновыми базальтами, которые чередуются с литокластическими туфами основного состава. Видимая мощность атейской свиты превышает

500 м (рис. 77). Характерной особенностью литокластических туфов атейской свиты является присутствие в них обломков пироксенитов [Стецюра, 2007]. К верхнеамгинским вулканогенным образованиям относится зербкызыльская свита, слагающая большие поля в горах Зербыкызыл и Кадыр. В ее составе преобладают вулканиты дацитового и риолитового состава, реже присутствуют андезиты. В верхней части большую роль играют пачки пестроцветных терригенно-глинисто-кремнистых пород с прослоями туфосилицитов и яшмоидов, содержащих линзы известняков с позднеамгинскими трилобитами [Геология СССР..., 1972; Самыгин, 1982]. Мощность свиты может достигать 1200 м.

Амгинские вулканогенные толщи Центрально-Чингизской толщи прорваны гранитоидами среднекембрийскго кан-чингизского комплекса. Породы этого комплекса слагают несколько небольших массивов, наиболее крупными из которых являются Кан-Чингизский и Кольдененский (рис. 76, см. цв. вклейку). В комплексе выделяются две фазы. Породы первой фазы распространены незначительно только в Кан-Чингизском массиве, где слагают до 10% его общей площади, и представлены габбро и габбро-диоритами. Вторая фаза образована гранитами, плагиогранитами, тоналитами и кварцевыми диоритами, которыми полностью сложен Кольдененский массив и около 80% площади Кан-Чингизского массива. [Геология и металлогения..., 1977].

Массивы кан-чингизского комплекса имеют силлообразную или неправильную форму. Наиболее отчетливо выявляется форма Кольдененского массива, который представляет собой силлобразное тело мощностью от 100 до 500 м, смятое в складки вместе с вмещающими породами (рис. 78).

Наиболее достоверно устанавливается возраст гранитов Кольдененского массива, которые прорывают фаунистически охарактеризованные вулканогенно-осадочные толщи амгинского возраста, с образованием на контактах кварц-амфиболовых и амфиболовых роговиков, и трансгрессивно перекрываются аркозовыми валунными конгломератами, гравелитами, песчаниками и органогенными известняками верхов майского яруса среднего кембрия [Геология..., 1962; Дегтярев и др., 1999; Дегтярев, Толмачева, 2005]. Для Кан-Чингизского массива, прорывающего вулканогенные по-







**Рис. 78.** Схемы геологического строения: А – среднего течения р. Кольденен, Б – северо-восточной части гор Зербкызыл, по [Дегтярев и др., 1999; Дегтярев, Толмачева, 2005]. Положение см. на рис. 76

11 – эффузивы и вулканогенно-осадочные породы среднего кембрия; 12, 13 – породы среднекембрийского Кольдененского гранитоидного массива: 12 – граниты и фогенные породы нижнего-среднего ордовика (найманская свита), 4, 5 - вулканогенно-осадочные породы нижнего ордовика (сарышокинская свита): 4 – эффузивы среднего состава с линзами известняков, 5 – туфы (а) и туфоконгломераты (б) среднего состава; 6-9 – среднекембрийско-нижнеордовикский комплекс: 6 – терриген-*I* – кайнозойские отложения; 2 – терригенные породы верхнего ордовика; 3–5 – комплексы Центрально-Чингизского покрова: 3 – кремнисто-терригенные и туная пачка, 7 – туфогенная пачка, 8 – пачка вишневых и зеленых туфоалевролитов и туффитов, 9 – кремнисто-терригенная пачка, 10 – терригенно-карбонатная пачка; плагиограниты, 13 - гранодиориты; 14 – позднеордовикские (?) диориты; 15 - разрывные нарушения: а – граница Центрально-Чингизского покрова, 6 – прочие; 16 местонахождения органических остатков: а – конодонтов, б – брахиопод, в – трилобитов, г – граптолитов роды среднего кембрия, имеются лишь К-Аг изотопные данные. Диапазон полученных датировок по биотиту достаточно широк: от 563 до 432 млн лет [Геология и металлогения..., 1977]. Таким образом, среднекембрийский возраст кан-чингизского комплекса устанавливается в основном по геологическим данным и наиболее достоверно – для Кольдененского массива.

Амгинские вулканогенные толщи в пределах Абралинской зоны известны только на двух небольших участках среди верхнеордовикских вулканогенно-осадочных толщ. На юго-востоке зоны (урочище Коксенгир) нижнеамгинские образования представлены коксенгирской свитой мощностью до 1000 м [Геология СССР..., 1972; Ившин, 1978] (рис. 74, см. цв. вклейку). Среднекембрийские вулканиты здесь надвинуты на кремнисто-терригенные толщи верхнего кембрия – нижнего ордовика и смяты в небольшую синклинальную складку. В низах разреза свиты преобладают лавы и туфы базальтового, андезибазальтового и андезитового состава, содержащие прослои известковистых туфогенных и вулканомиктовых песчаников с трилобитами низов амгинского яруса. Верхняя часть разреза свиты образована туфами андезитового состава, лавами и туфами базокварцевых риолитов и риодацитов с прослоями туфопесчаников, кремнистых туффитов и алевролитов. С несогласием на кембрийских эффузивах залегают верхнеордовикские андезиты и андезибазальты. На северо-западе зоны верхнеамгинская вулканогенно-осадочная толща выявлена в районе горы Жандос (рис. 74, см. цв. вклейку). Здесь в ядре антиклинали, крылья которой сложены верхнеордовикскими терригенными толщами, обнажены эффузивы и туфы андезитового и андезибазальтового состава, содержащие пачку переслаивания алевролитов, песчаников и гравелитов, а также пласт известняков с фауной верхов амгинского яруса. Общая мощность верхнеамгинского разреза превышает 1000 м [Геология СССР..., 1972].

Терригенно-карбонатные и кремнистотуфогенно-терригенные комплексы среднего кембрия – нижнего ордовика развиты только в Центрально-Чингизской зоне, где они с несогласием перекрывают амгинские вулканогенноосадочные толщи и прорывающие их гранитоиды кан-чингизского комплекса. Выделение этих толщ, обоснование их возраста и структурного положения было проведено только в последние годы [Дегтярев и др., 1999; Дегтярев, 1999; Дегтярев, Толмачева, 2005; Tolmacheva et al., 2008].

юго-восточной (бас-В части зоны сейн рек Кольденен, Копа и Томараш) в среднекембрийско-нижнеордовикском разрезе выделяется ряд пачек, состав, возрастной диапазон и мощность которых испытывают существенные изменения на площади. В основании залегает терригенно-карбонатная пачка, перекрывающая вулканиты амгинского возраста и граниты Кольдененского массива (рис. 78, 79). На правом берегу р. Копа низы пачки сложены кварц-полевошпатовыми песчаниками и гравелитами. Выше залегают зеленые известковистые алевролиты с тонкими линзами и горизонтами серых известняков, мощностью около 30 м. Далее разрез наращивается серыми слоистыми пелитоморфными известняками (10 м), выше которых залегают зеленые и бордовые известковистые алевролиты и мелкозернистые песчаники с прослоями карбонатных конкреций, мощностью 20 м, а еще выше – розовые и серые органогенные и органогеннообломочные известняки, мощностью 15 м. В известняках собраны беззамковые брахиоподы и трилобиты майского яруса среднего кембрия [Геология СССР..., 1972; Дегтярев и др., 1999]. Известняки перекрываются горизонтом осадочных брекчий (до 0.2 м), состоящем из слабо окатанных обломков серых пелитоморфных известняков, выше которых залегают зеленые известковистые алевролиты и мелкозернистые песчаники с тонкими (до 0.1 м) линзами и прослоями серых известняков, мощностью 25-30 м. В известняках собраны спикулы губок и конодонты позднего кембрия. Далее разрез терригенно-карбонатной пачки наращивается зелеными известковистыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками с тонкими прослоями и линзами серых пелитоморфных известняков и горизонтами карбонатных брекчий, выше количество карбонатных прослоев постепенно сокращается, а затем они исчезают из разреза. В верхах этой пачки среди алевролитов появляются линзы и прослои фтанитов, количество и мощность которых постепенно возрастают к границе с кремнисто-терригенной пачкой. Мощность терригенно-карбонатной пачки не превышает 100 м. Западнее роль карбонатных пород в разрезе пачки уменьшается, ее мощность сокращается до 50-70 м. На левом берегу р. Копа и в бассейне р. Томараш в



**Рис. 79.** Схема сопоставления разрезов среднего кембрия – нижнего ордовика Центрально-Чингизской зоны, по [Дегтярев, Толмачева, 2005]. Положение разрезов см. на рис. 76

1 – кремни серые; 2 – фтаниты; 3 – красные яшмы; 4 – глинистые яшмы. Остальные условные обозначения см. на рис. 23. Темно-серый цвет – терригенно-карбонатная толща, светло-серый цвет – туфогенная толща

разрезе преобладают различные терригенные породы – вулканомиктовые конгломераты, известковистые песчаники и алевролиты с редкими линзами и прослоями песчанистых известняков.

Терригенно-карбонатная пачка постепенно сменяется кремнисто-терригенной (рис. 78, 79). На правом берегу р. Копа она сложена тонко переслаивающимися серыми, серо-зелеными, желтыми, черными кремнями, фтанитами и алевролитами с редкими маломощными (0.3-0.5 м) линзами серых известняков. Мощность кремнисто-терригенной пачки здесь не превышает 100 м. В низах ее разреза собраны конодонты позднего кембрия. Разрез пачки венчает маломощный (10 м) горизонт черных листоватых алевролитов и мелкозернитых песчаников, содержащих многочисленные остатки беззамковых брахиопод, примитивных членистоногих (филлокарид и кариокарид), редких граптолитов и конодонтов раннего ордовика [Дегтярев и др., 1999]. Западнее в составе кремнистотерригенной толщи преобладают фтаниты, серые и желтые кремни, прослои известняков встречаются крайне редко. Мощность пачки не превышает 50-80 м. На левом берегу р. Копа в кремнях собраны конодонты позднего кембрия, а в бассейне р. Томараш - конодонты верхов тремадока и, возможно, низов аренига.

Кремнисто-терригенная пачка вверх по разрезу сменяется туфогенной. На правом берегу р. Копа она сложена переслаивающимися тефроидами, туфогенными песчаниками, алевролитами, туффитами, кремнистыми туффитами, тефроидами с линзами туфогенных и вулканомиктовых конгломератов. В алевролитах часто присутствуют карбонатные конкреции. На левом берегу р. Копа в низах разреза появляется горизонт переслаивающихся зеленых и вишневых туфоалевролитов. Мощность пачки достигает 300-350 м. В алевролитах собраны беззамковые брахиоподы, трилобиты, граптолиты и конодонты среднего-позднего аренига. Западнее в бассейне р. Томараш туфогенная толща полностью сложена зелеными и вишневыми туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами и кремнистыми алевролитами, лишенными карбонатных прослоев и конкреций. Ее мощность здесь превышает 250 м.

Разрез верхов среднего кембрия – нижнего ордовика в юго-восточной части Центрально-Чингизской зоны завершает терригенная пачка, сложенная кварцевыми и кварцполевошпатовыми песчаниками и алевролитами, в отдельных разрезах преобладают известковистые песчаники, гравелиты и мелкогалечные конгломераты. В ее верхней части присутствуют глыбы известняков с остатками крупных криноидей. Мощность пачки достигает нескольких сот метров.

Таким образом, в юго-восточной части Центрально-Чингизской зоны возраст терригенно-карбонатной пачки определяется как майский ярус – первая половина позднего кембрия, кремнисто-терригенной пачки – вторая половина позднего кембрия – самые низы аренига, туфогенно-терригенной пачки – средний–поздний арениг, терригенной пачки – самые верхи аренига – низы лланвирна.

В северо-западной части Центрально-Чингизской зоны (горы Зербкызыл) толщи верхов среднего кембрия - нижнего ордовика также перекрывают амгинские вулканогенноосадочные комплексы (рис. 78, 79). В основании залегает терригенно-карбонатная пачка мощностью 30-100 м, сложенная известковистыми песчаниками и алевролитами с линзами конгломератов и песчанистых известняков. В низах ее разреза собраны трилобиты майского яруса, а в верхах – конодонты позднего кембрия – раннего тремадока. Далее разрез наращивается кремнисто-терригенно-карбонатной пачкой, состоящей из серых и желтых кремней, фтанитов с прослоями табачно-зеленых алевролитов, горизонтами и линзами (мощностью до 0.5 м) серых известняков. Мощность это пачки составляет 70-75 м. В кремнях и известняках собраны конодонты тремадокского яруса. Кремнисто-терригенно-карбонатный разрез наращивается пачкой зеленых слабослоистых алевролитов мощностью 150-200 м, выше которых залегают переслаивающиеся зеленые и красные туфоалевролиты, туфопесчаники, туфы и туфобрекчии среднего состава мощностью до 300 м. Характерной особенностью этой пачки является присутствие в туфогенных породах градационной слоистости и подводнооползневых текстур. Органических остатков в породах этой пачки не обнаружено.

Таким образом, на северо-западе Центрально-Чингизской зоны возраст карбонатно-терригенной пачки может быть определен как майский ярус среднего кембрия – поздний кембрий, кремнисто-терригеннокарбонатной – как тремадокский, а туфогенной – как арениг-раннелланвирнский (?). Близкие по составу и строению разрезов терригенно-карбонатно-туфогенные толщи распространены и в центральной части зоны (северо-восточные предгорья хребта Кан-Чингиз), где они также перекрывают амгинские вулканогенно-осадочные комплексы [Дегтярев, Толмачева, 2005].

В Аркалыкской зоне возрастные аналоги среднекембрийских вулканогенных и терригенно-карбонатных толщ представлены терригенными и туфогенно-терригенными, часто флишоидными, комплексами, которые вместе с верхнекембрийско-нижнеордовикскими кремнисто-базальтовыми и кремнистыми толщами слагают пакеты тектонических пластин, надвинутых на комплексы Центрально-Чингизской зоны.

В северо-западной части зоны в пределах нескольких участков (юго-западное подножье гор Маяжон, в горах Актас и в районе оз. Клы) выявлены нижнеамгинские терригенные и туфогенно-терригенные толщи (рис. 23, 74, см. цв. вклейку). Они сложены переслаивающимися алевролитами, вулканомиктовыми песчаниками, гравелитами, конгломератами с прослоями туффитов и известняков, а также отдельными прослоями туфов среднего состава (маяжонская свита мощностью около 850 м). В алевролитах и известняках собраны раннеамгинские брахиоподы и трилобиты [Ергалиев и др., 1998]. Верхнеамгинские преимущественно терригенные разрезы развиты в центральной части зоны (юго-восточнее гор Коргантас, севернее гор Ордатас, восточнее оз. Ирсайколь), где представлены ирсайской свитой. Нижняя часть ее разреза представлена вулканомиктовыми песчаниками и гравелитами, пестроцветными кремнистыми алевролитами и туффитами, известковистыми алевролитами с карбонатными линзочками и стяжениями, а верхняя часть сложена в основном органогеннообломочными известняками. В терригенных и карбонатных породах собраны многочисленные брахиоподы и трилобиты верхов амгинского яруса [Геология СССР..., 1972; Ергалиев и др., 2002; Стецюра, 2007]. Терригенные разрезы майского яруса также развиты на значительных площадях в центральной части зоны (юго-восточнее от гор Ордатас на обоих берегах р. Ащису). В их строении участвуют вулканомиктовые, реже полимиктовые и кварцполевошпатовые песчаники, переслаивающиеся с алевролитами и гравелитами, реже встречаются мелкогалечные конгломераты. Среди терригенных пород присутствуют редкие линзы известняков. В песчаниках, алевролитах и известняках собраны брахиоподы и трилобиты майского яруса. Мощность терригенной толщи майского яруса не превышает 400 м [Ившин и др., 1974; Ергалиев и др., 1998; Ергалиев и др., 2002; Стецюра, 2007].

### Комплексы позднекембрийскораннеордовикской островной дуги

Комплексы позднекембрийско-раннеордовикской островной дуги развиты только в пределах Центрально-Чингизской зоны, где слагают крупный смятый в складки тектонический покров, надвинутый на амгинские вулканогенные образования и, перекрывающие их, среднекембрийско-нижнеордовикские карбонатно-кремнисто-туфогенные толщи [Самыгин, 1982, 1984; Дегтярев, Толмачева, 2005; Дегтярев, Рязанцев, 2005]. В центральной части зоны верхнекембрийско-тремадокские образования представлены разрезами нескольких типов (рис. 80).

В окрестностях гор Карагутуй и Сарышокы разрез верхнего кембрия (карагутуйская свита) начинается с эффузивов, туфов и вулканогенноосадочных пород андезитового состава с прослоями и линзами известняков с трилобитами и брахиоподами сакского яруса позднего кембрия. Выше залегают эффузивы и туфы дацитового, риодацитового, риолитового состава и вулканогенно-обломочные породы с отдельными прослоями туфов и потоками лав андезитового состава, а также редкими линзами известняков с трилобитами низов аксайского яруса позднего кембрия [Геология..., 1962; Самыгин и др., 1969]. Северо-восточнее – в среднем течении руч. Карлыбулак и в окрестностях горы Мамат, в разрезе верхнего кембрия преобладают риолиты, лавобрекчии и туфы кислого состава, содержащие прослои туфов андезитового состава, вулканогенно-обломочных пород и известняков с трилобитами верхней части позднего кембрия [Геология..., 1962; Самыгин и др., 1969]. В этом районе верхний кембрий, представленный кислыми вулканитами и их туфами, наращивается толщей полимиктовых и туфогенных песчаников с отдельными потоками эффузивов и прослоями туфов андезитового состава (маматская свита). В основании ее разреза прослеживается маломощная





Серым цветом выделена аренигская сарышокинская свита. Остальные условные обозначения см. на рис. 23

пачка органогенно-обломочных известняков с трилобитами и брахиоподами позднего тремадока [Геология..., 1962; Никитин, 1972; Назаров, Попов, 1980]. Общая мощность разреза верхнего кембрия – тремадока достигает 2000– 2500 м. Нижний ордовик в рассматриваемом районе представлен толщей эффузивов, туфов и лавобрекчий андезитового состава с прослоями и линзами вулканогенно-обломочных пород, песчаников, кремнистых алевролитов и известняков, содержащих остатки трилобитов раннего аренига (сарышокинская свита) [Никитин, 1972]. Мощность нижнеордовикской вулканогенно-осадочной толщи достигает 1500–2000 м. Юго-восточнее в междуречье Кольденен-Мукур верхнекембрийско-нижнеордовикский разрез образован мощной вулканогенноосадочной толщей, в составе которой наряду с эффузивами и туфами андезитового и андезибазальтового состава широко распространены мелкообломочные туфогенно-терригенные и туфогенно-кремнистые породы. В низах разреза здесь присутствуют мощные линзы известняков с трилобитами позднего кембрия [Лялин и др., 1964; Самыгин, 1982]. Мощность этого разреза достигает 2200–2500 м.

Различные нижнеордовикские вулканогенные и вулканогенно-осадочные разрезы согласно перекрываются кремнисто-терригенной толщей (найманская свита). Она образована тонкослоистыми тефроидами, туффитами, полевошпатовыми и кварц-полевошпатовыми песчаниками (низы разреза), кремнистыми туфопелитами, известковистыми туффитами, известняками и радиоляриевыми фтанитами (середина разреза). Верхи найманской свиты образованы грубозернистыми песчаниками и крупногалечными конгломератами. Ее мощность составляет 900–1200 м. По всему разрезу свиты собраны граптолиты, конодонты и трилобиты позднего аренига и раннего лланвирна [Никитин, 1972; Орлова, 1993].

В северо-восточной части Центрально-Чингизской зоны (окрестности гор Атей и ур. Нурбай) в верхнекембрийско-тремадокской части разреза преобладают эффузивы и туфы андезитового и андезибазальтового состава с прослоями и линзами вулканогенно-обломочных пород и известняков, содержащих трилобитов и брахиопод [Лялин и др., 1964; Самыгин и др., 1969]. Эти образования с постепенным переходом сменяются преимущественно туфогеннотерригенным разрезом (полимиктовые песчаники и кремнистые алевролиты с редкими прослоями туфов и потоками эффузивов андезитового состава), который по стратиграфическому положению относится к аренигскому ярусу. Общая мощность верхнекембрийсконижнеордовикского вулканогенно-осадочного комплекса в этой части зоны составляет 2500-3000 м.

Верхнекембрийско-нижнеордовикские вулканогенные толщи Центрально-Чингизской прорваны диорит-гранодиоритовыми зоны массивами раннеордовикского чаганского комплекса, которые образуют протяженный (более 50 км) почти непрерывный пояс (Карлыбулакский, Бестамакский и Чаганский массивы) в северо-западной части зоны (рис. 76, см. цв. вклейку). Комплекс имеет двухфазное строение: первая фаза, занимающая 95% площади массивов, образована гранодиоритами, тоналитами, кварцевыми диоритами, диоритами, кварцевыми монцодиоритами, монцодиоритами; вторая фаза представлена дайкообразными телами аплитов, лейкократовых граносиенитов, гранодиорит-порфиров. Массивы чаганского комплекса представляют собой плитообразные или линзовидные тела мощностью 500-1000 м, крутопадающие на юго-запад. Гранодиориты чаганского комплекса прорывают верхнекембрийские вулканогенные толщи,

с образованием на экзоконтактах плагиоклазамфиболовых роговиков, и трансгрессивно перекрываются аркозовыми гравелитами, песчаниками и известняками верхов лланвирнского яруса среднего ордовика [Геология и металлогения ..., 1977]. Таким образом, возраст чаганского комплекса может быть ограничен концом раннего ордовика.

### Особенности состава и источники вещества кембрийско-нижнеордовикских островодужных комплексов

Изучение петро-геохимических особенностей разновозрастных островодужных вулканических и плутонических комплексов показывает, что они обладают как многими общими чертами, так и некоторыми различиями. В пределах Чингизского сегмента не обнажены комплексы, являвшиеся фундаментом, на котором формировались вулканогенно-осадочные толщи среднего кембрия и верхнего кембрия - нижнего ордовика. Фундамент среднекембрийских вулканитов не вскрыт на современном эрозионном срезе, а среди аллохтонно залегающих вулканогенно-осадочных толщ верхнего кембрия - нижнего ордовика отсутствуют комплексы их основания. Поэтому сведения о составе комплексов фундамента могут быть получены только на основании изучения петро-геохимических и изотопных характеристик вулканических, осадочных и плутонических комплексов.

Вулканиты кембрия и нижнего ордовика относятся к дифференцированным сериям, в состав которых входят базальты, андезибазальты, андезиты, дациты и риолиты (табл. 25, 26, рис. 30, 39). При этом преобладающими породами являются андезиты и андезибазальты, реже встречаются риолиты и дациты, еще реже – базальты. Все эффузивы являются порфировыми породами, во вкрапленниках в подавляющем большинстве случаев присутствует плагиоклаз, редко клинопироксен и кварц.

Вулканиты характеризуются низкими и умеренными содержаниями К<sub>2</sub>О. Эффузивы среднего кембрия относятся преимущественно к толеитовой серии, а вулканогенные породы верхнего кембрия – нижнего ордовика – к известковощелочной серии. Вариационные диаграммы Харкера иллюстрируют как черты сходства, так различия между вулканитами среднего кембрия и верхнего кембрия – нижнего ордовика (рис. 81,

*Таблица 25.* Содержания породообразующих оксидов (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) в вулканитах и гранитоидах (канчингизский комплекс) среднего кембрия Центрально-Чингизской зоны Чингизского сегмента

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7
№ проб	CH-145	CH-147	CH-146	CH-143	CH-137	CH-113	CH-037-1
SiO,	40,24	47,54	58,29	62,43	72,64	-	73,00
TiO,	0,96	0,97	0,54	0,67	0,24	-	0,32
Al,O,	16,68	18,24	14,71	13,97	11,20	-	12,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,75	5,83	5,27	4,26	1,42	-	2,19
FeO	4,10	4,67	3,35	3,07	1,46	-	0,54
MnO	0,20	0,10	0,14	0,17	0,08	-	0,02
MgO	5,58	4,85	2,84	2,77	1,30	-	0,36
CaO	12,31	5,77	3,81	1,80	1,81	-	2,02
Na <sub>2</sub> O	3,27	5,16	5,09	6,07	4,99	-	4,95
K,O	1,57	0,72	0,63	0,55	1,46	-	1,15
P,O,	0,16	0,25	0,20	0,18	0,08	-	0,03
п.п.п.	10,40	5,52	4,79	3,73	3,10	-	2,20
Сумма	99,22	99,62	99,66	99,67	99,78	-	99,37
Sc	-	-	-	-	-	11,69	5,83
V	318,7	348,7	161,8	69,2	19,9	7,6	8,4
Cr	138,2	40,9	8,6	10,2	12,3	25,8	3,9
Со	46,31	47,72	16,37	13,40	3,30	1,98	1,99
Ni	34,0	40,8	4,3	7,0	5,5	15,3	3,8
Cu	55,8	65,8	25,3	18,7	5,1	4,0	7,6
Zn	74,9	97,3	54,3	83,0	27,4	27,9	22,9
Ga	16,7	17,8	13,6	17,5	11,7	12,9	15,1
Rb	23	9	11	6	13	26	17
Sr	441	546	443	181	104	109	94
Y	24	23	25	41	24	40	33
Zr	59	62	117	163	137	185	161
Nb	1,9	3,3	4,7	5,9	5,3	8,4	10,3
Мо	0,57	0,77	0,94	0,99	2,21	1,34	0,98
Cs	0,91	0,38	0,70	0,16	0,09	0,34	0,50
Ba	788	294	592	238	438	752	1143
La	6,76	9,06	17,37	17,11	13,12	14,35	13,13
Ce	16,25	22,65	32,60	38,83	27,01	34,09	31,33
Pr	2,25	3,06	3,67	4,83	3,06	4,53	4,17
Nd	10,67	14,25	14,29	20,17	11,59	19,42	17,99
Sm	2,98	3,80	3,08	4,94	2,60	4,71	4,44
Eu	1,06	1,29	1,23	1,44	0,67	0,94	0,79
Gd	3,53	4,12	3,16	5,46	2,89	5,21	4,52
Tb	0,59	0,65	0,50	0,90	0,49	0,89	0,76
Dy	3,77	3,89	3,27	5,57	2,99	5,95	4,99
Ho	0,84	0,82	0,73	1,23	0,69	1,34	1,10
Er	2,34	2,23	2,19	3,66	2,16	4,08	3,30
Tm	0,37	0,33	0,33	0,57	0,37	0,64	0,53
Yb	2,31	2,05	2,17	3,78	2,57	4,22	3,58
Lu	0,36	0,30	0,34	0,62	0,44	0,67	0,60
Hf	1,5	1,7	3,3	4,1	3,4	5,0	5,4
Та	0,1	0,2	0,4	0,4	0,4	0,6	0,8
Pb	-	-	-	-	-	4,87	2,54
Th	1,0	1,5	3,2	3,0	3,5	2,7	9,4
U	0,8	1,6	0,5	1,1	1,1	0,7	1,4

Окончание табл. 25

№ п/п	8	9	10	11	12	13	14
№ проб	CH-037-2	CH-038	CH-039	CH-040	CH-049	CH-105	CH-105-1
SiO,	73,82	72,50	73,41	73,25	61,16	70,23	54,17
TiO,	0,30	0,32	0,34	0,32	1,04	0,16	0,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,86	11,34	12,22	12,42	16,27	15,48	17,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,11	5,19	2,34	2,19	2,19	2,34	4,35
FeO	0,22	0,57	1,08	1,00	3,40	0,59	4,31
MnO	0,02	0,03	0,04	0,04	0,13	0,08	0,08
MgO	0,12	0,38	0,36	0,39	2,50	0,89	0,40
CaO	1,01	1,04	0,75	0,82	3,76	3,15	6,56
Na,O	5,61	4,81	4,91	4,61	4,81	4,21	3,40
K,O	0,99	2,68	2,71	3,13	2,07	1,57	1,74
P,O,	0,07	0,03	0,05	0,05	0,25	0,09	0,32
п.п.п.	1,26	1,12	1,36	1,15	0,25	1,10	2,69
Сумма	99,39	100,01	99,57	99,37	97,83	99,89	95,79
Sc	-	-	-	-	18,27	-	-
V	7,0	5,0	10,0	18,0	45,2	21,0	150,0
Cr	5.0	6.0	5.0	5.0	12.2	17.0	25.0
Co	5.00	5.00	4.00	4.00	9.05	2.00	30.00
Ni	7.0	7.0	7.0	8.0	7.0	4.0	14.0
Cu	-	-	-	-	19.3	-	
Zn	_	_	_	_	41.4	_	_
Ga	_	_	_	_	18.2	_	_
Rh	16	28	28	33	21	21	2.9
Sr	85	30	61	75	365	640	680
Y	37	50	32	2.5	56	10	18
Zr	250	220	230	220	53	110	120
Nb	8.6	10.0	9.8	10.0	2.9	4.4	6.2
Mo	119.00	124.00	122.00	121.00	0.26	142.00	0.00
Cs	,		,		0.16		
Ba	1020	700	710	920	614	920	740
La	29.00	23.00	28.00	11.00	19.34	21.00	18.00
Ce	64.00	54.00	61.00	29.00	49.89	30.00	42.00
Pr	-	-	-		6.92	-	-
Nd	30.00	29.00	28.00	17.00	31.66	13.00	21.00
Sm	6.20	6.80	5.80	4.30	8.05	2.40	5.10
Eu	0.96	1,10	0.99	0.83	2.10	0.63	1.60
Gd	18.00	18.00	14 00	14 00	8 35	57.00	0.00
Th	1 10	1 40	1 10	0.74	1 38	0.27	0.66
Dv	-	-	-	-	8,79	-	-
Ho	_	_	_	_	1.87	_	_
Er	_	_			5 32	_	_
Tm	_	_	_	_	0.82	_	_
Yh	3.90	5 40	3.60	2 90	5 23	0.93	1 90
Ln	0.69	0.89	0.59	0.54	0.78	0.14	0.28
Hf	-	-	-	-	2.0	-	-
Тя	_				0.2	_	
Ph	_				4 4 8	_	
Th	62	4.8	47	24	3.4	1.6	1.0
II	1.8	24	13	2,7	0.5	4.2	2.2
	1,0	· · · · ·	1 1 1 2	, U			

*Примечание*. 1–5 – левый берег руч. Копа: 1, 2 – базальты, 3 – андезиты, 4 – дациты; 5, 6 – риолиты гор Кызылкаинды-Карабулак; 7–12 – Кольдененский массив: 7–11 – граниты, 12 – гранодиориты; 13, 14 – Канчингизский массив

*Таблица 26*. Содержания породообразующих оксидов (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) в вулканитах верхнего кембрия, вулканитах и гранитоидах нижнего ордовика Центрально-Чингизской зоны Чингизского сегмента

№ п/п	1	2	3	4	6	7	8	9	10
№ проб	CH-054	CH-106-1	CH-106-2	CH-110	CH-111	CH-050	CH-050-1	CH-051	CH-139
SiO,	63,7	58,3	62,9	60,8	55,0	49,59	50,91	52,30	53,13
TiO,	0,51	0,91	0,50	0,52	0,71	0,80	1,00	0,81	0,93
Al,O,	15,3	16,4	16,7	15,9	18,6	17,11	16,99	17,28	18,43
Fe2O3	1,1	1,2	0,9	1,0	1,3	1,77	1,87	2,00	5,07
FeO	6,10	6,66	5,30	5,81	7,44	10,02	10,61	11,31	3,80
MnO	0,10	0,16	0,10	0,15	0,18	0,18	0,16	0,11	0,19
MgO	2,68	6,66	5,00	5,54	5,14	4,22	3,11	2,05	3,26
CaO	3,51	4,22	3,08	6,24	7,86	8,65	5,06	8,19	4,40
Na,O	6,65	4,17	4,07	2,74	2,44	4,80	6,04	2,64	4,66
K,O	0,18	1,14	1,26	1,14	1,17	0,29	1,13	1,47	1,25
P,O,	0,19	0,27	0,18	0,15	0,19	0,29	0,49	0,31	0,23
п.п.п.	-	-	-	-	-				4,27
Сумма	-	-	-	-	-	96,54	96,13	97,14	99,62
Sc	12,00	19,50	16,51	20,80	17,16	-	-	-	-
V	-	144,5	121,4	143,0	178,7	-	-	-	228,7
Cr	20,0	12,8	80,4	225,0	37,4	138,6	33,6	0,0	9,0
Co	3,00	20,23	16,34	20,65	22,51	-	-	-	22,95
Ni	16,0	15,9	41,9	73,2	23,8	44,3	0,0	0,0	5,2
Cu	-	17,2	8,6	33,9	38,8	79,0	115,2	94,6	61,3
Zn	-	78,4	53,3	57,1	69,0	99,6	120,9	99,5	81,4
Ga	-	14,2	14,1	14,8	17,5	-	-	-	19,9
Rb	-	16	28	16	8	6	15	30	26
Sr	191	591	523	452	483	826	583	1353	724
Y	25	22	17	20	19	21	30	22	29
Zr	79	95	94	93	85	95	160	62	98
Nb	2,9	5,0	4,7	3,7	3,1	4,8	7,5	3,7	4,7
Mo	-	0,24	0,25	0,41	0,39	-	-	-	0,55
Cs	-	0,34	0,44	0,57	0,13	-	-	-	0,62
Ba	132	584	358	526	437	550	1005	620	909
La	11,50	11,87	15,00	10,89	8,94	24,30	41,26	25,64	11,61
Ce	19,79	26,36	29,52	22,45	20,06	40,40	67,09	39,99	26,38
Pr	2,94	3,35	3,44	2,78	2,62	5,89	9,51	6,00	3,49
Nd	13,15	14,52	13,78	11,61	11,56	24,72	38,62	26,31	15,30
Sm	3,21	3,40	2,91	2,70	2,80	5,14	7,53	5,51	3,87
Eu	0,97	0,98	0,93	0,86	0,95	1,32	1,84	1,86	1,18
Gd	3,54	3,46	2,75	2,81	2,91	4,11	5,65	4,76	4,29
Tb	0,60	0,54	0,42	0,46	0,49	0,62	0,89	0,69	0,71
Dy	4,02	3,32	2,54	2,99	3,14	3,65	5,12	3,97	4,51
Но	0,84	0,71	0,54	0,64	0,68	0,74	1,00	0,77	0,97
Er	2,38	1,99	1,58	1,88	2,00	1,99	2,70	1,98	2,81
Tm	-	0,29	0,25	0,29	0,31	-	-	-	0,43
Yb	2,49	1,81	1,64	1,89	1,97	1,96	2,69	1,83	2,71
Lu	0,38	0,27	0,26	0,30	0,32	0,29	0,39	0,27	0,43
Hf	2,2	2,4	2,3	2,3	2,2	2,7	4,2	1,9	2,6
Та	0,2	0,3	0,3	0,2	0,2	0,3	0,4	0,2	0,4
Pb	4,25	2,28	3,83	3,70	4,74	-	-	-	-
Th	1,2	1,6	2,7	1,6	1,1	4,3	7,2	2,1	1,8
U	0,7	0,6	1,1	0,8	0,7	1,2	3,2	1,1	0,7

Окончание табл. 26

.№ п/п	11	12	13	14	15	16	17	18	19	2.0
№ проб	CH-140	CH141	CH-142	CH-122	CH-123	CH-124	CH-125	CH-055	CH-056	CH-066
SiO.	64.58	66.19	62.53	_	-	-	-	63.49	65.21	62.05
TiO,	0,36	0,27	0,47	-	-	-	-	0,31	0,41	0,51
Al <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	15,02	15,11	16,40	-	-	-	-	16,24	15,80	16,70
Fe2O3	2,86	2,33	2,06	-	-	-	-	3,37	2,92	3,13
FeO	1,81	1,76	3,76	-	-	-	-	1,67	1,63	2,11
MnO	0,10	0,13	0,10	-	-	-	-	0,04	0,03	0,12
MgO	2,21	2,52	3,36	-	-	-	-	1,87	1,47	1,78
CaO	2,17	1,13	0,51	-	-	-	-	3,90	3,98	4,88
Na,O	4,77	4,98	7,04	-	-	-	-	4,72	4,76	4,38
К,О	2,19	2,92	0,34	-	-	-	-	2,60	2,07	2,96
P,O,	0,13	0,11	0,18	-	-	-	-	0,15	0,15	0,17
п.п.п.	3,69	2,43	3,28	-	-	-	-	1,30	1,77	0,70
Сумма	99,89	99,88	100,03	-	-	-	-	99,66	100,20	99,49
Sc	-	-	-	13,06	3,60	3,90	3,71	-	-	-
V	68,4	41,7	77,5	121,4	50,3	53,2	61,8	81,0	79,0	99,0
Cr	5,7	8,0	18,6	47,5	6,5	8,7	1108,4	16,0	26,0	12,0
Co	8,67	8,18	13,33	17,27	5,71	6,18	46,03	6,00	6,00	8,00
Ni	2,7	3,8	16,3	37,9	6,1	8,1	2045,9	13,0	23,0	5,0
Cu	4,7	5,9	7,0	28,0	16,4	15,0	36,2	-	-	-
Zn	49,9	56,3	70,7	66,0	30,9	33,7	39,0	-	-	-
Ga	16,2	12,9	16,7	19,2	15,4	15,8	15,9	-	-	-
Rb	43	31	6	16	32	36	22	54	38	57
Sr	218	207	296	1043	691	707	741	820	790	790
Y	19	13	20	24	9	9	9	14	11	18
Zr	131	84	130	164	52	58	29	130	100	120
Nb	6,4	5,6	5,1	8,9	4,5	4,5	4,7	6,6	5,4	10,0
Mo	0,77	1,20	0,71	0,83	0,57	0,67	633,30	174,00	170,00	190,00
Cs	0,69	0,24	0,17	0,05	0,24	0,28	0,17	-	-	-
Ba	545	1173	174	624	697	763	387	500	700	600
La	12,33	9,58	14,24	36,29	15,12	15,74	16,00	22,00	18,00	30,00
Ce	23,89	23,92	30,21	73,50	29,53	29,16	28,37	40,00	32,00	65,00
Pr	2,96	2,83	3,58	8,57	3,31	3,23	3,04	-	-	-
Nd	11,43	10,52	14,15	33,18	12,34	12,07	11,32	16,00	13,00	27,00
Sm	2,50	2,06	3,06	6,25	2,22	2,23	2,08	3,10	2,70	4,80
Eu	0,67	0,46	0,86	1,70	0,59	0,64	0,65	0,74	0,77	1,10
Gd	2,60	2,02	2,96	4,97	1,73	1,74	1,70	70,00	71,00	87,00
Tb	0,42	0,31	0,47	0,70	0,25	0,25	0,24	0,38	0,36	0,54
Dy	2,59	1,84	2,92	3,89	1,44	1,45	1,35	-	-	-
Ho	0,57	0,39	0,65	0,78	0,29	0,29	0,26	-	-	-
Er	1,72	1,20	1,94	2,05	0,82	0,81	0,75	-	-	-
	0,28	0,19	0,32	0,31	0,13	0,13	0,12	-	-	-
Yb	1,91	1,34	2,11	1,92	0,84	0,84	0,/7	1,20	1,00	1,60
	0,32	0,22	0,35	0,30	0,14	0,14	0,13	0,18	0,17	0,24
	3,3	2,4	5,1	3,/	1,5	1,/	1,0	-	-	-
18 DL	0,4	0,5	0,4	0,6	0,2	0,3	0,3	-	-	-
1'D Th	-	-	-	14,/2	4,//	2,43	4,88	-	-	-
	3,5	2,9	3,0	0,5	1,9	2,/	3,/	1,/	2,3	1,/
U	1,1	1,5	1,2	1,4	1,1	1,3	1,3	12,0	3,4	0,/

*Примечание*. 1–6 – андезиты сарышокинской свиты нижнего ордовика, 7–13 – карагутуйская свита верхнего кембрия: 7–9 – базальты, 10 – андезибазальты, 11–13 – андезидациты, 14–20 – гранодиориты чаганского комплекса раннего ордовика

82). Для эффузивов среднего кембрия отмечается постепенное снижение концентраций TiO<sub>2</sub>, MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и CaO с ростом кремнекислотности, в то время как в вулканитах верхнего кембрия – нижнего ордовика такие тенденции выявлены только для TiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. В вулканитах обоих возрастных интервалов линейных трендов для Na<sub>2</sub>O не выявлено, что может быть связано с процессами зеленокаменного изменения пород. Всем вулканическим породам свойственны невысокие значения индекса магнезиальности (Mg# от 0.4 до 0.6), при этом между породами



**Рис. 81.** Вариационные диаграммы Харкера для базальтов, андезибазальтов, андезитов и дацитов среднего кембрия Центрально-Чингизской зоны

рассматриваемых разновозрастных комплексов нет сколько-нибудь существенной разницы по этому параметру.

Вулканиты обоих возрастных интервалов имеют близкие спектры распределения редко-

земельных элементов. При этом от вулканитов среднего кембрия к эффузивам раннего ордовика степень фракционирования РЗЭ постепенно увеличивается, достигая максимальных значений в раннеордовикских андезитах: отно-



**Рис. 82.** Вариационные диаграммы Харкера для вулканитов верхнего кембрия и нижнего ордовика Центрально-Чингизской зоны

*I* – базальты, андезибазальты, андезиты и дациты карагутуйской свиты С<sub>3</sub>; *2* – андезибазальты, андезиты и дациты сарышокинской свиты О<sub>1</sub>

шение La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub> в вулканитах среднего кембрия составляет 2.28–5.34, позднего кембрия – 2.86– 10.26, а раннего ордовика – 11.6–14.5 (рис. 83, 85). Почти на всех спектрах РЗЭ эффузивов проявлена слабая отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu\*=0.45–0.85), что указывает на участие плагиоклаза в процессах дифференциации и обогащении им рестита. Фракционирование осуществлялось преимущественно за счет легких РЗЭ.

Мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных по N-MORB, вулканитов среднего кембрия и верхнего кембрия – нижнего ордовика близки друг к другу и демонстрируют обогащение пород элементамипримесями с большим ионным радиусом (Cs, Ba, K, Sr), а также дефицит Nb и Ti (рис. 83, 85). Такие черты типичны для надсубдукционных вулканических серий. На дискриминантных диаграммах Th-Hf/3-Ta и Mn\*10-Ti0<sub>2</sub>- $P_2O_5*10$  точки составов эффузивов среднего кембрия и верхнего кембрия – нижнего ордовика попадают в поля островодужных толеитов, известково-щелочных базальтов и базальтов островных дуг (рис. 40, 84).

Были также изучены петро-геохимические особенности обломочных пород (туфоалевролитов и песчаников), образующих прослои среди эффузивов нижнего ордовика. Установлено, что эти породы по распределению элементов-



**Рис. 83.** Графики распределения РЗЭ, нормированных по хондриту (А, Б), мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных по N-MORB (В, Г) для пород среднего кембрия Центрально-Чингизской зоны

I – базальты, андезиты, дациты и риолиты  $\mathcal{E}_2$ ; 2, 3 – гранитоиды канчингизского комплекса  $\mathcal{E}_2$ : 2 – граниты и плагиограниты Кольдененского массива, 3 – плагиограниты и диориты Кан-Чингизского массива



**Рис. 84.** Диаграммз Th-Hf/3 – Nb/16 (A), Rb – Yb+Ta (Б), изотопная диаграмма (В) для пород среднего кембрия Центрально-Чингизской зоны

А: А – базальты N-MORB, В – базальты E-MORB, С – базальты океанических островов, D – островодужные базальты. Условные обозначения см. на рис. 83

примесей, включая РЗЭ, почти не отличаются от одновозрастных вулканитов.

С вулканогенными комплексами среднего кембрия и верхнего кембрия – нижнего ордовика связаны гранитоиды кан-чингизского и чаганского комплексов соответственно. Среди гранитоидов кан-чингизского комплекса преобладают граниты и плагиограниты, реже встречаются гранодиориты, в то время как чаганский комплекс образован в основном гранодиоритами и тоналитами. По соотношению  $SiO_2$  и  $K_2O$  породы обоих комплексов относятся к известково-щелочной серии. Часть фигуративных точек гранитоидов канчингизского комплекса попадает в поле пород к толеитовой серии, что может быть связано с вторичной альбитизацией пород. Гранитоиды обоих комплексов имеют  $K_2O/Na_2O < 0.7$  и характеризуются близкой степенью насыщения Al относительно суммы Ca, K и Na, которая составляет



**Рис. 85.** Графики распределения РЗЭ, нормированных по хондриту (А), мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных по N-MORB (Б), изотопные диаграммы (В, Г) для пород верхнего кембрия и нижнего ордовика Центрально-Чингизской зоны

1, 2 – породы сарышокнского свиты О<sub>1</sub>: 1 – андезибазальты и андезиты, 2 – туфопесчаники; 3 – гранодиориты чаганского комплекса О<sub>1</sub>; 4 – базальты, андезибазальты и дациты карагутуйской свиты €<sub>3</sub>; 5 – изотопный состав Nd вулканитов и гранитоидов среднего кембрия

0.9–1, что позволяет относить эти породы к низкоглиноземистым гранитоидам. Спектры распределения РЗЭ гранитоидов среднего кембрия и раннего ордовика имеют некоторые различия, выраженные в увеличении степени фракционирования редких земель в более молодых породах (рис. 83, 86).

Так граниты и плагиограниты Кольдененского массива имеют слабофракционированные спектры распределения РЗЭ (La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub>=3-5) и хорошо выраженную отрицательная европиевую аномалию (Eu/Eu\*=0.4–0.8). Породы Канчингизского массива отличаются несколько повышенным La/Yb отношением, обусловленным сравнительно низким содержанием тяжелых РЗЭ. Гранодиориты чаганского комплекса отличаются большим фракционированием редких земель ( $La_n/Yb_n=12-13$ ), в основном за счет обогащения легкими РЗЭ, и слабо выраженной отрицательной европиевой аномалией (Eu/Eu\*=0.7–0.9). Мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных на N-MORB, гранитоидов среднего кембрия и раннего ордовика близки друг к другу и характеризуются обогащением Ba, Sr, а также дефицитом Nb и Ti, чертами типичными для надсубдукционных магматических комплексов. На дискриминантных диаграммах Rb–(Yb+Ta)



**Рис. 86.** Диаграммы Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (A), Al/(Na+K) – Al/(Ca+Na+K) (Б), K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (B), Rb – Y+Nb (Г), графики распределения P3Э, нормированных по хондриту (Д), мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных по N-MORB (Е) для гранодиоритов и кварциевых диоритов чаганского комплекса О, Центрально-Чингизской зоны

Серое поле – эффузивы сарышокинского свиты О
[Pearce et al., 1984] все рассматриваемые гранитоиды попадают в поля гранитов вулканических дуг (рис. 83, 86).

Таким образом, петро-геохимические особенности гранитоидов среднего кембрия и раннего ордовика близки к таковым одновозрастных вулканических комплексов, что позволяет объединить гранитоиды и вулканиты в вулканоплутонические ассоциации, формирование которых происходило в пределах островодужных систем. Источником первичных расплавов, с дальнейшей эволюцией которых связано образование вулканитов и гранитоидов среднего кембрия – нижнего ордовика, являлись перидотиты мантийного клина, подвергшиеся метасомотозу под воздействием флиюдов, поступавших из погружавшейся океанической плиты.

Представление о природе фундамента островных дуг, в пределах которых происходило формирование среднекембрийских и позднекембрийско-раннеордовикских вулканоплутонических ассоциаций, дополняют данные об изотопном составе Sr и Nd в вулканитах и гранитоидах.

Вулканиты и гранитоиды среднего кембрия, по сравнению с другими магматическими комплексами Чингизского сегмента, обладают наиболее примитивным изотопным составом неодима (єNd=5.5-6.9). При этом породы, находящиеся на разных стадиях дифференциации, от базальтов до риолитов и гранитов, обладают близким изотопным составом неодима (табл. 27). Так єNd базальтов и андезитов составляет 5.9-6.9, а дацитов, риолитов и гранитов - 5.5-6.1 (рис. 84). Примитивным также является и изотопный состав стронция, изученный в гранитах Кольдененского массива – (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>6</sub>=0.7031– 0.7035. Изотопный состав Sr и Nd в совокупности со слабофракционироваными спектрами распределения РЗЭ в средне-кислых вулканитах и гранитоидах среднего кембрия позволяет предположить, что происхождение этих пород может быть связано как с дифференциацией первичных магм, так и частичным плавлением базитового субстрата. Эти процессы, скорее всего, происходили в малоглубинных очагах на границе коры и мантии или в низах коры, не сопровождались значительной контаминацией коровым веществом, которое имело близкий изотопный состав. Осадочные породы, расслаивающие вулканиты среднего кембрия, имеют такой же примитивный изотопный состав неодима, их формирование, скорее всего, связано

с размывом одновозрастных вулканитов и свидетельствует об отсутствии в источниках сноса блоков с древней континентальной корой.

Таким образом, формирование среднекембрийских вулканитов и гранитоидов происходило в пределах юной островной дуги, имевшей меланократовый фундамент относительно небольшой мощности. Отсутствие в источниках сноса древних сиалических пород свидетельствует о том, что дуга находилась вдали от континентальной суши и была окружена бассейнами с океанической корой.

Верхнекембрийско-нижнеордовикские вулканиты и гранодиориты чаганского комплекса по изотопному составу Sr и Nd в целом близки к вулканитам и гранитоидам среднего кембрия, хотя их изотопный состав менее примитивен (табл. 27). В базальтах, андезитах и дацитах верхнего кембрия и нижнего ордовика єNd=5.0–5.6; (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub>=0.704–0.705, а в гранодиоритах чаганского комплекса – єNd=3.9–4.0; (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub>=0.704 (рис. 85). Осадочные породы (песчаники и алевролиты), часто образующие прослои среди вулканитов сарышокинской свиты, имеют близкий к вулканитам изотопный состав и образовались при их размыве. Поэтому также как и для среднекембрийских пород можно предполагать, что формирование вулканитов и гранитоидов верхнего кембрия - нижнего ордовика происходило в пределах энсиматической островной дуги. Резкое преобладание дифференцированных вулканитов и более значительное фракционирование РЗЭ позволяет предполагать, что эта дуга имела более мощный фундамент, обладавший, однако, геохимически примитивным составом. Позднекембрийско-раннеордовикская островная дуга также располагалась вдали от континентальной суши и была окружена бассейнами с океанической корой.

## Комплексы кембрйиско-раннеордовикских бассейнов с океанической корой

Комплексы бассейнов с океанической корой распространены с обеих сторон от осевой Центрально-Чингизской зоны и выявлены на северо-западе Абралинской, в Токайско-Акчатауской и Аркалыкской зонах (рис. 74, см. цв. вклейку), где представлены фрагментами офиолитов, кембрийско-нижнеордовикскими кремнисто-базальтовыми и кремнистыми толщами.

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7
№ проб	CH-139	CH137	CH-143	CH-144	CH-145	CH-146	CH-040
Возраст	520	520	520	520	520	520	520
Rb	-	-	-	-	-	-	31,1
Sr	-	-	-	-	-	-	75,4
<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	-	-	-	-	-	-	1,194
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	-	-	-	-	-	-	0,71197
( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>0</sub>	-	-	-	-	-	-	0,70312
Sm	3,68	2,54	5,01	3,41	2,67	2,92	4,83
Nd	14,5	11,5	20,6	12,9	9,54	13,3	19,6
<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	0,153	0,1333	0,1469	0,1598	0,1691	0,1331	0,1493
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0,512777	0,512703	0,512762	0,512806	0,512845	0,512777	0,512786
εNd(T)	5,6	5,5	5,7	5,7	5,9	6,9	6,1
<b>N</b> G /	0	0	10	11	12	12	1.4
	8	9			12 CU 052	13	14
л⁰ проо	CH-049	CH-050	CH0-50-1	CH0-51	CH-053	CH-054	CH-052
Возраст	520	510	510	22.9	4/0	470	4/0
K0	21,2	2,5	12,2	1291	/,8	0,4	15,6
87DL /86C	380	808	605	1381	353	192	238
<sup>87</sup> RD/ <sup>86</sup> Sr	0,1614	0,0083	0,0583	0,0478	0,0639	0,0962	0,1895
**Sr/**Sr	0,70476	0,704235	0,704721	0,704524	0,70512	0,70491	0,70549
(*/Sr/**Sr) <sub>0</sub>	0,70356	0,/041/4/	0,7042975	0,/041/66	0,70469	0,70427	0,70422
Sm	7,64	4,61	6,65	4,87	2,79	2,69	2,47
Nd	29,8	22,8	34,4	23,4	12,1	10,/	10,2
147Sm/144Nd	0,1549	0,1223	0,119/	0,1260	0,1392	0,1513	0,1460
Nd/144Nd	0,512/98	0,512645	0,512581	0,512666	0,512/43	0,512764	0,512771
εNd(1)	5,9	5,0	3,9	5,2	5,5	5,2	5,6
№ п/п	15	16	17	18	19	20	21
№ проб	CH-106-1	CH106-2	CH110	CH111	CH055	CH056	CH066
Возраст	470	470	470	470	470	470	470
Rb	16,2	30,1	19,1	13,5	57,3	39	59,9
Sr	646	598	462	506	831	794	847
<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	0,0726	0,1458	0,1197	0,0769	0,1997	0,1421	0,2046
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0,70547	0,70566	0,70499	0,70462	0,705411	0,704998	0,705589
( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>0</sub>	0,70499	0,70468	0,70419	0,70410	0,704073745	0,7040465	0,704219
Sm	3,51	3,10	2,50	2,88	2,95	2,43	4,46
Nd	15,2	14,7	10,8	11,9	15,8	12,4	24,5
<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	0,1399	0,1275	0,1402	0,1453	0,1131	0,1180	0,1099
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0,512718	0,512705	0,512719	0,512764	0,51259225	0,5126031	0,512579
εNd(T)	5,0	5,5	5,0	5,6	4,1	4,1	4,1

*Таблица 27*. Изотопные Sr-Nd данные по вулканитам и гранитоидам среднего, верхнего кембрия и нижнего ордовика Центрально-Чингизской зоны Чингизского сегмента

*Примечание*. 1–6 – эффузивы среднего кембрия, 7, 8 – граниты среднего кембрия (Колбдененский массив), 9–11 – эффузивы верхнего кембрия, 12–18 – эффузивы нижнего ордовика, 19–21 – гранодиориты раннего ордовика (чаганский комплекс)

Наиболее полный фрагмент офиолитового разреза обнажен на северо-западе Аркалыкской зоны в районе оз. Алкасор, где он был детально изучен Ю.А. Васюковым (рис. 75, см. цв. вклейку). В пределах этого участка офиолиты и кремнисто-базальтовые толщи слагают пакет тектонических пластин, надвинутых на базальт-риолитовую серию нижнего кембрия Центрально-Чингизской зоны. Породы офиолитового разреза образуют крутую моноклиналь с падением на северо-восток. В основании залегают серпенитинизированные дуниты и гарцбургиты, смятые в мелкие складки, которые подчеркиваются деформированными и будинированными телами плагиогранитов и габбро. Часто породы дунит-гарцбургитового комплекса прорваны жилами ортопироксенитов мощностью до 1-2 см. Разрез расслоенного комплекса начинается с аподунитовых, местами рассланцованных, серпентинитов, которые вверх сменяются верлитами, вебстеритами и клинопироксенитами (мощность до 150 м), а затем расслоенными мелано-мезократовыми габбро (мощность около 700 м). В верхней части этих габбро появляются тонкокристалические габбро-диабазы с нечеткими секущими контактами. Верхи офиолитового разреза слагают офитовые габбро, содержащие ксенолиты габбро-диабазов, рассекающих расслоенные габброиды, и в свою очередь, прорванные дайками диабазов с четкими афанитовыми оторочками. Общая мощность офиолитового разреза в окрестностях оз. Алкасор составляет около 1000 м.

На северо-западе Абралинской и в Токайско-Акчатауской зоне фрагменты офиолитов представлены блоками и отторженцами гарцбургитов, дунитов и габбро в серпентинитовом меланже [Дегтярев, 1999].

Кремнисто-базальтовые и кремнистые толщи широко распространены в рассматриваемых зонах. В Аркалыкской зоне их возраст охватывает интервал позднего кембрия – аренига, а на северо-западе Абралинской и в Токайско-Акчатауской зоне он, вероятно, включает и средний кембрий.

В Аркалыкской зоне кремнистые и кремнисто-базальтовые толщи верхнего кембрия – нижнего ордовика слагают тектонические пластины, которые чередуются с пластинами нижне-среднекембрийских туфогеннотерригенных и терригенных комплексов [Ергалиев и др., 1998; Жилкайдаров, Ергалиев, 1999; Стецюра, 2007]. На северо-западе Абралинской и в Токайско-Акчатауской зоне кремнистые и кремнисто-базальтовые толщи участвуют в сложной покровно-складчатой структуре вместе с кремнисто-туфогенными и олистостромовыми толщами аренига – раннего лланвирна (рис. 87, 88, см. цв. вклейку). В Абралинской и Токайско-Акчатауской зонах кембрийсконижнеордовикские комплексы бассейнов с океанической корой были детально изучены автором [Дегтярев, 1999].

Средне-верхнекембрийские кремнисто-базальтовые комплексы могут быть выделены на северо-западе Абралинской (восточная часть гор Аркалык) и Токайско-Акчатауской (горы Караадыр) зон (рис. 87, 88, см. цв. вклейку).

В восточной части гор Аркалык в верхнем течении руч. Омарбулак и Коктас крупная пластина сложена монотонными зелеными подушечными миндалекаменными афировыми базальтами с редкими линзами известняков и черных массивных фтанитов (омарбулакская толща мощностью около 500 м), выше залегают сургучно-красные яшмы с прослоями спонголитов, серых и белых кремней и кремнистых алевролитов, разрез которых завершается пачкой вишневых кремнистых алевролитов (коктасская толща мощностью около 350 м). В низах разреза коктасской толщи в яшмах собраны беззамковые брахиоподы среднего-позднего кембрия, а в кремнистых алевролитах, венчающих ее разрез – конодонты аренига [Конева, 1979; Дегтярев, 1999]. Базальты омарбулакской толщи, подстилающие кремнистые породы, могут быть отнесены к среднему – низам позднего кембрия.

В горах Караадыр кремнисто-базальтовая карабулакская свита слагает ядро крупной антиклинали (рис. 89). Низы разреза свиты сложены однородными массивными, реже миндалекаменными, базальтами и долеритами мощностью 600-700 м. Далее разрез наращивается пачкой андезибазальтов, литокластических туфов основного состава и туфопесчаников мощностью не более 20 м. Выше залегают серые кремни с линзами серых известняков и потоками базальтов мощностью до 30 м. Завершается разрез свиты чередованием черных и серых кремней с потоками афировых базальтов мощностью около 400-500 м. Общая мощность карабулакской свиты превышает 1200 м. В верхней части разреза карабулакской свиты в прослоях кремней собраны конодонты позднего кембрия [Дегтярев, 1999]. Нижняя часть кара-





1 – кайнозойские отложения; 2 – песчаники и алевролиты нижнего силура (альпеисская свита); 3,4 – акдобакская свита верхнего ордовика: 3 – алевролиты, песчаники, линзы известняков, 4 – органогенные известняки; 5 – красноцветные алевролиты, глинистые яшмы и песчаники нижнего ордовика; 6 – конглобрекчии и конгломераты нижнего ордовика с глыбами и отторженцами кембрийских кремней и известняков; 7–9 – карабулакская свита среднего (?) – верхнего кембрия: 7 –серые кремни и фтаниты, 8 – чередование базальтов и фтанитов с линзами известняков, 9 – щелочные базальты и долериты; 10 – порфировидные диориты и тоналиты: а – мелкие тела, б – дайки; 11 – разрывные нарушения: а – взбросы и сбросы, б – надвиги; 12 – местонахождения органических остатков: а – конодонтов, б – макрофауны; 13 – место отбора пробы для геохронологических исследований из тоналитов

булакской свиты может быть отнесена к верхам среднего кембрия.

Характерной чертой карабулакской свиты является приуроченность к площади ее распространения большого количества даек и мелких тел гранодиорит-порфиров, порфировидных диоритов; отдельные тела более раскристаллизованы и сложены среднезернистыми биотитовыми тоналитами. Для проведения U-Pb геохронологических исследований из небольшого тела тоналитов в восточной части гор Караадыр была отобрана проба CH-218 – 49°38'57.7" с.ш., 76°57'02.9" в.д. Акцессорный циркон в пробе CH-218 представлен идиоморфными прозрачными кристаллами рыжевато-желтого цвета призматического облика (рис. 90а). Габитус кристаллов представлен призмами {100}, {110} и дипирамидами {111}, {211}. Для внутреннего строения циркона характерно наличие тонкой магматической зональности, минеральных включений, а также реликтов усвоенных ядер, обнаруженных в кристаллах из размерных фракций >85 мкм (рис. 90б). Размер зерен циркона варьирует от 30 до 250 мкм; Кудл.=2.0-2.5.



**Рис. 90.** Микрофотографии кристаллов циркона из пробы тоналитов гор Караадыр (проба CH-218), выполненные на сканирующем электронном микроскопе ABT 55: *а* – в режиме вторичных электронов; *б* – в режиме катодолюминесценции

U-Pb иследования были выполнены для четырех микронавесок циркона, отобранных из размерных фракций <85 мкм, -100+85 мкм и >100 мкм (табл. 28). Как видно из рис. 91, циркон фракции <85 мкм характеризуется конкордантным U-Pb возрастом, составляющим 494±2 млн лет (СКВО=0.76, вероятность=0.38) и совпадающим с возрастом, определяемым нижним пересечением дискордии, рассчитанной для трех микронавесок (№ 1-3, табл. 28) этого циркона равным 493±4 млн лет, СКВО=0.5, верхнее пересечение отвечает 1770±580 млн лет. Несколько в стороне от дискордии располагается точка состава циркона из фракции >100 мкм, не подвергавшегося предварительной аэроабразивной обработке [Krogh, 1982] (№ 4, табл. 28), что, по-видимому, в нашем случае связано с посткристаллизационными потерями радиогенного Рb. Морфологические характеристики циркона из пробы CH-218 указывают на его магматическое происхождение, следовательно, полученное конкордантное значение его возраста 494±2 млн лет может быть принято в качестве наиболее точной оценки возраста формирования тоналитов в горах Караадыр. Полученная оценка возраста соответствует верхам позднего кембрия [Ogg et al., 2008].

Верхнекембрийскиекремнисто-базальтовые и кремнистые комплексы распространены как в Аркалыкской, так и на северо-западе Абралинской и Токайско-Акчатауской зон.

В центральной части Аркалыкской зоны (районе гор Ордатас) к верхнему кембрию относятся эффузивы, лавобрекчии и туфы основного и средне-основного состава, туффиты, кремнистые туффиты, яшмы с линзами и го-

	ц	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	499±5	516±5	548±9	526±6
	зраст, млн. ле	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	494±1	495±2	503±2	489±2
	Bo	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	494±1	$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	495±2	
	$Rho^6$		0.55	0.69	0.60	0.76
	8	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	$0.0796 \pm 1$	$0.0804 \pm 2$	$0.0811 \pm 3$	$0.0788 \pm 2$
	опные отношения	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	0.6275±17	$0.6399 \pm 25$	$0.6540 \pm 33$	$0.6289 \pm 26$
		$^{208}Pb/^{206}Pb^{a}$	$0.1024\pm1$	$0.0976 \pm 1$	$0.0908 \pm 1$	$0.1011 \pm 1$
	Изс	$^{207}Pb/^{206}Pb^{a}$	$0.0572 \pm 1$	0.0576±2	665     0.0585±2     0.0908±1     0.6540±33     0.0	$0.0579 \pm 2$
		$^{206}Pb/^{204}Pb$	2067	1313	665	1129
	кание, <sub>г/г</sub>	D	321	142	286	136
	Содер» мк	Pb	25.8	11.4	23.9	10.9
	Навеска	(IW)	0.15	0.25	0.05	0.18
	Размер фракции (мкм) и ее	характеристика	<85	100-85	>100, A 10%	>100
	ž	11/11	-	2	Э	4

*Таблица 28.* Результаты U-Pb изотопных исследований циркона из тоналитов гор Караадыр (проба CH-218).

Примечание.<sup>а</sup> - изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; A=10% - количество вещества, удаленного в процессе азроабразивной обработки циркона. Величины ошибок соответствуют последним значащим цифрам после залятой. *Rho<sup>6</sup> –* коэффициент корреляции ошибок отношений <sup>207</sup>Рb/<sup>235</sup>U – <sup>206</sup>Рb/<sup>238</sup>U ризонтами известняков, содержащих трилобиты аюсокканского яруса верхнего кембрия (ордатасская и иттумсыкская свиты мощностью около 500 м) [Ергалиев и др., 2002; Стецюра, 2007]. На северо-западе зоны (севернее гор Каратас) верхнекембрийские разрезы сложены темно-серыми кремнями, кремнистыми туффитами, туфами средне-основного состава и туфопесчаниками мощностью не более 100 м. В кремнях собраны конодонты позднего кембрия [Жилкайдаров, Ергалиев, 1999].

Близкие по составу кремнисто-вулканогенные комплексы развиты на северо-западе Абралинской зоны (западная часть гор Аркалык). Здесь выявлена крупная пластина, сложенная породами актасской толщи, нижняя часть ее разреза сложена серыми кремнями с прослоями фтанитов и красных яшм, содержащих редкие потоки афировых базальтов с линзами известяков, выше залегают порфировые андезибазальты, андезиты и базальты с линзами и горизонтами органогенных известняков (рис. 92, 95). Мощность актасской толщи более 500 м. В нижней части разреза толщи в кремнях собраны конодонты позднего кембрия, а верхах - трилобиты сакского яруса верхнего кембрия [Дегтярев, 1999].

Пластины, сложенные кремнисто-базальтовыми разрезами верхнего кембрия, выявлены также в восточной части гор Аркалык и севернее – в горах Бабалы, где в их строении участвуют чередующиеся афировые базальты, красные яшмы и серые кремни, а также линзы органогенных известняков с трилобитами и беззамковыми брахиподами позднего кембрия. Мощность этих толщ 300–500 м [Дегтярев, 1999].

В последние годы было фаунистически обосновано выделение верхнекембрийских кремнисто-базальтовых толщ на северо-западе Токайско-Акчатауской зоны (район гор Токай). К северу от гор Токай в одной из тектонических пластин описан следующий кремнисто-базальтовый разрез (рис. 93, 94), в котором Т.Ю. Толмачевой собраны и определены конодонты:

1. Переслаивающиеся серые слоистые кремни, фтаниты и красные яшмы с конодонтами (т.н. ТТ06-8) *Furnishina furnishi* Müller, *Phakelodus elongates* (An), *«Barnesodus» gibber* Dubinina, *«Barnesodus»* sp., *Proconodontus* sp. позднего кембрия 50 м.

2. Кремни серые с прослоями черных слоистых фтанитов 50 м.



**Рис. 91.** Диаграмма с конкордией для цирконов из тоналитов гор Караадыр (проба CH-218). Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 28

3.Базальты афировые серые и красноватые с кольцами «Лизиганга», содержащие линзы и редкие прослои черных фтанитов с конодонтами (т.н. TT06-9) *Furnishina furnishi* Müller, *Phakelodus elongates* (An) позднего кембрия и розовых кристаллических известняков 200 м.

Общая мощность разреза 300 м.

Кремнистые толщи верхнего кембрия широко распространены в Токайско-Акчатауской (горы Токай и хребет Акчатау) и Абралинской (горы Аркалык) зонах, где ими сложены крупные покровные пластины. В горах Токай выделена одноименная свита, сложенная чередующимися серыми и белыми кремнями с прослоями красных яшм и кремнистых алевролитов и фтанитов мощностью до 150 м. В кремнях собраны беззамковые брахиоподы и конодонты позднего кембрия. Аналогичные кремнистые толщи с конодонтами позднего кембрия развиты в западной части гор Аркалык и в хребте Акчатау [Дегтярев, 1999].

Нижнеордовикские комплексы в Аркалыкской и на северо-западе Абралинской зоны представлены кремнистыми и кремнистобазальтовыми комплексами, в то время как в Токайско-Акчатауской зоне – кремнистотуфогенно-терригенными, грубообломочными и олистостромовыми толщами.

В Аркалыкской зоне нижнеордовикские кремнистые толщи имеют широкое распространение и протягиваются от гор Айбикешакпак и Найманжал на северо-западе зоны до гор Аркалык в ее центральной части и гор Айгыржал на юго-востоке.

Кремнистые толщи (найманжальская и айгыржальская свиты) сложены серыми, желтыми кремнями и красными яшмами мощностью не более 100–150 м. В низах найманжальской свиты собраны конодонты тремадока, а в верхах – среднего аренига, в айгыржальской свите известны находки только аренигских конодонтов [Двойченко, Абаимова, 1987; Звонцов, Фрид, 1991; Жилкайдаров, Ергалиев, 1999; Никитин, 2002].

В строении некоторых тектонических пластин принимают участие фрагменты крем-



**Рис. 92.** Схема геологического строения западной части гор Аркалык, по [Дегтярев, 1999]. Положение см. на рис. 87

1 – кайнозойские отложения; 2,3 – талдыбойская свита верхнего ордовика: 2 – песчаники, конгломераты, 3 – известняки; 4–6 – олистостромовая толща среднего ордовика: 4 – верхняя пачка – пестроцветные песчаники, алевролиты с редкими глыбами яшм, 5 – горизонт вишневых кремнистых алевролитов, туффитов и глинистых яшм, 6 – нижняя пачка – конгломераты, конглобрекчии и песчаники с глыбами кремней и яшм; 7 – туффиты и кремнистые туффиты среднего ордовика: 8, 9 – аркалыкская толща нижнего ордовика: 8 – яшмы и кремни, 9 – базальты с линзами яшм; 10 – андезиты нижнего (?) ордовика; 11 – кремни, яшмы и фтаниты верхнего кембрия; 12–14 – актасская толща верхнего кембрия: 12 – андезиты, андезибазальты, базальты с линзами известняков, 13 – базальты с линзами известняков и кремней, 14 – кремни, фтаниты, яшмы; 15 – пластины, отторженцы и глыбы в олистостроме среднего ордовика: а – яшмы и кремни аренига, б – глинистые яшмы верхов аренига; 16 – серпентиниты; 17 – разрывные нарушения: а – надвиги, б – границы тектонических покровов, в – прочие; 18 – местонахождения органических остатков: а – конодонтов, б – трилобитов и брахиопод

нисто-базальтовых разрезов, сложенные вариолитовыми и миндалекаменными базальтами с линзами и редкими горизонтами красных кремнистых алевролитов и яшм. В кремнистых прослоях найдены только остатки радиолярий. Мощность кремнисто-базальтовых фрагментов не превышает 400–500 м. Предполагается раннеордовикский возраст этих толщ, которые часто подстилают кремнистые разрезы, но имеют с последними только тектонические взаимоотношения.

На северо-западе Абралинской зоны – западной части гор Аркалык, нижнеордовикские кремнисто-базальтовые толщи представлены аркалыкской толщей, которая сложена однородными мелкопрофировыми базальтами, содержащими в верхней части разреза маломощные линзы красных яшм с конодонтами среднего-позднего аренига [Дегтярев, 1999]. Мощность толщи составляет около 800 м. Кремнистые толщи нижнего ордовика широко распространены в центральной части гор Аркалык, где они слагают олистоплаки, крупные отторженцы, глыбы в олистостроме или образуют самостоятельные крупные пластины. В строении кремнистых разрезов участвуют красные, сургучные, бирюзовые, зеленоватые яшмы, серые и белые кремни, реже фтаниты и кремнистые алевролиты. Общая мощность кремнистой толщи не превышает 100–150 м. В кремнистых породах собраны конодонты различных частей аренига и самых низов лланвирна [Дегтярев, 1999].

Иной состав имеют нижнеордовикские комплексы в Токайско-Акчатауской зоне – горах Токай и Караадыр (рис. 89, 93, 94). Тремадокские толщи согласно залегают на серых слоистых кремнях токайской свиты верхнего кембрия,



**Рис. 93.** Схема геологического строения гор Токай, по [Дегтярев, 1999] с дополнениями. Положение см. на рис. 88

1 – кайнозойские отложения; 2, 3 – комплексы Северо-Токайского покрова: 2 – базальты с линзами яшм верхнего кембрия, 3 – габбро; 4–6 – комплексы Западно-Токайского покрова: 4 – кремни, фтаниты и яшмы верхнего кембрия, 5 – базальты с линзами известняков и фтанитов верхнего кембрия, 6 – красные алевролиты и песчаники аренига с глыбами верхнекембрийских кремней и базальтов; 7 – красные кремнистые алевролиты, алевролиты и песчаники аренига; 8 – конглобрекчии и конгломераты нижнего ордовика; 9–13 – комплексы Токайского покрова: 9 – красные песчаники, алевролиты и туффиты тремадока, 10 – зеленые и красные кремнистые алевролиты и туффиты тремадока, 11, 12 – токайская свита верхнего кембрия; 14 – верхняя пачка, 12 – нижняя пачка; 13 – базальты с линзами известняков среднего (?) – верхнего кембрия; 14 – разрывные нарушения: а – границы тектонических покровов, 6 – границы тектонических пластин, 6 – прочие; 15 – местонахождения конодонтов и их номера

которые на восточных склонах горы Токай перекрываются пачкой зеленых кремнистых алевролитов и туффитов, в верхней части которой появляются прослои красных кремнистых алевролитов и глинистых яшм. Мощность этой пачки не превышает 100 м. В зеленых туффитах собраны конодонты (т.н. ТТ06-10) Cordylodus proavus Müller, Phakelodus elongates (An), Huayuanodontus tricornis (Dong), Variabiliconus bassleri (Furnish), Juanognathus sp. тремадокского возраста. Выше залегает толща красных кремнистых алевролитов, глинистых яшм, алевролитов и мелко-среднезернистых песчаников, мощностью около 200-350 м. В нижней части ее разреза среди красных алевролитов присутствуют тонкие линзы серых кремнистых туффитов с конодонтами (т.н. ТТ06-11) Furnishina furnishi Müller, Phakelodus elongates (An), Phakelodus tenuis (Müller), Variabiliconus

*bassleri* (Furnish) также тремадокского возраста (сборы и определения Т.Ю. Толмачевой).

В горах Токай и Караадыр также распространены нижнеордовикские грубообломочные толщи (рис. 89, 93, 94). К северу от гор Токай в покровно-складчатой структуре наряду с кремнисто-базальтовыми толщами участвует грубообломочная толща мощностью до 500 м, состоящая из осадочных брекчий, конглобрекчий и грубозернистых песчаников, содержащих обломки габброидов, кремнистых пород, эффузивов основного состава, редко присутствуют гальки серых известняков. Среди этих пород залегает маломощная (не более 2-3 м) линзовидная пачка красных глинистых яшм, кремнистых алевролитов и песчаников, а также черных и серых кремнистых алевролитов, в которых собраны конодонты (т.н. ТТ06-12) Phakelodus tenuis (Müller), «Barnesodus» sp. позднего кембрия





1 – осадочные брекчии; 2 – глинистые яшмы; 3 – кремни; 4 – яшмы; 5 – фтаниты; 6 – глыбы яшм и кремней; 7 – щелочные базальты; 8 – тоналиты и порфировидные диориты; 9 – ультрамафиты и серпентинитовый меланж; 10 – местонахождения органических остатков: а – конодонтов, б – беззамковых брахиопод. Остальные условные обозначения см. на рис. 23. Серым цветом выделены тремадокско-аренигские кремнисто-туфогенные и грубообломочные толщи



**Рис. 95.** Схема сопоставления разрезов среднего кембрия – лланвирна северо-западной части Абралинской зоны, по [Дегтярев, 1999]

Условные обозначения см. на рис. 23 и 94. Серым цветом выделены арениг-лланвирнские кремнисто-туфогенные и грубообломочные толщи

 тремадока (определение Т.Ю. Толмачевой).
Аналогичные осадочные брекчии, состоящие из обломков кремней, эффузивов основного состава и гранодиорит-порфиров распространены на северных склонах гор Караадыр, где они несогласно залегают на средне-верхнекембрийской карбулакской свите.

В горах Токай на большой площади развита олистостромовая толща, разделяющая пластины верхнекембрийских кремней и базальтов, сложенная красными песчаниками и алевролитами с глыбами кремней и базальтов. В прослоях красных алевролитов, являющихся матриксом олистострома, определены конодонты (т.н. КС-2, КС-4 сборы 1991 года) *Drepanodus arcuatus* Pander, *Tripodus* sp. позднего тремадока – раннего аренига (определение Т.Ю. Толмачевой).

В северо-западной части Абралинской зоны (горы Аркалык, Бабалы и Муржик) кремнистотуфогенно-терригенные и олистостромовые толщи, разделяющие пластины верхнекембрийских и нижнеордовикских кремней и базальтов, сложены красными, вишневыми и серыми песчаниками, алевролитами, вишневыми кремнистыми туффитами и содержат пластины, крупные отторженцы и глыбы аренигских кремней и яшм. В разрезх кремнисто-туфогенных и матриксе олистостромовых толщ собраны многочисленные конодонты самых верхов аренига – низов лланвирна, что позволяет считать их возраст лланвирнским [Дегтярев, 1999].

### Особенности состава и обстановки формирования кембрийско-нижнеордовикских кремнисто-базальтовых комплексов

Кремнисто-базальтовые комплексы, как уже отмечалось выше, приурочены к различным зонам, расположенным как на северо-востоке, так и на юго-западе Чингизского сегмента. Данные об особенностях состава базальтов в настоящее время накоплены только по комплексам юго-запада Чингизского сегмента, приуроченным к северо-западным частям Абралинской (горы Аркалык) и Токайско-Акчатауской (горы Токай и Караадыр) зон. В этих зонах базальты слагают либо мощные толщи, либо потоки среди кремнистых пород. Кремнисто-базальтовые толщи различного возраста имеют некоторые петро-геохимические особенности, отражающие различия обстановок их формирования.

Среди наиболее древних средне-верхнекембрийских толщ данные имеются для базальтов карабулакской свиты гор Караадыр. Базальты этой свиты, представленные однородными афировыми породами, относятся к породам повышенной щелочности и титанистости (табл. 29). Спектры распределения редкоземельных элементов характеризуются значительным фракционированием за счет обогащения легкими РЗЭ (La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub>=5.5). Европиевая аномалия слабая отрицательная (Eu/Eu\*=0.85).

Спектры распределения РЗЭ базальтов хорошо сопоставляются с таковыми для базальтов океанических островов (табл. 29). Мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных на N-MORB, базальтов в целом также характеризуются распределением элементов близким к таковым для базальтов океанических островов и обогащенных базальтов E-MORB (рис. 96). Отмечается некоторое обеднение крупноионными литофильными элементами (K, Rb, Sr), что, возможно, связано с вторичными изменениями. На дискриминантных диаграммах Zr/Y-Y, TiO<sub>2</sub>-MnO\*10-Р.О.\*10 и некоторых других точки составов базальтов карабулакской свиты располагаются в полях внутриплитных базальтов (внутриплитных толеитов) или в поле базальтов E-MORB. Таким образом, эффузивы карабулакской свиты среднего-верхнего кембрия могут быть сопоставлены с комплексами лавовых океанических плато, например, Онтонг-Джава и Карибского, образование которых связывается с плюмовыми источниками [Дегтярев и др., 2008].

Базальты верхнекембрийских кремнистобазальтовых комплексов отличаются большим разнообразием обстановок формирования. На северных склонах гор Токай базальты чередуются с пачками и тонкими линзами кремней и фтанитов. Эффузивы представляют собой зеленые и лиловые афировые породы, которые отличаются умеренными содержаниями ТіО, – 1.1– 1.4%, щелочей Na<sub>2</sub>O - 3-4%, К<sub>2</sub>O - 0.25-0.53 и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> - 0.1-0.14 (табл. 29). Спектры распределения РЗЭ слабо фракционированы (La,/Yb,=0.7-1.07), что является отличительной особенностью базальтов срединно-океанических хребтов. Мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных на N-MORB, базальтов гор Токай также характеризуются распределением элементов близким к таковому для базальтов N-MORB. При этом базальты неравномерно обогащены некоторыми крупноионными литофильными элементами (Cs K, Rb, Sr), что может быть связано с вторичными изменениями.

*Таблица 29*. Содержания породообразующих оксидов (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) в базальтах среднего-верхнего кембрия гор Токай и Караадыр и тоналитах позднего кембрия гор Караадыр Токайско-Акчатуской зоны Чингизского сегмента

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
№ проб	CH-223	CH-224	CH-225	CH-219	Тк-23/1	Тк-23/3	Тк-23/2	Тк-24/2	CH-218	CH-220	CH-222
SiO <sub>2</sub>	47,11	49,68	44,91	47,1	47,33	48,18	46,76	51,09	63,78	53,71	63,67
TiO <sub>2</sub>	1,40	1,52	1,15	3,73	2,41	2,67	2,77	1,6	0,55	0,99	0,59
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,33	12,53	15,48	12,2	14,98	15,1	12,25	17,93	15,08	13,3	14,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,89	5,20	4,29	7,95	4,34	3,83	6,99	6,5	2,08	4,09	3,01
FeO	5,11	5,54	4,84	6,65	6,69	6,98	6,54	3,83	1,71	3,82	2,34
MnO	0,18	0,16	0,14	0,19	0,1	0,14	0,14	0,05	0,06	0,12	0,07
MgO	7,56	6,83	6,36	5,1	6,09	6,06	5,3	2,71	1,47	8,06	1,7
CaO	10,26	10,41	13,15	8,72	8,82	9,08	8,53	2,93	3,08	6,57	2,86
Na <sub>2</sub> O	3,48	4,02	2,95	2,97	3,53	4,09	3,22	4,65	6,03	3,5	5,64
K <sub>2</sub> O	0,53	0,17	0,24	0,11	0,51	0,33	0,83	2,49	1,94	2,18	2,44
$P_2O_5$	0,14	0,14	0,10	0,34	0,26	0,24	0,02	0,87	0,15	0,58	0,2
п.п.п.	4,40	3,30	6,08	4,56	4,37	2,69	6,65	4,51	3,7	2,5	2,1
Sc	31,64	33,91	30,70	29,59	-	-	-	-	30,51	28,10	31,49
V	280,8	321,3	247,4	509,8	-	-	-	-	64,3	171,4	93,0
Cr	230,9	71,5	183,9	47,9	-	-	-	-	19,4	300,1	42,4
Co	39,84	47,79	47,02	38,53	-	-	-	-	9,59	38,26	13,63
Ni	75,0	41,9	72,7	40,9	-	-	-	-	29,0	179,8	30,6
Cu	64,9	56,0	49,6	61,5	-	-	-	-	51,7	79,6	41,6
Zn	73,8	83,9	75,3	140,0	-	-	-	-	53,0	77,8	56,8
Ga	15,7	14,9	17,0	25,9	-	-	-	-	20,7	17,4	21,3
Rb	10	2	8	2	-	-	-	-	32	34	40
Sr	217	176	290	263	-	-	-	-	531	669	529
Y	23	26	22	31	-	-	-	-	4	11	9
Zr	97	91	66	215	-	-	-	-	95	116	143
Nb	10,2	18,0	4,1	20,6	-	-	-	-	4,9	8,4	7,5
Mo	0,79	0,68	0,64	1,08	-	-	-	-	0,94	0,70	0,65
Cs	0,27	0,06	0,17	0,08	-	-	-	-	0,36	0,04	0,15
Ba	71	96	9	111	-	-	-	-	683	577	847
La	3,84	3,83	2,58	21,61	-	-	-	-	11,34	15,02	13,06
Ce	11,65	11,14	8,07	52,52	-	-	-	-	23,66	33,34	29,03
Pr	1,86	1,80	1,31	7,11	-	-	-	-	2,93	4,18	3,64
Nd	9,80	9,88	7,36	32,85	-	-	-	-	12,28	17,77	15,48
Sm	3,14	3,11	2,34	7,73	-	-	-	-	2,09	3,61	3,14
Eu	1,16	1,23	0,98	2,81	-	-	-	-	0,77	1,17	0,93
Gd	4,03	4,19	3,40	8,30	-	-	-	-	1,45	3,07	2,54
Tb	0,70	0,75	0,59	1,22	-	-	-	-	0,20	0,39	0,34
Dy	4,56	5,08	4,06	6,80	-	-	-	-	0,94	2,38	1,88
Ho	0,93	1,02	0,89	1,29	-	-	-	-	0,16	0,44	0,35
Er	2,73	3,07	2,52	3,34	-	-	-	-	0,39	1,18	0,91
Tm	0,39	0,45	0,38	0,45	-	-	-	-	0,05	0,16	0,12
Yb	2,41	2,73	2,43	2,62	-	-	-	-	0,32	0,94	0,74
Lu	0,36	0,44	0,38	0,40	-	-	-	-	0,05	0,15	0,12
Hf	2,5	2,3	1,8	5,7	-	-	-	-	2,5	3,0	3,7
Ta	0,2	2,6	0,6	1,4	-	-	-	-	0,3	0,5	0,5
Pb T	12,62	1,10	1,32	23,25	-	-	-	-	1,58	4,29	1,80
Th	0,2	0,2	0,5	2,5	-	-	-	-	1,0	1,5	1,6
U	0,1	0,1	0,1	0,6	-	-	-	-	0,5	0,5	0,5

*Примечание.* 1–4 – базальты верхнего кембрия гор Токай, 4–8 – базальты среднего–верхнего кембрия гор Караадыр, 9–11 – тоналиты и порфировые диориты позднего кембрия гор Караадыр



**Рис. 96.** Графики распределения РЗЭ, нормированных по хондриту (А), мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных по N-MORB (Б), диаграммы MnO\*10 – TiO<sub>2</sub> – P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>\*10 (B), Zr/Y – Zr (Г) для эффузивов кембрия – нижнего ордовика Абралинской и Токайско-Акчатауской зон

1 – базальты нижнего ордовика гор Аркалык; 2 – базальты верхнего кембрия гор Токай; 3 – базальты, андезибазальты и андезиты верхнего кембрия гор Аркалык; 4 – базальты среднего–верхнего кембрия гор Караадыр; 5–7 – типы базальтов [Sun, Donough, 1989]: 5 – N-MORB, 6 – E-MORB, 7 – OIB

В: ОІТ – толеиты океанических островов, ОІА – щелочные базальты океанических островов, МОRВ – базальты СОХ, ІАТ – толеиты островных дуг, САВ – известково-щелочные базальты островных дуг; Г: А – внутриплитные базальты, В – базальты СОХ, С – островодужные базальты, D – базальты СОХ и внутриплитные базальты

На дискриминантных диаграммах Zr/Y–Y, TiO<sub>2</sub>-MnO\*10-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>\*10 точки составов верхнекембрийских базальтов гор Токай располагаются в полях базальтов N-MORB (рис. 96).

От верхнекембрийских базальтов гор Токай отличаются одновозрастные вулканиты актасской свиты гор Аркалык, слагающие мощные пачки среди кремнистых пород. Вулканиты этой свиты представлены слабодифференцированной серией, в состав которой входят базальты, андезибазальты и андезиты (табл. 30). При этом андезиты, а иногда и базальты имеют ярко выраженную порфировую структуру, во вкрапленниках отмечается только плагиоклаз. Базальты актасской толщи характеризуются повышенными содержаниями  $TiO_2 - 1.3-2.9\%$ , в то время как в андезитах и андезибазальтах содержания  $TiO_2$  всегда меньше 1%. Для пород актасской толщи характерны переменные содержания щелочей  $Na_2O - 3.08-6.3\%$ ,  $K_2O - 0.3-2.5$ , что может быть связано с вторичными изменениями вулканитов. На дискриминантной

<b>D2</b> (			2		-	-	_	0
<u>№ П/П</u>	I	2	3	4	5	6	7	8
№ проб	Ap-24/1	Ap-24/3	Ap-49/2	Ap-26/1	Ap-49/5	Ap-49/6	AP-24/2	Ap-21/2
SiO <sub>2</sub>	55,2	53,8	48	49,1	45	45,1	53,4	47,5
	0,78	0,34	1,28	1,24	2,41	1,46	0,87	2,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,25	14,8	15,9	14,6	15,3	14,3	14,1	20,4
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,92	3,68	3,16	2,91	4,35	5,06	5,6	5,1
FeO	3,86	4,97	6,61	6,93	8,53	7,15	4,41	3,92
MnO	0,11	0,15	0,15	0,17	0,17	0,21	0,17	0,09
MgO	4,11	7,2	5,41	6,13	6,37	7,85	5	2,08
CaO	5,97	5,78	11,54	8,88	9,63	8,72	7,8	7,6
Na <sub>2</sub> O	6,32	3,54	3,08	4,72	3,12	2,1	4,1	3,3
K <sub>2</sub> O	1	1,72	0,74	0,64	0,34	1,12	2,24	2,48
$P_2O_5$	0,23	0,17	0,1	0,09	0,25	0,25	0,26	0,32
п.п.п.	1,73	2,81	3,03	4,46	3,44	4,67	5,74	4,55
Сумма	96,75	95,85	95,97	95,41	95,47	93,32	97,95	95,33
№ п/п	9	10	11	12	13	14	15	16
№ проб	Ap-25/2	Ap-25/3	Ap-35/9	Ap-35/6	Ap-35/5	Ap-35/7	Ap-35/5a	Ap-35/4
SiO <sub>2</sub>	46,4	47,9	47,8	49,4	50,8	49,7	48,1	49
TiO <sub>2</sub>	2,86	2,92	1,08	1,36	0,87	1,24	1,48	1,28
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,1	16	14,9	14,6	18,1	15,1	15	15,8
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,8	7,5	6,05	3,71	4,33	3,56	4,33	3,92
FeO	2,67	4,41	6,17	7,6	5,83	7,42	7,72	7,19
MnO	0,12	0,22	0,16	0,18	0,2	0,17	0,16	0,15
MgO	1,55	5,3	5,3	6,6	3,63	5,41	6,43	6,19
CaO	8,28	5,73	10,38	8,05	6,97	7,22	10,38	8,55
Na <sub>2</sub> O	4,5	3,46	4,21	3,92	4,74	4,88	2,2	3,84
K,O	1,34	0,78	0,2	0,5	0,9	0,24	0,46	0,24
P,O <sub>c</sub>	0,36	0,4	0,08	0,11	0,23	0,1	0,11	0,1
п.п.п.	6	4,83	3,15	2,27	3,32	3.23	2,9	3,04
Сумма	92,98	94,62	96,33	96,03	96,6	95,04	96,37	96,26
	,	,		,		,	,	,
№ п/п	17	18	19	20	21	22	23	
№ проб	Ap-35/8	Ap-35/3	Ap-36/2	Ap-36/1	Ap-36/7	Ap-35/1	Ap-36/3	
SiO,	47,3	48,2	51,5	48,5	56,2	52,1	49,5	
TiO,	1,4	1,78	1,2	0,8	0,33	1,32	0,82	
Al <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	14.6	14.6	16.1	15,1	17.6	14.6	16.6	
Fe.O.	4,58	4,04	7,04	4,35	3,35	5,35	5,64	
FeO	6.32	8.7	5.1	6.53	3.92	4,64	5,28	
MnO	0.16	0.2	0,16	0.2	0.14	0.12	0.18	
ΜσΟ	6.6	5.95	2.28	5.35	3.65	5.77	3.39	
CaO	8.63	9,12	7.06	8.05	2.45	6.23	9.55	
Na O	4 1	3.47	5	2.96	6.32	4 5	4.26	
KO	0.24	0.42	0.92	0.26	2.26	2 44	0.42	
P 0	0.1	0.14	0.29	0.20	0.19	0.11	0.74	
	3 55	2 54	2 25	3.07	2 51	2.95	3 43	
Сумма	0/ 02	06.62	06.65	07 2	06 30	07.19	05.88	
Сумма	94,03	90,02	20,05	72,3	90,39	7/,10	90,00	

*Таблица 30*. Содержания породообразующих оксидов (мас. %) в вулканитах верхнего кембрия- нижнего ордовика гор Аркалык северо-западной части Абралинской зоны Чингизского сегмента

Примечание. 1–10 – актасская толща верхнего кембрия, 11–23 – аркалыкская толща нижнего ордовика

диаграмме TiO<sub>2</sub>-MnO\*10-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>\*10 точки составов верхнекембрийских базальтов гор Аркалык располагаются в полях островодужных толеитов, известково-щелочных базальтов и толеитов океанических островов (рис. 96). Неопределенное положение вулканитов актасской толщи на дискриминантной диаграмме, вероятно, связано со значительными вторичными изменениями пород. Отсутствие современных геохимических данных для вулканитов этой толщи не позволяет с большой достоверностью реконструировать обстановки их формирования. Однако петрографические и петрохимические особенности эффузивов позволяют предположить, что формирование этих пород связано с надсубдукционными процессами.

Позднекембрийские надсубдукционные образования выявлены также среди комплексов Токайско-Акчатауской зоны, где они представлены большим количеством даек и мелких тел гранодиорит-порфиров, порфировидных диоритов; отдельные тела более раскристаллизованы и сложены среднезернистыми биотитовыми тоналитами. Эти тела прорывают средне-верхнекембрийские базальты карабулакской свиты (рис. 89). По соотношению суммы щелочей и SiO, породы среднего и кислого состава соответствуют плагиогранитам, кварцевым монцодиоритам, гранодиоритам и тоналитам; по соотношению K<sub>2</sub>O и SiO<sub>2</sub> – принадлежат к известково-щелочной и высококалиевой известково-щелочной сериям (табл. 29, рис. 97). Отношение К/Na колеблется от 0.28 до 0.62. Хондрит-нормализованные спектры распределения РЗЭ пород среднего-кислого состава характеризуются значительным фракционированием с обогащением легкими РЗЭ (La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub>=5.79–25.67; La<sub>n</sub>/Sm<sub>n</sub>=2.69–3.51), европиевая аномалия положительная (Eu/ Eu\*=1.00-1.36). Спектры распределения РЗЭ гранодиорит-порфиров, диоритов и тоналитов с максимальными La<sub>"</sub>/Yb<sub>"</sub> отношениями совпадают с таковыми для высокоглиноземистых тоналитов, трондьемитов, дацитов и адакитов [Drummond et al., 1996]. Эти же породы имеют повышенные Sr/Y отношения (60–128), что также сближает их с адакитами. Мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных на N-MORB, пород кислого и среднего состава характеризуются дефицитом Th, Nb, Р, тяжелых РЗЭ и Ү. На диаграмме Дж.Пирса с соавторами [Pearce et al., 1984] породы кислого состава попадают в поле гранитов вулканических дуг (рис. 97). Формирование таких пород могло происходить при частичном плавлении океанической плиты, погружавшейся в зону субдукции. Считается, что при этом океаническая плита должна иметь молодой возраст, а равновесные с адакитовыми расплавами реститовые ассоциации представлены амфиболитами, гранатовыми амфиболитами, эклогитами [Drummond et al., 1996].

Таким образом, среди верхнекембрийских кремнисто-базальтовых и связанных с ними комплексов юго-западной части Чингизского сегмента выявлены образования, формирование которых происходило в различных геодинамических обстановках. Выделяются кремнистобазальтовые толщи, образование которых происходило в спрединговых центрах близких к срединно-океаническим хребтам. Также присутствуют надсубдукционные вулканические и плутонические комплексы, среди которых выявлены породы, формировавшиеся в результате плавления океанической плиты, вероятно, имевшей относительно молодой возраст.

Нижнеордовикские кремнисто-базальтовые толщи достоверно выделяются только в северозападной части Абралинской зоны (горы Аркалык), где представлены аркалыкской толщей. Эта толща сложена афировыми и мелкопорфировыми миндалекаменными подушечными базальтами, среди которых очень редко присутствуют маломощные прослои красных яшм, литокластических туфов основного состава и туффитов. Базальты аркалыкской толщи отличаются умеренными содержаниями TiO<sub>2</sub> - 0.8-1.78%, и Р<sub>2</sub>О<sub>5</sub> - 0.1-0.29. Характерной чертой являются переменные содержаниями щелочей Na<sub>2</sub>O - 2.2-6.3%, K<sub>2</sub>O – 0.2–2.44, что может быть связано с вторичными изменениями. На дискриминантной диаграмме TiO<sub>2</sub>-MnO\*10-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>\*10 точки составов нижнеордовикских базальтов гор Аркалык образуют две компактные группы: первая занимает промежуточное положение между полями базальтами N-MORB и островодужными толеитами и представлена базальтами с содержаниями TiO<sub>2</sub> больше 1%, а вторая располагается в поле известково-щелочных базальтов, в нее входят эффузивы с содержаниями ТіО, меньше 1% (рис. 96). Таким образом, рассматриваемый нижнеордовикский кремнисто-базальтовый комплекс сочетает признаки спрединговых и надсубдукционных вулканитов, возможно, его формирование связано с процессами спрединга в задуговом или междуговом бассейне с океанической корой.



Рис. 97. Диаграммы K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (A), Rb – Y+Nb (Б), графики распределения РЗЭ, нормированных по хондриту (В), мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных по N-MORB (Г), диаграммы Sr/Y – Y (Д), La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub> – Yb<sub>n</sub> (Е) для тоналитов и кварцевых монцонитов позднего кембрия гор Караадыр Темно-серый фон на В – кайнозойские адакиты, архейские высокоглиноземистые тоналиты и трондьемиты [Drummond et al., 1996]

В последние годы были получены новые данные о составе верхнекембрийско-нижнеордовикских кремнисто-вулканогенных комплексов Аркалыкской зоны [Стецюра, 2007]. Однако реконструкция обстановок их формирования затруднена из-за отсутствия современных геохимических данных по редкоземельным элементам и элементам-примесям.

Таким образом, изучение состава кремнисто-базальтовых комплексов Абралинской и Токайско-Акчатауской зон показало, что их формирование происходило в пределах различных структур бассейна с океанической корой. Для наиболее древних средне-верхнекембрийских комплексов устанавливается их принадлежность к образованиям океанических лавовых плато, формирование которых связано с плюмовыми источниками. Среди верхнекембрийских комплексов, несомненно, присутствуют базальты аналогичные базальтам срединно-океанических хребтов, а также надсубдукционные вулканиты и плутонические породы. При этом надсубдукционные образования имеют ряд особенностей: малые объемы, чередование вулканитов с кремнистыми породами, приуроченность интрузивных пород, имеющих характеристики высокоглиноземистых тоналитов, трондьемитов и адакитов, только к комплексам лавового плато. Возникновение таких комплексов могло быть связано с зоной субдукции, падающей под более древнее океаническое плато с мощной океанической корой. Субдуцирующая плита, имевшая молодой возраст, подвергалась плавлению с образованием адакитов; в тыловой, по отношению к зоне субдукции, области происходило формирование кремнистых толщ с потоками базальтов, андезибазальтов и андезитов. Эта зона субдукции, вероятно, являлась короткоживущей, с ней не было связано развитие крупных островодужных сооружений. Формирование нижнеордовикских базальтов, скорее всего, происходило при спрединге в междуговом бассейне, возникшем в раннем ордовике и располагавшемся между островными дугами, комплексы которых входят в состав Сарыаркинского и Байдаулет-Акбастауского вулканических поясов (см. выше).

## Средне-верхнеордовикские комплексы Чингиз-Северотяньшаньского пояса

Комплексы Восточного сегмента Чингиз-Северотянышаньского пояса распространены в Центрально-Чингизской, Чунайской, Аркалыкской, Абралинской и Токайско-Акчатауской зонах, где представлены слабо дифференцированными андезибазальт-андезитовыми вулканическими сериями, вулканогенно-осадочными, флишоидными и карбонатными толщами, которые перекрывают более древние образования Сарыаркинского пояса (рис. 98, см. цв. вклейку).

Наиболее древние из рассматриваемых комплексов выявлены в Центрально-Чингизской, Чунайской и Аркалыкской зонах. Здесь в основании разрезов среднего-верхнего ордовика залегает вулканогенная абаевская свита. В Центрально-Чингизской зоне свита сложена лавами и лавобрекчиями андезибазальтов и андезитов с редкими горизонтами лавобрекчий дацитов, а также горизонтами и мощными линзами органогенных известняков, содержащими разнообразные органические остатки позднего лланвирна. Мощность свиты в этой зоне составляет около 1700 м [Никитин, 1972; Кленина и др., 1984]. В центральной части Чунайской зоны (юго-восточнее гор Ордатас) в разрезе абаевской свиты преобладают лавы, туфы и лавобрекчии андезитов и андезибазальтов, среди которых присутствуют редкие потоки андезидацитов, прослои риолитовых туфов, полимиктовых гравелитов, песчаников, алевролитов и органогенных известняков с органическими остатками позднего лланвирна. Мощность свиты в этой части зоны может достигать 2500 м. Юго-восточнее – в бассейне р. Ащису, в разрезе свиты преобладают туфы андезитового состава, известковистые и полимиктовые песчаники, известняки, а ее мощность уменьшается до 450-850 м. В Аркалыкской зоне количество вулканических пород в разрезах уменьшается, а основную роль играют органогенные известняки, полимиктовые песчаники, конгломераты и алевролиты, мощностью до 1000 м [Кленина и др., 1984].

Комплексы самых верхов среднеговерхнего ордовика наиболее полно представлены в Абралинской зоне, где они изучены наиболее детально [Никитин, 1960; Никитин, 1972; Кленина и др., 1984; Самыгин, Хераскова, 1994]. В нижней части разреза выделена карбонатно-туфогенная бестамакская свита, которая с несогласием залегает на раннеордовикских гранодиоритах и вулканитах Центрально-Чингизской зоны.

В основании свиты прослеживается горизонт аркозовых песчаников и гравелитов, которые сменяются мощной (до 200 м) пачкой серых известняков. Далее разрез свиты наращивается чередующимися полимиктовыми песчаниками, алевролитами, мелко-среднегалечными и валунными конгломератами. Среди этих пород встречаются горизонты обвально-оползневых олистостромов, лито- и литокристаллокластических туфов среднего и средне-основного состав. Мощность свиты около 1000 м. По всему ее разрезу собраны разнообразные органические остатки раннего карадока [Кленина и др., 1984].

На бестамакской свите согласно залегает флишоидная саргалдакская свита, которая сложена чередующимися алевролитами, алевропесчаниками, гравелитами, конгломератами и известняками, причем грубообломочные породы преобладают в верхней части разреза свиты. Ее мощность достигает 2500 м. В терригенных породах собраны граптолиты и брахиоподы среднего карадока [Кленина и др., 1984].

В Центрально-Чингизской и Аркалыкской зонах аналоги бестамакской и саргалдакской свит представлены преимущественно флишодными терригенными толщами, которые перекрывают либо эффузивы абаевской свиты, либо более древние комплексы и содержат линзы известняков с органическими остатками низов карадока [Кленина и др., 1984; Дегтярев, 1999]. Аналоги рассмотренных свит, вероятно, могут быть выделены на юго-востоке Абралинской зоны, где верхнеордовикские вулканиты подстилаются разнообразными песчаниками, алевролитами, кремнистыми алевролитами и туффитами, осадочными брекчиями, тефроидами среднего состава. Эти толщи имеют значительные (более 1000 м) мощности и не охарактеризованы фаунистически, но по строению разреза и составу пород могут быть отнесены к низам позднего ордовика.

Верхнеордовикские вулканогенно-осадочные толщи широко распространены во всех зонах Чингизского сегмента, за исключением Токайско-Акчатауской. Наиболее полные разрезы этих толщ известны в Абралинской зоне. Верхнеордовикские толщи перекрывают разнообразные более древние толщи, наиболее молодыми из которых являются терригенные породы саргалдакской свиты.

В низах верхнеордовикского разреза залегает преимущественно терригенная талдыбойская свита, сложенная полимиктовыми и вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами, известковистыми песчаниками, известняками и конгломератами, редко встречаются горизонты туфов среднего состава. Мощность свиты составляет 950–1400 м. Талдыбойская свита также распространена в северо-западной части Аркалыкской зоны, а в ее юго-восточной части и в Чунайской зоне ее аналогом является карагачская свита. В породах талдыбойской свиты и ее аналогов собраны разнообразные органические остатки среднего–позднего карадока [Никитин, 1972; Кленина и др., 1984].

Талдыбойская свита согласно перекрывается мощным вулканогенным разрезом намасской свиты. Намасская свита представляет собой мощный сложно построенный фациально изменчивый вулканогенно-осадочный комплекс. В его составе преобладают лавы, лавобрекчии и туфы андезитового и андезибазальтового состава, реже встречаются потоки и туфы дацитов и риолитов. Эффузивы сопровождаются многочисленными субвулканическими и жерловыми телами. Нередко потоки вулканитов расслаиваются вулканомиктовыми и туфогенными песчаниками, алевролитами и конгломератами, среди которых встречаются линзы органогенных известняков (рис. 99). Мощность намасской свиты достигает 2000 м. На юго-востоке Чунайской и Аркалыкской зон аналогами намасской свиты являются жартасская и караконгойская свиты [Никитин, 1972]. В обломочных и карбонатных породах намасской и жартасской свит собраны различные органические остатки позднего карадока – раннего ашгилла [Никитин, 1972; Кленина и др., 1984].

В Токайско-Акчатауской зоне вулканогенноосадочные породы верхнего ордовика замещаются карбонатно-терригенной акдомбакской свитой, которая узкой полосой протягивается на 300 км и несогласно залегает на более древних комплексах (рис. 98, см. цв. вклейку). В разрезе свиты выделяются две пачки: нижняя – серые рифогенные коралловые известняки с различными органическими остатками позднего карадока – раннего ашгилла (мощность 50–400 м) и верхняя – зеленые известковистые алевролиты, песчаники и мелкогалечные конгломераты позднего ашгилла (мощность 100– 500 м) [Никитин, 1972; Никитина, 2005].

# Особенности состава и обстановки формирования средне-верхнеордовикских островодужных комплексов

В отличие от кембрийско-нижнеордовикских вулканогенно-осадочных комплексов Сарыаркинского пояса, фундамент которых может быть реконструирован на основании изу-



**Рис. 99.** Схема геологического строения приводораздельной части хребта Чингизтау (юго-восточная часть Абралинской зоны). Составлена, по [Никитин, 1972] с использованием материалов М.А. Оренбургского и В.Н. Киньшакова. Положение см. на рис. 98

1 – кайнозойские отложения; 2–8 – намасский вулканогенно-осадочный комплекс верхнего ордовика: 2 – верхняя толща андезитов, андезибазальтов и их туфов, 3 – туфогенные и известковистые песчаники, 4 – туфогенные алевролиты с линзами известняков, 5 – нижняя толща андезитов, их туфов, туфопесчаников с линзами известняков, 6 – риолиты и риодациты, 7 – туфогенные песчаники и туфы среднего состава, 8 – субвулканические тела порфировых андезитов; 9 – песчаники, алевролиты, туфы среднего состава, линзы известняков верхнего ордовика (талдыбойская свита); 10 – кембрийско-нижнеордовикские комплексы Центрально-Чингизской зоны; 11 – позднесилурийские гранитоиды; 12 – разрывные нарушения; 13 – местонахождения макрофауны

чения вулканических, осадочных и плутонических пород соответствующего возраста, вулканогенные толщи Чингиз-Северотяньшаньского пояса с несогласием залегают на более древних образованиях, имеющих близкий состав. Среди образований этого пояса в пределах Чингизского сегмента выделяются среднеордовикский и позднеордовикский вулканические комплексы, представленные породами абаевской и намасской свит соответственно.

Изучение петро-геохимических и изотопных характеристик вулканических пород показывает, что разновозрастные эффузивы и вулканогенно-осадочные породы обладают как чертами сходства, так и различия.

Вулканиты среднего и верхнего ордовика относятся к дифференцированным сериям, в состав которых входят андезибазальты, трахиандезибазальты, андезиты, трахиандезиты и дациты (рис. 57). При этом преобладающими породами являются породы среднего и средне-основного состава, реже встречаются дациты (табл. 31). Все эффузивы являются порфировыми породами, во вкрапленниках в подавляющем большинстве случаев присутствуют плагиоклаз, клинопироксен и роговая обманка. Вулканиты характеризуются умеренными и повышенными содержаниями К<sub>2</sub>О. Эффузивы относятся преимущественно к высокалиевой известковощелочной серии, реже к известково-щелочной и шошонитовой серям (рис. 57).

Вариационные диаграммы Харкера иллюстрируют общие черты вулканитов среднего и верхнего ордовика (рис. 100). Для эффузивов отмечается постепенное снижение концентраций TiO<sub>2</sub>, MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и CaO с ростом кремнекислотности и напротив увеличение концентраций Na<sub>2</sub>O. Вулканическим породам, как среднего, так и верхнего ордовика свойствен-

*Таблица 31*. Содержания породообразующих оксидов (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) в вулканитах среднего и верхнего ордовика (абаевская и намасская свиты) Чунайской и Абралинской зон Чингизского сегмента

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Nº	CH-	СН-102	CH-	CH-	СН-116	CH-	CH-	СН-120	CH-	СН_2	CH-3	CH-008	СН-016	CH-017
проб	101-1	011-102	115-1	115-2	C11-110	117-1	117-2	011-120	120-2	011-2	011-5	000	011-010	011-017
SiO <sub>2</sub>	51,5	53,2	60,1	60,1	63,1	63,8	62,9	54,6	55,1	-	-	57,50	53,33	53,96
TiO <sub>2</sub>	1,40	0,86	0,69	0,73	0,65	0,62	0,60	1,05	1,12	-	-	1,20	1,07	1,19
$Al_2O_3$	16,4	17,6	16,6	16,7	16,3	16,0	16,4	17,7	18,1	-	-	16,80	16	17,71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,6	1,38	0,91	0,89	0,86	0,834	0,877	1,43	1,24	-	-	1,43	1,38	1,51
FeO	8,86	7,82	5,16	5,05	4,85	4,72	4,97	8,12	7,04	-	-	8,08	7,81	8,59
MnO	0,20	0,18	0,15	0,16	0,11	0,11	0,11	0,19	0,27	-	-	0,10	0,13	0,14
MgO	6,67	6,75	4,67	4,05	2,87	3,01	3,29	6,09	3,85	-	-	1,20	4,39	2,74
CaO	9,54	8,73	4,89	6,00	4,36	4,21	4,02	5,11	7,44	-	-	3,27	5,93	3,00
Na <sub>2</sub> O	2,27	2,53	2,63	2,73	3,65	3,50	3,59	4,09	2,56	-	-	6,24	4,69	5,59
K <sub>2</sub> O	0,67	0,59	3,91	3,25	3,12	3,02	3,03	0,98	2,46	-	-	3,31	1,15	3,90
$P_2O_5$	0,59	0,33	0,30	0,29	0,20	0,21	0,20	0,67	0,84	-	-	0,71	0,48	0,72
Sc	27,00	30,00	18,70	19,88	16,04	17,01	16,00	21,93	17,20	18,72	22,03	-	-	-
V	-	-	168,8	191,4	144,1	154,1	157,0	210,5	190,4	206,7	158,0	-	-	-
Cr	87,0	71,0	56,0	68,9	33,5	31,7	26,1	36,3	21,8	196,9	100,5	105,8	-	-
Co	29,0	26,0	19,8	21,1	15,7	15,1	15,1	25,3	22,0	28,2	21,5	-	-	-
Ni	41,0	36,0	29,1	41,5	24,1	21,7	18,3	26,0	17,3	61,8	36,1	73,8	-	-
Cu	-	-	171,3	176,4	33,3	90,7	71,2	56,2	154,5	125,2	55,5	78,1	253,5	-
Zn	-	-	58,1	65,8	58,4	54,5	55,0	81,1	78,7	78,4	61,4	109,0	99,0	-
Ga	-	-	17,0	18,3	16,6	15,7	16,2	18,1	17,9	17,7	16,3	-	-	-
Rb	11	11	81	53	71	67	67	25	31	33	26	23	68	-
Sr	624	631	1031	965	625	841	809	889	676	763	623	540	598	-
Y	40	25	18	23	21	21	21	33	30	24	21	28	38	-
Zr	165	84	140	136	154	155	157	147	17/0	146	143	220	261	-
Nb	9,5	4,8	7,8	6,4	6,4	7,0	4,0	1,2	12,1	9,0	7,9	16,0	14,5	-
Mo	-	-	2,62	2,17	0,94	1,08	0,99	0,43	1,08	0,81	1,16	-	-	-
	-	-	0,80	0,69	0,98	0,57	0,58	2,19	0,76	0,29	0,35	-	-	-
Ba	/89	306	1220	1304	963	17.0	115/	388	/80	855	397	526	1424	-
La	29,72	15,26	21,27	30,52	17,03	17,69	1/,00	25,83	26,38	22,88	22,14	38,25	44,96	-
Dr	54,15	29,09	43,30	61,40	35,25	37,13	30,45	57,05	39,85	49,20	47,80	05,49	/3,9/	-
Pr Nd	24.06	4,29	3,22	0,95	4,33	4,50	4,40	7,21	7,52	0,15	3,79	8,55	9,90	-
Sm	7 97	19,15	20,00	20,10	2 71	2.92	2 75	6 41	6.59	23,02	23,09	6.61	41,40 9.56	-
5m Fu	2.00	4,45	4,13	4,90	0.83	3,83	0.83	1.06	0,38	3,23	4,70	1.81	0,50	-
Cd	6 79	1,56	3 57	1,13	3 42	3 58	3 / 3	5 76	5.84	1,41	1,23	5.40	7.00	-
Th	1.06	4,00	0.52	4,07	0.52	0.55	0.52	0.86	0.80	4,01	4,07	0.83	1.08	-
	6.67	4 14	3.02	3 / 3	3.22	3 30	3 10	5.13	5 21	3.88	3 36	4 75	6.30	-
Ho	1.31	0.84	0.61	0.71	0.66	0.68	0.68	1.07	1.07	0.70	0.68	-,75	1.26	-
Fr	3 52	2 29	1.68	1.98	1.90	1.94	1.94	2.93	2.98	2 21	1.92	2 50	3 36	
Tm	5,52		0.26	0.29	0.29	0.30	0.30	0.45	0.45	0.33	0.29	2,30	5,50	
Yh	3 49	2 39	1.65	1.89	1.89	1.93	1 90	2.84	2 80	2.06	1.80	2.42	3 4 2	_
Lu	0.53	0.36	0.26	0.29	0.29	0.29	0.30	0.44	0.43	0.31	0.28	0.35	0.52	-
Hf	4 1	2.2	3.6	3.6	4 1	4.1	4 1	3.4	3.9	3.4	3 4	5.0	67	-
Тя	0.6	0.3	0.4	0.4	0.5	0.4	0.1	0.0	0.7	0.4	0.5	0.9	1.0	_
Pb	7,26	2,79	11.38	13.28	10.51	8,52	8,07	8,80	10.19	9,61	6,07	7,15	17.08	-
Th	3.9	1.6	6.1	6.3	5.3	5.6	5.4	3.6	3.5	4.1	5.7	3.2	13.0	-
U	1,2	0,5	2,6	2,7	2,2	2,4	2,4	1,1	1,4	1,8	2,3	1,2	5,4	-

*Примечание.* 1–9 – базальты, андезибазальты и андезиты абаевской свиты среднего ордовика, 10–14 – андезибазальты и андезиты намасской свиты верхнего ордовика



Рис. 100. Вариационные диаграммы Харкера для вулканитов среднего и верхнего ордовика Центрально-Чингизской и Абралинской зон

l – андезиты и андезибазальты намасской свиты  $O_3$ ; 2 – андезиты и дациты абаевской свиты  $O_2$ 

ны невысокие значения индекса магнезиальности (Mg# от 0.4 до 0.6).

Вулканиты среднего и верхнего ордовика имеют близкие умеренно фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов. При этом в вулканитах верхнего ордовика степень фракционирования РЗЭ несколько выше, чем эффузивах среднего ордовика (рис. 101). Отношение La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub> в вулканитах среднего ордовика составляет 6–8, а позднего ордови-



**Рис. 101.** Графики распределения РЗЭ, нормированных по хондриту (А), мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных по N-MORB (Б), – диаграммы Th – Hf/3 – Ta (B), Zr – Ti/100 – Sr/2 (Г), изотопные диаграммы (Д, Е) для вулканических пород среднего и верхнего ордовика Центрально-Чингизской и Абралинской зон

I – андезиты и андезибазальты намасской свиты O<sub>3</sub>; 2, 3 – породы абаевской свиты O<sub>2</sub>: 2 – андезиты и дациты, 3 – туфопесчаники; 4, 5 – изотопный состав Nd: 4 – вулканитов и гранитоидов  $\varepsilon_3$ –O<sub>1</sub>, 5 – вулканитов и гранитоидов  $\varepsilon_2$ 

В: А – базальты N-MORB, В – базальты Е-MORB, С – базальты ОІВ, D – островодужные базальты; Г:А – островодужные толеиты, В – известково-щелочные базальты, С – океанические базальты

ка 7.5-10.5; на всех спектрах эффузивов проявлена отрицательная европиевая аномалия (Eu/ Eu\*=0.6-0.8), что указывает на участие плагиоклаза в процессах дифференциации и обогащении им рестита. Также как и для более древних эффузивов фракционирование осуществлялось преимущественно за счет обогащения легкими РЗЭ. Мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных на N-MORB, вулканитов среднего и верхнего ордовика также близки друг к другу и демонстрируют обогащение пород элементами-примесями с большим ионным радиусом (Cs, Ba, K, Sr), при значительном дефиците Nb и Ti (рис. 101). Такие черты типичны для надсубдукционных вулканических серий. На дискриминантных диаграммах Th-Hf/3-Та, Ti/100-Zr-Sr/2 и Mn\*10-Ti0,-P,O,\*10 точки составов эффузивов среднего и верхнего ордовика попадают в поля островодужных толеитов, известково-щелочных базальтов и базальтов островных дуг (рис. 57, 101).

Изучение среднеордовикских осадочных пород (алевролитов, мелкозернистых песчаников и туфоалевролитов) показало, что для них характерно более низкое, чем в вулканитах, содержание почти всех элементов-примесей, включая РЗЭ, и отношение La<sub>p</sub>/Yb<sub>p</sub>.

Таким образом, формирование вулканических комплексов среднего и позднего ордовика происходило в пределах крупной островодужной структуры, фундамент которой был образован более древними островодужными магматическими комплексами, имеющими сходный состав. При этом кора средне-позднеордовикской островной дуги обладала уже достаточно значительной мощностью и может быть отнесена к коре переходного типа. Источником расплавов, из которых затем образовались вулканиты среднего и позднего ордовика, являлось вещество мантийного клина, метасоматизированного флиюдами из субдуцируемой океанической плиты.

Дальнейшая дифференциация этих расплавов могла происходить в промежуточных очагах, располагавшихся как на границе коры и мантии, так и в коре средне-позднеордовикской островной дуги. При этом дифференциация могла сопровождаться контаминацией расплавов материалом фундамента дуги. О значении этих процессов можно судить по изотопному составу Sr и Nd вулканических пород среднего и верхнего ордовика.

Изучение изотопного состава Sr и Nd для вулканитов показало, что разновозрастные эффузивы близки к друг к другу (табл. 32, рис. 101). В андезитах и дацитах среднего ордовика єNd=4.6-5.9; (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub>=0.7037-0.704, а в андезибазальтах и андезитах позднего ордовика єNd=4.1-5.5; (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>0</sub>=0.7045. При этом по изотопному составу дациты не отличаются от более основных эффузивов. Изотопный состав Nd осадочных пород среднего ордовика (εNd=7) отличается от такового для одновозрастных вулканитов и имеет больше сходства с изотопными составами более древних вулканических комплексов. Эти данные наряду с пониженными содержаниями редкоземельных элементов свидетельствует о формировании осадочных пород в основном за счет размыва древних вулканитов, которые имеют более примитивный изотопный состав неодима. Значимые различия в изотопном составе стронция в вулканитах среднего и верхнего ордовика могут объясняться привносом в мантийный клин в виде флюидов, образованных при дегидратации пелагических осадков, погружавшихся в зону субдукции вместе с океанической плитой.

В целом изотопный состав вулканитов среднего и позднего ордовика мало отличается от более древних вулканических и плутонических пород, слагавших фундамент островной дуги этого возраста. Поэтому если фракционирование первичных расплавов, происходившее в промежуточных камерах, и сопровождалось контаминацией породами фундамента среднепозднеордовикской дуги, то это были породы, имевшие очень близкий петро-геохимический и изотопный состав.

Таким образом, средне-позднеордовикская островная дуга в пределах Чингизского сегмента имела достаточно мощную кору переходного типа, в строении которой участвовали тектонически совмещенные комплексы среднекембрийской и позднекембрийскораннеордовикской энсиматических островных дуг, а также сопряженных с этими дугами бассейнов с океанической корой. Комплексы фундамента дуги имели очень короткую коровую предысторию и обладали близким петрогеохимическим и изотопным составом. Вулканизм в пределах дуги в среднем и позднем ордовике происходил как в субаквальных, так и в субаэральных условиях. Источником вулканитов среднего и верхнего ордовика являлись перидотиты матийного клина метасоматизированные флюидами, выделившимися из

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
№ проб	CH-102	CH-103	CH-115-1	CH-115-2	CH-116	CH-117-1	CH-117-2	CH-120	CH-120-2
Возраст	465	465	465	465	465	465	465	465	465
Rb	7,2	6,8	80,3	44,4	74,2	88,5	70,4	25,9	44,0
Sr	657	884	1021	791	641	1112	890	943	755
<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	0,0317	0,0223	0,2277	0,1624	0,3351	0,2302	0,2289	0,0794	0,1687
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0,70398	0,70446	0,70543	0,70495	0,70582	0,70529	0,70532	0,70446	0,70481
( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>0</sub>	0,70377	0,70431	0,70392	0,70388	0,70360	0,70376	0,70380	0,70393	0,70369
Sm	3,86	1,37	4,03	3,76	3,48	3,52	3,72	6,32	6,94
Nd	16,8	5,4	20,1	18,3	16,3	16,6	17,5	29,9	33,3
147Sm/144Nd	0,1390	0,1520	0,1211	0,1246	0,1297	0,1283	0,1284	0,1276	0,1262
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0,512744	0,512801	0,512671	0,512707	0,512726	0,512732	0,512736	0,512665	0,512710
εNd(T)	5,5	5,8	5,1	5,6	5,7	5,9	6,0	4,6	5,6
№ п/п	10	11	12	13	14	15	16	17	
№ проб	CH-121	CH-007	CH-008	CH-016	CH-017	CH-003	CH-009	CH-018	
Возраст	465	445	445	445	445	445	445	445	
Rb	18,1	82,2	57,6	22,2	67,5	95,6	15,2	15,4	
Sr	648	323	336	559	642	527	713	668	
<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	0,0809	0,7355	0,4954	0,1147	0,3043	0,5246	0,0618	0,0665	
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0,70445	0,708989	0,707694	0,705092	0,706418	0,707798	0,705034	0,704927	
$({}^{87}Sr/{}^{86}Sr)_0$	0,70391	0,704327	0,7045538	0,7043649	0,70448891	0,7044726	0,7046421	0,704505	
Sm	-	6,05	6,76	5,01	6,95	6,28	3,05	4,88	
Nd	-	30,9	33,2	26,2	34,3	29,5	15,5	19,2	
<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	-	0,1184	0,1233	0,1157	0,1224	0,1286	0,1411	0,1291	
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	-	0,512683	0,512706	0,512634	0,512684	0,512686	0,512727	0,512654	
εNd(T)	-	5,3	5,5	4,5	5,1	4,8	4,9	4,2	

*Таблица 32*. Изотопные Sr - Nd данные по вулканитам среднего и верхнего ордовика Чунайской и Абралинской зон Чингизского сегмента

*Примечание*. 1–10 – эффузивы абаевской свиты среднего ордовика, 11–17 – эффузивы намасской свиты верхнего ордовика

субдуцируемой океанической плиты. Первичные расплавы претерпели дифференциацию в промежуточных камерах, которые могли располагаться на разных уровнях фундамента островной дуги. Процессы фракционирования первичных расплавов, могли сопровождаться контаминацией их материалом фундамента дуги. Однако эти процессы не привели к существенному изменению состава вулканитов, так как промежуточные очаги располагались среди комплексов имевших очень близкий или более примитивный состав. Такие же комплексы подвергались эрозии и поставляли обломоч-

ный материал для осадочных пород среднего и позднего ордовика.

# Средне-верхнепалеозойские комплексы Чингизского сегмента: строение, особенности состава, обстановки формирования

Средне-верхнепалеозойские комплексышироко распространены в пределах Чингизского сегмента и представлены в основном вулканогенными толщами и различными гранитоидами, только фамен-нижнекаменноугольные образования имеют терригенно-карбонатный состав.

#### Среднепалеозойские комплексы

В основании среднепалеозойского разреза Чингизского сегмента залегают силурийские образования, которые широко распространены в Токайско-Акчатауской, Аркалыкской, Чунайской и на юго-востоке Абралинской зон. В Токайско-Акчатауской и на юго-востоке Абралинской зоны силурийские комплексы согласно перекрывают верхнеордовикские известняки акдомбакской свиты и эффузивы намасской свиты (рис. 102, 103).

Силурийский разрез этих зон начинается с мощной терригенной толщи, сложенной зеленоцветными и пестроцветными песчаниками, алевролитами и конгломератами (альпеисская свита мощностью до 1500 м). В верхах этой толщи увеличивается роль красноцветных и грубообломочных пород. На юго-востоке Токайско-Акчатауской и Абралинской зон в разрезе альпеисской свиты появляются потоки андезитов и андезибазальтов и прослои их туфов (рис. 104). На различных уровнях в по-



**Рис. 102.** Схема геологического строения окрестностей горы Кызылтумсык и ур. Кисмет (северо-запад Токайско-Акчатауской зоны), по [Дегтярев, Рязанцев, 1993] с дополнениями по материалам Н.Н. Сигачевой и О.Е. Беляева. Положение см. на рис. 98

1 – кайнозойские отложения; 2 – андезиты и андезибазальты нижнего девона (айгыржальская свита); 3 – красноцветные песчаники и конгломераты верхнего силура (жанбазарская свита); 4 – андезиты, дациты, их туфы, туфоконгломераты нижнего силура (жумакская свита); 5 – песчаники, алевролиты, конгломераты нижнего силура (альпеисская свита); 6 – органогенные известняки верхнего ордовика (акдомбакская свита); 7 – доверхнеордовикские комплексы Токайско-Акчатауской зоны; 8 – раннедевонские субвулканические тела риолитов; 9 – разрывные нарушения; 10 – местонахождения макрофауны



**Рис. 103.** Схема геологического строения северо-западного окончания хр. Акчатау (юго-восток Токайско-Акчатауской зоны). Составлена по материалам Т.М. Жаутикова [Геология и металлогения ..., 1977]. Положение см. на рис. 98

1 – кайнозойские отложения; 2 – песчаники, конгломераты, известняки верхнего девона; 3 – эффузивы кислого состава нижнего – среднего девона; 4–6 – жумакская свита нижнего силура: 4 – базальты и андезибазальты, 5 – туфы среднего и средне-основного состава, 6 – красноцветные конгломераты и туфоконгломераты; 7–9 – альпеисская свита нижнего силура: 7 – туфы среднего состава и туфопесчаники, 8 – переслаивающиеся песчаники и алевролиты, линзы известняков, 9 – андезибазальты и андезиты; 10, 11 – акдомбакская свита верхнего ордовика: 10 – песчаники, алевролиты, линзы известняков, 11 – органогенные рифовые известняки; 12 – доверхнеордовикские комплексы Токайско-Акчатауской свиты; 13 – комплексы Восточного сегмента Ескембай-Балкыбекского офиолитового пояса; 14 – раннедевонские субвулканические тела риолитов; 15 – разрывные нарушения: а – прослеженные, б – предполагаемые под кайнозойскими отложениями; 16 – местонахождения макрофауны

родах альпеисской свиты собраны разнообразные органические остатки раннего-среднего лландовери [Бандалетов, 1969; Геология и металлогения ..., 1977; Беляев и др., 1989; Дегтярев, Рязанцев, 1993]. Осадочные породы альпеисской свиты перекрываются мощной эффузивной толщей (жумакская свита мощностью 600-2500 м). На северо-западе Токайско-Акчатауской зоны вулканиты с небольшим несогласием залегают на песчаниках и алевролитах альпеисской свиты (рис. 102). Здесь в строении жумакской свиты участвуют туфоконгломераты, туфы и лавобрекчии дацитового, андезидацитового и андезитового состава, которые выше сменяются вишневыми алевролитами и туффитами [Беляев и др., 1989; Дегтярев, Рязанцев, 1993].

В юго-восточной части Токайско-Акчатауской и Абралинской зон эффузивы жумакской свиты согласно залегают на нижележащих красноцветных терригенных породах альпеисской свиты (рис. 103). В этом районе жумакская свита имеет максимальные мощности и образована потоками порфировых базальтов и андезибазальтов и андезитов, среди которых присутствуют прослои красноцветных песчаников и алевролитов. Очень редко среди песчаников встречаются линзы известковистых песчаников и известняков с органическими остатками позднего лландовери – венлока Геология и металлогения..., 1977]. Более молодые терригенные толщи выявлены только в северо-западной части Токайско-Акчатауской зоны, где эффузивы жумакской свиты согласно перекрываются толщей красноцветных и пестроцветных песчаников, гравелитов и конгломератов (жанбазарская свита мощностью 1500-2000 м). Для пород этой свиты характерны косая слоистость и присутствие линз с магнетитовым шлихом. В верхах разреза обнаружены строматолиты. Жанбазарская свита согласно сменяется вулканитами айгыржальской свиты, содержащей остатки флоры эмского возраста. По положению в разрезе жанбазарская свита относится к верхнему силуру – низам девона (рис. 104) [Беляев и др., 1993; Дегтярев, Рязанцев, 1993].



Рис. 104. Схема сопоставления силурийских разрезов Чингизского сегмента

1 – по [Дегтярев, Рязанцев, 1993], 2 – по [Бандалетов, 1969; Геология и металлогения ..., 1977], 3, 4 – по [Бандалетов, 1969; Султанбекова, 1986]. Серым цветом выделены вулканогенно-осадочные толщи среднего лландовери – венлока *I* – андезидациты; 2 – лавобрекчии андезидацитов. Остальные условные обозначения см. на рис. 23

В северо-восточной части Чингизского сегмента – в пределах Чунайской и Аркалыкской зон, силурийские образования резко несогласно залегают на нижнепалеозойских комплексах. Здесь отсутствуют отложения низов лландовери, и силурийский разрез представлен толщами верхнего лландовери – венлока (доненжальская и аягузская свиты мощностью до 1700 м) [Бандалетов, 1969; Султанбекова, 1986].

Нижние части разреза этих свит сложены песчаниками и алевролитами, известковистыми песчаниками, конгломератами, среди которых присутствуют прослои органогенных известняков. В этих породах содержатся разнообразные органические остатки верхнего лландовери. Верхи разреза образованы эффузивами основного и средне-основного состава с прослоями красноцветных песчаников и алевролитов, а также редкими потоками риолитов и риодацитов (рис. 104). Органических остатков в этих породах не обнаружено, по положению в разрезе они относятся к венлоку и, возможно, низам лудлова.

Состав вулканических пород жумакской свиты нижнего силура имеет существенные различия в северо-западной и юго-восточной частях Чингизского сегмента. На северо-западе преобладают андезидациты и дациты, реже встречаются андезиты, в то время как для юговостока характерны базальты и андезибазальты, в меньшей степени трахиандезибазальты и андезиты (табл. 33). Породы характеризуются умеренными и низкими содержаниями К<sub>2</sub>O, относятся в основном к известково-щелочной

*Таблица 33.* Содержания породообразующих оксидов (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) в вулканитах жумкаской свиты нижнего силура и гранитоидах сарыкольского комплекса позднего силура Чингизского сегмента

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
№ проб	AY-08	AY-09	AY-10	CH-107	CH-108	CH-046	CH-047	CH-058	CH-059-1	CH-059-2
SiO,	-	-	-	-	-	53,61	72,60	77,12	63,07	60,57
TiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	0,89	0,24	0,05	0,50	0,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	12,65	12,59	12,10	15,97	15,81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	3,28	2,50	1,29	2,74	3,59
FeO	-	-	-	-	-	5,84	0,56	0,43	2,02	2,50
MnO	-	-	-	-	-	0,19	0,01	0,02	0,02	0,03
MgO	-	-	-	-	-	7,95	0,46	0,10	2,54	3,13
CaO	-	-	-	-	-	10,27	1,55	0,35	4,27	4,99
Na <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	2,56	3,36	4,12	4,30	4,42
K <sub>2</sub> O	-	-	-	-	-	0,93	4,41	4,06	2,21	2,18
$P_2O_5$	-	-	-	-	-	0,42	0,05	0,01	0,21	0,23
п.п.п.	-	-	-	-	-	1,62	1,19	0,64	1,80	1,72
Сумма	-	-	-	-	-	100,21	99,52	100,29	99,65	99,74
V	189,7	271,9	244,5	198,3	245,8	200,0	9,0	8,0	98,0	140,0
Cr	6,1	34,6	13,0	77,2	43,3	330,0	17,0	13,0	30,0	35,0
Co	29,20	31,39	27,53	22,76	37,78	30,00	1,00	1,00	9,00	14,00
Ni	16,4	27,8	18,0	39,9	59,7	140,0	8,0	7,0	22,0	32,0
Zn	88,1	88,7	74,5	69,4	118,9	-	-	-	-	-
Ga	22,2	20,7	20,6	17,7	22,2	-	-	-	-	-
Rb	20	30	26	27	21	17	140	69	31	26
Sr	870	733	884	629	685	510	240	130	800	820
Y	35	30	30	31	34	22	13	9	14	12
Zr	266	134	144	180	336	140	140	82	98	110
Nb	10,1	4,3	7,5	13,4	66,1	9,2	12,0	13,0	5,7	5,0
Mo	0,83	0,31	0,28	1,00	3,47	0,00	131,00	117,00	169,00	183,00
Cs	1,08	0,28	1,30	0,26	1,17	-	-	-	-	-
Ba	465	579	730	669	551	280	990	320	700	1100
La	28,43	19,92	19,82	22,82	43,81	28,00	41,00	26,00	19,00	20,00
Ce	64,45	43,34	44,08	50,65	92,93	59,00	69,00	45,00	38,00	38,00
Pr	8,20	5,55	5,62	6,41	11,50	27,00	21,00	15,00	17,00	18,00
Nd	34,05	23,84	24,21	26,39	46,59	5,90	2,90	2,20	3,40	3,60
Sm	7,27	5,40	5,50	5,70	9,33	1,60	0,68	0,23	1,00	1,10
Eu	2,15	1,74	1,66	1,63	3,07	-	-	-	-	-
Gd	6,49	5,25	5,28	5,44	8,22	-	-	-	-	-
Tb	0,95	0,80	0,80	0,83	1,16	0,84	0,29	0,29	0,43	0,42
Dy	5,54	4,77	4,75	4,96	6,26	-	-	-	-	-
Ho	1,13	0,98	0,97	1,00	1,15	-	-	-	-	-
Er	3,13	2,74	2,72	2,78	2,90	-	-	-	-	-
Tm	0,47	0,41	0,41	0,41	0,39	-	-	-	-	-
Yb	2,95	2,53	2,52	2,52	2,20	2,10	1,20	1,50	1,20	1,30
Lu	0,43	0,38	0,38	0,38	0,31	0,35	0,19	0,25	0,19	0,19
Hf	6,1	3,3	3,4	4,0	7,1	-	-	-	-	-
Та	0,2	0,3	0,6	0,9	4,5	-	-	-	-	-
Pb	6,43	6,06	5,59	5,59	5,99	-	-	-	-	-
Th	9,2	3,2	3,3	3,1	4,9	1,0	2,3	2,4	1,8	1,8
U	2,8	1,0	1,2	1,2	1,4	2,5	20,0	19,0	4,0	3,7

*Примечание*. 1–5 – базальты жумаской свиты: 1–3 – к югу от горы Коксенгир, 4–5 – к востоку от гор Окпекты; 6–10 – сарыкольский комплекс: 6, 7 – Сарыкольский массив: 6 – диорит, 7 – гранит; 8–10 – Баимбетский массив: 8 – гранит, 9, 10 – диориты

и высококалиевой известково-щелочной сериям, реже к шошонитовой серии. Базальты и андезибазальты юго-восточной части сегмента отличаются умеренными (до 2%) содержаниями TiO<sub>2</sub> (рис. 105).

Геохимические особенности были изучены только у вулканитов юго-восточной части сегмента (табл. 33). Эти породы отличаются умеренным фракционированием редких земель ( $La_n/Yb_n=5-6.5$ ), при этом обогащение происходит как за счет легких, так и за счет средних РЗЭ; европиевая аномалия отсутствует (рис. 105). На мультиэлементных диаграммах редких элементов, нормированных на N-MORB, базальты и андезибазальты демонстрируют существенное обогащение Cs, Ba, Sr, при дефиците Nb и Ti – черты типичные для надсубдукционных вулканических серий (рис. 105).

На дискриминантных диаграммах Th-Hf/3-Та и Mn\*10-Ti0<sub>2</sub>-P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>\*10 точки составов вулканитов северо-западной части сегмента попадают в поля островодужных эффузивов, а базальтов юго-восточной части – как в поля островодужных базальтов, так и в поля щелочных базальтов океанических островов (рис. 105). Однако, скорее всего, силурийские вулканиты имеют надсубдукционную природу, и их формирование связано с начальным этапом эволюции средне-позднепалеозойских вулканоплутонических поясов.

Силурийский этап эволюции завершается внедрением крупных гранитоидных массивов сарыкольского комплекса, которые распространены во всех зонах Чингизского сегмента за исключением Токайско-Акчатауской. Гранитоиды этого комплекса прорывают все более древние образования, включая эффузивы жумакской свиты. Наиболее крупные массивы это комплекса расположены в Абралинской (Сарыкольский, Баимбетский, Четский, Северо-Бурлюгаский) и Чунайской (Бакшокинский, Батырбекский) зонах (рис. 106, см. цв. вклейку).

Более детально изучены Сарыкольский и Баимбетский массивы Абралинской зоны (рис. 106, см. цв. вклейку). В них выделяется три фазы: первая фаза образована габбро, габбродиоритами, диоритами; породы второй фазы, слагающие до 80% площади массивов, представлены гранодиоритами, кварцевыми диоритами и тоналитами; третья фаза сложена биотит-роговообманковыми гранитами. Площадь этих массивов достигает многих десятков и сотен квадратных километров. Для них характерны извилистые и пологие поверхности контактов с многочисленными провесами кровли. По геофизическим данным интрузивы имеют гарполито- или лополитообразную формы, либо представляют собой плитообразные тела мощностью от 3 до 5 км [Геология и металлогения ..., 1977; Магматические комплексы ..., 1982].

Возраст гранитоидов сарыкольского комплекса определяется как по геологическим, так и по K-Ar изотопным данным. Самыми молодыми толщами, которые прорывают гранитоиды сарыкольского комплекса, являются вулканиты жумакской свиты верхнего лландовери - венлока. В свою очередь гранитоиды этого комплекса прорваны кольцевой дайкой раннесреднедевонских граносиенит-порфиров Машанской вулканической структуры [Геология и металлогения ..., 1977]. Таким образом, по геологическим данным устанавливается позднесилурийский возраст сарыкольского комплекса, который подтверждается K-Ar датировками биотита. Средние значения для Сарыкольского массива составляют 401, Четского – 421, Баимбетского - 418, Северо-Бурлюгакского - 420 млн лет [Геология и металлогения ..., 1977].

Массивы сарыкольского комплекса в целом имеют однородное строение и в основном сложены кварцевыми диоритами, гранодиоритами и тоналитами, реже встречаются граниты (табл. 33). Эти гранитоиды принадлежат к известково-щелочной и высококалиевой известково-щелочной сериям (рис. 107). Отношения К<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O составляют 0.5–1.3. Насыщенность гранитоидов комплекса А1 относительно суммы Ca, Na и K всегда меньше 1.1, что позволяет относить эти породы к низкоглиноземистым породам. По этим характеристикам устанавливается принадлежность гранитоидов сарыкольского комплекса к гранитам I-типа. Мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных по примитивной мантии, характеризуются хорошо выраженным дефицитом Nb и Ti и обогащением Ва – чертами типичными для надсубдукционных комплексов [Дегтярев и др., 2005]. На дискриминантной диаграмме Rb-(Y+Nb) [Pearce et. al., 1984] точки составов гранитоидов сарыколького комплекса попадают в поля гранитов вулканических дуг (рис. 107, 108).

Породы сарыколького комплекса характеризуются значительным фракционированием



**Рис. 105.** Диаграммы Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (A), K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (Б), MnO\*10 – TiO<sub>2</sub> – P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>\*10 (В), Th – Hf/3 – Ta (Г), графики распределения P3Э, нормированных по хондриту (Д), мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных по N-MORB (Е) для вулканитов нижнего силура Токайско-Акчатауской зоны

*1*, 2 породы жумакской свиты S<sub>1</sub>: *1* – андезиты, андезидациты и дациты северо-западной части зоны, *2* – базальты, андезибазальты и андезиты юго-восточной части зоны

Г: А – базальты N-MORB, В – базальты E-MORB, С – базальты OIB, D – островодужные базальты. Остальные условные обозначения см. на рис. 96



**Рис. 107.** Диаграммы Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (A), Al/(Na+K) – Al/(Ca+Na+K) (Б), K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (B), Rb – (Y+Nb) (Г) для гранитоидов сарыкольского комплекса S,

1, 2 – гранитоиды сарыкольского комплекса: 1 – граниты и гранодиориты Сарыкольского массива, 2 – граниты и кварцевые диориты Баимбетского массива

редких земель ( $La_N/Yb_N=11-23$ ). Отрицательная европиевая аномалия хорошо выражена только на спектрах РЗЭ гранитов Баимбетского массива, на спектрах гранитов Сарыколького массива она проявлена значительно (Eu/Eu\*=0.1), а на спектрах гранодиоритов отсутствует (табл. 33, рис. 108). На диаграмме Sr/Y-Y, предложенной для дискриминации высоко- и низкоглиноземистых серий, породы сарыколького комплекса в основном располагаются в переходной зоне, что не позволяет однозначно оценить глубинность образования расплавов (рис. 108). В то же время по отношениям  $La_n/Yb_n$ -Yb<sub>n</sub> породы сарыколького комплекса могут быть отнесены только к низкоглиноземистым сериям, имевшим нижнекоровый источник, плавление которого происходило на глубинах не более 30 км.

Информация об источнике гранитоидов сарыколького комплекса была дополнена данными по изотопному составу Nd в породах Сарыколького и Баимбетского массивов, расположенных в центральной части Абралинской зоны и прорывающих в основном средневерхнеордовикские вулканогенно-осадочные толщи (табл. 34). Было установлено, что изотопный состав неодима не зависит от состава пород – єNd диоритов, гранодиоритов и гранитов очень близки, имеют положительные зна-



**Рис. 108.** Графики распределения РЗЭ, нормированных по хондриту (А), – мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных по примитивной мантии (Б), диаграмма Sr/Y – Y (В), изотопная диаграмма (Г) для гранитоидов сарыкольского комплекса S<sub>2</sub>

I – кайнозойские адакиты, архейские высокоглиноземистые тоналиты и трондьемиты [Drummond et al., 1996]; 2 – изотопный состав Nd вулканитов и гранитоидов  $C_2$ – $O_3$ 

чения, изменяющиеся от 3.6 до 5.4 (рис. 108) [Дегтярев и др., 2008]. Нижнекоровые породы, являвшиеся источником гранитоидов сарыколького комплекса, имели короткую коровую предысторию, их изотопный состав неодима близок к составу нижнепалеозойских островодужных вулканических и плутонических комплексов Сарыаркинского и Чингиз-Северотянышаньского поясов, слагающих Чингизский сегмент каледонид Казахстана (рис. 108). Поэтому можно предположить, что образование гранитоидов сарыкольского комплекса может быть связано с плавлением базитовых нижнекоровых комплексов, формирование которых происходило в процессе эволюции раннепалеозойских островодужных систем. Причиной плавления нижнекоровых комплексов мог являться андерплейтинг – скопление базитовой магмы у нижней границы коры с дальнейшим конвективным плавлением последней [Atherton, Petford, 1993 и др.].

Девонские образования в Чингизском сегменте представлены континентальными, преимущественно кислыми эффузивами, и гранитоидами, формирование которых происходило в пределах Казахстанского вулканоплутонического пояса. Девонские вулканиты, распространенные во всех зонах сегмента, с несогласием залегают на подстилающих нижнепалеозойских комплексах и часто представляют собой эродированные вулканические постройки центрального типа, наиболее яркой из

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7
№ проб	CH-022	CH-026	CH-035	CH-034	CH-062	CH-063	CH-069
Возраст	280	280	280	280	400	400	400
Rb	-	-	-	-	-	-	-
Sr	-	-	-	-	-	-	-
<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	-	-	-	-	-	-	-
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	-	-	-	-	-	-	-
( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>0</sub>	-	-	-	-	-	-	-
Sm	3,54	2,30	3,06	2,49	3,05	0,73	2,79
Nd	23,1	14,34	20,5	16,4	17,5	2,31	15,36
<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	0,0928	0,0972	0,0901	0,0918	0,1055	0,1896	0,1096
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0,512647	0,512669	0,512677	0,512664	0,512636	0,512900	0,512631
εNd(T)	3,9	4,2	4,6	4,3	4,6	5,5	4,3
№ п/п	8	0	10	11	12	13	14
<u></u> л <u>е</u> п/п № проб	CH 068	CH 043	CH 046	CH 047	CH 058	CH 050 2	CH 050 1
Rozpost	400	410	410	410	410	410	410
Dospaci	400	419	419	419	419	419	419
RD	-	-	-	-	-	-	-
Sr	-	-	-	-	-	-	-
<sup>87</sup> Rb/ <sup>80</sup> Sr	-	-	-	-	-	-	-
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	-	-	-	-	-	-	-
( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>0</sub>	-	-	-	-	-	-	-
Sm	2,10	2,90	5,47	2,54	1,95	3,24	3,14
Nd	11,6	16,6	26,1	16,82	11,90	16,17	15,9
<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	0,1093	0,1057	0,1269	0,0913	0,0993	0,1209	0,1192
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0,512647	0,512618	0,512663	0,512535	0,512637	0,512704	0,512698
εNd(T)	4,7	4,5	4,2	3,6	5,2	5,4	5,3

Таблица 34. Изотопные Sr-Nd данные по гранитоидам среднего и позднего палеозоя Чингизского сегмента

*Примечание*. 1–4 – граниты сарышокинского комплекса позднего карбона – ранней перми, 5–8 – граниты саргалдакского комплекса раннего–среднего девона, 9–14 – гранодиориты и граниты сарыкольского комплекса позднего силура

которых является Машанская структура, расположенная в Абралинской зоне (рис. 106, см. цв. вклейку) [Никитина, 1959]. Девонские вулканогенные толщи слагают удаленные друг от друга обычно пологие брахисинклинали (район пос. Кайнар, гор Достар, Машан, к югу от гор Ордатас, к востоку от пос. Жарма и другие), наложенные на более древние комплексы [Лялин и др. 1964; Журавлев, Успенский, 1971; Магматические комплексы ..., 1982]. Низы разреза во всех структурах представлены андезитами, литокластическими туфами, туфопесчаниками и туфоконгломератами того же состава, мощностью до 2000 м. Вулканогенный разрез завершается мощной толщей эффузивов и пиро-

кластических пород кислого состава. В строении этой толщи участвуют флюидальные риолиты и трахириолиты, игнимбриты, литокластические туфы и лавобрекчии того же состава мощностью 1500–2000 м. С вулканическими толщами ассоциируют многочисленные субвулканические и жерловые тела, которые сложены лавами и лавобрекчиями кислого состава, а также гранит-порфирами и граносиенитпорфирами. Наиболее ярко субвулканические тела представлены в Машанской структуре. Здесь среди риолитов в ядре брахисинклинали расположены почти изометричные лакколитообразные интрузивные тела, которые в центральных частях сложены гранит-порфирами и граносиенит-порфирами, а к периферии утрачивают интрузивный облик и приобретают сходство с эффузивами. Кроме изометричных тел, граносиенит-порфиры слагают кольцевую дайку, которая обрамляет всю Машанскую структуру и прорывает как девонские эффузивы, так и гранодиориты сарыкольского комплекса и терригенные породы ордовика (рис. 106, см. цв. вклейку) [Никитина, 1959]. В пределах Чингизского сегмента в вулканогенных толщах не обнаружено органических остатков, однако юго-западнее аналогичные образования распространены очень широко. Здесь они без видимого несогласия перекрывают силурийские терригенные толщи и содержат остатки флоры раннего девона и эйфеля [Журавлев и др., 1989; Щеголева и др., 1993]. В ядрах некоторых синклиналей вулканогенные разрезы с несогласием перекрываются терригеннокарбонатными толщами живета-франа или фамена – нижего карбона. Эти данные позволяют относить континентальные вулканиты Чингизского сегмента к раннему девону – эйфелю.

С вулканогенными толщами раннегосреднего девона ассоциируют граниты саргалдакского комплекса. В пределах Чингизского сегмента девонские граниты слагают небольшие массивы, прорывают нижнепалеозойские комплексы и девонские вулканиты. По сравнению с другими сегментами Казахстанского девонского вулкано-плутонического пояса, в рассматриваемом районе девонские граниты распространены не очень широко. Детально были изучены Саргалдакский, Акбиикский и Пишентайский массивы саргалдакского комплекса, расположенные в центральной части Абралинской зоны и прорывающие ордовикские вулканогенно-осадочные толщи (рис. 106, см. цв. вклейку). Эти массивы представляют собой небольшие (до 35 км<sup>2</sup>) штокообразные тела с крутопадающими контактами и сложены крупно-, реже среднезернистыми лейкократовыми и биотитовыми гранитами. Жильная серия представлена телами гранит-порфиров, микро-диоритов, аплитов и пегматитов.

Граниты саргалдакского комплекса прорывают средне-верхнеордовикские вулканогенноосадочные толщи и позднесилурийские гранодиориты Баимбетского массива. К-Аг изотопные датировки имеют большой разброс. Для Саргалдакского массива по валовым пробам получены значения 308–368 млн лет при среднем 343 млн лет, из гранитов Акбиикского массива возраст двух проб по биотиту составляет 392 и 397 млн лет [Геология и металлогения..., 1977]. Учитывая крайне низкую надежность датировок по валовым пробам, на основании анализа геологических и геохронологических данных наиболее вероятным следует считать ранне-среднедевонский возраст саргалдакского комплекса.

Среднедевонские интрузивные образования представлены кызылобинским граносиенитовым комплексом, к которому относятся интрузивные тела, входящие в состав Сарыкольского, Баимбетского и Четского массивов [Геология и металлогения..., 1977]. В составе комплекса выделяются две фазы: первую образуют граносиениты, граносиенит-порфиры, сиениты и сиенито-диориты, а вторую - мелкие тела лейкократовых гранитов. Граносиениты прорывают позднесилурийские гранодиориты сарыкольского комплекса. Для граносиенитов получены по биотиту K-Ar изотопные оценки возраста 345-333 млн лет, соотвествующие раннему карбону и, вероятно, явялющиеся омоложенными [Геология и металлогения..., 1977]. Учитывая, петрографическое и геохимическое сходство граносиенитов кызылобинского комплекса с кольцевыми дайками Машанской структуры, принимается среднедевонский возраст этого комплекса.

Среднедевонско-нижнекаменноугольные стратифицированные комплексы представлены терригенными и терригенно-карбонатными толщами, которые залегают на нижнепалеозойских, силурийских и нижне-среднедевонских толщах. Живетско-франские толщи развиты локально в Кайнарской синклинали, где они сложены песчаниками, алевролитами, известковистыми песчаниками с линзами известняков, содержащих остатки морской фауны. Мощность этих толщ достигает 700 м [Журавлев, Успенский, 1971]. Фамен-нижнекаменноугольные образования распространены более широко, перекрывают все более древние комплексы и слагают небольшие изолированные синклинали. В их строении участвуют органогенные известняки, известковистые песчаники и алевролиты, а также углистые алевролиты и песчаники общей мощностью до 1000 м [Геология и металлогения ..., 1977].

#### Верхнепалеозойские комплексы

Верхнепалеозойские комплексы распространены в пределах Чингизского сегмента достаточно широко и представлены в основном различными гранитоидами, которые прорывают все более древние комплексы. Вулканиты развиты значительно меньше и слагают небольшие наложенные синклинали, они широко распространены юго-западнее рассматриваемого района, где участвуют в строении Балхаш-Илийского вулканического пояса.

Позднепалеозойские гранитоиды в Центрально-Чингизской зоне представлены гранитными и диорит-гранитными массивами (сарышокинский комплекс). В Аркалыкской и Чунайской зонах наряду с нормальными гранитами (жарминский и кандыгатайский комплексы) присутствуют массивы щелочных гранитов и аляскитов (салдырминский, тлеумбетский, эспинский и керегетас-эпинский комплексы) [Геология и металлогения..., 1977; Геологическая карта..., 1979; Магматические комплексы ..., 1982].

Нами детально изучены Сарышокинский и Бирликский массивы сарышокинского комплекса, прорывающие нижнепалеозойские комплексы Центрально-Чингизской зоны (рис. 106, см. цв. вклейку). В строении комплекса выделяются две фазы. Первая фаза – биотитовые габбро и диориты – слагают центральную часть Сарышокинского массива. Вторая фаза лейкограниты, граниты и редкие гранодиориты, образуют внешнее кольцо Сарышокинского массива и полностью слагают Бирликский массив. Массивы прорывают верхнекембрийские и раннеордовикские вулканогенно-осадочные толщи. Среднее значение К-Аг возраста, полученное по пробам биотита, для Сарышокинского массива составляет 303±10 млн лет, а для Бирликского – 262 млн лет [Самыгин, 1974; Геология и металлогения ..., 1977]. Таким образом, возраст сарышокинского комплекса определяется как позднекаменноугольнораннепермский.

В последние годы были получены данные о петро-геохимическим и изотопном составе комплексов центральной части Чингизского сегмента – игнимбритов вулканических массивов Машан, Достар и Кайнар, а также гранитов саргалдакского и сарышокинского комплексов [Дегтярев и др., 2005, 2008; Курчавов, 2008].

В составе рассматриваемых комплексов преобладают породы кислого состава. Более основные разности представлены андезитами и андезидацитами в низах девонского разреза, а также диоритами и монцодиоритами сарышокинского комплекса (табл. 35, 36). Все породы девонских и позднепалеозойских комплексов относятся к высококалиевой известковощелочной серии. Отношения K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O составляет в девонских комплексах 0.5–1.2, а в позднепалеозойских гранитах и диоритах – 1.05–1.65. Насыщенность гранитоидов и кислых эффузивов Al относительно суммы Ca, Na и K для большинства пород изменяется в узких пределах от 1.0 до 1.1, что позволяет считать эти породы переходными от низко- к высокоглиноземистым (рис. 109). По этим характеристикам магматические породы кислого состава могут быть отнесены к переходным разностям между гранитами I, S и A-типа.

Мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных по примитивной мантии, характеризуются отрицательными аномалиями Sr, Ti и P и незначительным дефицитом Nb. На дискриминантной диаграмме Rb – (Y+Nb) [Pearce et al., 1984] основная часть точек составов девонских и позднепалеозойсикх гранитов попадает в область «перекрытия» полей гранитов вулканических дуг, синколлизионных и внутриплитных гранитов, которое в работе [Pearce, 1996] определяется как поле постколлизионных гранитов (рис. 109).

Распределение редкоземельных элементов в девонских и позднепалезойских комплексах имеет некоторые различия (рис. 110). Игнимбриты раннего-среднего девона отличаются высокими содержаниями РЗЭ при преобладающем обогащении легкими РЗЭ (La<sub>2</sub>/Yb<sub>2</sub>=5-12), для спекторов РЗЭ характерна резко выраженная отрицательная европиевая аномалия (Eu/Eu\*=0.1-0.2). Степень фракционирования спектров РЗЭ гранитов саргалдакского комплекса та же (La,/Yb,=2-15), но отрицательная европиевая аномалия выражена слабее (Eu/ Eu\*=0.2-0.6) [Дегтярев и др., 2005; Курчавов. 2008]. Такие спектры распределения РЗЭ свидетельствуют о глубокой степени дифференциации кислого расплава и присутствии в рестите значительного количества плагиоклаза.

Спектры распределения редких земель гранитов и диоритов сарышокинского комплекса демонстрируют наибольшую для гранитоидов Чингизского сегмента степень фракционирования ( $La_n/Yb_n=9-41$ ). При этом отрицательная европиевая аномалия выражена в разной степени (Eu/Eu\*=0.4–0.9) либо отсутствует, что свидетельствует о незначительной роли плагиоклаза в рестите.
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
№ проб	CH-062	CH-063	CH-064	CH-065	CH-068	CH-069	CH-070	СН-044	СН-043	CH-045
SiO <sub>2</sub>	75,36	76,65	75,40	75,83	74,74	74,53	75,08	76,40	73,49	74,00
TiO <sub>2</sub>	0,18	0,10	0,18	0,16	0,11	0,16	0,19	0,04	0,20	0,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,93	12,55	13,23	12,77	12,88	12,37	13,17	12,81	13,87	13,77
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,25	0,86	1,04	0,99	1,44	2,53	1,27	0,76	0,88	0,90
FeO	0,19	0,24	0,26	0,15	0,41	0,36	0,30	0,13	0,73	0,42
MnO	0,05	0,01	0,05	0,05	0,03	0,02	0,06	0,01	0,05	0,06
MgO	0,09	0,09	0,19	0,08	0,61	0,28	0,14	0,10	0,19	0,10
CaO	0,90	0,40	0,53	0,93	0,97	1,10	1,25	1,01	1,05	1,37
Na <sub>2</sub> O	4,07	4,32	3,89	3,88	3,61	3,56	3,55	3,90	3,86	4,02
K <sub>2</sub> O	3,96	4,15	3,90	3,92	4,26	3,89	4,12	4,70	4,25	4,15
$P_2O_5$	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04	0,05	0,05	0,01	0,05	0,05
п.п.п.	0,82	0,38	0,86	0,80	0,77	1,08	0,66	0,56	1,13	0,75
Сумма	99,83	99,79	99,57	99,59	99,87	99,93	99,84	100,43	99,75	99,80
Cr	15	14	9	15	19	17	17	23	14	19
Ni	4	5	4	4	6	8	4	6	6	4
Co	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
V	13	8	9	12	16	17	22	1	9	6
Мо	124	119	113	120	122	119	125	131		135
Rb	85	130	89	88	130	110	120	210	130	120
Ba	910	16	870	870	800	760	680	36	880	820
Sr	150	20	130	110	190	200	180	10	130	120
Nb	15,0	29,0	17,0	15,0	16,0	13,0	14,0	20,0	15,0	16,0
Zr	78	40	86	71	77	92	77	83	140	150
Y	16	10	15	14	16	14	18	25	17	20
Th	2,40	2,40	2,20	2,40	3,10	1,70	2,80	3,20	2,50	4,10
U	8,70	4,80	10,00	9,70	14,00	18,00	15,00	19,00	16,00	120,00
La	30,00	3,40	29,00	33,00	24,00	30,00	23,00	29,00	37,00	42,00
Ce	58,00	6,90	52,00	61,00	39,00	57,00	44,00	60,00	61,00	75,00
Nd	19,00	3,50	18,00	21,00	14,00	19,00	16,00	26,00	24,00	28,00
Sm	2,90	0,83	3,00	3,20	2,50	2,90	2,50	4,70	3,90	4,70
Eu	0,56	0,07	0,61	0,60	0,43	0,50	0,49	0,21	0,66	0,63
Tb	0,41	0,22	0,44	0,51	0,30	0,40	0,42	0,95	0,47	0,50
Yb	1,40	1,50	1,80	1,60	2,10	1,50	2,00	3,50	2,10	2,20
Lu	0,25	0,24	0,27	0,25	0,34	0,24	0,34	0,57	0,34	0,35

*Таблица 35.* Содержания породообразующих оксидов (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) в гранитах саргалдакского комплекса раннего-среднего девона

*Примечание*. 1–4 – двуслюдяные граниты Акбиикского массива, 5–7 – биотитовые граниты Саргалдакского массива, 8–10 – Пишентайский массив: 8 – лейкогранит, 9, 10 – биотитовые граниты

Примечание. 1–9 – Бирликский массив: 1, 2, 5, 7, 9 – биотитовые граниты, 3, 4 – биотитовые гранит-порфиры, 6 – лейкогранит, 8 – гранодиорит; 10–16 – Сарышокинский массив: 10, 11 – диориты, 12–16 – граниты

KOMILJIEKC	а поздне	ro kap6of	іа-ранней	і перми Ч	ингизско	ro cermer	1Ta		,							
№ п/п		2	e	4	5	9	7	~	6	10	11	12	13	14	15	16
№ npo6	CH-021	CH-022	CH-023	CH-024	CH-025	CH-026	CH-027	CH-028	CH-029	CH- 030-1	CH- 030-2	CH-031	CH-032	CH-034	CH-035	CH-036
$SiO_2$	72,80	71,95	66,28	71,09	72,70	72,90	72,49	65,04	73,77	54,67	50,22	74,21	74,57	75,37	74,20	75,26
TiO,	0,42	0,37	0,82	0,35	0,31	0,15	0,19	0,73	0,22	1,68	2,46	0,07	0,09	0,12	0,13	0,13
$Al_2O_3$	13,50	13,20	15,51	14,26	13,57	14,39	13,92	15,96	12,96	14,87	13,92	13,99	13,59	12,50	13,26	12,36
$Fe_2O_3$	1,54	2,69	2,18	1,81	1,50	1,18	1,43	2,22	1,50	2,91	6,18	1,09	0,90	1,55	1,66	1,95
FeO	0,77	0,20	1,50	1,25	0,48	0,48	0,59	1,38	0,44	4,28	5,61	0,22	0,35	0,35	0,26	0,36
MnO	0,05	0,07	0,07	0,04	0,04	0,03	0,03	0,04	0,02	0,12	0,11	0,01	0,01	0,04	0,04	0,02
MgO	1,05	0,89	1,15	0,66	0,60	0,29	0,58	1,20	0,64	6,15	6,07	0,17	0,24	0,25	0,16	0,10
CaO	1,57	1,78	2,14	1,68	1,60	1,47	1,21	1,60	1,27	7,16	8,41	0,59	0,80	0,57	0,57	0,51
$Na_2O$	3,52	3,66	4,03	3,91	3,81	3,70	3,79	3,98	3,77	3,70	3,52	3,83	3,56	3,84	4,00	3,85
K20	4,34	4,26	5,04	4,10	4,36	4,50	4,75	6,55	4,48	2,21	1,56	5,20	4,83	4,66	4,79	4,85
$P_2O_5$	0,13	0,11	0,29	0,09	0,09	0,05	0,08	0, 19	0,08	0,36	0,38	0,02	0,03	0,03	0,03	0,03
п.п.п.	0,58	0,39	0,59	0,28	0,58	0,44	0,54	1,22	0,63	1,00	1,10	0,20	0,60	0,39	0,41	0,27
Сумма	100,27	99,57	99,60	99,52	99,64	99,58	99,60	100,11	99,78	99,11	99,54	99,60	99,57	99,67	99,51	99,69
Cr	7	9	9	9	4	4	5	9	9	280	220	9	9	5	ю	3
Ni	6	9	4	9	7	6	6	9	5	41	30	5	ю	10	7	8
$C_0$	3	3	5	4	3	2	3	5	3	34	46	2	2	2	2	2
Λ	24	24	63	36	27	21	25	53	23	150	290	6	10	9	12	16
Mo	131	138	156	137	137	135	133	164	132	0	0	127	123	122	127	124
$\mathbf{R}\mathbf{b}$	76	66	68	91	120	110	115	120	110	25	16	95	115	120	66	91
Ba	1060	1020	1890	1370	1020	1090	1140	1480	460	420	300	830	006	340	530	440
$\mathbf{Sr}$	340	350	810	410	330	320	320	500	210	680	870	270	210	110	155	130
ЧN	15,0	17,0	25,0	16,0	16,0	15,0	19,0	42,0	22,0	18,0	15,0	17,0	13,0	28,0	28,0	27,0
Zr	195	190	315	200	160	100	140	410	170	240	190	69	98	130	170	160
Υ	6	12	22	10	10	10	10	34	11	26	22	7	7	12	16	17
Th	10,00	14,00	7,90	11,00	15,00	9,70	12,00	11,00	15,00	7,20	3,20	13,00	17,00	16,00	15,00	16,00
U	1,90	2,00	2,20	4,40	2,60	2,50	4,40	2,60	3,70	2,50	1,70	2,90	3,10	3,50	2,80	4,30
La	40,00	45,00	68,00	42,00	35,00	27,00	40,00	60,00	54,00	33,00	23,00	21,00	26,00	47,00	42,00	47,00
Ce	77,00	76,00	140,00	72,00	69,00	47,00	64,00	170,00	82,00	65,00	46,00	34,00	43,00	75,00	75,00	100,00
ΡN	27,00	25,00	51,00	22,00	21,00	15,00	21,00	72,00	21,00	30,00	24,00	12,00	15,00	21,00	23,00	30,00
Sm	4,10	3,60	8,70	3,30	3,00	2,40	3,00	13,00	2,80	6,30	5,70	1,80	2,30	3,00	3,20	3,70
Eu	0,75	0,76	1,80	0,75	0,57	0,54	0,60	1,90	0,54	1,70	1,60	0,47	0,48	0,33	0,47	0,47
Tb	0,38	0,37	0,86	0,38	0,37	0,22	0,27	1,30	0,36	0, 89	0,91	0,18	0,21	0,36	0,43	0,48
$\mathbf{Y}\mathbf{b}$	0,97	0,95	1,80	0,79	0,80	0,71	0,77	2,80	1,10	2,50	1,80	0,64	0,45	1,50	1,60	1,80
Lu	0,15	0,13	0,29	0,14	0,14	0,12	0,13	0,36	0,19	0,38	0,30	0,12	0,09	0,28	0,27	0,30

Таблица 36. Содержания породообразующих оксидов (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) в гранитах и диоритах сарышокинского



**Рис. 109.** Диаграммы Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (A), Al/(Na+K) – Al/(Ca+Na+K) (Б), K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (B), Rb – Y+Nb (Г) для вулканитов и гранитоидов раннего–среднего девона и позднего палеозоя Чингизского сегмента *1*, 2 – породы сарышокинского комплекса C<sub>3</sub>–P<sub>1</sub>: *1* – граниты, 2 – монцодиориты; *3* – андезиты и риолиты вулканического массива Машан D<sub>1-2</sub>; *4* – граниты саргалдакского комплекса D<sub>1-2</sub>

Многие петро-геохимические особенности (высокое содержание калия, высокие значения индекса ASI, Rb/Sr) гранитов и кислых вулканитов девона и позднего палеозоя свидетельствуют об их верхнекоровом источнике, информация о котором может быть получена на основании данных об изотопном составе неодима в гранитах саргалдакского и сарышокинского комплексов [Дегтярев и др., 2008]. Изучение изотопного состава неодима гранитов Саргалдакского, Акбиикского, Сарышокинского и Бирликского массивов, расположенных в Центрально-Чингизской и Абралинской зонах, показало, что его близкие положительные значения в породах различного возраста (табл. 34). В девонских гранитах  $\varepsilon$ Nd=4.7–5.5, а в позднепалеозойских –  $\varepsilon$ Nd=3.9–4.4 (рис. 110).

Таким образом, верхнекоровый источник гранитоидов и кислых вулканитов имел примитивный изотопный состав и короткую коровую предысторию. Изотопный состав этого источника близок к изотопному составу раннепалеозойских островодужных вулканических и интрузивных комплексов, которыми сложены верхние горизонты коры Чингизского сегмента. Это позволяет предположить, что источником девонских и позднепалеозойских кислых магматических пород являлись нижнепалеозойские островодужные комплексы.



**Рис. 110.** Графики распределения РЗЭ, нормированных по хондриту (А), мультиэлементные диаграммы редких элментов, нормированных по примитивной мантии (Б) для гранитоидов сарышокинского комплекса С<sub>3</sub>-Р<sub>1</sub>; графики распределения РЗЭ, нормированных по хондриту (В), мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных по примитивной мантии (Г) для гранитоидов саргалдакского комплекса D<sub>1-2</sub>; графики распределения РЗЭ, нормированных по хондриту (Д) для кислых вулканитов D<sub>1-2</sub>; изотопная диаграмма (Е) для гранитоидов D<sub>1</sub>, и C<sub>3</sub>-Р<sub>1</sub>

1, 2 – гранитоиды сарышокинского комплекса: 1 – граниты, 2 – монциодиориты; 3, 4 – игнимбриты D<sub>1-2</sub>: 3 – вулканического массива Машан, 4 – вулканического массива Достар; 5 – граниты саргалдакского комплекса; 6 – изотопный состав Nd вулканитов и гранитоидов  $\varepsilon_2$ –O<sub>3</sub>

Интересной особенностью сарышокинского комплекса является значительная роль в его составе базитов (диоритов и габбро-диоритов), поэтому появление гранитного расплава может быть объяснено плавлением верхнекорового субстрата под влиянием тепла базитовых интрузий. Подобные взаимоотношения базитовых мантийных расплавов с веществом коры описаны на примере разновозрастных гранитоидных комплексов Центрально-Азиатского складчатого пояса [Коваленко и др., 1999; Ярмолюк и др., 2000; Коваленко и др., 2002].

### Строение и процессы формирования континентальной коры Чингизского сегмента

Формирование континентальной коры Чингизского сегмента каледонид Казахстана проходило на протяжении всего палеозоя в течение более 250 млн лет и связано с эволюцией нескольких поколений разнотипных раннепалеозойских островодужных систем и средне-позднепалеозойских окраинноконтинентальных вулкано-плутонических поясов. Особенностью процессов формирования коры Чингизского сегмента являлось участие в них только разнообразных палеозойских вулканических и плутонических комплексов. Развитие островодужных систем происходило на меланократовом основании, а вещество древней континентальной коры в процессах корообразования участия не принимало.

Формирование континентальной коры Чингизского сегмента началось в конце раннего - первой половине среднего кембрия, когда произошло заложение первой островодужной системы. К этому времени уже, вероятно, существовал достаточно крупный океанический бассейн, имевший неоднородную кору, существенную роль в строении которой играли участки с меланократовым основанием значительной мощности (океанические острова и лавовые плато). Именно фрагменты таких сооружений сохранились в современной структуре палеозоид Чингизского сегмента. Одна из таких структур могла явиться той неоднородностью, вдоль которой была заложена зона конвергенции и начала свое развитие раннесреднекембрийская островная дуга. Можно предполагать, что эта дуга в пределах Чингизского сегмента фронтально была обращена на северо-восток (здесь и далее современные координаты). Такой вывод можно сделать на основании анализа пространственного распространения среднекембрийских вулканогенных (Центрально-Чингизская и Абралинская зоны) и флишевых (Аркалыкская зона) комплексов. Накопление флишевых толщ, вероятно, происходило в преддуговом прогибе, а вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи слагали вулканическую дугу. В конце раннего - первой половине среднего кембрия в пределах дуги сформировались мощные дифференцированные вулкано-плутонические серии, в строении которых значительную роль играли кислые и средне-кислые вулканиты и гранитоиды. Петро-геохимические особенности и примитивный изотопный состав этих пород, являвшихся первыми зародышами новой континентальной коры, свидетельствуют, что их происхождение могло быть связано как с процессами дифференциации основных магм, так и частичным плавлением мафической коры островодужной системы, происходившими на небольших глубинах. Примитивный изотопный состав Nd в осадочных породах, образующих прослои среди вулканитов, позволяет предполагать, что они накапливались при размыве этих же вулканитов, а вещество древней континентальной коры в источниках сноса отсутствовало.

В конце амгинского века ранне-среднекембрийская дуга в пределах Чингизского сегмента прекращает свое существование. После этого ее комплексы испытали значительную эрозию, которая привела к выведению на поверхность гранитоидов среднего кембрия. Возможные причины этих событий рассмотрены при описании кембрийско-раннеордовикской эволюции островодужных систем Казахстана и Северного Тянь-Шаня в главе I.I.

В течение майского века среднего кембрия – начала позднего кембрия комплексы раннесреднекембрийской островной дуги с несогласием были перекрыты мелководными маломощными терригенно-карбонатными осадками, вулканических проявлений в это время не отмечается. В преддуговом прогибе (Аркалыкская зона) в конце среднего кембрия накопились достаточно мощные терригенные толщи, в которых признаки синхронного осадконакоплению вулканизма также отсутствуют. Комплексы кембрийской океанической коры краевого бассейна, который разделял островную дугу и докембрийский сиалический блок не выявлены. В тылу островной дуги в течение среднего кембрия также продолжал равиваться бассейн с океанической корой, к комплексам которого относятся образования Токайско-Акчатауской и северо-западной части Абралинской зон, а также Ескембай-Балкыбекского офиолитового пояса. В этом бассейне в среднем – начале позднего кембрия магматическая активность отмечается только в пределах структур с мощной океанической корой. Спрединговые комплексы этого возраста не известны.

В сакском веке позднего кембрия произошло заложение новой островодужной системы, развитие которой продолжается до середины аренига. В течение этого времени формируется мощный комплекс вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, в разрезах которых преобладают эффузивы среднего состава, реже встречаются риолиты, еще реже базальты. В конце раннего ордовика магматизм завершается внедрением интрузивов гранодиоритового состава. Эти образования слагают крупный тектонический покров, занимающий в структуре Центрально-Чингизской зоны наиболее высокое структурное положение. В сопредельных зонах распространены верхнекембрийские и нижнеордовикские комплексы, формирование которых происходило в тылу островной дуги и краевом бассейне. Анализ их строения, состава и площадного распространения помогает выяснению полярности позднекембрийско-раннеордовикской дуги. Северо-восточнее - в Аркалыкской зоне, комплексы этого возраста представлены офиолитами, кремнисто-вулканогенными и кремнистыми толщами, в которых, кроме базальтов, иногда присутствуют лавы и туфы среднеосновного состава. Фациальные связи между образованиями этой зоны и вулканогенноосадочными толщами верхнего кембрия-нижнего ордовика Центрально-Чингизской зоны не выявлены. В то же время, среди комплексов Центрально-Чингизской зоны, которые подстилают тектонический покров, сложенный позднекембрийско-раннеордовикской островодужными вулканитами, развиты одновозрастные кремнистые, кремнисто-туфогенные, туфогенные и терригенные толщи со значительной примесью пирокластического материала средне-кислого состава, источником которого являлась островная дуга. Далее на югозапад – в Токайско-Акчатауской и на северозападе Абралинской зон, верхнекембрийсконижнеордовикские комплексы как кремнистыми и кремнисто-базальтовыми, так и кремнисто-туфогенными и туфогенными толщами, с примесью пирокластики среднего состава. Здесь в тремадоке появляются грубообломочные толщи, формировавшиеся, вероятно, в условиях расчлененного рельефа, вблизи уступов, сложенных кембрийскими вулканогенными комплексами. В конце тремадока начале аренига формируются олистостромовые толщи, имеющие кремнисто-туфогенный матрикс, в который погружены глыбы верхнекембрийских кремней и базальтов. На основании этих данных можно предположить, что верхнекембрийско-нижнеордовикские комплексы Центрально-Чингизской, Абралинской и Токайско-Акчатауской зон формировались в пределах вулканической дуги, на ее расчленных тыловых склонах, а также в прилежащих к дуге и в более отделенных частях океанического бассена. Дуга фронтально была обращена на северо-восток. Верхнекембрийсконижнеордовикские комплексы Аркалыкской зоны в этом случае могут быть отнесены к фрагментам океанической коры краевого бассейна.

Особенности состава верхнекембрийсконижнеордовикских вулканитов, осадочных пород и гранитоидов свидетельствуют об их формировании в пределах энсиматической удаленной от континентальной суши островной дуги. Дуга имела достаточно мощную, но геохимически примитивную кору, в строении которой могли участвовать комплексы раннесреднекембрийской дуги. Активный магматизм в островной дуге продолжался до середины аренига, затем он постепенно затухает, вулканогенно-осадочные толщи сменяются кремнисто-туфогенными, а в раннем лланвирне – кремнисто-терригенными с горизонтами кремней и известняков и терригенными.

Середина лланвирна – важный рубеж в эволюции островодужных систем Казахстана. В это время происходит коллизия ансамбля островных дуг с докембрийским сиалическим блоком, закрывается разделяющий их краевой бассейн с океанической корой, комплексы ранне-среднекембрийской и позднекембрийско-раннеордовикской островных дуг тектонически совмещаются, и формируется Сарыаркинский вулканический пояс. В Чингизском сегменте вулканогенные комплексы позднекембрийско-раннеордовикской дуги были сорваны со своего фундамента и шарьированы на одновозрастные туфогенные и кремнисто-туфогенные толщи, а также подстилающие их более древние островодужные комплексы. Можно предполагать, что движение покровов происходило в юго-западном направлении. В результате этих процессов был сформирован крупный блок с корой переходного типа значительной мощности, сложенный кембрийско-ордовикскими островодужными комплексами. Краевой бассейн был закрыт, а его комплексы, развитые в Аркалыкской зоне, причленены к этому блоку.

Во второй половине лланвирна происходит заложение Чингиз-Северотянышаньской островодужной системы, в состав фундамента которой входили как комплексы более древних островных дуг, так и докембрийские сиалические массивы. В пределах Чингизского сегмента этим фундаментом являлись только комплексы Сарыаркинского пояса.

Субдукция океанической коры, с которой связана эволюция средне-позднеордовикской дуги, происходила со стороны продолжавшего развиваться океанического бассейна. Такой выводподтверждаетсяанализомпространственного распространения средне-верхнеордовикских комплексов в пределах Чингизского сегмента. Поля развития среднеордовикских эффузивов абаевской свиты располагаются в Аркалыкской, Чунайской и Центрально-Чингизской зонах – на северо-востоке сегмента, площадь распространения верхнеордовикских вулканитов намасской свиты смещается к юго-западу – в пределы Абралинской зоны, еще юго-западнее (Токайско-Акчатауская зона) развиты верхнеордовикские рифовые известняки акдомбакской свиты, маркирующие невулканическую дугу (рис. 98, см. цв. вклейку). В Абралинской зоне также распространены тефрогенные и флишевые нижне-среднекарадокские толщи, формировавшиеся в преддуговом прогибе. Следовательно, в течение среднего-позднего ордовика происходила миграция вулканического фронта в юго-западном направлении, что дает основание предполагать юго-западную полярность средне-позднеордовикской островной дуги в пределах Чингизского сегмента. Эта дуга фронтально была обращена в сторону океанического бассейна, продолжавшего свое развитие и представленного в современной структуре комплексами Восточного сегмента Ескембай-Балкыбекского офиолитового пояса.

В течение позднего лланвирна – раннего карадока происходило наращивание площади рассматриваемого сегмента Чингиз-Северотянышаньского вулканического пояса за счет причленения аккреционных комплексов с его юго-западной стороны. В строении этих комплексов в Токайско-Акчатауской и северо-западной части Абралинской зоны участвуют сложнодеформированные кремнисто-базальтовые, кремнистые, кремнисто-туфогенные и олистостромовые толщи верхнего кембрия – верхнего лланвирна, формирование которых происходило в океаническом бассейне, у подножья и на склонах кембрийско-раннеордовикских островных дуг. В позднем ордовике эти образования были перекрыты островодужными вулканитами (Абралинская зона) и рифовыми известняками (Токайско-Акчатауская зона).

Чингизобразом, фундамент Таким Северотяьшаньской островной дуги в ее Чингизском сегменте был образован как более древними островодужными комплексами, так и комплексами аккреционных призм. В течении среднего-верхнего ордовика в пределах этого сегмента сформировался мощный комплекс вулканогенных и вулканогенноосадочных толщ среднего и средне-основного состава, нарастивший уже имевшуюся к тому времени кору переходного типа. Особенности состава вулканитов свидетельствуют о достаточно больших мощностях этой коры, имевшей примитивный изотопный состав. Поэтому если процессы фракционирования, которые происходили в промежуточных камерах, сопровождались контаминацией материалом фундамента дуги, то они не привели к существенным измениям состава вулканитов, так как эти камеры находились среди комплексов, имевших очень близкие или даже более примитивные изотопные параметры.

В конце ордовика происходит коллизия Чингиз-Северотяньшаньской и Байдаулет-Акбастауской островных дуг, закрывается, разделявший их, бассейн с океанической корой, реликтом которого является Ескембай-Балкыбекский офиолитовый пояс. В это время формируется крупный блок каледонской коры на востоке Казахстана. В строении блока участвуют тектонически совмещенные комплексы различных раннепалеозойских островных дуг и бассейнов с океанической корой. Океаническая кора продолжает формироваться в Джунгаро-Балхашской области (Агадырская зона).

С силурийского времени в пределах каледонид Казахстана и Северного Тянь-Шаня начинается формирование нового типа надсубдукционных структур окраинноконтинентальных вулкано-плутонических поясов, развитие которых будет продолжаться до конца палеозоя. Наиболее яркими структурами такого типа являлись Казахстанский девонский и Балхаш-Илийский позднепалеозойский вулкано-плутонические пояса, комплексы которых широко распространены в пределах Чингизского сегмента. В то же время силурийские вулканогенно-осадочные комплексы имеют много отличий от аналогичных более молодых образований: короткий интервал вулканической активности – вторая половина лландовери – венлок, значительно меньшие площади распространения и мощности вулканических толщ, формировавшихся в основном в субаквальной и реже в субаэральной обстановке.

Структурное положение силурийских вулканитов в юго-западной части Чингизского сегмента закономерно по отношению к вулканическим комплексам среднего и позднего ордовика. Фронт силурийского вулканизма смещается относительно позднеордовикского в юго-западном направлении в пределы Токайско-Акчатауской зоны, где силурийские вулканогенно-осадочные толщи согласно перекрывают рифовые известняки верхнего ордовика (рис. 98, см. цв. вклейку). Силурийские вулканиты также распространены и в северовосточной части сегмента, где резко несогласно залегают на различных нижнепалеозойских комплексах. Вулканогенные толщи силурийского возраста представлены как вулканитами и туфами средне-кислого состава известковощелочной серии, так и вулканитами основного состава повышенной шелочности и титанистости. В то же время все они имеют признаки надсубдукционных образований. Силурийский пояс, также как и более молодые структуры такого типа, фронтально был обращен на югозапад в сторону Джунгаро-Балхашской области. Силурийские вулканогенные комплексы в пределах Чингизского сегмента, также как и позднеордовикские, формировались на коре переходного типа значительной мощности, которая была сложена геохимически достаточно однородными нижнепалеозойскими островодужными и аккреционными комплексами.

Отличительной чертой Чингизского сегмента является широкое распространение крупных массивов позднесилурийских гранодиоритов и гранитов. Эти гранитоиды известны во всех зонах и прорывают все более древние комплексы, включая нижнесилурийские. Позднесилурийские гранитоиды имеют все признаки надсубдукционных комплексов, формирование которых может быть связано с плавлением нижнекоровых базитов на заключительной стадии эволюции силурийского вулканического пояса. Эти базиты, являвшиеся источниками позднесилурийских гранитоидов, имели короткую коровую предысторию и по своим изотопно-геохимическим характеристикам близки к нижнепалеозойским островодужным вулканическим и плутоническим образованиям, которые слагали фундамент силурийского пояса. Формирование позднесилурийских гранитоидов явилось переломным этапом в преобразовании коры Чингизского сегмента из переходного типа в континентальную. Все более молодые комплексы имеют признаки характерные для образований сформированных на континентальной коре.

Девонские образования представлены мощными толщами субаэральных кислых, в меньших объемах средних, эффузивов, игнимбритов, туфов и лавобрекчий, а также массивами биотитовых и лейкократовых гранитов. В строении верхнепалеозойских комплексов в пределах рассматриваемой территории участвуют разнообразные гранитоиды, среди которых преобладают граниты и лейкограниты, в меньшей степени распространены континентальные вулканиты среднего и кислого состава. Особенности состава кислых вулканитов и гранитов свидетельствуют об их верхнекоровом источнике, который имел примитивный изотопный состав и короткую предысторию. Таким параметрам отвечают нижнепалеозойские островодужные комплексы, слагающие верхние части коры Чингизского сегмента, частичное плавление которых, вероятно, привело к образованию девонских и позднепалеозойских гранитов и кислых вулканитов, завершающих формирование континентальной коры Чингизского сегмента.

Характерной чертой эволюции различных структур каледонид Чингизского сегмента является широкое распространение гранитоидов, возраст которых охватывает интервал 250 млн лет – от среднего кембрия до конца палеозоя. В целом



**Рис. 111.** Сравнение петрогеохимических особенностей палеозойских гранитоидов Чингизского сегмента по: A – K/Na, Б – Rb/Sr, B – (La/Yb)<sub>n</sub>, Г – Eu\*/Eu<sub>n</sub>, Д – Al/(Na+K) – Al/(Ca+Na+K) *1–5* – гранитоиды: *1* – позднего карбона – ранней перми, *2* – раннего–среднего девона, *3* – позднего силура, *4* – раннего ордовика, *5* – среднего кембрия

все гранитоиды независимо от возраста обладают петро-геохимическими характеристиками указывающими их надсубдукционое происхождение. Формирование этих пород в раннем палеозое происходило в островодужных системах, а в среднем и позднем палеозое – в окраинноконтинентальных вулканических поясах.

Гранитоды раннего палеозоя принадлежат к известково-щелочной, а девонские и позднепалеозойские – к высококалиевой известковощелочной серии. Все гранитоиды имеют индекс глиноземистости меньше 1.1 и относятся к гранитам I типа. В девонских и позднепалеозойских гранитоидах увеличивается доля лейкогранитных пород и индекс глиноземистости, растет K/Na, Rb/Sr и La/Yb отношения, что свидетельствует об увеличении мощности и зрелости континентальной коры, являвшейся их источником (рис. 111)

В то же время все гранитоиды имеют примитивные (не ниже +4) начальные изотопные составы неодима, которые мало отличаются от этих параметров в вулканических островодужных комплексах. Наблюдается монотонное уменьшение  $\varepsilon$ Nd(T) от +6 в кембрийских до +4 позднепалеозойских гранитах (рис. 112A). Такие особенности изотопного состава могут указывать на близкий состав источника всех палеозойских гранитоидов Чингизского сегмента.

Таким образом, палеозойская кора Чингизского сегмента имела длительную (более 250 млн лет) и сложную историю формирования. Ее верхние горизонты сложены комплексами раннепалеозойских энсиматических островодужных систем и аккреционных призм, которые участвуют в строении Сарыаркинского и Чингиз-Северотяньшаньского вулканических поясов, а также средне-позднепалеозойскими вулканитами и гранитоидами. Отдельные участки верхних горизонтов коры сложены позднесилурийскими гранодиоритами и гра-



**Рис. 112.** Эволюция изотопного состава Nd палеозойских магматических комплексов (A) и модель строения коры (Б) Чингизского сегмента каледонид Казахстана

А: 1-6 – изотопный состав Nd: 1 – вулканических пород  $C_2$ – $O_3$ ; 2-6 гранитоидов:  $2 - C_3 - P_1$ ,  $3 - D_{1-2}$ ,  $4 - S_2$ ,  $5 - O_1$ ,  $6 - C_2$ 

Б: 1 – девонские вулканиты; 2, 3 – гранитоиды:  $2a - C_3 - P_1$ ,  $2b - D_{1,2}$ ,  $3 - S_2$ ; 4, 5 – вулканогенно-осадочные комплексы островных дуг:  $4 - O_{2,3}$ ,  $5a - C_{1,2}$ ,  $5b - C_3 - O_1$ ; 6 – комплексы бассейнов с океанической корой С- $O_1$ ; 7–9 – базитовые комплексы фундамента островных дуг и вулканических поясов: 7 –  $O_{2,3}$ ,  $8a - C_{1,2}$ ,  $8b - C_3 - O_1$ ; PZ<sub>1,2</sub>(?)

нитами, слагающими плитообразные тела мощностью до 5 км. Глубокие горизонты коры, являвшиеся истониками палеозойских гранитоидов, сложены тектонически сближенными разновозрастными, но геохимически весьма сходными, метаморфизованными комплексами базитового основания раннепалеозойских островных дуг (рис. 112Б).

В процессах корообразования в этом сегменте каледонид Казахстана древние сиалические образования никакого участия не принимали. В кембрии – раннем ордовике корообразование происходило в пределах нескольких энсиматических островных дуг, комплексы которых в среднем ордовике были тектонически совмещены, в результате чего сформировался крупный блок с корой переходного типа. В среднем-позднем ордовике формирование коры продолжалось в пределах островной дуги с фундаментом переходного типа, сложенном более древними островодужными комплексами. Континентальная кора в Чингизском сегменте была сформирована уже к началу девона, а до конца палеозоя происходило увеличение мощности и зрелости. Особенностью коры Чингизского сегмента является сходство состава большей части верхних, средних и нижних ее горизонтов.

# ГЛАВА II.II. СТЕПНЯКСКИЙ СЕГМЕНТ

Степнякский регион располагается на севере Казахстана, в его строении участвуют вулканические и интрузивные образования Северного сегмента Чингиз-Северотяньшаньского средне-позднеордовикского пояса, а также комплексы, слагающие его фундамент. В настоящее время этот регион имеет зрелую континентальную кору, мощность которой составляет 40-45 км. В коре отчетливо выделяются гранитно-метаморфический и гранулитобазитовый слои [Тектоника и глубинное строение ..., 1988]. Завершение процессов формирования континентальной коры в Степнякском сегменте произошло в конце палеозоя, когда в этом регионе отмечаются последние магматические проявления, а в мезозое-кайнозое палеозойский фундамент перекрывался платформенным чехлом.

# Тектоническое положение и общая структура Степнякского сегмента

Каледонские структуры Степнякского сегмента имеют меридиональные простирания, которые в его северной части меняются на северо-западные и субширотные (рис. 113, см. цв. вклейку). Сегмент с запада, востока и севера обрамляется докембрийскими сиалическими массивами.

С запада Степнякский сегмент ограничен Кокчетавским сиалическим массивом. Его фундамент сложен нижнепротерозойскими и рифейскими метаморфическими образованиями. Самое низкое положение в структуре фундамента занимает зерендинский гнейсовый комплекс, в строении которого участвуют мигматизированные биотитовые, гранат-биотитовые, кордиеритгранат-биотитовые гнейсы, гранат-силлиманит-

мусковитовые, двуслюдяные гнейсы, гранатсиллиманит-мусковитовые кварциты, гранатандалузит-гранат-биотитовые биотитовые, кристаллические сланцы с линзами мраморов. В составе комплекса выделяется несколько свит, различающихся соотношениями этих пород. Породы зерендинского комплекса, являющиеся первично глинисто-алевритовыми, глинистыми, глинисто-кремнистыми образованиями, с линзами карбонатов, впоследствии подверглись полиметаморфическим преобразованиям и мигматизации [Другова, Пряткина, 1974; Ранний докембрий ..., 1993]. Зерендинский гнейсовый комплекс, скорее всего, относится к верхам нижнего протерозоя и к нижнему рифею. В метаосадочных породах обнаружены детритовые цирконы с возрастом около 2 млрд лет, а их модельный неодимовый возраст составляет 2100-2500 млн лет,  $\epsilon$ Nd (T) = -15-(-22) [Claoue-Long et al., 1991; Летников и др., 2001]. Эти данные свидетельствуют о том, что источниками сноса для пород зерендинского комплекса являлись породы раннепротерозойской континентальной коры. В середине рифея зерендинский комплекс подвергся интенсивной тектоно-магматической переработке, выразившейся в метаморфизме и мигматизации гнейсов и кристаллических сланцев. Следы этих процессов фиксируются в разных частях Кокчетавского массива. В его западной части среди гнейсов и кристаллических сланцев развиты зоны мигматизированных и грейзенизированных пород с вкрапленной уранинитовой минерализацией. Возраст грейзенизации и рудообразования, установленный К-Ar и U-Pb методами, составляет 1320 млн лет [Голубев и др., 1983].

В центральной части массива с породами зерендинской серии связаны крупные интрузивные тела гнейсо-гранитов, возраст которых составляет 1156±4 млн лет [Дегтярев и др., 2010; Третьяков и др., 2011]. Эти породы характеризуются раннепротерозойскими Nd модельными возрастами (2300–2400 млн лет) и низкими отрицательными значениями єNd (-7.8), что позволяет считать источником этих гранитов метаосадочные породы зерендинской серии [Туркина и др., 2011]. В Боровском блоке на востоке массива присутствуют набольшие тела гранодиоритов, которые имеют U-Pb возрасты 1100–1150 млн лет, которые имеют тектонические контакты с метаморфическими породами и несогласно перекрыты обломочными толщами нижнего ордовика [Тугаринов и др., 1970; Летников и др., 2007].

Более высокое положение в структуре фундамента Кокчетавского массива занимают кварцито-сланцевые толщи, распространенные на больших площадях в его северной и центральной частях. В основании кварцитосланцевого разреза выделяется толща кислых вулканитов, известная как кууспекская свита [Геология ..., 1987]. В последнее время были получены геохронологические данные, подтверждающие среднерифейский возраст этой свиты. Было проведено U-Pb датирование акцессорных цирконов из порфироидов, отобранных на правом берегу р. Чаглинска нижне пос. Чайкино, и получена оценка возраста их кристаллизации 1136±4 млн лет [Третьяков и др., 2009, 2011]. Кварцито-сланцевые толщи не имеют стратиграфических соотношений с породами зерендинского комплекса. В результате более поздних раннепалеозойских дислокаций они были сорваны с фундамента и слагают пакеты тектонических пластин. Такие соотношения отчетливо выражены на севере и востоке массива. Низы кварцито-сланцевого разреза образованы филлитовидными серицитокварцевыми сланцами с отдельными прослоями графитистых микрокварцитов, бластопсаммитовых сланцев и доломитов (шарыкская свита мощностью 1000 м). Разрез завершает кварцитовая кокчетавская свита, в состав которой входят серицито-кварцитовые сланцы, кварцито-песчаники, массивные белые и красноцветные кварциты с горизонтами цирконрутилоносных кварцитов [Данилов, Панкратова, 1965]. Кокчетавская свита характеризуется изменчивой мощностью от 500 до 1500 м. Изучение возраста обломочных цирконов из кварцитов кокчетавской свиты показало, что наибольшее число определений попадает в интервал 1300–1700 млн лет, меньшее количество цирконов имеют возрасты 900–1050 млн лет. В то же время отмечается присутствие цирконов с возрастом около 2600 млн лет [Летников и др., 2001]. Таким образом, возраст кварцитосланцевых толщ Кокчетавского массива примерно может быть определен как позднерифейский в интервале от 1100 до 900 млн лет. Кембрийско-нижнеордовикские стратифицированные комплексы распространены в пределах Кокчетавского массива фрагментарно в его западной части, где представлены в основном терригенно-карбонатными толщами [Дегтярев, Рязанцев, 2005].

Отличительной особенностью Кокчетавского массива является широкое распространение в его пределах кембрийско-раннеордовикских магматических и метаморфических комплексов, детальное изучение которых было предпринято в последние десятилетия в связи с обнаружением Кудыкольского месторождения метаморфогенных алмазов [Claoue-Long et al., 1991; Шацкий и др., 1993; Лаврова и др., 1999; Katayama et al., 2001; Херманн и др., 2006 и другие].

Среди магматических образований наибольшее значение имеют ультрамафит-габбровые комплексы, которыми сложены различного размера интрузивы, расположенные в основном в северной и восточной частях Кокчетавского массива.

Наиболее изученный Златогорский перидотит-габбро-норитовый массив является опорным для выделения одноименного комплекса и имеет все признаки типичных расслоенных интрузивов, обладающих сульфидной медно-никелевой минерализацией [Петрография ..., 1971]. Массив имеет размеры 10 х 8 км, почти изометричные очертания и чашеобразную форму. В его строении участвуют породы нескольких интрузивных фаз. В результате внедрения основной магмы главной интрузивной фазы, ее расслаивания и кристаллизации сформировалась ассоциация габбро-норитов, норитов, оливиновых норитов, анортозитов, троктолитов, пироксенитов, перидотитов и дунитов, образующих закономерную вертикальную последовательность. Дополнительные интрузии слагают небольшие крутопадающие тела, образованные габбро-диоритами, микрогаббро и микрогаббро-норитами, которые прорывают породы главной фазы. Породы жильной фазы слагают небольшие дайки и жилообразные тела в разных частях массива и представлены оливиновыми норитами, габбро-диабазами, диоритами и лампрофирами. Характерной особенностью массива является распространение пегматитовых образований – габбропегматитов, габбро-норит-пегматитов, а также кислых высокоглиноземистых пегматитов с гранатом, силлиманитом, ортитом и цирконом. Для жил кислого пегматита в 70-х годах XX века были получены К-Аг датировки по биотиту – 517–544 млн лет, что дает основание относить Златогорский массив к раннему–среднему кембрию [Петрография ..., 1971; Геологическая карта ..., 1981].

Другой тип ультрамафит-габбровых интрузивов представлен красномайским щелочноультраосновным комплексом. Интрузивы этого комплекса относятся к трещинному типу и приурочены к крупному субширотному разлому. Они образуют цепочку тел, которые протягиваются на 20 км при ширине до 800 м. В строении интрузивов красномайского комплекса участвуют пироксениты, титаномагнетитовые пироксениты, шонкиниты, нефелиновые сиениты, щелочные сиениты и карбонатиты. Широко развиты породы жильной серии, образованные меланократовыми гранатовыми сиенитами, лейкократовыми нефелиновыми и щелочными сиенитами [Петрография ..., 1971]. В 60-70-х годах XX века К-Аг методом по биотиту из биотитовых пироксенитов были получены датировки 480-500 млн лет и 500-540 млн лет [Петрография ..., 1971]. Из гранатовых пироксенитов по гранату, клинопироксену, сфену и апатиту получены Sm-Nd датировки - 571±50 млн лет, єNd (T) = - 3.4 [Лаврова и др., 1997; Лаврова и др., 1999]. Было также проведено Rb-Sr датирование биотитизированных пироксенитов Красномайского массива как по породе в целом, так и по отдельным минералам. На основании полученных данных был сделан вывод об интенсивных метасоматических преобразованиях, нарушивших Rb-Sr изотопную систему. Возраст этого метасоматического события составляет 460-470 млн лет [Летников и др., 2004].

Таким образом, на основании имеющихся данных можно считать щелочноультраосновные породы красномайского комплекса ранне-среднекембрийскими, а метасоматические преобразования датировать ранним – началом среднего ордовика.

Однако имеющиеся данные не позволяют точно определить возраст массивов златогорского и красномайского комплексов, поэтому

для решения этой задачи необходимо проведение работ по U-Pb датированию акцессорных цирконов из основных и кислых пород этих комплексов. Формирование расслоенных перидотит-габбро-норитовых и щелочноультраосновных массивов обычно связывается с процессами континентального рифтогенеза.

К златогорскому комплексу в пределах Кокчетавского массива относятся еще несколько интрузивов, изученных значительно хуже из-за слабой обнаженности [Петрография ..., 1971]. Наиболее крупным из них является Челкарский интрузив, расположенный в центральной части Кокчетавского массива. Челкарский массив залегает среди докембрийских метаморфических пород и сложен в основном различными габброидами, реже присутствуют пироксениты, диориты, кварцевые диориты и плагиограниты. Ранее массив считался расслоенным интрузивным телом аналогичным Златогорскому массиву [Петрография ..., 1971], но в последние годы появились работы, в которых этот массив считается фрагментом габброидной части офиолитового разреза, который вместе с долеритами комплекса параллельных даек и подушечными базальтами слагает пакет аллохтонных тектонических пластин [Добрецов и др., 2006]. Так как массив слабо обнажен, то судить о характере его контактов невозможно без проведения буровых работ. По последним данным в строении массива участвуют габбропироксенитовый комплекс (чередование верлитов, шризгеймитов, амфиболизированных пироксенитов и габбро) и комплекс среднезернистых линзовидно полосчатых габбро. Породы обоих комплексов прорваны жилами и дайками пегматоидных габбро, диоритов и плагиогранитов. Габброиды пространственно разобщены с породами дайкового комплекса и эффузивами, поэтому их связь не является очевидной и должна быть подтверждена данными о возрастах и петро-геохимическом составе пород. Первые данные о возрасте плагиогранитов, прорывающих габброиды Челкарского массива, были получены U-Pb методом (SHRIMP-II) для нескольких кристаллов акцессорного циркона, возраст кристаллизации которых составил 495-485 млн лет [Добренов и др., 2006]. Данные о возрастах пород дайкового и эффузивного комплекса в настоящее время отсутствуют. Также не имеется современных аналитических данных о составах пироксенитов и габброидов Челкарского массива. Эффузивы, развитые к юго-востоку от массива, представлены трахиандезитами с высоким содержанием калия, а породы дайкового комплекса – высокотитанистыми долеритами [Добрецов и др., 2006]. Суммируя изложенные данные о строении, составе и возрасте Челкарского массива нельзя сделать однозначный вывод о его происхождении и возрасте. Необходимо дальнейшее изучение строения этого массива, датирование габброидов, эффузивов и пород дайкового комплекса, а также изучение их петро-геохимических особенностей.

Раннепалеозойские метаморфические комплексы представлены образованиями двух типов: эклогитами и алмазоносными гнейсами, кристаллическими сланцами и карбонатами, которые часто встречаются совместно.

Эклогиты и амфиболиты присутствуют только среди пород зерендинской серии и приурочены к достаточно широкой зоне субширотного простирания, которая протягивается в северной части Кокчетавского массива примерно на 150 км. Эклогиты и амфиболиты слагают многочисленные блоки размером от менее 1 м до более 2 км, которые облекаются вмещающими гнейсами и кристаллическими сланцами. Немногочисленные данные о петро-геохимических особенностях эклогитов и амфиболитов показывают, что первично эти породы представляли собой магматические породы основного состава, соответствующие обогащенным базальтам СОХ [Шацкий и др., 1993]. Некоторые крупные и мелкие тела амфиболитов (район г. Енбек-Берлык) имеют реликты первично магматических габбровых структур, такие же структуры характерны и для гиперстенсодержащих пород, ранее описанных в качестве гиперстеновых гранулитов [Коренная ..., 1992; Лаврова и др., 1999]. Амфиболиты также могут слагать краевые части крупных тел эклогитов. Было проведено Sm-Nd датирование эклогитов Кумдыкольского месторождения, которое позволило оценить возраст эклогитового метаморфизма - 528±7 и 535±3 млн лет, что соответствует раннему кембрию [Шацкий и др., 1993; Shatsky et. al, 1999]. Структура зоны, содержащей тела амфиболитов и эклогитов, различными исследователями трактуется по-разному. Часть исследователей считает, что эклогиты и амфиболиты слагали различного размера тела основного состава, которые прорывали песчано-глинистокарбонатные породы зерендинской серии. В

дальнейшем при метаморфических преобразованиях и значительных деформациях эти тела подверглись будинированию. При этом одна часть амфиболитов, сохранивших реликты первичных магматических структур, вероятно, была подвержена только прогрессивному метаморфизму, а другая часть, слагающая краевые части эклогитовых тел, - образована в результате диафтореза [Коренная ..., 1992; Лаврова и др., 1999]. Другие исследователи полагают, что эклогиты и амфиболиты наряду с вмещающими гнейсами и кристаллическими сланцами слагают мегамеланжевый пояс, образованный породами различных уровней глубинности [Dobrzhinetskaya et. al., 1994; Добрецов и др., 2006 и др.]. Они считают мегамеланжевый пояс структурой, состоящей из чешуй и блоков пород, метаморфизованных при ультравысоких и высоких давлениях, разделенных пластинами пород метаморфизованных в условиях средних давлений.

Алмазоносные метаморфические породы приурочены к той же зоне, что и эклогиты, развиты в пределах трех участков в ее западной части и включают Кумдыкольское месторождение, Барчинскую алмазоносную площадь и алмазопроявление Большой Шат [Лаврова и др., 1999]. Алмазоносные породы представлены гранат-биотитовыми гнейсами, кальцифирами и гранат-пироксеновыми породами. Максимальная алмазоносность характерна для пород, подвергшихся наибольшей тектонической и метасоматической переработке. Алмазы обнаружены внутри почти всех минералов, слагающих гнейсы, - гранате, пироксене, слюдах, кварце, полевых шпатах, амфиболе, цирконе, карбонате. Часто алмазы находятся в срастании с графитом. Также много алмазов выявлено в межзерновом пространстве, выполненном хлорит-серицитовым и хлоритсерицит-карбонатным материалом. Алмазы в метаморфических породах существенно отличаются от кимберлитовых и импактных мелкими размерами и формой кристаллов, среди них наибольшим распространением пользуются пластинчатые, скелетные, сфероидальные, а также двойники, свидетельствующие о высоких скоростях роста кристаллов [Лаврова и др., 1999]. Возраст метаморфических преобразований, приведших к формированию алмазоносных пород, определенный U-Pb методом по кристаллам цирконов, содержащим включения алмазов, составляет около 530 млн лет и соответствует раннему кембрию [Claoue-Long et al., 1991; Херманн и др., 2006]. Многими исследователями алмазоносные породы считаются ультравысокобарическими, которые вместе с эклогитами входят в состав мегамеланжевого пояса. Предполагается, что возникновение таких пород связано с субдукцией утоненной континентальной коры на глубины более 100 км и ее последующей эксгумацией. В результате эксгумации был сформирован мегамеланжевый пояс, в котором присутствуют породы, выведенные на поверхность с различных глубин [Добрецов и др., 1998; Hacker et al., 2003; Добрецов и др., 2006 и другие]. Другие исследователи предполагают, что формирование алмазоносных пород происходило в коровых условиях на глубинах 10-15 км из газовой фазы в насыщенной углеродом среде, что подтверждается данными по изотопному составу гелия, углерода и азота в алмазах [Коренная ..., 1992; Лаврова и др., 1999]. Не вдаваясь в дискуссию о преимуществах той или иной модели формирования алмазоносных пород Кокчетавского массива, необходимо отметить, что субстратом для них являлись докембрийские первично осадочные породы, которые подверглись интенсивным метаморфическим преобразованиям в раннем кембрии. Возраст метаморфизма, с которым связано формирование алмазоносных пород, очень близок к возрасту внедрения расслоенного Златогорского массива и щелочно-ультраосновных пород красномайского комплекса. Поэтому часть исследователей связывает формирование этих интрузивных комплексов и алмазоносных пород с процессами континентального рифтогенеза [Лаврова и др., 1999].

Кроме рассмотренных магматических и метаморфических комплексов среди пород зерендинской серии выявлены тела лейкократовых гранат-мусковитовых гранитов и гранитогнейсов, а также мигматиты такого же состава. Такие породы широко распространены как в районе Кумдыкольского месторождения, так и на других участках. В районе месторождения тела этих гранитов содержат многочисленные ксенолиты гнейсов и эклогитов. Особенности состава гранитов и мигматитов свидетельствует об их принадлежности к высокоглиноземистым S-гранитам, источником которых, вероятно, являлись метаосадочные породы зерендинской серии [Лаврова и др., 1999]. Возраст гранитов и гранито-гнейсов определялся

по акцессорному циркону U-Pb методом и по гранату, клинопироксену, сфену и апатиту Sm-Nd методом [Борисова и др., 1995; Лаврова и др., 1997, 1999; Ragozin et al., 2009]. U-Pb методом была получена оценка возраста кристаллизации гранитов 505–510±5 млн лет, а Sm-Nd методом – 474 млн лет. Таким образом, формирование этих гранитов происходило в конце кембрия – начале ордовика и было связано с плавлением метаосадочных пород зерендинской серии.

В севера Степнякский сегмент ограничен Шатским сиалическим массивом, который на западе смыкается с Кокчетавским (рис. 113, см. цв. вклейку). Основная часть Шатского массива перекрыта мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты и только в его южной части имеются выходы докембрийских и палеозойских комплексов. В пределах Шатского массива также широко распространены кварцито-сланцевые толщи верхнего рифея. К более древним образованиям относится толща порфиритоидов средне-основного, порфироидов и рассланцованных туфов кислого состава (даутская свита), условно относящаяся к низам рифея [Розен, 1971; Геология ..., 1987]. Эта толща распространена на востоке массива и прорывается только позднеордовикскими гранитоидами. Для Шатского массива также характерны раннепалеозойские мафит-ультрамафитовые массивы, наиболее крупным из которых является Чкаловский интрузив, сложенный серпентинизированными верлитами и шризгеймитами, роговообманковыми пироксенитами и плагиоклазовыми горнблендитами, редко встречаются мелкосреднезернистые габбро [Петрография ..., 1971]. Геохронологические данные о возрасте Чкаловского интрузива отсутствуют, его отнесение к кембрию основано на сопоставлении с мафит-ультрамафитовыми плутонами Кокчетавского массива. Нижнепалеозойские образования развиты по южному обрамлению массива, они аналогичны комплексам Степнякского сегмента и будут рассмотрены ниже.

С востока Степнякский сегмент ограничен Ишкеольмесским сиалическим массивом, фрагменты которого также прослеживаются в северном направлении вдоль зоны Целиноградского разлома более чем на 100 км (рис. 113, см. цв. вклейку). В пределах Ишкеольмесского массива наиболее широким распространением пользуются гнейсовые толщи. Локально в небольших тектонических блоках, в том числе в зоне Целиноградского разлома, развита степногорская серия кордиерит-гранатбиотитовых, силлиманит-биотитовых плагиогнейсов, гранат-графит-кордиерит-биотитовых, кварц-гранат-биотитовых, дистен-биотиткварцевых кристаллических сланцев, амфиболитов, кальцифиров и кварцитов мощность более 500 м. С этими породами связаны изофациальные плагиомигматиты и плагиомикроклиновые пегматиты, из которых по крупночешуйчатому мусковиту получен K-Ar возраст 1880±60 млн лет [Спиридонов, 1982; Решения ..., 1991]. Основная часть Ишкеольмесского массива сложена шингаревской серией гнейсов и кристаллических сланцев. Низы ее разреза образованы биотитовыми двуполевошпатовыми гнейсами, биотитовыми сланцами и полевошпатовыми кварцитами. Верхи серии сложены пачками двуслюдяных кристаллических сланцев, гранат-биотитовых сланцев и плагиогнейсов с прослоями гранатовых кварцитов, амфиболитов и основных кристаллических сланцев с прослоями плагиогнейсов, графитовых кварцитов, высокоглиноземистых сланцев с гранатом и ставролитом с прослоями амфиболитов. Мощность шингаревской серии составляет несколько тысяч метров и, вероятно, является сильно завышенной, что связано с интенсивными деформациями и недостаточной обнаженностью. С шингаревской серией связаны послойные и секущие тела гранитмигматитов и калиевых гранитов, которые иногда образуют плутоны размером до первых км<sup>2</sup> в северной части Ишкеольмесского массива. Для акцессорных цирконов из гранитов получены U-Pb и Pb-Pb возрасты 1470±50 млн лет [Спиридонов, 1982]. Таким образом, на основании имеюшихся ланных о составе и возрасте гнейсовых комплексов Ишкеольмесского массива, наиболее вероятным представляется отнесение большей их части к нижнему рифею и, возможно, к верхам нижнего протерозоя. По составу пород шингаревская серия может быть сопоставлена с зерендинской серией Кокчетавского массива.

Более высокое положение в структуре Ишкеольмесского массива занимает толща кварцитов, кварцитовых, мусковит-кварцевых, кварцмусковитовых сланцев (тонгбайская свита мощностью около 700 м). Встречаются также крупнозернистые кварциты-метагравелиты кварцевого состава. Для пород этой толщи характерно присутствие окатанных зерен рутила, турмалина, циркона. По строению разреза и составу пород тонгбайская свита сопоставляется с кокчетавской свитой одноименного массива [Спиридонов, 1987]. Нижнепалеозойские комплексы в пределах Ишкеольмесского массива представлены карбонатно-черносланцевой баимбетской свитой венда – нижнего кембрия, которая слагает серию тектонических блоков в восточной части массива [Геология ..., 1987].

Докембрийские и нижнепалеозойские комплексы сиалических массивов имеют в основном тектонические взаимоотношения с нижнепалеозойскими образованиями Степнякского сегмента. Однако строение наиболее древних нижнеордовикских комплексов в западной части Степнякского сегмента, свидетельствуют о формировании последних на сиалическом основании и при размыве метаморфических толщ Кокчетавского и Шатского массивов, а тектонические взаимоотношения возникли в середине позднего ордовика одновременно с деформациями нижнепалеозойских образований Степнякского сегмента. Сочленение Степнякского сегмента и Ишкеольмесского массива представлено зоной субмеридионального Целиноградского разлома, вероятно, являющегося крупным сдвигом. В зоне сдвига преобладают интенсивно рассланцованные нижнепалеозойские комплексы, среди которых присутствуют блоки докембрийских метаморфических пород.

Таким образом, докембрийские комплексы сиалических массивов, обрамляющих каледониды Степнякского сегмента, имеют близкое строение и состав. Среди них наибольшим сходством отличаются кварцито-сланцевые толщи верхнего рифея, которые, вероятно, перекрывали более древние, в основном гнейсовые, комплексы. Отличительной особенностью Кокчетавского массива является широкое распространение в его пределах кембрийских перидотит-пироксенит-норитовых расслоенных и щелочно-ультраосновных плутонов, а также эклогитов и алмазоносных пород. Ультрамафит-габбровые интрузивы известны в пределах Шатского массива, а также в Степнякском сегменте. Формирование таких интрузивов обычно связывается с процессами континентального рифтогенеза.

Все допозднеордовикские образования Кокчетавского и Шатского сиалических массивов, а также комплексы сопредельных структур прорваны огромными (более 1000 км<sup>2</sup>) позднеордовикскими интрузивами гранитов и гранодиоритов зерендинского комплекса. Строение и особенности состава пород этого комплекса рассмотрены в главе І.П. В пределах Кокчетавского и Шатского сиалических массивов широко распространены силурийские и раннедевонские граниты, слагающие крупные в основном изометричные массивы [Магматизм ..., 1988; Шатагин и др., 2001].

Для нижнепалеозойских комплексов Степнякского сегмента характерна достаточно простая складчатая структура, которая представлена чередованием крупных субмеридиональных синклиналей и антиклиналей, сопровождающихся продольными взбросами и надвигами. На севере сегмента простирание осей складок и разрывных нарушений постепенно изменяется на субширотное. Ядра и крылья синклинальных структур сложены вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами среднего и верхнего ордовика. Ядра антиклиналей образованы досреднеордовикскими комплексами, к ним также приурочены крупнейшие массивы позднеордовикских гранитоидов. которые занимают большую их часть. Резко несогласно на нижнепалеозойских образованиях залегают силурийские континентальные кислые эффузивы и терригенно-карбонатные толщи верхнего девона – нижнего карбона [Бабичев и др., 1977]. В пределах Степнякского сегмента, наряду с позднеордовикскими гранитоидами, распространены и среднепалеозойские граниты и граносиениты, слагающие достаточно крупные в основном изометричные массивы (рис. 113, см. цв. вклейку).

## Докембрийские и нижнепалеозойские комплексы Степнякского сегмента: строение, особенности состава, обстановки формирования

#### Докембрийские и кембрийские комплексы

Докембрийские комплексы в пределах Степнякского сегмента развиты ограничено и приурочены в Куянбайской и Котырколь-Мамайской антиклинальным зонам (рис. 113, см. цв. вклейку). В расположенной на востоке сегмента Куянбайской антиклинальной зоне, большую часть которой занимает позднеордовикский Крыккудукский гранодиоритовый массив, докембрийские комплексы образуют

«выступы дна» массива и системы перегородок между отдельными телами гранитоидов. Здесь эти комплексы представлены плагиогнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, кварцитами, кальцифирами альмандинамфиболитовой фации и гранито-гнейсами, сходными с гнейсовыми комплексами Ишкеольмесского массива. К этой же зоне приурочены выходы мономинеральных и мусковитсодержащих кварцитов с окатанными зернами циркона и рутила. Эти породы, метаморфизованные в фации зеленых сланцев, сопоставляются с кокчетавской свитой [Бабичев и др., 1977]. Близкие по составу метаморфические комплексы распространены в ядре Котырколь-Мамайской антиклинали к северо-западу от озера Мамай среди гранитоидов Яблоново-Иттейменского массива Геологическая карта..., 1981]. О присутствии докембрийских образований в фундаменте Степнякского сегмента свидетельствуют находки ксеногенных цирконов в гранодиоритах Степнякского массива. Этот небольшой массив расположен в западной части сегмента в окрестностях г. Степняк и прорывает терригенные толщи среднего-верхнего ордовика (рис. 113, см. цв. вклейку). В гранодиоритах, наряду с цирконами раннепалеозойского возраста, обнаружены цирконы, имеющие более древний <sup>207</sup>Pb-<sup>206</sup>Pb возраст в интервале от 983 до 3888 млн лет. При этом встречено несколько зерен с возрастом 2300-2600 млн лет, а ядро наиболее древнего циркона имеет <sup>207</sup>Pb-<sup>206</sup>Pb возраст 3888±1 млн лет [Kröner et al., 2008]. Наличие таких цирконов свидетельствует о присутствии раннедокембрийских, в том числе архейских, комплексов в фундаменте Степнякского сегмента и обрамляющих его сиалических массивов, не обнаженных на современном эрозионном срезе.

Кембрийские комплексы, выделяющиеся в Степнякском сегменте условно, приурочены к южной части Куянбайской антиклинальной зоны, где представлены перидотитпироксенит-габбро-норитовыми массивами куянбайского комплекса. Массивы этого комплекса имеют штокооборазную и воронкообразную форму и сложены троктолитами, оливиновыми габбро-норитами, эвкритами, габбро-анортозитами, габбро-перидотитами [Спиридонов, 1980]. Массивы имеют небольшую площадь, не превышающую 15 км<sup>2</sup>. Интрузивы куянбайского комплекса приурочены к «выступам дна» Крыккудукского позднеордовикского гранитоидного массива и прорывают докембрийские метаморфические образования (рис. 113, см. цв. вклейку) [Бабичев и др., 1977]. Для массивов комплекса характерна магматическая ритмическая расслоенность. Расслоенность, имеющая у контактов крутые (40-50°) падения к центру массивов, в их центральных частях имеет более пологие (15-25°) залегания до почти горизонтальных. Иногда отмечаются складки течения и сложные взаимоотношения расслоенных текстур. Краевые части массивов сложены мелкозернистыми породами, а центральные - от среднезернистых до пегматоидных. Массивы куянбайского комплекса по строению и петро-геохимическим особенностям пород сопоставляются со Златогорским интрузивом Кокчетавского массива и, вероятно, имеют близкий возраст [Спиридонов, 1980].

#### Нижне-среднеордовикские комплексы

Нижне-среднеордовикские комплексы в центральной, северной и западной частях Степнякского сегмента представлены риолитбазальтовой серией нижнего ордовика – нижнего лланвирна, а в его восточной части – терригенными толщами нижнего ордовика.

Риолит-базальтовая серия обнажена в ядре Котырколь-Мамайской антиклинали, ее выходы прослеживают по южному обрамлению Шатского массива и выявлены в зоне сочленения Кокчетавского массива и Степнякского сегмента.

Нижняя часть риолит-базальтовой серии образована толщей вулканогенно-обломочных пород и эффузивов кислого состава, которая относилась либо к никольско-бурлуской свите [Минервин и др., 1971; Геологическая карта ..., 1981], либо выделялась как свита тассу [Борисенок, 1985; Геология ..., 1987], либо включалась в состав жанасуйской свиты [Копяткевич, Цай, 1974]. Нами эта толща относится к свите тассу. Наиболее детально ее строение изучено в ядре Котырколь-Мамайской антиклинали – к северу от горы Келиншек и в нижнем течении ручья Тассу (рис. 114). Из-за слабой обнаженности соотношения свиты тассу с докембрийскими образованиями в этом районе не известны. Здесь свита тассу сложена в основном крупногалечными и валунными туфоконгломератами и туфобрекчиями, состоящими из обломков (до 1 м) афировых и мелкопорфировых, часто флюидальных, эффузивов риолитового, трахириолитового и трахидацитового состава (рис. 115). Реже отмечаются лавы и игнимбритоподобные породы трахириолитового и трахидацитового состава. Мощность вулканогенно-обломочного разреза достигает 1000-1500 м. Среди туфобрекчий встречаются различные по размеру субвулканические тела порфировых риолитов и трахидацитов.

В вулканогенно-обломочных породах свиты тассу отсутствуют органические остатки, ее соотношения с ордовикскими комплексами разными исследователями трактовались поразному, что связано с плохой обнаженностью этой толщи. Поэтому вулканиты свиты тассу относились к: верхнему протерозою [Геологическая карта ..., 1981], кембрию [Бабичев и др., 1977; Борисенок, 1985], нижнему ордовику [Копяткевич, Цай, 1974; Геология ..., 1987], силуру–девону [Филиппович, Великовская, 1974; Коробкин, Смирнов, 2006].

Неопределенность возрастного положения свиты послужило причиной проведения U-Pb геохронологических исследований, для которых на различных участках было отобрано несколько проб, как из лавовых потоков, так и из субвулканических тел. Однако пригодный для

**Рис. 114.** Схема геологического строения северной части Котырколь-Мамайской антиклинальной зоны. Составлена с использованием материалов Е.А. Бабичева, В.И. Борисенка, М.З. Новиковой, Э.М. Великовской, Э.М. Спиридонова. Положение см. на рис. 113

 <sup>1 –</sup> кайнозойские отложения; 2 – средне-верхнеордовикские терригенные толщи (степнякская свита); 3 – среднеордовикские эффузивы среднего состава (сагская серия); 4–8 – нижне-среднеордовикская риолит-базальтовая серия:
4 – афировые базальты, 5 – кремнистые алевролиты, кремни, яшмы, 6 – туфобрекчии, туфоконгломераты, риолиты, риодациты (свита тассу), 7, 8 – субвулканические тела: 7 – трахидацитов, 8 – риолитов; 9 – девонские (?) граносиениты тассуйского комплекса; 10 – силурийские (?) граниты боровского комплекса; 11 – позднеордовикские гранодиориты и граниты крыккудукского комплекса; 12 – позднеордовикские субвулканические тела риолитов; 13 – среднеордовикские габбро-диориты куртункульского комплекса; 14 – разрывные нарушения: а – надвиги, б – прочие прослеженные, в) предполагаемые под кайнозойскими отложениями; 15 – местонахождения конодонтов и их номера: 16 – место отбора пробы для геохронологических исследований





эүqк	лланвирнский	гский	инəd	e			е мадокский	эdт
пэдто	йинде	сbе		Ň	И	н	жин	
система		R	КЗ	с с	И	В	оддо	

датирования циркон был выделен только из розовых порфировых риолитов (проба STP-021; N 52°48.155' Е 70°54.774'), слагающих небольшое субвулканическое тело в западной части Котырколь-Мамайской антиклинали (рис. 114).

Акцессорный циркон в пробе порфировых риолитов STP-021 представлен субидиоморфными полупрозрачными и прозрачными трещиноватыми, бесцветными или розоватыми «ожелезненными» кристаллами короткопризматического облика. Габитус кристаллов определяется сочетанием призм {100}, {110} и дипирамид {101}, {201} (рис. 116 а-г), поверхности граней корродированны. Циркон характеризуется зональным внутренним строением и содержит многочисленные, часто приуроченные к трещинам, пылевидные включения гидроокислов железа, присутствие которых, по-видимому, обусловливает его пониженную люминесценцию (рис. 116 д-з). В некоторых зернах циркона наблюдаются оторочки с пониженным двупреломлением. Размер зерен циркона изменяется от 40 до 300 мкм; К<sub>удл</sub>.=1.3-2.0.

Для проведения U-Pb исследований были использованы три навески циркона, отобранные из размерной фракции – 150+100 мкм, которые были подвергнуты предварительной кислотной обработке с различной экспозицией

[Krogh, 1973]. Как видно из таблицы 37 и рис. 117, точки изотопного состава остатков циркона после кислотной обработки образуют линию регрессии, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 483±5 млн лет, а нижнее пересечение отвечает возрасту – 229±130 млн лет (СКВО=0.11). Один из остатков циркона после кислотной обработки в течение 3 часов (№ 3; табл. 37, рис. 117) характеризуется минимальной дискордантностью (1.2%), а его возраст (<sup>207</sup>Pb-<sup>206</sup>Pb) составляет 485±4 млн лет и совпадает с возрастом, определяемым верхним пересечением дискордии. Принимая во внимание морфологические особенности циркона, указывающие на его магматическое происхождение, есть все основания интерпретировать полученную оценку возраста 483±5 млн лет как возраст его кристаллизации и, соответственно, как возраст кристаллизации порфировых риолитов свиты тассу [Дегтярев и др., 2008]. Полученная датировка соответствует тремадокскому ярусу нижнего ордовика [Ogg et al., 2008].

Верхняя часть разреза риолит-базальтовой серии представлена толщей кремнистых алевролитов, кремней, яшм и афировых базальтов, перекрывающих вулканогенно-обломочные породы свиты тассу (рис. 114, 115).



**Рис. 116.** Микрофотографии кристаллов циркона из порфировых риолитов свиты тассу (проба STP-021), выполнены на сканирующем электронном микроскопе ABT 55: а–г – в режиме вторичных электронов; д–з – в режиме катодолюминесценции

	ет	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	484±17	504±5	485±4
	озраст, млн. ле	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	472±2	$440\pm1$	479±1
	B(	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	474±4	451±1	480±2
	Dho	NIN	0.35	0.56	0.82
•		$^{206}Pb/^{238}U$	0.0759±3	$0.0707 \pm 1$	$0.0771 \pm 2$
	вина	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U	$0.5949\pm49$	$0.5589 \pm 14$	$0.6038\pm 21$
I	отопные отнош	$^{208}{\rm Pb}/^{206}{\rm Pb^{a}}$	$0.1658\pm1$	$0.1635 \pm 1$	$0.1555\pm 1$
I	И3	$^{207}Pb/^{206}Pb^{a}$	$0.0568 \pm 4$	$0.0573 \pm 1$	$0.0568 \pm 1$
		$^{206}Pb/^{204}Pb$	552	792	1328
	11/01*	O/FD.	11.9	12.7	12.1
•	Размер фракции (мкм) и	ее характеристика	-150+100, кисл. обр. 2ч	-150+100, кисл. обр. 3ч.	-150+100, кисл. обр. 3ч.
	z	п/п	1	2	3

21
9
2
Ś
бa
bo
E
Ň
ğ
Ë
ĽЫ
3И.
$\overline{\mathbf{C}}$
OB
ТИ
БО
ИС
5
3 11
IO
ЮH
pk
ЦИ
й
НИ
Ba
B
Ъ
S
И
PIX
H
Į0
õ
И
Ъ
Ξ
1 19
ate
61,6
E
e3,
Ч
37.
a
hn
611
$Ta_{1}$

*Примечание.* <sup>а</sup> - изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; кисл.обр. 2 ч – остаток циркона после кислотной обработки в течение 2 часов; \* - навеска циркона не определялась; Rho- коэффициент корреляции отношений <sup>207</sup>Pb/<sup>235</sup>U- <sup>206</sup>Pb/<sup>238</sup>U. Величины ошибок соответствуют последним значащим цифрам после запятой

На северо-западной периклинали Котырколь-Мамайской антиклинали (севернее горы Келиншек) туфоконгломераты свиты тассу перекрыты кремнисто-терригенной толщей, сложенной чередующимися серыми и белыми кремнями, красные радиоляриевыми яшмами и кремнистыми алевролитами. Мощность кремнисто-терригенного разреза не превышает 100 м. В кремнистых породах были собраны конодонты аренига [Борисенок, 1985]. В 2011 г. Т.Ю. Толмачевой и автором в непосредственно выше туфоконгломератов свиты тассу, а также еще в нескольких точках в яшмах и желтых кремнях собраны конодонты позднего аренига. Выше кремнистого разреза залегает толща афировых, реже миндалекаменных, базальтов с редкими прослоями и линзами красных и зеленых кремнистых алевролитов мощностью 200-250 м. Базальтовая толща на этом участке слагает ядра небольших синклинальных складок (рис. 114.).

Близкие по строению и составу нижнесреднеордовикские комплексы развиты по южному обрамлению Шатского массива (правобережья р. Жанасу, окрестности пос. Жаналык), где также выделяется свита тассу, представленная толщей флюидальных эффузивов и туфов риолитового и трахириолитового состава мощностью около 500 м, с которыми связаны субвулканические тела порфировых риолитов. Соотношения с комплексами другого возраста здесь не установлены из-за слабой обнаженности. Западнее - в районе оз. Матсор, нижне-среднеордовикские комплексы ранее были объединены в жанасуйскую свиту, состоящую из эффузивов кислого состава, кремнистых пород, базальтов, песчаников и алевролитов. В пачке переслаивающихся кремнистых алевролитов и мелкозернистых песчаников были собраны граптолиты и беззамковые брахиоподы лланвирна [Копяткевич, Цай, 1974]. Изучение этого участка, проведенное в 2011 г. автором и Т.Ю. Толмачевой показало, что его структура представляет собой пакет надвинутых на север тектонических пластин. Наиболее низкое положение здесь занимают кислые эффузивы, а также осадочные брекчии и конглобрекчии, состоящие из обломков кварцитов, кварцито-сланцев и мраморизованных известняков. Эти образования перекрываются пачкой красных яшм и кремнистых алевролитов с редкими линзами желтых кремней, содержащих конодонты



**Рис. 117.** Диаграмма с конкордией для порфировых риолитов свиты тассу (А). Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 37

позднего аренига. Далее разрез наращивается пачкой порфировых базальтов, которые перекрываются обломочными породами среднего ордовика.

Таким образом, риолит-базальтовая серия является наиболее древним из нижнепалеозойских комплексов Степнякского сегмента, возраст которой охватывает интервал всего раннего ордовика и, вероятно, ранний лланвирн.

Было проведено изучение особенностей состава пород риолит-базальтового комплекса (табл. 38, рис. 118, 119, 120). Вулканиты свиты тассу по соотношению SiO<sub>2</sub> и Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O соответствуют ряду от трахидацитов до трахириолитов, принадлежат к шошонитовой серии (K<sub>2</sub>O<sub>ср. вулк.</sub> = 6%) и являются высокоглиноземистыми породами (ASI = 1–1.1). Мультиэлементные диаграммы элементов-примесей, нормированных на состав примитивной мантии, вулканитов свиты тассу характеризуются обогащением крупноионными литофильными элементами, за исключением Sr и Ba, и существенным обогащением высокозарядными элементами (рис. 118).

Спектры распределения РЗЭ пород свиты тассу обогащены легкими РЗЭ (среднее значение (La/Yb)<sub>2</sub>=5.15); на них отчетливо выражена отрицательная Ец-аномалия (среднее значения Eu/Eu\*=0.19). На дискриминантной диаграмме Rb – (Y+Nb) [Pearce et al., 1984] фигуративные точки составов вулканитов попадают в область «перекрытия» полей гранитов вулканических дуг, синколлизионных и внутриплитных гранитов, которое в работе [Pearce, 1996] определяется как поле постколлизионных гранитов (рис. 119). Геохимическая специфика вулканитов свиты тассу обнаруживает большое сходство с кайнотипными кислыми вулканитами континентальных рифтов, для которых характерны низкие содержания Ті, Sr, Ва и обогащенность высокозарядными элементами. Однако деплетированность Nb и обогащение легкими РЗЭ сближает их с вулканическими комплексами островных дуг и океанических островов. На

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7
№ проб	STP007	STP021	STP021-1	STP022-2	STP022-3	STP025	STP024
SiO,	63,80	74,20	80,53	61,51	68,06	71,17	46,28
TiO,	0,54	0,11	0,14	0,75	0,41	0,41	1,58
Al,O,	14,38	13,05	8,93	15,83	15,75	13,73	15,34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,34	0,93	0,87	2,91	1,07	1,35	5,09
FeO	2,08	1,13	1,36	2,67	1,39	0,92	4,30
MnO	0,15	0,05	0,05	0,11	0,07	0,03	0,14
MgO	0,86	0,30	0,40	1,69	0,59	0,10	3,50
CaO	2,25	0,28	0,28	2,49	1,24	0,26	14,24
Na <sub>2</sub> O	4,12	2,26	2,86	2,77	4,26	1,73	3,69
K <sub>2</sub> O	4,98	6,97	3,41	5,75	5,37	9,46	0,99
$P_2O_5$	0,11	0,02	0,02	0,28	0,08	0,03	0,16
п.п.п.	3,10	0,90	0,84	2,85	1,50	0,80	4,50
Сумма	99,71	100,20	99,69	99,61	99,79	99,99	99,81
V	3,2	4,2	0,9	57,5	6,7	6,1	270,0
Cr	7,4	16,5	16,9	8,5	20,6	17,1	42,4
Со	2,27	1,49	1,31	8,22	3,13	1,24	42,04
Ni	3,3	4,9	5,0	3,5	5,3	11,4	28,0
Cu	11,1	7,9	7,7	8,9	6,8	6,2	38,9
Zn	85,6	34,3	35,4	69,3	36,4	26,6	81,9
Ga	16,7	15,4	15,8	16,6	16,4	16,6	19,7
Rb	129	132	89	149	157	158	7
Sr	225	148	138	337	190	25	180
Y	45	72	57	33	35	72	34
Zr	256	254	363	195	262	443	125
Nb	11,2	16,3	15,4	8,1	12,2	19,7	4,5
Mo	2,58	2,16	3,31	2,50	3,06	1,74	1,02
Cs	0,61	1,23	2,14	0,88	1,12	0,25	0,22
Ba	832	1494	429	1320	850	1036	77
La	30,33	46,63	49,96	26,44	29,68	53,50	8,71
Ce	62,90	96,24	95,73	54,51	60,09	104,65	22,13
Pr	7,54	11,83	10,99	6,38	6,80	12,81	3,11
Nd	29,51	45,05	40,39	24,71	25,25	47,10	14,56
Sm	6,75	10,86	8,70	5,46	5,35	10,25	4,21
Eu	1,47	1,22	0,68	1,43	0,94	2,14	1,52
Gd	6,66	11,55	8,87	5,26	5,08	10,30	5,16
1b	1,08	1,94	1,48	0,82	0,83	1,79	0,85
Dy	6,73	11,54	8,94	5,06	5,19	11,36	5,55
HO	1,41	2,36	1,86	1,06	1,14	2,50	1,17
Er	4,19	6,73	5,33	3,09	5,33	/,49	3,20
Im	0,67	1,02	0,82	0,48	0,54	1,22	0,48
YD	4,43	0,38	5,18	5,15	3,00	8,14	3,03
	0,69	0,96	0,80	0,49	0,5/	1,28	0,45
HI T	0,3	8,5	8,9	4,8	0,/	11,2	3,2
18 TL	0,/	1,6	1,2	0,5	1,1	1,2	0,3
Ih	10,2	22,5	18,6	10,6	14,3	18,0	2,2
U	5,3	3,0	5,0	3,3	4,2	3,1	0,7

*Таблица 38*. Содержания породообразующих оксидов (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) в вулканитах нижнего ордовика Степнякского сегмента

*Примечание*. 1–6 – трахириолиты, трахидациты и риолиты свиты тассу, 7 – базальт кремнисто-базальтовой толщи



**Рис. 118.** Диаграммы Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (A), K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (Б), –Rb – Y+Nb (B), Al/(Na+K) – Al/(Ca+Na+K) (Г) для вулканитов свиты тассу О<sub>1</sub>

1 – риолиты, трахириолиты и трахидациты свиты тассу; 2 – граниты рапакиви и сиениты Бердяушского массива (Южный Урал) [Великославинский, Великославинский, 2003]; 3 – рапакивиподобные граниты приморского комплекса (юг Сибирской платформы) [Донская и др., 2005]

диаграмме Nb-Y-Ce кислые вулканиты свиты тассу попадают в поле гранитоидов, источниками которых являлись породы континентальной коры. Изучение изотопного состава неодима вулканитов свиты тассу показывает, что эти породы обладают достаточно высокими положительными значениями  $\varepsilon Nd(T) = 1.5-4.4$  и модельным возрастом 900–1300 млн лет (табл. 39, рис. 119). Эти данные свидетельствует, что источником вулканитов свиты тассу являлись породы, имевшие сравнительно небольшую коровую предысторию. В то же время нельзя исключать и определенный вклад подкорового вещества в процессы формирования кислых эффузивов. Петро-геохимические характеристики и изотопный состав кислых вуканитов свиты тассу сближает их с гранитами-рапакиви и сиенитами Бердяушского массива на Южном Урале и рапакивиподобными гранитами Приморского комплекса Южной Сибири, формирование которых также связано с участием как мантийных, так и коровых источников.

Базальты, залегающие выше кислых вулканитов свиты тассу, по петрохимическим

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7
№ проб	STP-021	STP-022/2	STPO-007	STPO-22-3	STP-008	STP-009	STP-010
возраст	480	480	480	480	450	450	450
Rb	-	-	-	-	42,0	27,8	39,2
Sr	-	-	-	-	258	284	214
<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	-	-	-	-	0,4715	0,2835	0,5308
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	-	-	-	-	0,70769	0,70623	0,70781
( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>0</sub>	-	-	-	-	0,70466456	0,70441474	0,7044031
Sm	10,70	5,34	6,71	5,28	4,27	2,86	-
Nd	45,6	24,6	29,8	24,9	16,6	11,6	-
<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	0,1418	0,1310	0,1358	0,1281	0,1553	0,1483	-
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0,512541	0,512587	0,512672	0,512593	0,512696	0,512671	-
εNd(T)	1,5	3,0	4,4	3,3	3,5	3,4	-
Т <sub>рм</sub> (млн. лет)	1292	1040	937	994	1,19	1,12	-

*Примечание*. 1–4 – кислые эффузивы нижнего ордовика (свита тассу), 5–7 – гранодиориты позднего ордовика (Крыккудукский массив)

характеристикам могут сопоставляться с внутриплитными (табл. 38). На дискриминантных диаграммах Nb\*2-Zr/4-Y и Zr/Y-Y точки составов базальтов занимают пограничное положение между полями внутриплитных базальтов, базальтов срединно-океанических хребтов и базальтов внутриокеанических островных дуг (рис. 120). Сильная деплетированность рядом сидерофильных элементов (Cr, Co, Ni) и обогащение крупноионными литофильными элементами сближает эти базальты с базальтами фронтальных частей островных дуг, а значительное обогащение легкими лантаноидами является типичным для внутриплитных базальтов.

Спектры распределения РЗЭ базальтов хорошо сопоставляются с таковыми для базальтов E-MORB. Мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных на N-MORB, характеризуются распределением элементов, близким к таковым для обогащенных базальтов E-MORB, отличаясь от последних дефицитом Nb, что может быть связано с присутствием коровой составляющей в источнике (рис. 120).

В зоне сочленения Степнякского сегмента с Кокчетавским массивом нижний ордовик представлен грубообломочными толщам (рис. 115) [Геология ..., 1987]. Проведенные исследования этих образований показали, что они сложены осадочными брекчиями и конглобрекчиями, состоящими из не окатанных и слабо окатанных обломков гнейсо-гранитов и амфиболитов, широко распространенных в Боровском блоке Кокчетавского массива. Размер этих обломков, как правило, не превышает 5-7 см и лишь в отдельных разрезах (правый берег р. Чаглинка выше пос. Чайкино) может достигать 50-80 см. Характерной особенностью этих толщ является присутствие среди грубообломочных прослоев горизонтов и линз красных глинистых яшм, кремнистых алевролитов и мелкозернистых песчаников. Для яшмовых прослоев характерны подводнооползневые текстуры и наличие слабо окатанных обломков гранитов и гнейсо-гранитов. Мощности грубообломочных толщ не превышают нескольких сот метром. В красных яшмах известны находки конодонтов, позволяющие датировать эти толщи средним-поздним аренигом [Цай и др., 2001; Обут и др., 2001; Жимулев и др., 2011]. Грубообломочные толщи аренигского возраста наращиваются туфогенно-терригенные разрезами среднеговерхнего ордовика западной части Степнякского сегмента (рис. 115).

В восточной части Степнякского сегмента в основании нижнепалеозойского разреза выделяются терригенные толщи, которые расчленяются на караказскую и уштоганскую свиты [Никитин, 1972; Бабичев и др., 1977;





Темно-серый фон – Бердяушский массив (Ю. Урал); светло-серый фон – гранитоиды приморского комплекса (юг Сибирской платформы)

В: А1 – гранитоиды, источниками которых являлись породы по составу подобные базальтам океанических островов, А2 – гранитоиды, источниками которых являлись породы континентальной коры

Шарданова и др., 1984; Геология ..., 1987]. Эти толщи распространены на небольшой площади и слагают субмеридиональный блок между Крыккудукским гранодиоритовым массивом на западе и Целиноградским разломом на востоке (рис. 113, см. цв. вклейку). Караказская свита сложена граувакковыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, гравелитами, конгломератами с отдельными горизонтами осадочных брекчий и известняков. Мощность свиты превышает 1000 м. Уштоганская свита согласно залегает на караказской и образована преимущественно граувакковыми песчаниками, среди которых присутствуют кварцевые и аркозовые разности, а также прослои и линзы известняков аргиллитов и туффитов. Мощность свиты составляет 700–1000 м (рис. 115). В породах караказской свиты собраны трилобиты раннего–среднего ордовика, а в стратотипическом разрезе уштоганской свиты – брахиоподы аренига и, возможно, низов лланвирна, что позволяет определять возраст этих свит как верхи раннего – низы среднего ордови-



**Рис. 120.** Диаграмма Zr/4 – Nb\*2 – Y (A), графики распределения РЗЭ, нормированных по хондриту (Б), диаграмма Zr/Y – Zr (B), мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных по базальты N-MORB (Г) для базальтов нижнего ордовика Котырколь-Мамайской антиклинальной зоны

А: AI – внутриплитные щелочные базальты, AII – внутриплитные щелочные и толеитовые базальты, B – базальты E-MORB, C – внутрипалитные базальты и базальты океанических дуг, D – базальты N-MORB и океанических дуг; B: A – внутриплитные базальты, Б – базальты N-MORB, C – островодужные базальты, D – базальты N-MORB и внутриптитные базальты

ка [Бабичев и др., 1972; Геология ..., 1987]. Описанные терригенные толщи подстилают средне-верхнеордовикские вулканогенно-осадочные комплексы Степнякского сегмента, но имеют с последними в основном тектонические взаимоотношения. В тектонических блоках к западу от Целиноградского разлома описано налегание обломочных пород караказской свиты на базальты, андезибазальты, андезиты, дациты и их туфы аксуйской серии верхнего кембрия – тремадока [Шарданова и др., 1984]. Эта серия относится к образованиям позднекембрийско-раннеордовикской островной дуги, которые входят в состав Сарыаркинского пояса и, вероятно, занимают наиболее низкое положение в структуре этой части Степнякского сегмента.

Таким образом, в пределах большей части Степнякского сегмента досреднеордовикские комплексы представлены габброидами кембрийского куянбайского комплекса и риолитбазальтовой серией нижнего ордовика – нижнего лланвирна. На основании имеющегося материала по структурному положению, строению и составу этих комплексов можно сделать вывод, что их формирование происходило в рифтогенной обстановке. При этом рифтогенный прогиб был заложен на докем-

брийском фундаменте, который обнажается в обрамляющих сиалических массивах (Кокчетавском, Ишкеольмесском и Шатском), а также в ядрах крупных антиклиналей Степнякского сегмента. Заполнение этого прогиба началось в тремадоке с накопления мощной континентальной вулканогенно-обломочной свиты тассу, в строении которой участвуют эффузивные и субвулканические породы трахидациттрахириолитового состава, а также грубообломочные вулканические брекчии. Источниками вулканитов свиты тассу являлись породы, имевшие сравнительно короткую коровую предысторию. С континентальным рифтогенезом может быть связано формирование расслоенных перидотит-пироксенит-норитовых массивов златогорского и куянбайского комлексов, а также щелочно-ультраосновных массивов красномайского комплекса, приуроченных к бортам рифтогенного прогиба. В арениге – раннем лланвирне продолжающееся растяжение привело к погружению территории, которое сопровождалось накоплением грубообломочных и кремнисто-терригенных толщ и излиянием базальтов, имеющих характеристики близкие к внутриплитным. Присутствие коровой составляющей в источнике базальтов может быть связано с контаминацией мантийных выплавок материалом континентальной коры. Завершение развития рифтогенного прогиба произошло в середине среднего ордовика, когда все досреднеордовикские комплексы Степнякского сегмента попали в фундамент Чингиз-Северотяньшаньского вулканического пояса.

## Средне-верхнеордовикские комплексы Чингиз-Северотяньшаньского пояса

Средне-верхнеордовикские образования Степнякского сегмента, представленные сложно построенным пестрым вулканогенно-осадочным разрезом мощностью более 3 км, принадлежат Северному сегменту Чингиз-Северотяньшаньского вулканического пояса (см. выше).

В центральной и восточной частях Степнякского сегмента наиболее древним из рассматриваемых образований является сагская серия. Ее соотношения с более древними комплексами изучены плохо. Она слагает крылья крупных субмеридиональных синклиналей, ядра которых, как правило, сложены огромными массивами гранодиоритов крыккудукского комплекса. Предполагается налегание сагской серии на вулканиты свиты тассу или на терригенные породы уштоганской свиты, контакты с которыми осложнены разрывными нарушениями (рис. 113, см. цв. вклейку). Такие соотношения подтверждаются геофизическими данными, которые свидетельствуют об отсутствии на глубине промежуточных масс между комплексами среднего и нижнего ордовика [Бабичев и др., 1977]. Сагская серия распространена на больших площадях, но изза слабой обнаженности и приуроченности к полям ее развития большого количества гранитоидов, ее полный разрез не известен. Наиболее изученным является разрез в среднем течении р. Сага, хорошо охарактеризованный фаунистически [Копяткевич и др., 1967; Никитин, 1972; Геология ..., 1987]. Строение этого разреза нами было также изучено, а из вулканогенных пород были отобраны пробы для петро-геохимических исследований. Низы видимого разреза сагской серии на этом участке сложены туфоалевролитами с прослоями и пачками туфогенных песчаников и кристаллокластических туфов основного состава (рис. 121). Для туфогенных пород характерны отчетливое ритмичное строение и градационная слоистость. Мощность ритмов от первых сантиметров до 50 см. Мощность туфогенно-терригенной пачки превышает 100 м. Далее разрез наращивается пачкой средне-крупногалечных туфоконгломератов, состоящих из мелкозернистого туфового цемента, в который погружены окатанные обломки зеленых порфировых эффузивов среднего и основного состава. Мощность пачки около 100-120 м. Выше залегает маломошная пачка (20-30 м) туфоалевролитов и туфопесчаников, которая перекрывается порфировыми лавами средне-основного и основного состава мощностью около 150 м. Далее следуют крупногалечные и валунные туфоконгломераты с крупными гальками и валунами порфировых андезибазальтов и андезитов мощностью более 500 м. Разрез сагской серии на этом участке завершается подушечными миндалекаменными порфировыми базальтами и андезибазальтами мошностью около 200 м. Характерной чертой этих эффузивов является большое количество кальцитовых миндалин, а во вкрапленниках, наряду с плагиоклазом, присутствует и клинопироксен. Общая мощность видимого разреза на этом



Рис. 121. Изученные разрезы сагской серии и майлисорской свиты

1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – переслаивающиеся песчаники, алевролиты и кремнистые алевролиты; 4 – кремнистые туффиты; 5 – туффиты; 6 – туфопесчаники; 7 – мелкогалечные туфоконгломертаты; 8 – валунные и крупногалечные туфоконгломераты; 9 – андезибазальты; 10 – базальты; 11 – порфировые базальты; 12 – габбро; 13 – пироксениты

участке превышает 1000 м. Выше, слагая ядро синклинали, залегают песчаники и алевролиты лидиевской свиты. Сагская серия обладает значительной фациальной изменчивостью. Так, по реке Сага ниже описанного разреза на другом крыле синклинали под терригенными породами лидиевской свиты на большой площади обнажены в основном миндалекаменные подушечные порфировые базальты и андезибазальты с маломощными пачками туфов и туфоконгломератов основного и среднеосновного состава. Южнее - к востоку от с. Лидиевка, низы разреза сагской серии сложены эффузивами и туфами базальтового, андезибазальтового и андезитового состава с мощными (70-100 м) горизонтами органогенных известняков. В верхах ее разреза появляется пачка туфоконгломератов и туфопесчаников чередующихся с потоками андезитов, андезидацитов, риодацитов и риолитов мощностью более 100 м. Общая мощность сагской серии в центральной части сегмента достигает 3500 м. К западу и востоку мощность серии сокращается до 1000 м. В туфогенных и карбонатных породах сагской серии собраны трилобиты и граптолиты верхов лланвирна – низов карадока [Никитин, 1972].

Сагская серия с постепенным переходом перекрывается лидиевской свитой, сложенной туфогенными и терригенными породами. В ее строении участвуют зеленоцветные вулканомиктовые песчаники, кварц-полевошпатовые песчаники, кремнистые и известковистые алевролиты, пачки лав и туфов андезитового состава. Мощность лидиевской свиты изменяется от 1200 м в центральной части Степнякского сегмента до 2800 м на востоке. В обломочных породах свиты собраны трилобиты и граптолиты нижнего-среднего карадока [Никитин, 1972].

В западной части Степнякского сегмента аналогом вулканогенно-осадочных пород сагской серии и лидиевской свиты является терригенная степнякская свита. Эта толща слагает широкую полосу субмеридионального простирания в западной части сегмента, а также занимает большие плошали в его северной субширотной части (рис. 113, см. цв. вклейку). На северо-западной периклинали Котырколь-Мамайской антиклинали установлено, что степнякская свита без видимого несогласия перекрывает кремнистые породы аренига – низов лланвирна (рис. 114). В составе свиты преобладают кварц-полевошпатовые и кварцевые песчаники, переслаивающиеся с алевролитами, реже встречаются пачки гравелитов, конгломератов и туфогенных песчаников. Мощность степнякской свиты достигает 1500 м [Копяткевич и др., 1967; Геология ..., 1987]. Строение степнякской свиты было изучено нами в западной части сегмента - в обрывах восточного берега оз. Тасшалкар и в его северной части – к югу в районе озер Ораз-Сор и Базарбай (рис. 122). В береговых обрывах оз. Тасшалкар степнякская свита представляет собой флишоидную толщу, в которой ритмично чередуются табачно-зеленые мелко-среднезернистые песчаники, алевролиты, кремнистые алевролиты и темнозеленые кремнистые туффиты. Среди этих пород встречаются мощные (до 20 м) пачки грубозернистых песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов, обломки в которых представлены полевым шпатом, кварцем, кремнистыми туффитами и алевролитами, редко встречаются обломки известняков. Для мелкозернистых пород характерны подводнооползневые складки, конволютная и градационная слоистости, а также брекчии взламывания. Для разреза не характерны карбонатные породы, и только в верхних частях некоторых флишевых ритмов присутствуют маломощные (до 5 см) прослои пелитоморфных известняков. В субширотной части Степнякского сегмента строение верхней части разреза свиты меняется по мере удаления от докембрийских комплексов Кокчетавского массива (рис. 122). Вблизи массива – к югу от оз. Ораз-Сор, верхи разреза степнякской свиты сложены переслаивающимися аркозовыми грубозернистыми песчаниками, гравелитами, мелкозернистыми песчаниками и черными углеродистыми алевролитами, выше которых залегает пачка туфов, туфопесчаников и туффитов основного состава майлисорской свиты. На большем удалении от Кокчетавского массива – в районе оз. Базарбай строение верхней части разреза свиты изменяется, здесь выше переслаивающихся зеленых туфопесчаников и алевролитов залегает пачка тонкослоистых вишневых и зеленых туфогенных алевролитов и мелкозернистых песчаников мощностью 30-40 м. В породах этой пачки хорошо видна градационная слоистость, а отдельные прослои обогащены обломками кристаллов плагиоклаза. Далее разрез наращивается пачкой зеленоцветных крупнозернистых туфопесчаников мощностью около 20 м. Выше залегают туфоконгломераты и лавобрекчии андезибазальтового и базальтового состава, начинающие разрез майлисорской свиты. Возраст степнякской свиты определялся как среднеордовикский на основании находок граптолитов в 36 км к северу от города Степняк вблизи оз. Суалма [Копяткевич и др., 1967]. В 1990 г. В.И. Борисенком были проведены дополнительные сборы граптолитов в карьере на окраине города Степняк, где были собраны Glyptograptus cf. englyphus (Lapw), Dicranograptus sp. ind., Clymacograptus sp., Glyptograptus sp., Amplexograptus ishimensis Tzaj, свидетельствующие о раннекарадокском возрасте пород (определение А.Р. Орловой).

Таким образом, терригенная степнякская свита может рассматриваться как фациальный аналог вулканогенно-осадочных пород сагской серии и лидиевской свиты, которая замещает их в западном направлении – в сторону Кокчетавского массива. В этом же направлении возрастает роль аркозового материала в обломочных породах. В центральной части Степнякского сегмента – к востоку от города Степняк, степнякская свита и сагская серия тектонически совмещены, причем вулканогенные породы сагской серии надвинуты на песчаники и алевролиты степнякской свиты (рис. 114).

Средне-верхнеордовикский вулканогенноосадочный разрез Степнякского сегмента наращивается примущественно вулканогенной майлисорской свитой. Эта толща в центральной и восточной частях сегмента согласно перекрывает лидиевскую свиту, а в западной и северной частях – степнякскую свиту (рис. 122). В южной части сегмента в районе с. Лидиевка майлисорская свита слагает ядро Лидиевской синклинали, где залегает на песчаниках лидиевской свиты и сложена лавами и туфами андезибазальтов и базальтов, содержащими пачки туффитов, кремнистых алевролитов и вулканомиктовых песчаников, а также отдельные прослои и линзы известняков. Аналогичное строе-



**Рис. 122.** Схема геологического строения северо-западной части Степнякского сегмента. Положение см. на рис. 113

1 – кайнозойские отложения; 2 – верхнеордовикские песчаники, алевролиты, туффиты (аналоги маятасской свиты); 3 – верхнеордовикские базальты, туфоконгломертары, туфы основного состава (майлисорская свита); 4 – средне-верхнеордовикские песчаники, алевролиты, гравелиты (степнякская свита); 5 – нижнеордовикские базальты; 6 – нижнеордовикские кремни, кремнистые алевролиты и яшмы; 7 – нижнеордовикские осадочные брекчии с линзами и прослоями песчаников, кремнистых алевролитов и красных яшм; 8 – кембрийские (?) туфы, лавобрекчии и туфоконгломераты основного и средне-основного состава, 9 – средне-верхнерифейские кварциты и кварцито-сланцы (кокчетавская свита); 10 – нижнепротерозойские и нижнерифейские гнейсы и кристаллические сланцы (зерендинская серия); 11 – раннесилурийские граниты (боровской комплекс); 12 – гнейсо-граниты с будинами эклогитов; 13 – разрывные нарушения: а) надвиги, б) прочие; 14 – местонахождения конодонтов

ние майлисорская свита имеет в окрестностях оз. Атансор, где также залегает на терригенных породах лидиевской свиты. В районе оз. Майлисор, где свита слагает ядро частной антиклинали, в верхах ее разреза выделяется пачка туфов и лав дацитового состава. Мощность майлисорской свиты достигает 1000–1500 м. В известняках собраны трилобиты и брахиоподы позднего карадока [Копяткевич и др., 1967; Никитин, 1972].

Нами были изучены хорошо обнаженные разрезы майлисорской свиты в северо-западной части сегмента. В этом районе малисорская свита залегает на терригенных породах степнякской свиты и слагает крылья узкой субширотной синклинали (рис. 122). Здесь разрезы свиты были изучены на северном (к югу от оз. Базарбай) и южном (по восточному берегу оз. Ораз-Сор) крыльях синклинали.

К югу от оз. Базарбай, где майлисорская свита залегает на зеленых и вишневых туфогенных алевролитах и песчаниках степнякской свиты, в ее разрезе могут быть выделены три пачки: нижняя начинается с горизонта туфоконгломератов (30-50 м), состоящих из окатанных обломков эффузивов среднегоосновного и основного состава, выше залегают афировые и редко порфировые подушечные базальты с горизонтами крупногалечных туфогенных и вулканомиктовых конгломератов и грубозернистых песчаников, мощность нижней пачки составляет 300-400 м; средняя пачка представлена чередующимися валунными и крупногалечными туфоконгломератами, грубозернистыми туфопесчаниками и мелкообломочными литокластическими туфами основного состава. Гальки в конгломератах хорошо окатаны и представлены только порфировыми базальтами и андезибазальтами, мощность средней пачки около 700-800 м; верхняя пачка сложена афировыми миндалекаменными базальтами с горизонтами зеленых тонкослоистых кремнистых туффитов, ее мощность не превышает 100 м. Выше залегают обломочные породы маятасской свиты. Общая мощность майлисорской свиты в этом разрезе составляет 1100-1400 м.

Разрез по восточному берегу оз. Ораз-Сор имеет меньшую мощность и некоторые особенности строения и состава пород (рис. 121, 122). В его основании залегает пачка переслаивающихся туффитов, туфопесчаников и туфов основного состава мощностью не более 30 м. Выше разрез наращивается пачкой литокластических туфов основного состава, которые состоят из крупных (до 5 см) обломков базальтов с вкрапленниками плагиоклаза и пироксена размером до 1 см, мощностью не более 50 м. Туфы перекрываются афировыми миндалекаменными массивными базальтами, которые содержат различного размера (от 1 до 20 см) включения родингитизированных габбро и клинопироксенитов различной зернистости, в верхах афировые базальты содержат крупные блоки и ксенолиты базальтов с вкрапленниками плагиоклаза и клинопироксена. Мощность афировых базальтов 100-120 м. Выше по разрезу залегают лиловые базальты с вкрапленниками плагиоклаза, крупными ксенокристаллами клинопироксенов и ксенолитами пироксенитов, мощностью около 5 м. Далее разрез наращивается маломощной (до 7 м) пачкой литокластических туфов основного состава, обломки в которых представлены только лиловыми базальтами с вкрапленниками плагиоклаза. Как в основной массе туфов, так и в обломках базальтов содержится большое количество крупных ксенокристаллов клинопироксена и ксенолиты клинопироксенитов. Разрез завершается пачкой обломочных пород, образованной переслаивающимися грубозернистыми туфопесчаниками, гравелитами, туффитами и кремнистыми туффитами. В песчаниках и гравелитах обломки представлены пироксеновыми базальтами, габброидами, реже габбро-диоритами. Мощность этой пачки около 50 м. Выше залегают терригенные породы маятасской свиты. Мощность майлисорской свиты в этом разреза составляет около 250 м.

Вулканические серии среднего и позднего ордовика сопровождаются субвулканическими и жерловыми телами, а также интрузивами габбро-норит-клинопироксенит-долеритового и габбро-диорит-долеритового состава [Новикова, 1975; Спиридонов, 1991].

Изучение петро-геохимических особенностей вулканитов сагской серии и малисорской свиты показывает, что они обладают как чертами сходства, так и различия (табл. 40, 41).

Вулканиты сагской серии и майлисорской свиты относятся к дифференцированным сериям, в состав которых входят базальты, андезибазальты, андезиты и дациты, их туфы и лавобрекчии. На классификационных диаграммах видно, что преобладающими являют-

No m/m	1	2	2	4	5
<u>Л≌ II/II</u> № проб	1 STP004_3	2 STP004_4/2	5 STP004_4/3	4 STP004-5	5 STP006
512 lipoo	46.61	/6.18	17.60	44.40	50.87
	40,01	40,18	0.81	0.83	0.86
	1,01	18.62	17.44	16.62	15.82
$\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\text{Eq.O}}$	17,95	7.16	6.44	10,02	13,62
$re_2O_3$	4,03	7,10	2.08	4,4	4,20
MnO	0,04	0.12	0.12	4,04	0.15
MaQ	0,19	0,12	0,12	5.82	5.27
	4,40	4,/1	4,79	3,82	3,37
	/,8	10,49	9,53	9,04	0,30
	3,/	2,8	3,95	4,28	4,44
$\frac{K_2 U}{R O}$	1,25	1,4	0,93	0,8	0,94
$P_2O_5$	0,27	0,18	0,18	0,17	0,24
п.п.п.	5,23	3,34	4,39	/,85	4,65
Сумма	99,16	99,16	99,35	99,3	99,46
V ĩ	223	232	156	264	278
Cr	65	139	30	21	34
Co	46,7	34,4	19,1	28,7	32,7
Ni	65,8	73,4	17,6	18,4	34,5
Cu	94,4	102,4	62,3	138,9	70,4
Zn	70,4	79,4	64,5	81,4	63,5
Ga	11,3	15,2	15,6	15,5	13,7
Rb	26	30	19	21	21
Sr	676	626	479	519	440
Y	20	19	14	15	20
Zr	33	78	82	55	30
Nb	1,4	2,9	5,2	2,4	1,4
Мо	0,6	0,7	0,4	0,2	0,3
Cs	0,10	1,48	1,71	0,17	0,32
Ba	418	633	268	115	283
La	10,86	7,80	5,86	5,57	10,75
Ce	22,78	18,50	13,41	12,68	23,88
Pr	2,98	2,48	1,82	1,79	3,06
Nd	13,68	11,22	8,79	8,50	13,42
Sm	3,49	2,88	2,41	2,40	3,25
Eu	1,16	0,92	0,83	0,88	1,08
Gd	3,50	2,93	2,54	2,59	3,32
Tb	0,54	0,47	0,38	0,40	0,51
Dy	3,33	2,99	2,31	2,48	3,23
Ho	0,69	0,63	0,46	0,52	0,67
Er	1,96	1,82	1,31	1,46	1,94
Tm	0,28	0,28	0,19	0,21	0,28
Yb	1,84	1,76	1,20	1,33	1,82
Lu	0,27	0,26	0,16	0,20	0,27
Hf	1,0	2,0	2,5	1,6	1,0
Та	0,1	0,2	0,4	0,1	0,1
Th	2,2	1,1	0,9	0,8	2,2
U	0,7	0,4	0,3	0,3	0,8

*Таблица 40.* Содержания породообразующих оксидов (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) в вулканитах сагской серии среднего ордовика Степнякского сегмента

Примечание. 1-5 - базальты сагской серии из опорного разреза по р. Сага

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7
№ проб	STP-011-1	STP0-11-2	STP0-11-5	STP-012	STP-017	STP-018	STP-019
SiO,	49,96	48,38	49,26	48,04	45,78	48,70	50,04
TiO,	0,7	0,72	0,68	0,82	1,00	0,96	1,24
Al,O,	16,38	16,26	16,86	14,57	15,94	13,25	15,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>2</sub>	5,05	4,17	4,79	5,01	5,69	6,01	7,11
FeO	4,67	5,17	4,10	4,42	3,81	4,66	3,45
MnO	0,14	0,14	0,14	0,14	0,18	0,17	0,16
MgO	7,19	7,02	6,22	6,38	7,64	6,95	3,72
CaO	5,27	8,42	7,66	8,98	7,83	8,75	6,28
Na <sub>2</sub> O	4,6	4,3	4,39	3,06	3,45	4,51	4,84
K,0	1,86	0,82	1,17	3,13	2,23	1,10	2,57
P.O.	0,35	0,34	0,30	0,34	0,29	0,23	0,50
п.п.п.	3,45	3,68	3,65	4,82	5,46	4,35	3,87
Сумма	99,62	99,42	99,22	99,71	99,30	99,64	99,72
V	198,0	221,5	227,4	218,4	294,9	233,4	305,4
Cr	165.7	187.9	82.5	202,6	53.5	83.6	19.6
Со	28,44	33,08	30,37	31,85	45,98	41,61	30,22
Ni	71,4	87,7	42,3	92,0	42,3	31,6	22,7
Cu	71,4	88,4	53,6	68,8	227,9	71,7	29,0
Zn	60,4	79,2	68,0	68,8	88,8	77,6	102,9
Ga	11,1	14,0	15,3	11,8	15,1	10,4	15,5
Rb	50	17	22	55	41	12	29
Sr	323	513	467	660	394	525	708
Y	20	22	23	22	28	26	39
Zr	47	63	60	62	78	90	117
Nb	2.4	3.2	3.5	3.0	3.1	6.7	7.4
Мо	0,36	0,04	1,00	0,16	0,83	1,18	2,14
Cs	0,77	0,28	0,54	0,20	0,34	0,12	0,15
Ba	162	229	321	828	567	334	798
La	10,40	11,69	11,87	13,65	12,39	11,22	21,49
Ce	22,44	25,04	25,78	28,28	27,35	25,70	45,96
Pr	2,95	3,26	3,33	3,57	3,70	3,50	5,97
Nd	13,46	14,34	14,73	15,72	16,68	16,18	26,11
Sm	3,45	3,62	3,76	3,88	4,36	4,26	6,49
Eu	1,16	1,18	1,24	1,28	1,41	1,22	1,97
Gd	3,62	3,79	3,94	4,00	4,77	4,72	6,73
Tb	0,54	0,56	0,58	0,59	0,74	0,75	1,03
Dy	3,24	3,26	3,51	3,53	4,55	4,46	6,09
Ho	0,67	0,68	0,73	0,73	0,93	0,92	1,25
Er	1,90	1,89	2,07	2,01	2,58	2,49	3,45
Tm	0,28	0,30	0,31	0,30	0,38	0,36	0,51
Yb	1,84	1,88	1,98	1,89	2,40	2,29	3,27
Lu	0,27	0,29	0,31	0,29	0,36	0,34	0.49
Hf	1.3	1.7	1.5	1.7	2.0	2.3	2.9
Та	0,2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.5	0,4
Th	1.8	2,0	2.1	2.2	1.4	1.8	3.2
T	0.6	0.7	0.9	1.1	0.8	0.9	1.9

*Таблица 41.* Содержания породообразующих оксидов (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) в вулканитах майлисорской свиты верхнего ордовика Степнякского сегмента
Окончание табл. 41

№ п/п	8	9	10	11	12	13
№ проб	STP-020	STP-014-1	STP-014-2	STP-014-3	STP-014-4	STP-014-5
SiO,	46,24	46,52	42,80	50,86	46,84	45,96
TiO,	0,67	0,79	0,35	0,72	0,97	0,82
Al,O,	11,03	13,95	5,47	18,20	14,40	14,28
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,73	4,47	5,27	4,91	7,18	5,15
FeO	5,39	3,81	2,80	2,12	3,88	4,49
MnO	0,17	0,18	0,15	0,10	0,18	0,16
MgO	11,23	7,84	12,16	2,34	7,55	7,64
CaO	13,18	11,09	23,24	8,79	9,30	11,59
Na <sub>2</sub> O	1,58	3,84	0,37	4,95	3,72	3,58
K,O	1,43	0,78	0,24	2,50	1,22	0,37
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,23	0,24	0,04	0,30	0,33	0,26
п.п.п.	3,80	5,66	6,45	3,66	3,69	5,16
Сумма	99,68	99,17	99,34	99,45	99,26	99,46
V	244,2	299,8	249,3	206,4	327,7	317,8
Cr	277,6	234,1	482,5	18,5	180,9	137,5
Co	47,74	39,63	47,64	24,64	42,15	45,39
Ni	42,1	137,8	71,3	19,0	41,8	48,1
Cu	60,4	57,2	9,6	65,8	54,0	62,9
Zn	85,9	63,4	35,0	50,9	72,2	72,6
Ga	11,7	15,0	14,3	18,0	14,8	19,5
Rb	30	12	3	23	26	11
Sr	623	217	84	469	629	151
Y	19	20	10	33	25	20
Zr	51	49	16	155	51	52
Nb	2,2	2,8	0,8	5,3	2,6	2,3
Mo	1,00	0,97	0,72	0,78	0,68	0,75
Cs	0,30	0,29	0,15	0,13	0,46	0,36
Ba	383	160	42	568	188	52
La	10,34	9,76	2,01	13,91	10,76	11,92
Ce	21,95	22,16	4,93	32,08	23,92	26,62
Pr	2,92	2,98	0,77	4,21	3,24	3,57
Nd	13,45	13,80	4,09	18,33	15,01	16,06
Sm	3,42	3,65	1,40	4,62	4,05	4,10
Eu	1,25	1,07	0,47	1,52	1,41	1,40
Gd	3,65	3,86	1,69	5,02	4,50	4,18
Tb	0,54	0,57	0,26	0,80	0,70	0,62
Dy	3,08	3,35	1,62	4,97	4,23	3,49
Но	0,61	0,69	0,32	1,06	0,87	0,71
Er	1,62	1,96	0,88	3,09	2,41	1,94
Tm	0,23	0,28	0,12	0,49	0,36	0,28
Yb	1,48	1,79	0,75	3,13	2,24	1,73
Lu	0,21	0,27	0,11	0,49	0,34	0,27
Hf	1,3	1,3	0,5	3,7	1,4	1,4
Та	0,1	0,1	0,0	0,4	0,2	0,1
Th	1,2	1,8	0,3	3,9	1,9	2,4
U	0,7	0,8	0,2	1,0	0,6	0,8

*Примечание*. 1–3 – базальты в разрезе по берегу оз. Ораз-сор, 4–8 – базальты в разрезе к югу от оз. Базарбай, 9–13 – включения в базальтах оз. Ораз-сор: 9 – клинопироксеновый базальт, 10 – пироксенит, 11–13 – габбро

ся эффузивы основного и средне-основного состава. При этом дациты в небольших (менее 6%) объемах известны только в сагской серии, а майлисорская свита в основном сложена базальтами (рис. 123, 124).

Эффузивы обеих толщ являются порфировыми породами. Вулканиты сагской серии и базальты майлисорской свиты центральной и восточной частей Степнякского сегмента содержат большое количество вкрапленников (до 30%) и являются лейкократовыми, вкрапленники темноцветных минералов встречаются редко и представлены авгитом [Новикова, 1975]. В базальтах майлисорской свиты северо-западной части сегмента встречаются только вкрапленники клинопироксена (диопсид-авгит), очень редко отмечается плагиоклаз. В разрезе по западному берегу оз. Ораз-Сор в базальтах обнаружены

включения клинопироксенитов, плагиоклазовых клинопироксенитов, габбро различной зернистости и анортозитов размером 5-7, редко до 20 см. При дезинтеграции этих включений часто образуются ксенокристаллы моноклинного пироксена и плагиоклаза, размером от 0.5 до 2.5 см. Все породы сагской серии являются зеленокаменными, а в майлисорской свите, кроме пробладающих зеленокаменных, отмечаются и краснокаменные породы. Все вулканиты сагской серии и преобладающая часть эффузивов майлисорской свиты относятся к известковощелочной серии с умеренными содержаниями К.О. В базальтах майлисорской свиты северозападной части сегмента увеличивается содержания К<sub>2</sub>О (до 3.5%), что позволяет относить их к высококалиевой известково-щелочной и шошонитовой сериям.



Рис. 123. Диаграммы  $(Na_2O+K_2O) - SiO_2(A), K_2O - SiO_2(B), TiO_2 - FeO*/MgO(B), AFM (Г) для базальтов, андезитов и дацитов сагской серии O<sub>2</sub>. Построены с использованием данных [Новикова, 1975]$ 



Рис. 124. Диаграмма Na<sub>2</sub>O+K2O – SiO<sub>2</sub> (A), диаграмма K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (Б), диаграмма TiO2 – FeO\*/MgO (В), диаграмма AFM ( $\Gamma$ ) для вулканитов майлисорской свиты O<sub>3</sub>. Построены с использованием данных [Новикова, 1975]

1 – базальты и андезибазальты майлисорской свиты восточной и центральной частей Степнякского сегмента; 2 – базальты майлисорской свиты западной части Степнякского сегмента; 3 – ксенолиты габбро и пироксенитов в базальтах майлисорской свиты западной части Степнякского сегмента

Вариационные диаграммы Харкера иллюстрируют как черты сходства, так некоторые различия между вулканитами сагской серии и майлисорской свиты (рис. 125, 126). Фигуративные точки пород обеих толщ образуют достаточно широкие рои, которые в большинстве случаев вытянуты вдоль трендов дифференциации. Разброс точек может быть вызван различными факторами, в том числе наличие пород с порфировой структурой, валовый состав которых не соответствует составу эволюционирующей магмы, и вторичными изменениями. Несмотря на проявленное снижение концентраций  $Al_2O_3$  по мере увеличения содержаний SiO<sub>2</sub> все породы сагской серии и большинство вулканитов майлисорской свиты относятся к высокоглиноземистым эффузивам (среднее содержание  $Al_2O_3$  18.5–19%). При этом для базальтов и андезибазальтов майлисорской свиты центральной и восточной частей сегмента, характерны максимальные (до 22%) содержание  $Al_2O_3$ . В то же время в базальтах майлисорской свиты западной части сегмента глиноземистость базальтов снижается до 11–17%. Вулканиты обеих толщ



**Рис. 125.** Вариационные диаграммы Харкера для вулканитов сагской серии. Построены с использованием [Новикова, 1975]

характеризуются достаточно широкими (0.4 до 1.5%) вариациями содержания TiO<sub>2</sub>, незначительно снижающимися по мере увеличения кремнекислотности, что подтверждает вывод

о принадлежности эффузивов к известковощелочной серии. Широкие вариации содержаний Na<sub>2</sub>O, вероятно, связаны с процессами зеленокаменного изменения пород.



**Рис. 126.** Вариационные диаграммы Харкера для вулканитов майлисорской свиты (построены с использованием данных М.З. Новиковой [Новикова, 1975]) Условные. обозначения см. на рис. 124

Распределение редкоземельных элементов, изученное в основных эффузивах сагской серии и базальтах майлисорской свиты северозападной части Степнякского сегмента, характерно для известково-щелочных серий (табл. 40, 41, рис. 127, 128). Вулканиты обеих толщ характеризуются умеренным фракционированием редкоземельных элементов (La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub>=

2.8-4), которое является более значительным в базальтах майлисорской свиты (La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub>= 3.8-4.6). Европиевая аномалия отсутствует. Фракционирование осуществляется в основном за счет легких РЗЭ. Мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных на N-MORB, для вулканитов обеих толщ очень близки и характеризуются дефицитом Nb и Ti и обогащением Sr и Ba - чертами типичными для надсубдукционных вулканических серий (рис. 127, 128). На дискриминантных диаграммах Th-Hf/3-Ta и Mn\*10-Ti0<sub>2</sub>-Р<sub>2</sub>O<sub>5</sub>\*10 точки составов эффузивов сагской серии и майлисорской свиты попадают в поля островодужных толеитов, известково-щелочных базальтов и базальтов островных дуг (рис. 127, 128).

Характерной чертой вулканитов майлисорской свиты в северо-западной части Степнякского сегмента является присутствие в базальтах включений ультрамафитов и габброидов, обнаруженных в разрезе по восточному берегу оз. Ораз-Сор (рис. 121). Среди включений присутствуют клинопироксениты и габброиды. Клинопироксениты являются массивными средне-крупнозернистыми породами, они слагают угловатые и линзообразные включения в базальтах, размером до 20 см. Для пород характерна панидиоморфнозернистая структура, образованная агрегатом призматических кристаллов моноклинного пироксена.

Также встречаются разности клинопироксенитов с плагиоклазом. Выделения моно-



**Рис. 127.** Диаграммы Th – Hf/3 – Ta (A), MnO\*10 – TiO<sub>2</sub> – P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>\*10 (Б), графики распределения P3Э, нормированных по хондриту (В), мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных по N-MORB (Г) для вулканитов сагской серии O<sub>3</sub>. Построены с использованием данных [Новикова, 1975]

А: А – базальты N-MORB, В – базальты E-MORB, С – базальты OIB, D – островодужные базальты (А). Условные обозначения см. на рис. 96



**Рис. 128.** Диаграммы Th – Hf/3 – Ta (A), MnO\*10 – TiO<sub>2</sub> – P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>\*10 (Б), графики распределения РЗЭ, нормированных по хондриту (В), мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных по N-MORB (Г) для вулканитов майлисорской свиты серии O<sub>3</sub>. Построены с использованием данных М.З. Новиковой [Новикова, 1975]

Условные обозначения см. на рис. 96, 124, 127

клинного пироксена, в этом случае, образуют ортокумулятивную структуру, а плагиоклаз является интеркумулятивным минералом и развивается в интерстициях между кристаллами моноклинного пироксена. Среди габброидов выделяются: габбро, лейкогаббро и анортозиты. Габбро представляют собой средне-крупнозернистые массивные породы, состоящие из моноклинного пироксена и плагиоклаза, примерно в равных количествах. В качестве акцессорного минерала присутствует апатит. Габбро имеет офитовую структуру с относительно идиоморфными кристаллами плагиоклаза, которые цементируются ксеноморфными выделениями пироксена. Отличительной особенностью лейкогаббро является значительное преобладание (до 65%) в составе породы плагиоклаза, также присутствуют клинопироксен (30%) и апатит (5%). Реже других пород во включениях встречаются анортозиты, которые на 90–95% состоят из плагиоклаза, а 5–10% приходятся на редкие выделения моноклинного пироксена, апатит и рудный минерал. Характерной особенностью базальтов майлисорской свиты является присутствие значительного количества ксенокристаллов клинопироксена, образующегося при дезинтеграции включений в расплаве. На петрохимических и дискриминантных диаграммах точки составов включений попадают в те же поля, что базальты майлисорской свиты северо-западной части Степнякского сегмента. Не отличаются эти породы по распределению РЗЭ и по характеру мультиэлементных диаграмм редких элементов, нормированных на N-MORB (рис. 128). Следовательно, включения пироксенитов и габброидов могут считаться полнокристаллическими аналогами базальтов майлисорской свиты.

Таким образом, формирование средневерхнеордовикских вулканитов Степнякского сегмента происходило в субаквальных и, частично, в субаэральных обстановках в пределах островной дуги, обладавшей сиалическим фундаментом. Островодужные комплексы представлены известково-щелочными вулканическими сериями, в которых значительная принадлежит высокоглиноземистым роль базальтам и андезибазальтам, в то же время роль кислых вулканитов в разрезах крайне незначительна. Петрохимические особенности вулканитов, такие как индекс магнезиальности (0.55-0.67), и характер распределения в них редкоземельных элементов свидетельствуют, что расплав, из которого образовались высокоглиноземистые базальты сагской серии и майлисорской свиты, не мог находиться в равновесии с оливином мантийного перидотита. Следовательно, составы этих базальтов не соответствуют составам первичных магм. Формирование высокоглиноземистых базальтов возможно как за счет фракционирования высокомагнезиальных составов, так и за счет контаминации расплавов сиалическим материалом фундамента дуги [Фролова, Бурикова, 1997]. Отдать предпочтение тому или иному процессу позволили бы данные об изотопном составе базальтов сагской серии и майлисорской свиты, отсутствующие в настоящее время. Оба эти процесса могли происходить в промежуточных очагах, располагающихся на различных уровнях в фундаменте дуги. В придонных частях таких очагов происходила частичная кристаллизация расплавов, а новые порции глубинных магм выносили раскристаллизованные породы в виде включений на поверхность. Обнаружение в вулканитах майлисорской свиты комплементарных базальтам низкокремнеземистых включений подтверждает предположение, что составы этих базальтов не отвечают первичным магмам, а являются результатом их эволюции в системе промежуточных очагов. Вулканиты среднего

и кислого состава, образующие на всех диаграммах непрерывные тренды с эффузивами основного состава, скорее всего, являются дифференциатами базальтовой магмы, возникшими в тех же промежуточных очагах [Новикова, 1975]. Большие объемы основных эффузивов в разрезах вулканических серий среднего и позднего ордовика свидетельствуют о высокой проницаемости сиалического фундамента дуги и небольшом значении процессов контаминации. На основании петрогеохимических данных можно предполагать, что источником первичных магм являлось вещество мантийного клина, метасоматизированное флюидами из субдуцирующегося слэба. Затем происходила дифференциация первичных магм в промежуточных очагах, которая могла сопровождаться контаминацией материалом фундамента островной дуги.

Для позднеордовикских вулканитов Степнякского сегмента характерно наличие поперечной латеральной зональности, выраженной в увеличении с востока на запад содержаний калия и титана и уменьшении глиноземистости. Вулканиты известково-щелочной серии с востока на запад сменяются эффузивами высококалиевой известково-щелочной и шошонитовой серий, содержащими включения глубинных пород, что свидетельствует об увеличении глубины магматических очагов. Эти данные подтверждают, что средне-позднеордовикская островная дуга в пределах Степнякского сегмента фронтально была обращена на восток (современные координаты).

Нижнепалеозойский разрез Степнякского сегмента завершает терригенно-карбонатная маятасская свита. В центральной части сегмента в разрезе свиты выделяются нижняя - карбонатная пачка, сложенная в основном органогенными известняками, мощность которых может достигать 300-400 м, и верхняя - терригенная пачка, образованная мелкозернистыми известковистыми песчаниками и алевролитами мощностью до 1000 м [Никитин, 1972]. В северо-западной части сегмента карбонатные породы в разрезе свиты отсутствуют, в ее низах преобладают мелкогалечные конгломераты, грубозернистые песчаники, алевролиты и кремнистые туффиты, которые вверх по разрезу сменяются мелкозернистыми известковистыми песчаниками и алевролитами. Мощность свиты в этом районе составляет 500-700 м. В карбонатных породах свиты собраны многочисленные органические остатки низов ашгилла [Никитин, 1972].

Bce ордовикские стратифицированные комплексы, включая терригенно-карбонатные породы маятасской свиты, прорваны субвулканическими телами, не имеющими покровных аналогов, которые выделены в самостоятельный позднеордовикский субвулканический комплекс [Великовская, Новикова, 1973; Новикова, 1975]. Эти тела, широко распространенные в центральной и восточной частях Степнякского сегмента, обычно имеют неправильную форму размером от 0.3-0.5 до 5-6 км в поперечнике, реже присутствуют некки, дайки и силлообразные тела. Субвулканические тела сложены (в порядке распространенности) дацитами, плагиориолитами, автомагматическими брекчиями плагиориолитового состава, риолитами. Для брекчий характерны наличие раздробленных и растащенных кристаллов, флюидальность основной массы, обилие ксенолитов вмещающих пород и резко неравновесный состав вкрапленников плагиоклаза по отношению к составу основной массы [Бабичев и др., 1972]. Позднеордовикские субвулканические образования вместе с более древними толщами подверглись метаморфизму на контакте с гранитоидами крыккудукского комплекса.

Все породы позднеордовикского субвулканического комплекса имеют порфировую структуру, среди вкрапленников преобладают плагиоклаз, реже встречается кварц. Для пород характерна повышенная лейкократовость - темноцветные минералы очень редки или вообще отсутствуют. Породы имеют нормальную щелочность, содержания натрия всегда выше содержаний калия. Общая железистость не зависит от содержаний кремнезема, в целом она ниже, чем в дифференциатах базальтовой магмы. Эти данные позволяют предполагать, что формирование позднеордовикских субвулканических пород могло происходить за счет плавления материала сиалической коры [Новикова, 1975].

Раннепалеозойская эволюция Степнякского сегмента завершается внедрением огромного количества гранитоидов, объединяемых в крыккудукский комплекс. Комплекс имеет трехфазное строение: первую фазу образуют диориты, габбро-диориты, кварцевые монцониты; вторая фаза, составляющая основной (до 70%) объем комплекса, сложена гранодиоритами, тоналитами и плагиогранитами; в строении третьей фазы дополнительных интрузий участвуют мелкозернистые граниты и гранодиориты. Жильную серию крыккудукского комплекса образуют аплиты, пегматиты и лампрофиры. Породы ранней фазы распространены очень ограничено и представлены кварцевыми и ортоклаз-кварцевыми биотитроговообманковыми лейкогаббро-норитами [Магматические комплексы..., 1982; Магматизм..., 1988; Спиридонов, 1991]. С вмещающими породами гранитоиды имеют четко выраженные интрузивные контакты с хорошо проявленными зонами термального метаморфизма. В эндо- и экзоконтактовых частях массивов нередко присутствуют гибридные фации и метасоматически переработанные ксенолиты вмещающих пород.

Внедрение гранитоидов крыккудукского комплекса происходило вдоль поверхностей, разделяющих разновозрастные стратифицированные комплексы, а также разломов и узлов их пересечений, чем обусловлены разнообразные формы и размеры интрузивов. Выделяются интрузивные массивы трех типов. К Крыккудукскому типу относятся сложно построенные массивы, представляющие агломерат интрузивных тел первой, второй и третьей фаз, включающие также допозднеордовикские габброидные массивы. Массивы этого типа имеют очень извилистые и пологие поверхности контактов с преобладающим падением под поверхность массивов (рис. 113, см. цв. вклейку). По геофизическим данным интрузивы имеют гарполито- или лополитообразную формы, либо представляют собой плитообразные тела мощностью от 0.5 до 8 км с полого залегающим ступенчатым дном, площадью от десятков до 2000 км<sup>2</sup> (Крыккудукский, Аккудукский, Яблоново-Иттейменский, Буландино-Аккольский массивы) [Бабичев и др., 1977; Геологическая карта.., 1981; Магматизм ..., 1988]. Интрузивы Атансорского типа залегают круто или наклонно и состоят из единичных тел первой и второй фаз, площадью от первых до десятков квадратных километров (Атансорский, Малый Аккудукский, Куртункульский массивы). Интрузивы Степнякского типа имеют небольшую (менее 1 км<sup>2</sup>) площадь, штокообразную форму и многофазное строение, в котором, наряду с гранитоидами первой и второй фаз, участвуют кварцевые габброиды ранней фазы (Степнякский,

Джеламбетский, Аксуйский, Бестюбинский и др.). К массивам этого типа приурочены крупнейшие золоторудные месторождения Северного Казахстана [Бабичев др., 1977; Спиридонов, 1991]. В ряде работ интрузивы этого типа выделяются в самостоятельный степнякский комплекс [Магматизм..., 1988].

Массивы крыккудукского комплекса прорывают все более древние образования, включая позднеордовикские субвулканические риолиты и риодациты. Изотопные данные о возрасте крыккудукского комплекса до недавнего времени ограничивались только K-Ar датировками, имеющими достаточно широкий дипапазон от 245 до 527 млн лет, что не позволяло достоверно оценивать возраст комплекса [Каталог ..., 1970; Магматизм..., 1988]. В последние годы различными группами исследователей проведены работы по U-Pb датированию гранитоидов крыккудукского комплекса, что позволило поновому оценить диапазон формирования массивов различного типа [Kröner et al., 2008; Летников и др., 2008, 2009]. Наибольшее число данных получено для массивов Степнякского типа, при этом в самом Степнякском массиве обнаружены цирконы самого широкого возрастного дипазона. Наиболее древние цирконы представлены одним ксенокристаллом с возрастом 3888±1.5 млн лет в ядре и – 3884±3 млн лет в кайме (<sup>207</sup>Pb-<sup>206</sup>Pb, SHRIMP II). Также здесь встречены ксенокристаллы циркона с возрастами 2383-2698 млн лет, 1528±4 млн лет и 983±5 млн лет (<sup>207</sup>Pb-<sup>206</sup>Pb, SHRIMP II). Кроме того, присутствуют крупные блоки гранодиоритов, содержащие циркон с возрастом кристаллизации 481±5 млн лет (<sup>206</sup>Pb-<sup>238</sup>U, SHRIMP II) [Kröner et al., 2008]. U-Pb возраст внедрения основной массы кварцевых диоритов Степнякского массива составляет 441±1 млн лет [Летников и др., 2008]. В тоналитах Джеламбетского массива, расположенного в южной части сегмента, присутствуют цирконы с возрастами 453±6 млн лет (<sup>206</sup>Pb-<sup>238</sup>U, SHRIMP II) и 447±5 млн лет (<sup>206</sup>Pb-<sup>238</sup>U возраст, SHRIMP II) [Kröner et al., 2008]. В тоналитах Аксуйского массива выявлены акцессорные цирконы с возрастом 457±7 млн лет (<sup>206</sup>Pb-<sup>238</sup>U, SHRIMP II) [Kröner et al., 2008].

Таким образом, завершение становления массивов Степнякского типа произошло в самом конце ордовика – начале лландовери (441 млн лет), в то же время внедрение значительных масс тоналитов и гранодиоритов происходило в течение позднего ордовика (457–447 млн лет). В массивах этого типа также присутствуют крупные ксеноблоки, сложенные породами более древнего – раннеордовикского (около 480 млн лет) интрузивного комплекса, неизвестного в других районах Степнякского сегмента.

Для интрузивов Крыккудукского и Атансорского типов были также получены данные о возрастах акцессорных цирконов. В северозападной части Яблоново-Итейменского массива в 4 км северо-западнее пос. Бирсуат (рис. 113. см. цв. вклейку) из гранитов третьей фазы был выделен циркон с U-Pb возрастом кристаллизации 448±2 млн лет [Летников и др., 2009]. Близкие возрасты были получены для гранодиоритов этого же массива к югу от оз. Итемген 453±4 млн лет и гранодиоритов южной части Буландино-Аккольского массива к северо-востоку от пос. Шайтанды – 454±4 млн лет (206Pb-238U, SHRIMP II) (неопубликованные данные Р. Селтмана, Д.В. Алексеева и А.А. Третьякова). Таким образом, в отличие от массивов Степнякского типа, интервал, в течение которого происходило формирование массивов Крыккудукского типа, охватывает сравнительно небольшой промежуток времени в середине позднего ордовика.

По петро-геохимическому и изотопному составу породы массивов Крыккудукского и Степнякского типов имеют как общие черты, так и ряд существенных различий, которые, вероятно, являются следствием особенностей их формирования. Массивы Крыккудукского типа имеют очень однородное строение и сложены преимущественно гранодиоритами и кварцевыми диоритами, значительно реже присутствуют граниты, диориты и габбро-диориты. Массивы Степнякского типа сложены более пестрым комплексом пород, среди которых широко распространены кварцевые и роговообманковые габброиды, гранодиориты, диориты, тоналиты, кварцевые монцодиориты, реже встречаются граниты. Все гранитоиды крыккудукского комплекса принадлежат к известковощелочной серии (табл. 42, рис. 129). Отношения K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O составляют 0.2–0.9. Насыщенность гранитоидов комплекса А1 относительно суммы Са, Na и K всегда меньше 1.1, что позволяет относить эти породы к низкоглиноземистым породам. По этим характеристикам устанавливается принадлежность гранитоидов крыккудукского комплекса к гранитам І-типа. Мультиэлементные диаграммы редких элеменТаблица 42. Содержания породообразующих оксидов (мас. %), редких и редкоземельных элементов (г/т) в гранитоидах крыккудукского комплекса позднего ордовика Степнякского сегмента

№ п/п	1	2	3
№ проб	STP-008	STP-009	STP-010
SiO,	57,47	56,44	59,15
TiO,	0,81	0,74	0,72
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,63	16,67	15,31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,09	3,84	3,43
FeO	4,72	4,88	4,60
MnO	0,13	0,14	0,14
MgO	3,35	3,83	3,55
CaO	6,65	7,12	6,25
Na <sub>2</sub> O	3,11	3,16	2,70
K <sub>2</sub> O	1,56	1,21	1,66
$P_2O_5$	0,13	0,12	0,10
CO <sub>2</sub>	0,27	0,22	0,23
п.п.п.	1,67	1,51	1,83
сумма	99,32	99,66	99,44
Sc	8,52	4,32	5,38
V	271	169	154
Cr	32	27	30
Co	32,6	19,6	17,3
Ni	36,5	14,8	24,5
Cu	59,2	64,7	66,8
Zn	62,3	58,5	51,3
Ga	14,8	13,7	12,4
Rb	50	31	45
Sr	254	287	226
Y	32	21	24
Zr	28	105	107
Nb	1,3	3,3	3,5
Mo	0,17	0,39	1,18
Cs	0,18	1,14	1,43
Ba	457	444	548
La	11,44	9,31	9,88
Ce	27,32	20,92	22,65
Pr	3,68	2,65	2,86
Nd	16,25	11,39	12,23
Sm	4,16	2,85	2,98
Eu	0,97	0,78	0,79
Tb	0,73	0,49	0,54
Gd	4,48	2,88	3,25
Dy	4,80	3,12	3,54
Ho	1,03	0,67	0,76
Er	2,90	1,98	2,28
Tm	0,43	0,30	0,35
Yb	2,77	1,93	2,25
Lu	0,41	0,29	0,34
Hf	0,9	2,8	3,0
Та	0,1	0,2	0,2
Pb	2,37	8,28	7,67
Th	3,9	2,7	4,4
U	0,8	0,8	1.2

тов, нормированных по примитивной мантии, характеризуются хорошо выраженным дефицитом Nb, Ta и Ti и обогащением Sr и Ba – чертами типичными для надсубдукционных комплексов. На дискриминантной диаграмме Rb– Y+Nb гранитоиды крыккудукского комплекса попадают в поля гранитов вулканических дуг (рис. 130, 132).

Среди пород тоналит-трондьемитовых серий выделяется две геохимически различные группы, формирование которых происходит в задуговых бассейнах с океанической корой и океанических дугах, а также в континентальных дугах [Арт, 1983]. Тоналиттрондьемитовые серии задуговых бассейнов и океанических дуг характеризуются слабодифференцированным спектром распределения редкоземельных элементов и присутствием отрицательной европиевой аномалии. Их формирование связывается с процессами кристаллизационной дифференциации или частичного плавления базитов на небольших глубинах. Для пород континентальных дуг типично значительное фракционирование редких земель, в результате которого они обогащены легкими и обеднены тяжелыми лантаноидами. Предполагается, что такое фракционирование обусловлено частичным плавлением метабазитов либо на средних глубинах с образованием рестита, обогащенного роговой обманкой, либо на больших (мантийных) глубинах, когда рестит обогащен гранатом и по составу соответствует эклогиту. Дальнейшие исследования позволили на основании петро-геохимических данных более детально рассмотреть обстановки, при которых возникают условия для частичного плавления метабазитов. Тоналит-трондьемитдацитовые серии были разделены на высокоглиноземистые и низкоглиноземистые [Defant, Drummond, 1990]. Высокоглиноземистые серии возникают в результате парциального плавления базитов субдуциуемой океанической коры, а низкоглиноземистые – рассматриваются как результат плавления нижнекоровых базитовых комплексов основания островных дуг.

Рис. 129. Диаграммы  $Na_2O+K_2O-SiO_2(A)$ ,  $K_2O-SiO_2(B)$ , Al/(Na+K)-Al/(Ca+Na+K)(B), Rb-Y+Nb(Г) для гранитоидов крыкудукского комплекса  $O_3$  (массивы Крыкудукского типа)

*1*, 2 – породы массивов Крыккудукского типа: *1* – кварцевые диориты и гранодиориты, 2 – граниты





**Рис. 130.** Диаграммы Sr/Y – Y (A), Lan/Ybn – Ybn (Б), графики распределения РЗЭ, нормированных по хондриту (В), мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных по составу примитивной мантии (Г) для гранитоидов крыкудукского комплекса О, (массивы Крыккудукского типа)

Темно-серое поле – кайнозойские адакиты, архейские высокоглиноземистые тоналиты и трондьемиты [Drummond et al., 1996]. Остальные условные обозначения см. на рис. 129

Высокоглиноземистые серии наиболее деплетированы Y, Yb и Sm и обогащены La и Al, что объясняется присутствием в рестите граната более совместимого с элементами первой группы и менее совместимого с элементами второй группы, которые в большей степени переходят в расплав. Спектры распределения редких земель высокоглиноземистых серий демонстрируют наиболее сильное фракционирование. Выплавление таких магм происходит на значительных глубинах, когда плагиоклаз становится неустойчивым и рестит представлен гранатовым амфиболитом и эклогитом. Низкоглиноземистые тоналиты и трондьемиты выплавляются в равновесии с плагиоклазамфиболовым реститом и формируются на меньших глубинах. Спектры распределения редких земель в породах этих серий характеризуются меньшей степенью фракционирования.

Графики распределения редкоземельных элементов (нормирование по хондриту) в породах крыккудукского комплекса характеризуются существенным фракционированием, что позволяется отнести их к сериям континентальных дуг [Арт, 1983]. Сопоставление гранитоидов крыккудукского комплекса с высоко- и низкоглиноземистыми тоналиттрондьемитовыми сериями показывает, что породы массивов различного типа могут быть отнесены к разным сериям.

Породы массивов Крыккудукского типа в основном характеризуются умеренным фракционированием редких земель (La<sub>n</sub>/Yb<sub>n</sub>=2.5–14.5). Почти на всех графиках отмечается отрицатель-

ная европиевая аномалия (Eu/Eu\*= 0.45-0.9), которая указывает на участие плагиоклаза в процессах кристаллизационной дифференциации. На диаграммах Sr/Y-Y и La<sub>p</sub>/Yb<sub>p</sub>-Yb<sub>p</sub>, предложенных для дискриминации высоко- и низкоглиноземистых серий, породы массивов Крыккудукского типа в основном располагаются в области низкоглиноземистых коровых расплавов (рис. 130), хотя по соотношению Sr и Y отдельные фигуративные точки попадают в поля высокоглиноземистых тоналитов и адакитов. Таким образом, породы массивов Крыккудукского типа, занимающих основную часть Степнякского сегмента, скорее всего, имели нижнекоровый источник, плавление которого происходило на умеренных глубинах не более 30 км.

Нижнекоровую природу гранитоидов массивов Крыккудукского типа подтверждают и данные по изотопному составу Nd. Было проведено изучение изотопного состава неодима в разных массивах Крыккудукского типа достаточно равномерно по площади Степнякского сегмента. Установлено, что на большой площади как гранодиориты, так и граниты имеют очень однородный изотопный состав неодима  $-\epsilon Nd = 2.2-4.4$ , модельный возраст составляет 900-1200 млн лет (табл. 39, рис. 131). Таким образом, источником для гранитоидов массивов Крыккудукского типа являлись породы с относительно небольшой коровой предысторией, изотопный состав которых аналогичен таковому в источнике пород раннеордовикских вулканитов свиты тассу, залегающих в основании

палеозойского разреза Степнякского сегмента. Причину плавления нижнекоровых комплексов обычно связывают с андерплейтингом – скоплением базитовой магмы у нижней границы коры с дальнейшим конвективным плавлением последней [Atherton, Petford, 1993 и др.].

Для массивов Степнякского типа, характеризующихся большей пестротой состава пород, спектры распределения редких земель демонстрируют значительное фракционирование, достигающее экстремальных значений, типичных для высокоглиноземистых тоналитов и адакитов (рис. 132, 133). Отсутствие на графиках европиевой аномалии свидетельствует о незначительной роли плагиоклаза в процессах кристаллизационной дифференциации и отсутствии его в составе рестита. На дискриминантной диаграмме Sr/Y-Y все породы массивов Степнякского типа попадают в область адакитов. Таким образом, породы массивов Степнякского типа, имеющих ограниченное распространение и крайне незначительные размеры, могли выплавляться из пород субдуцируемой океанической коры (слэба) на глубинах превышающих 30 км.

Породы массивов Степнякского типа отличаются от гранитоидов массивов Крыккудукского типа и по изотопному составу неодима. Породы большинства массивов этого типа имеют достаточно однородный изотопный состав неодима  $\epsilon Nd = 2-4.2$  и модельный возраст 750–900 млн лет (рис. 131). В то же время изотопный состав неодима в породах Степнякско-





*1*, 2 – породы массивов Степнякского типа: *1* – Джеламбетский и Аксуйский массивы, 2 – Степнякский массив; 3 – породы массивов Крыккудукского типа



Рис. 132. Диаграммы  $Na_2O+K_2O - SiO_2$  (A),  $K_2O - SiO_2$  (Б), Al/(Na+K) – Al/(Ca+Na+K) (В), Rb – Y+Nb (Г) для гранитоидов крыкудукского комплекса  $O_3$  (массивы Степнякского типа). Построены по данным [Kröner et al., 2008; Heinhorst et al., 2000]

1–4 – породы массивов Степнякского типа: 1 – гранодиориты и тоналиты, 2 – кварцевые монцодиориты, 3 – роговообманковые габбро, 4 – граниты



Рис. 133. Диаграммы Zr – 10<sup>4</sup>Ga/Al (A), Sr/Y – Y (Б), – графики распределения РЗЭ, нормированных по хондриту (В), мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных по составу примитивной мантии (Г) для гранитоидов крыкудукского комплекса О<sub>3</sub> (массивы Степнякского типа) Условные обозначения см. на рис. 130 и 132

го массива имеет существенные отличия  $\epsilon$ Nd = 0–(-1), при этом модельный возраст увеличивается до 1100–1200 млн лет [Kröner et al., 2008; Heinhorst et al., 2000]. Такие различия по изотопному составу неодима могут быть объяснены большой степенью контаминации материалом верхней коры Степнякского массива, в строении которой участвуют докембрийские сиалические комплексы. Подтверждением вероятности такого процесса является обнару-

жение в гранитоидах Степнякского массива большого количества ксеногенных кристаллов циркона, возраст которых охватывает интервал 900–3900 млн лет [Kröner et al., 2008].

Рассмотрение петро-геохимического и изотопного состава гранитоидов крыккудукского комплекса показывает, что его формирование может быть связано как с процессами плавления нижнекоровых комплексов основания средне-позднеордовикской островной дуги, так и с частичным плавлением коры, субдуцируемой океанической плиты.

### Средне- и верхнепалеозойские комплексы Степнякского сегмента: строение, особенности состава, обстановки формирования

#### Среднепалеозойские комплексы

Среднепалеозойские комплексы развиты в пределах Степнякского сегмента ограничено и представлены в основном различными гранитоидами, которые образуют как достаточно крупные изометричные, так и небольшие массивы, прорывающие нижнепалеозойские стратифицированные образования и гранодиориты крыккудукского комплекса (рис. 113, см. цв. вклейку). Среди стратифицированных среднепалеозойских комплексов выделяются вулканогенные толщи, имеющие, скорее всего, силурийский возраст и терригенно-карбонатные толщи верхнего девона – нижнего карбона. Среднепалеозойские вулканогенные комплексы выделяются только на небольшом участке к западу от оз. Итемген в юго-западной части сегмента. Здесь они с несогласием залегают на породах сагской серии и представлены краснокаменными эффузивами кислого состава повышенной щелочности, которые сопровождаются субвулканическими телами граносиенит-порфиров. Мощность вулканогенного разреза достигает нескольких сот метров. Данных о возрасте вулканитов на этом участке не имеется. Они сопоставляются с близкими по составу и строению разрезов вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами, широко распространенными на южной окраине Кокчетавского массива, для которых доказан их раннесилурийский возраст [Шатагин и др., 2001]. Терригенно-карбонатные толщи верхнего девона - нижнего карбона с резким несогласием залегают на нижнепалеозойских комплексах и слагают несколько крупных синклиналей (Коксенгирсорская, Итемгенская и др.). В низах разреза преобладают красноцветные конгломераты и песчаники, которые вверх сменяются алевролитами, органогенными известняками, а затем мощными терригенными пестроцветными толщами. Мощность верхнедевонско-нижнекаменноугольных толщ превышает 1000 м.

Среди гранитоидов среднего палеозоя в Степнякском сегменте выделяются три комплекса, различающиеся строением интрузивных массивов и составом слагающих пород: тассуйский комплексов сиенитов, сиенитодиоритов, граносиенитов и гранитов, боровской комплекс нормальных биотитовых гранитов и карабулакский комплекс лейкократовых и аляскитовых гранитов. При этом боровской комплекс считается позднесилурийско-раннедевонским, карабулакский – среднедевонским, а тассуйский – либо силурийским, либо средне-позднедевонским Шульга, 1968; Бабичев и др., 1977; Геологическая карта ..., 1981; Магматизм ..., 1988; Спиридонов, 1991]. Различия в интерпретации возраста комплексов объясняются отсутствием соотношений между породами различных комплексов и незначительным количеством геохронологических данных, которые до недавнего времени ограничивались только K-Ar датировками, полученными в 70-80-х годах XX века. В последние годы были получены новые геохронологические Rb-Sr и U-Pb данные о возрасте некоторых реперных интрузивных массивов, позволяющие по-новому оценить возрастной диапазон формирования среднепалеозойских гранитоидов [Шатагин и др., 2001; Летников и др., в печати].

Массивы боровского комплекса располагаются в основном в пределах восточной части Кокчетавского массива, где они прорывают докембрийские метаморфические толщи, также к этому комплексу относятся небольшие массивы в центральной части Степнякского сегмента (Котрыколь-Мамайская антиклиналь) (рис. 114). Наиболее крупные массивы комплекса (Боровской, Жукейский, Беркутинский), располагающиеся в пределах Боровского блока Кокчетавского массива имеют округлые очертания и характеризуются концентрически-зональным строением. Их центральная часть сложена биотитовыми и биотит-роговообманковыми крупнозернистыми гранитами, реже калишпатовыми гранитами и адамеллитами, которые обрамляются более мелкозернистыми краевыми гранитами. В Боровском массиве средне-мелкозернистые биотит-роговообманковые граниты образуют вдоль контактов кольцевое тело, в Жукейском и Беркутинском массивах среднезернистые лейкограниты слагают полукольцевые тела в их восточной и южной частях соответственно.

Было проведено датирование гранитов центральных частей Боровского и Жукейского массивов Rb-Sr методом по валовым пробам и U-Pb методом по акцессорным цирконам. U-Pb методом для крупнозернистых гранитов Боровского массива была получена оценка возраста их кристаллизации 428±4 млн лет, а для гранитов Жукейского массива – 427±2 млн лет [Летников и др., 2009]. Rb-Sr датировки гранитов центральной части Боровского массива составили 422±4 млн лет [Шатагин и др., 2001]. Возраст кристаллизации краевых мелкозернистых гранитов Боровского массива составил 423±4 млн лет [Летников и др., 2009]. Таким образом, полученные датировки реперных массивов боровского комплекса, позволяют относить его к раннему силуру (конец лландоверийского – венлокский века) и полностью исключить, предполагавшийся для него, позднесилурийско-раннедевонский возраст.

Граниты карабулакского комплекса, развитые в пределах Степнякского сегмента значительно шире, слагают несколько крупных массивов его разных частях (рис. 113, см. цв. вклейку). В западной части сегмента – это Макинский массив, имеющий округлые очертания и размеры 14 x 14 км и прорывающий гранодиориты крыккудукского комплекса и терригенные породы степнякской свиты. Центральная часть массива сложена крупно-среднезернистыми порфировидными лейкократовыми гранитами, а вдоль контакта с перерывами прослеживается пластообразная залежь аплитовидных гранитов. Небольшой (6.5 х 4 км) Карабулакский массив расположен на востоке сегмента, где прорывает терригенные породы уштоганской свиты (рис. 113, см. цв. вклейку). Его основная часть сложена крупно- и среднезернистыми, часто порфировидными лейкогранитами, в зонах эндоконтактов развиты мелкозернистые разности. Внутри массива присутствуют пластообразные залежи аплитовидных гранитов. Крупный почти изометричный Аккольский массив расположен в южной части сегмента, где прорывает гранодиориты крыккудукского комплекса. Массив сложен крупно-среднезернистыми лейкократовыми и аляскитовыми гранитами, которые в восточной части обрамляются полукольцевым телом мелкозернистых аляскитов и аплитов [Магматизм ..., 1988].

Возраст гранитов карабулакского комплекса был определен U-Pb методом по акцессорному циркону. В Макинском массиве были датированы мелкозернистые лейкократовые граниты полукольцевой залежи в его западной части, для которых получен возраст 431±2 млн лет [Летников и др., 2009]. В Аккольском массиве были датированы среднезернистые аляскитовые граниты в северной части массива, для которых получен возраст 428±3 млн лет (SHRIMP II) (неопубликованные данные Р. Селтмана, Д.В. Алексеева и А.А. Третьякова). Таким образом, полученные данные позволяют относить карабулакский комплекс лейкократовых и аляскитовых гранитов к раннему силуру.

Массивы тассуйского комплекса широко распространены в центральной и восточной частях Степнякского сегмента. Это небольшие линейно вытянутые тела (длина 8-10 до 15 км при ширине около 1 реже 2-5 км), часто имеющие крутые залегания, иногда имеющие форму кольцевых даек. Наиболее крупным является изометричный Аралаульский массив, расположенный на севере сегмента (рис. 113, см. цв. вклейку). В строении массивов выделяется до четырех фаз. Первая фаза образована габбромонцонитами, которые распространены ограничено. Породы второй и третьей фаз, слагающие большую часть массивов комплекса, представлены кварцевыми монцодиоритами и граносиенитами соответственно. Четвертая фаза сложена гранофировыми лейкогранитами [Магматизм ..., 1988]. Породы тассуйского комплекса на многих участках прорывают ордовикские вулканогенные толщи и гранодиориты крыккудукского комплекса. Сведения о взаимоотношениях тассуйского комплекса с гранитами боровского и карабулакского комплексов единичны. При этом есть указания на то, что граносиениты и гранофировые граниты тассуйского комплекса прорывают лейкограниты карабулакского комплекса [Магматизм ..., 1988]. Современные геохронологические данные о возрасте пород тассуйского комплекса в настоящее время отсутствуют. Учитывая новые данные о возрасте гранитных комплексов и их соотношения с породами тассуйского комплекса, последний условно может быть отнесен к раннему-среднему девону.

Возрастная последовательность гранитоидного магматизма Степнякского сегмента близка к последовательности гранитоидного магматизма Казахстанского девонского вулканического пояса, в пределах которого традиционно выделялись раннедевонский гранодиоритовый карамендинский, среднедевонский сиенит-граносиенитовый коккудуктюбинский и позднедевонский гранитный корнеевский комплексы [Шульга и др., 1976; Геологическая карта..., 1981]. Однако затем сначала на основании геологических и петро-геохимических, а потом и геохронологических данных был доказан раннедевонский возраст корнеевского комплекса [Серых, 1990; Мальченко, Гранкин, 1996; Курчавов и др., 2007]. Поэтому изменение возрастов гранитных комплексов Степнякского сегмента только подтверждает выявленную ранее закономерность смены гранитоидных комплексов во времени.

Из всех среднепалеозойских гранитоидных комплексов Степнякского сегмента наибольшее распространение имеют породы карабулакского комплекса, для которых имеются современные петро-геохимические и изотопные данные. В строении этого комплекса участвуют лейкократовые и аляскитовые граниты. Все породы карабулакского комплекса принадлежат к высококалиевой известково-щелочной серии. Отношения К<sub>2</sub>О/Na<sub>2</sub>О составляют 1.1–1.45. Насыщенность гранитов комплекса А1 относительно суммы Ca, Na и K составляет 0.9–1.1, т.е. они занимают промежуточное положение между низко- и высокоглиноземистыми породами. По этим характеристикам граниты карабулакского комплекса могут быть отнесены к переходным разностям между гранитами I, S и А-типа (рис. 134), в источнике которых, наряду с магматическими породами, определенную роль могли играть и осадочные породы.

Гранитоиды характеризуются высоким (до 25) отношением Rb/Sr. Хондритнормализованные спектры распределения РЗЭ гранитов карабулакского комплекса характеризуются наличием глубокой отрицательной Еи-аномалии (Eu/Eu\*= 0.1-0.4) с одновременным обогащением легкими и тяжелыми РЗЭ (La/Yb = 3-4.5). Такие спектры распределения РЗЭ свидетельствуют о глубокой степени дифференциации гранитного расплава. Значительная отрицательная Еи-аномалия предполагает кристаллизационное фракционирование полевых шпатов, а некоторые различия в La/ Yb-отношении – фракционирование акцессорных минералов, обогащенных легкими РЗЭ. Мультиэлементные диаграммы редких элементов, нормированных по примитивной мантии, характеризуются глубокими отрицательными аномалиями Ba, Sr и Ti и очень незначительным дефицитом Nb (рис. 135). На дискриминантной диаграмме Rb – (Y+Nb) [Pearce et al., 1984] точки составов гранитов попадают в область «перекрытия» полей гранитов вулканических дуг, синколлизионных и внутриплитных гранитов, которое в работе [Pearce, 1996] определяется как поле постколлизионных гранитов (рис. 134).

Высокое содержание калия в гранитах карабулакского комплекса свидетельствует о том, что их источник также был насыщен этим элементом. Таким источником могла быть только континентальная кора, информация о которой может быть получена на основании данных об изотопном составе неодима в гранитах карабулакского комплекса. В настоящее время имеется ограниченное количество таких данных для гранитов Макинского и Аккольского массивов. Лейкократовые граниты этих массивов обладают достаточно примитивным изотопным составом неодима єNd = -0.2-(+2.3), модельный возраст 1100 млн лет. Таким образом, источником гранитов карабулакского комплекса были породы с относительно недолгой коровой предысторией. Обращает внимание, что модельный возраст силурийских лейкократовых гранитов совпадает с модельным возрастом гранитоидов позднеордовикских массивов Крыккудукского типа. Это дает основание предполагать, что именно процессы частичного плавления гранитоидов позднего ордовика, которые слагают в верхней коре Степнякского сегмента почти непрерывный горизонт мощностью 8-12 км, привели к формированию силурийских лейкократовых гранитов.

#### Верхнепалеозойские комплексы

Верхнепалеозойские комплексы распространены в пределах Степнякского сегмента крайне ограничено. Достоверно они могут быть выделены только в Коксенгирсорской синклинали, где представлены небольшими телами гранитпорфиров, которые прорывают терригенную толщу верхнего визе – серпухова. Не исключено, что такие тела встречаются и среди нижнепалеозойских комплексов, но их выделение затруднено из-за отсутствия данных о возрасте.

**Рис. 134.** Диаграммы Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (A), K<sub>2</sub>O – SiO<sub>2</sub> (Б), Al/(Na+K) – Al/(Ca+Na+K) (В), Rb – Y+Nb ( $\Gamma$ ) для гранитов карабулакскго комплекса S<sub>1</sub>

<sup>1-3 –</sup> лейкократовые граниты массивов карабулакского комплекса: 1 – Аккольского, 2 – Макинского, 3 – Карабулакского





**Рис. 135.** Графики распределения РЗЭ, нормированных по хондриту (А), мультиэлементные диаграммы рекдих элементов, нормированных по составу примитивной мантии (Б), изотопная диаграмма (В), диаграмма Zr – 10<sup>4</sup>Ga/Al (Г) для гранитов карабулакскго комплекса S<sub>1</sub>

Условные обозначения см. на рис. 134

Наряду с совсем небольшими проявлениями магматической активности, в регионе фиксируется достаточно мощное позднекаменноугольнораннепермское термальное событие (310–270 млн лет), приведшее к нарушению замкнутости (омоложению) K-Ar, Rb-Sr и U-Pb изотопных систем минералов в ранне-среднепалеозойских гранитоидах и гидротермальных образованиях [Шатагин, 1994, 1995; Шатагин и др., 2001].

### Строение и процессы формирования континентальной коры Степнякского сегмента

Формирование палеозойской коры Степнякского сегмента каледонид Казахстана происходило на протяжении около 100 млн лет – с начала ордовика до середины девона. Постсреднедевонские корообразующие процессы большого значения не имели, так как магматические комплексы этого возраста распространены очень ограничено. Сравнительно короткое время формирования палеозойской коры может быть связано с тем, что развитие палеоструктур, существовавших в пределах Степнякского сегмента в течение этих 100 млн лет, происходило на докембрийской континентальной коре, которая имела сложное строение и длительную историю формирования. Фрагменты этой коры сохранились в антиклинальных зонах Степнякского сегмента, а также в обрамляющих его Кокчетавском, Шатском и Ишкеольмесском сиалических массивах. В строении верхней части докембрийской коры участвуют кварцитосланцевые толщи среднего-верхнего рифея (мощность до 1000-1500 м) и подстилающие их гнейсовые комплексы верхов раннего протерозоя – низов рифея (зерендинская серия и ее аналоги). Последние были сформированы в результате метаморфизма песчано-глинистых и карбонатных пород, образование которых связано с размывом пород, имевших возраст 2100– 2500 млн лет. Вероятно, в строении докембрийской коры могли участвовать и более древние комплексы, отсутствующие на современном эрозионном срезе. На наличие таких комплексов указывают находки обломочных (в кварцитах верхнего рифея) и ксеногенных (в гранитоидах позднего ордовика) цирконов архейского, в том числе раннеархейского, возраста.

Большое значение в формировании докембрийской коры сыграли позднедокембрийские эндогенные процессы. На современном эрозионном срезе комплексы этого возрастного диапазона развиты ограничено и представлены небольшими телами гранитоидов, прорывающих гнейсовые толщи [Тугаринов и др., 1970; Летников и др., 2007]. В то же время средние и значительная часть нижних горизонтов коры сложены в основном позднедокембрийскими

магматическими образованиями, которые в дальнейшем послужили источниками палеозойских гранитоидов Кокчетавского массива [Шатагин и др., 2001] и Степнякского сегмента (рис. 136 А). Увеличение мощности коры на гренвильском этапе, вероятно, могло происходить за счет позднедокембрийского (1100–1200 млн лет) базитового вещества, которое нарастило кору снизу при магматическом андерплейтинге. Такой процесс мог сопровождать формирование гренвильского суперконтинента, частью которого являлись докембрийские массивы Северного Казахстана. Модель магматического андерплейтинга позволяет дать объяснение более низкому положению в разрезе коры позднедокембрийских комплексов, которые подстилают нижнепротерозойские, а, возможно, и архейские гнейсовые толщи. Эта модель широко применяется для объяснения происхождения различных, в том числе позднеорогенных, гранитоидов, к которым могут быть отнесены гренвильские магматические комплексы Северного Казахстана [Atherton, Petford, 1993; Wolge et al., 1996 и другие].



**Рис. 136.** Эволюция изотопного состава магматических комплексов (А) и модель строения коры (Б) Степнякского сегмента

А: *1*–4: изотопный состав Nd: *1* – гранитов S<sub>1</sub>, *2* – гранодиоритов O<sub>3</sub>, *3* – риолитов O<sub>1</sub>, *4* – гнейсо-гранитов R<sub>2</sub> [по Туркиной и др., 2011]; *5* – эволюция изотопного состава зерендинской серии Кокчетавского массива (с использованием [Летников и др., 2001])

Б: 1 – граниты S<sub>1</sub>; 2 – вулканиты O<sub>2,3</sub>; 3 – гранодиориты O<sub>3</sub>; 4 – риолиты O<sub>1</sub>; 5 – кварциты, сланцы, гнейсы R–PR<sub>1</sub>; 6 – гнейсы и кристаллические сланцы AR; 7 – базитовые комплексы O<sub>1</sub> и O<sub>2,2</sub>; 8 – базитовые комплексы PR<sub>2</sub>

В кембрии – начале ордовика докембрийская континентальная кора подверглась рифтогенезу. Признаками этого процесса явилось формирование расслоенных ультрамафит-габбровых массивов златогорского и куянбайского комплексов, а также щелочно-ультраосновных пород красномайского комплекса. Рифтогенез был связан с подъемом мантийного диапира, который в начале ордовика привел к плавлению коровых комплексов и формированию толщи кислых вулканогенных и вулканогеннообломочных пород (свита тассу). Их источником, судя по Nd изотопным данным, были в основном магматические породы позднедокембрийского (гренвильского) возраста. По особенностям состава кислых вулканитов можно предполагать участие в источнике некоторого количества более древних метаосадочных пород. Мантийное вещество также могло участвовать в источнике вулканитов свиты тассу, но в основном его участие свелось к прогреву коры при незначительном корово-мантийном взаимодействии. Дальнейшее развитие процессов рифтогенеза привело к расширению и углублению прогиба, накоплению грубообломочных и кремнисто-терригенных толщ, а в начале лланвирна – к излияниям базальтов с внутриплитными характеристиками.

В середине лланвирна произошла коллизия кембрийско-раннеордовикских островных дуг с докембрийскими массивами и сформировалась сложно построенная континентальная окраина. В ее состав входил и Степнякский сегмент, большая часть которого имела докембрийскую континентальную кору, а небольшой блок на востоке был сложен кембрийсконижнеордовикскими островодужными И терригенно-кремнистыми комплексами. Ha этой окраине во второй половине лланвирна начала свое развитие крупная Чингиз-Северотянышаньская островодужная система, Степнякский сегмент которой был фронтально обращен на восток (современные координаты). В течение среднего-позднего ордовика в пределах этого сегмента сформировались мощные (до 5 000 м) вулканогенно-осадочные толщи основного и средне-основного состава. Источником вещества для вулканогенных пород являлись породы мантийного клина метасоматизированные флюидами, выделившимися из субдуцированной океанической коры. Первичные магмы, вероятно, претерпели дифференциацию в промежуточных очагах, которые,

скорее всего, располагались на границе коры и мантии. Внедрение базитовых расплавов не сопровождалось существенной контаминацией коровым материалом, о чем свидетельствуют малые объемы средне-позднеордовикских кислых вулканитов, являвшихся в основном дифференциатами основных расплавов. После завершения вулканизма и накопления в позднем карадоке – раннем ашгилле терригеннокарбонатных толщ, произошло внедрение значительных объемов кислых расплавов, сформировавших субвулканические тела, источником вещества для которых могла являться докембрийская сиалическая кора.

Значительным событием в истории формирования палеозойской континентальной коры явилось становление гигантских массивов гранодиоритов позднеордовикского крыккудукского комплекса, прорывающих все более древние образования. Несмотря на разрыв во времени между островодужными вулканитами и гранитоидами, последние имеют все признаки надсубдукционных комплексов, формирование которых может быть связано с частичным плавлением как нижних горизонтов коры (массивы Крыккудукского типа), так и слэба (массивы Степнякского типа). При этом базитовое вещество, являвшееся источником для гранодиоритов массивов Крыккудукского типа, имело позднедокембрийский (гренвильский) возраст. Формирование больших объемов таких гранитоидов свидетельствует о масштабном плавлении верхнедокембрийских комплексов в нижних горизонтах коры, связанное, вероятно, с магматическим андерплейтингом.

Силурийско-раннедевонский гранитный магматизм явился в Северном Казахстане последним значительным событием в формировании палеозойской континентальной коры этого региона. В Степнякском сегменте к этому этапу относится формирование раннесилурийских лейкократовых гранитов карабулакского комплекса, а в восточной части Кокчетавского массива – раннесилурийских гранитов боровского комплекса и раннедевонских лейкократовых гранитов балкашинского комплекса. Эти комплексы имеют близкие петро-геохимические и изотопные характеристики. Источниками гранитов являются породы континентальной коры, а для гранитных расплавов характерна значительная дифференциация. Породы, являвшиеся источником этих расплавов, имеют позднедокембрийский (гренвильский) Nd модельный возраст. Учитывая, что получение больших объемов лейкогранитного расплава из нижнекоровых базитов маловероятно, можно предполагать частичное плавление более кислых пород, которыми могли являться позднеордовикские гранитоиды крыккудукского и зерендинского комплексов. Породы этих комплексов слагают мощные (до 10-15 км) пластнообразные тела в разрезе верхних горизонтов коры Кокчетавского массива и Степнякского сегмента. Возможность возникновения гранитных расплавов в верхней коре на глубинах 15-20 км подтверждается геофизическими данными в современных горных сооружениях [Розен, Федоровский, 2001]. В настоящее время не совсем ясны причины среднепалеозойского гранитного магматизма в Северном Казахстане. Одним из возможных вариантов является его связь с эволюцией окраинно-континентальных вулкано-плутонических поясов андского типа, в тыловой части которых находятся структуры Северного Казахстана [Шатагин и др., 2001].

Таким образом, континентальная кора Степнякского сегмента каледонид Казахстана имеет сложное строение и длительную историю формирования. Ее самые верхние части сложены островодужными комплексами среднего–верхнего ордовика и рифтогенными кислыми вулканитами нижнего ордовика. Значительную роль в строении верхних горизонтов коры играют гранитоиды крыккудукского комплекса, слагающие субгоризонтально залегающий уровень мощностью 8–12 км. Отдельные участки в верхах коры образованы гранитами силурийского возраста, которые

образуют цилиндрические массивы мощностью 5-7 км. Средние горизонты коры занимают сиалические комплексы рифея, нижнего протерозоя и, вероятно, архея. Большая часть нижних горизонтов коры сложена позднедокембрийскими базитовыми комплексами, являвшимися источниками всех палеозойских пород средне-кислого состава. К этой части коры приурочены основные кристаллические породы, сформировавшиеся после удаления расплавов более кислого состава. Нижние горизонты коры Степнякского сегмента в течение раннего палеозоя наращивались за счет андерплейтинга базитового материала (рис. 136 Б). Однако этот материал не участвовал в формировании каких-либо более молодых магматических комплексов, и его присутствие в низах коры во многом гипотетично. С большей степенью вероятности можно говорить только о позднеордовикских базитовых расплавах, незначительная часть которых проникла в верхние горизонты коры и сформировала габбродиоритовые массивы Степнякского типа.

В заключении еще раз следует подчеркнуть важную особенность формирования палеозойской континентальной коры Степнякского сегмента каледонид Казахстана: источниками ордовикско-силурийских магматических пород среднего и кислого состава, которые играли ведущую роль в формировании палеозойской континентальной коры Степнякского сегмента, являлись только верхнедокембрийские (гренвильские) магматические комплексы. Роль более древних и более молодых образований в этих процессах была крайне незначительной.

# ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования позволили обобщить все имеющиеся к настоящему времени данные по строению, возрасту и составу каледонских комплексов Казахстана и Северного Тянь-Шаня. При анализе особое внимание уделялось наложенным ранне-, средне- и позднепалеозойским деформациям, которые сильно исказили первичную структуру. В результате удалось показать, что фрагментарно представленные и удаленные друг от друга на значительные расстояния кембрийские и ордовикские комплексы являются частями крупных в основном островодужных структур, развитие которых происходило как океанической, так и на континентальной коре. Реконструкция раннепалеозойских структур показала, что их протяженность могла достигать 2000-3000 км, что сопоставимо с современными островодужными системами западной части Тихого океана. Эти выводы противоречат представлениям о первичном характере мозаичной структуры Казахстана и Северного Тянь-Шаня с небольшой протяженностью отдельных структурных единиц, часто имевших торцовые сочленения [Моссаковский и др., 1993 и др.]. Проведенный анализ показал, что такие особенности имеют вторичный характер, а их возникновение связано с интенсивными деформациями крупных структур, происходившими в течение всего палеозоя. На протяжении палеозоя изменялись типы структур зоны перехода океан - континент. Главными раннепалеозойскими структурами являлись островные дуги, краевые и междуговые бассейны с океанической корой. При этом в кембрии – раннем ордовике преобладали энсиматические, а в среднем-позднем ордовике – энсиалические островные дуги. Для

среднего и позднего палеозоя основными структурами являлись окраинно-континентальные вулкано-плутонические пояса.

В течение всего палеозоя в Казахстане и Северном Тянь-Шане происходила латеральная и вертикальная аккреция континентальной коры. В раннем палеозое к докембрийскому континентальному блоку причленялись комплексы островных дуг и бассейнов с океанической корой. В среднем и позднем палеозое в окраинноконтинентальных поясах происходила переработка более древней коры, которая служила источником разнообразных гранитоидов, а также формирование новых участков континентальной коры. Такое длительное существование протяженных структур характерных для зон перехода океан-континент дает основание предполагать, что их эволюция происходила в краевой части длительно развивавшегося океанического бассейна, существовавшего на протяжении всего палеозоя – более 250 млн лет.

Большое значение имеют исследования строения и состава палеозойских магматических комплексов крупных сегментов складчатых сооружений Казахстана, которые позволили сделать обоснованные предположения о составе и возрасте большей части континентальной коры недоступной для непосредственного наблюдения. Такие работы показали гетерогенность континентальной коры палеозоид Казахстана и различную длительность ее формирования в разных сегментах, которая в основном определяется присутствием или отсутствием докембрийских сиалических комплексов в основании палеозойских окраинноконтинентальных структур.

# ЛИТЕРАТУРА

- Авдеев А.В., Азбель К.А., Борукаева М.Р. и др. О важнейшем маркере позднего докембрия Казахстана и Северного Кыргызстана // Докембрий в фанерозойских складчатых областях. СПб: Наука, 1992. С. 119–129.
- Азербаев Н.А. Литолого-фациальные особенности отложений нижнего–среднего кембрия, зональность и этапность развития Шынгыз-Тарбагатайской островной дуги // Известия НАН РК. Сер. геол. № 1. С. 5–16.
- Алексеев Д.В. Тектоника Малого Каратау: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1992. 22 с.
- Алексеев Д.В., Колесников Е.М., Смоляр М.И., Соколов С.Ю. Новые данные о возрасте гранитоидов хребта Малый Каратау (Южный Казахстан) по результатам К-Аг и Rb-Sr датирования // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геол., 1993. № 1. С. 73–76.
- Арт Д.Г. Некоторые элементы-примеси в трондьемитах – их значение для выяснения генезиса магмы и палеотектонических условий // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 99–105.
- Ахмеджанов М.А., Абдуллаев Р.Н., Борисов О.М. Нижний палеозой Срединного и Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1979. 152 с.
- Бабичев Е.А., Борисенок В.И., Великовская Э.М., Минервин О.В., Новикова М.З., Спиридонов Э.М., Филиппович И.З. Геологическое строение и история развития Степнякского синклинория // Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1977. С. 220–241.
- Бабичев Е.А., Булыго Л.В., Борисенок В.И., Великовская Э.М., Минервин О.В., Новикова М.З., Спиридонов Э.М., Филиппович И.З. Стратиграфия и магматизм ордовика центральной и восточной частей Степнякского синклинория // Вест. МГУ. Сер. Геология. 1972. № 4. С.46–57

- *Бандалетов С.М.* Силур Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1969. 149 с.
- Баркер Ф. Трондьемит: определение, геологическая обстановка и гипотезы образования // Трондьемиты, дациты и связанные с ними породы. М.: Мир, 1983. С. 9–18.
- Беляев О.Е., Биленко Е.А., Ушатинская Г.Т., Филатов А.Ю. Силур Северного Предчингизья // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 1989. № 1. С.78–83.
- Богданов А.А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1959. Т. 34. Вып. 1. С. 3–38.
- Богданов А.А. Тектоническое районирование палеозоид Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Ст. 1. Строение Казахстанского срединного массива // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1965. Т. 70. Вып. 5. С. 40–68.
- Богданов А.А. Тектоническое районирование палеозоид Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Ст. 1. Варисцийские складчатые системы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1965. Т. 70. Вып. 6. С. 8–38.
- Борисенок В.И. Особенности покровно-складчатой структуры и металлогении кембрийских толщ севера Центрального Казахстана // Проблемы геологии и металлогении Центрального Казахстана. М.: Наука, 1993. С. 41–47.
- Борисенок В.И. Стратиграфия раннегеосинклинальных комплексов Ишкеольмесского антиклинория // Геология раннегеосинклинальных комплексов Центрального Казахстана. М.: Издво МГУ, 1985. С. 132–164.
- Борисенок В.И., Герасимова Н.А., Зайцев Ю.А., Новикова М.З., Розанов С.Б. Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Ерементау-Ниязского антиклинория // Геология раннегеосинклинальных комплексов Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1985. С. 10–53.

- Борисова Е.Ю., Бибикова Е.В., Добрженецкая Л.Ф., Макаров В.А. Геохронологическое изучение цирконов гранитогнейсов Кокчетавского алмазоносного района // Докл. РАН. 1995. Т. 343. № 6. С. 801–805.
- *Буртман В.С.* Тянь-Шань и Высокая Азия: тектоника и геодинамика в палеозое. М.: ГЕОС, 2006. 216 с.
- Великовская Э.М., Новикова М.З. Субвулканические образования центральной части Степнякского синклинория (Северный Казахстан) // Вест. МГУ. Сер. Геология. 1972. № 4. С. 27–34
- Великославинский Д.А., Великославинский С.Д. Бердяушский плутон овоидных гранитов: вещественный состав и геодинамическое положение // Записки ВМО, 2003. № 3. С. 1–15
- Волкова Н.И., Тарасова Е.Н., Полянский Н.В., Травин А.В., Юдин Д.С. Геохимия и <sup>39</sup>Аг-<sup>40</sup>Аг возраст включений высокобарических пород в серпентинитовом меланже Чарской зоны // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) Т. 1. Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004. С. 76–80
- Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500000. Восточно-Казахстанская серия. Объяснительная записка. Алма-Ата: Мингео СССР, 1979. 184 с.
- Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500000. Серия Центрально-Казахстанская. Объяснительная записка. Алма-Ата: Мингео СССР, 1981. 326 с.
- Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500000. Серия Южноказахстанская серия. Объяснительная записка. Алма-Ата: Мингео СССР, 1981а. 248 с.
- Геология и металлогения Каратау. Т. 1: Геология. Алма-Ата: Наука, 1986. 240 с.
- Геология и металлогения Сарытумской зоны. Алма-Ата: Наука, 1976. 160с.
- Геология и металлогения Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. Алма-Ата: Наука, 1977. 160с.
- Геология Северного Казахстана (стратиграфия). Алма-Ата: Наука, 1987. 224 с.
- Геология СССР. Т. XL: Южный Казахстан. Кн. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1971. 536 с.
- Геология СССР. Т. XX: Центральный Казахстан. Кн. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1972. 532 с.
- Геология Чингизской геоантиклинорной зоны (Центральный Казахстан). Алма-Ата: Наука, 1962. 168 с.
- Голубев В.Н., Чернышев И.В., Агапова А.А., и др. Геохронологическое изучение уранинитов по

индивидуальным зернам // Масс-спектрометрия и изотопная геология. М.: Наука. 1983. С.74–89

- Гридина Н.М., Абаимова Г.П., Тенякова Р.Г, Свечкарь А.К., Шкляев В.П. О возрасте уштоганской свиты в районе пос. Софиевка (Степнякский синклинорий, Центральный Казахстан) // Проблемы геологии и металлогении Центрального Казахстана. М.: Наука, 1993. С. 39–41.
- Гришина Т.С., Кленина Л.Н. Среднекембрийские микрофоссилии (акритархи) хребта Чингиз // Биостратиграфия и палеонтология нижнего среднего кембрия Северной Азии. М.: Наука, 1983. С. 150–158
- Гончаренко В.В. Платформенные формации рифея Кокчетавского массива // Известия АН КазССР. Сер. геол. 1979. № 1. С. 43–46.
- Данилов Ю.С., Панкратова Н.Л. Докембрийские циркон-рутиловые россыпи Кокчетавского антиклинория (Северный Казахстан) // Известия АН КазССР. Сер. геол. 1965. № 1. С. 21–34.
- Двойченко Н.К., Абаимова Г.П. Конодонты и биостратиграфия вулканогенно-кремнистых толщ нижнего палеозоя Центрального Казахстана // Микрофауна и биостратиграфия фанерозоя Сибири и смежных регионов. Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1987. С. 160–178.
- Дегтярев К.Е. Два типа раннепалеозойских островодужных систем Центрального Казахстана // Докл. РАН. 1993. Т. 331. № 1. С. 74–77.
- Дегтярев К.Е. Положение Актау-Джунгарского микроконтинента в структуре палеозоид Центрального Казахстана // Геотектоника. 2003. № 4. С. 14–34.
- *Дегтярев К.Е.* Тектоническая эволюция раннепалеозойской активной окраины в Казахстане. М.: Наука, 1999. 123 с.
- Дегтярев К.Е., Дубинина С.В., Орлова А.Р. Стратиграфия и особенности строения нижнепалеозойского карбонатно-кремнисто-туфогенного комплекса хребта Чингиз (Восточный Казахстан) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1999. Т. 7. № 5. С. 93–99.
- Дегтяряев К.Е., Кузнецов Н.Б. Новые местонахождения раннепалеозойских палеоокеанических образований в северном обрамлении Карагандинского угольного бассейна // Докл. РАН. 1996. Т. 346. № 4. С. 505–510.
- Дегтярев К.Е., Лучицкая М.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Третьяков А.А. Раннеордовикские адакиты в аккреционных комплексах Предчингизья (Восточный Казахстан): структурное положение, обоснование возраста, особенности состава // Геодинамическая эволю-

ция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от континента к океану). Материалы совещания. Вып.6. Т.1. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. С. 99–101.

- 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. Т. 1. М.: ГЕОС, 2008. С. 252–257.
- Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В. Проблемы геологии орогенного силура и структуры с непрерывными разрезами в каледонидах Казахстана // Проблемы геологии и металлогении Центрального Казахстана. М.: Наука, 1993а. С. 64–82.
- Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В. Раннепалеозойские расслоенные массивы субщелочных габброидов и их место в структурно-формационной зональности каледонид Казахстана // Проблемы геологии и металлогении Центрального Казахстана. М.: Наука, 1993б. С. 57–64.
- Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В. Кембрийская коллизия дуга-континент и геодинамика палеозоид Казахстана // Проблемы тектоники Центральной Азии. М: ГЕОС, 2005. С.61–126.
- Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В. Модель кембрийской коллизии дуга-континент для палеозоид Казахстана // Геотектоника. 2007. № 1. С. 71–96.
- Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Яковлева С.З. Раннекембрийские офиолиты Бощекульской зоны (Центральный Казахстан): строение разрезов и обоснование возраста // Докл. РАН. 2010. Т. 431. № 4. С. 503–508.
- Дегтярев К.Е., Сережникова Е.А., Дубиннина С.В. Древнейшие олистостромы Центрального Казахстана // Докл. РАН. 1995. Т. 340. № 2. С. 206–211.
- Дегтярев К.Е., Ступак А.Ф., Якубчук А.С. Девонские офиолиты Джунгарского Алатау (Южный Казахстан) // Докл. РАН. 1993. Т.333. №1. С. 63–65.
- Дегтярев К.Е., Толмачева Т.Ю. Косые сдвиги и их роль в нарушении латерального ряда структур раннепалеозойской Чингизской островодужной системы (Восточный Казахстан) // Очерки по региональной тектонике. Т. 2: Казахстан, Тянь-Шань, Полярный Урал. М.: Наука, 2005. С. 40–67.
- Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Борисенок В.И., Третьяков А.А. Нижнеордовикские магматические комплексы Степнякской зоны (Северный Казахстан): строение, возраст, обстановки формирования, возможные истоники вещества // Геодинамическая эволюция

литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Т. 1. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. С. 66–68.

- Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Ковач В.П., Лучицкая М.В. Особенности состава глубоких горизонтов коры хребта Чингиз (Восточный Казахстан): результаты изотопногеохимического изучения палеозойских гранитоидов и вулканитов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от континента к океану): Материалы совещания. Вып.6. Т. 1. Иркутск. ИЗК СО РАН, 2008. С. 102 – 103.
- Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Лучицкая М.В., Шершакова М.М., Шершаков А.В., Третьяков А.А. Раннеордовикский вулканогенный комплекс Степнякской зоны (Северный Казахстан): обоснование возраста и геодинамическая обстановка формирования // Докл. РАН. 2008. Т. 419. № 2. С. 224–228.
- Дегтярев К. Е., Шатагин К. Н., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Лучицкая М.В., Третьяков А.А., Яковлева С.З. Позднедокембрийская вулканоплутоническая ассоциация Актау-Джунгарского массива (Центральный Казахстана): структурное положение и возраст // Докл. РАН. 2008. Т. 421. № 4. С. 1–5.
- Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Кузнецов Н.Б., Астраханцев О.В. Платформенный этап в докембрийской истории Казахстана: палеотектонические, палеогеографические и геохронологические аспекты // Палеогеография венда — раннего палеозоя Северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 159–166.
- Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Лучицкая М.В. Основные этапы формирования и особенности состава палеозойских гранитоидов хребта Чингиз (Восточный Казахстан) // Очерки по региональной тектонике. Т. 2: Казахстан, Тянь-Шань, Полярный Урал. М.: Наука, 2005. С. 68–86.
- Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Лучицкая М.В. Палеозойские гранитоиды хребта Чингиз (Восточный Казахстан): основные этапы формирования, особенности состава, природа источника // Геохимия. 2005. № 9. С. 990–1006.
- Дегтярев К. Е., Рязанцев А.В., Третьяков А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б, Яковлева С.З., Толкачев М.Д. Возраст кульбайского габбро-сиенитового комплекса Бощекульской зоны (Центральный Казахстан) // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Т. I. СПб: ИГГД РАН, 2009 С. 159–161.

- Дегтярев К. Е., Третьяков А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б, Шатагин К.Н., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Среднерифейские гнейсограниты Кокчетавского массива (Северный Казахстан): распространение, обоснование возраста, структурное положение // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от континента к океану): Материалы совещания. Вып. 8. Т. 1. Иркутск. ИЗК СО РАН, 2010. С. 87–89.
- Демина Л.И., Ломизе М.Г., Авдонин А.В. Геодинамические характеристики перидотитов Присонгкелья (Северный Тянь-Шань) // Вестник МГУ. Сер. 4 геол. 1995. №1. С. 91–99.
- Диденко А.Н., Морозов О.Л. Геология и палеомагнетизм средне-верхнепалеозойских пород Саурского хребта (Восточный Казахстан) // Геотектоника. 1999. № 4. С. 64–80.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И. Кемброордовикская тектоническая эвлолюция Кокчетавского метаморфического пояса (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 8. С. 806–816.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В., Заячковский А.А. Венд-раннеордовикская эволюция и модель экгумации пород сверхвысоких и высоких давлений Кокчетавской субдукционно-коллизионной зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 4. С. 428–444.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Рубатто Д., Сафонова И.Ю. Шалкарский офиолитовый комплекс (Северный Казахстан): структурное положение, возраст и генезис // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 4. С. 475–484.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М. Петрогенезис раннепротерозойских постколлизионных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология. 2005. Т. 13. № 3. С. 253–279.
- Другова Г.М., Пряткина Л.А. Эволюция метаморфизма зерендинской серии Кокчетавского массива // Изв. АН Каз. ССР. Сер. геол. 1974. № 5. С. 1–10.
- Дубинина С.В., Орлова А.Р., Курковская Л.А. Совместные находки конодонтов и граптолитов в кремнисто-терригенных толщах нижнего ордовика Северной Бетпакдалы (Казахстан) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1996. Т. 71. Вып. 5. С. 44–50.
- *Еганов Э.А., Советов Ю.К.* Каратау модель региона фосфоритонакопления. Новосибирск: Наука, 1979. 190 с.
- Ергалиев Г.Х., Мясников А.К., Никитин И.Ф. Полянский Н.В., Сергеева Л.В., Сергиева М.Н., Саль-

менова Л.Т., Утегулов М.Т., Цай Д.Т., Шужанов В.М. Новые данные по палеозою Семипалатинского полигона // Геология Казахстана. 1998. № 4. С. 11–32.

- Ергалиев Г.Х., Васюков Ю.А., Клепиков Н.А., Азербаев Н.А., Пирогова Т.Е. Стратиграфия кембрия Аркалыкской зоны Шынгыз-Тарбагатайской складчатой системы // Состояние, перспективы и задачи стратиграфии Казахстана. Материалы совещания. Алматы, 2002. С. 47–49.
- Ергалиев Г.Х., Пирогова Т.Е. Новые находки трилобитов среднего кембрия в чингизтауской свите хребта Шынгыз (юго-восток Центрального Казахстана) // Стратиграфия, фауна и состояние разработки международной стратиграфической шкалы кембрийской системы. Материалы 14-й Международной полевой конференции и экскурсии рабочей группы по ярусному делению кембрия. Алматы: Гылым, 2009. С. 65–67.
- Ермолов П.В., Изох А.Э. Петрология магматических пород Машанской вулканической структуры // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1976. № 4. С. 75–81.
- Жаутиков Т.М., Кленина Л.Н., Журавлева И.Т., Родионов С.С. Новые данные об археоциатах нижнего кембрия хребта Чингиз // Стратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия СССР. Новосибирск: Наука, 1976. С. 127–141.
- Жаутиков Т.М., Полянский Н.В., Лебедь Н.И. Стратиграфия верхнеордовикских и нижнесилурийских отложений Акбастау-Космурунского рудного поля // Вопросы геологии и металлогении Восточного Казахстана. Алма-Ата, 1971. С. 58–69.
- Жилкайдаров А.М., Ергалиев Г.Х. Кремнистые толщи Семипалатинского полигона // Геология Казахстана. 1999. № 3. С. 12–18.
- Жимулев Ф.И., Буслов М.М., Травин А.В., Дмитриева Н.В., Граве Й. де Ранне-среднеордовикская покровно-чешуйчатая структура зоны сочленения Кокчетавского НР- UHP метаморфического пояса и Степнякской палеоостроводужной зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 2011. № 1. С. 138–157.
- Журавлев Б.Я., Беляев О.Е., Биленко Е.А., Юрина А.Л. Континентальные толщи нижнего и среднего девона Предчингизья // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1989. № 3. С. 83–87.
- Журавлев Б.Я., Успенский Е.П. Строение и особенности формирования Кайнарской мульды (хребет Чингиз, Центральный Казахстан) // Вопросы геологии Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 553–561.

Зайцев Ю.А. Эволюция геосинклиналей (овальный концентрически-зональный тип). М.: Недра, 1984. 208 с.

- Звонцов В.С. Александровское полиметаллическое месторождение на северо-востоке Центрального Казахстана (геология, оруденение, некоторые вопросы генезиса) // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1990. № 2. С. 21–35.
- Звонцов В.С., Фрид Н.М. Ранний палеозой Северовосточного Предчигизья и Западного Тарбагатая // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1991. № 4. С. 23–42.
- Зорин А.Е., Мамонов Е.П., Миколайчук А.В., Апаяров Ф.Х. Строение разреза и структурные соотношения раннепалеозойских комплексов Северного Тянь-Шаня (предварительные результаты работ по ГДП-200) // Состояние и задачи стратиграфических исследований в Казахстане. Материалы Республиканского стратиграфического совещания. Караганда, 2006. С. 96–98
- Иванов К.С., Сахаров В.А., Наседкина В.А., Музыка М.И. Новые данные о возрасте вулканогеннокремнистых толщ обрамления Кокчетавского массива // ДАН СССР. 1988. Т. 301. № 1. С. 158–163.
- Иванов К.С., Саламатов В.М. Возраст, строение, состав базальтоидно-кремнистых толщ Салкынкольского выступа (Кокчетавский массив) // Новые данные по стратиграфии и литологии палеозоя Урала и Средней Азии. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. С. 10–28.
- Ившин Н.К. Биостратиграфия и трилобиты нижнего кембрия Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1978. 110 с.
- Ившин Н.К., Булыго Л.В., Гридина Н.М., Евдокимов И.В., Конева С.П., Тенякова Р.Г. Стратиграфия и фаунистическое обоснование возраста осадочно-вулканогенных толщ нижнего кембрия северо-востока Центрального Казахстана // Проблемы геологии и металлогении Центрального Казахстана. М.: Наука, 1993. С. 33–38.
- Ившин Н.К., Гречушкин П.М., Заравняева В.К., Копяткевич Р.А. Материалы по созданию уточненной стратиграфической схемы Бощекульского региона (Центральный Казахстан) // Допалеозой и палеозой Казахстана. Т. 1: Стратиграфия допалеозоя, кембрия, ордовика и силура. Алма-Ата: Наука, 1974. С. 125–132.
- Ившин Н.К., Гречушкин П.М., Заравняева В.К., Копяткевич Р.А. Материалы по созданию уточненной стратиграфической схемы Бощекульского региона (Центральный Казахстан) // Допалеозой и палеозой Казахстана. Т. 1: Стратиграфия до-

палезоя, кембрия, ордовика и силура. Алма-Ата: Наука, 1974. С. 125–132.

- Ившин Н.К., Жаутиков Т.М., Оренбургский М.А., В.И. Титов, М.Б. Мычник, Н.В. Полянский Новые материалы о составе и расчленении кембрийских отложений Чингиза (Юго-восток Центрального Казахстана) // Допалеозой и палеозой Казахстана. Т. 1: Стратиграфия допалезоя, кембрия, ордовика и силура. Алма-Ата: Наука, 1974. С. 133–140.
- Кабанов Ю.Ф., Вишневский Л.Е., Воронцова Т.Н., Щеголева Л.А. Среднепалеозойскораннемезозойский Тениз-Балхашский рифтовый пояс (Центральный Казахстан) // Проблемы геологии и металлогении Центрального Казахстана. М.: Наука, 1993. С. 127–147.
- Каипов А.Д., Каюпов А.К. Ордовикский вулканизм и медно-колчеданное оруденение Акбастау-Космурунского рудного поля. Алма-Ата: Наука, 1971. 265 с.
- Каталог определений возраста горных пород СССР радиологическими методами. Восточный Казахстан. М., 1970. 596 с.
- Кленина Л.Н., Никитин И.Ф., Попов Л.Е. Брахиоподы и биостратиграфия среднего и верхнего ордовика хребта Чингиз. Алма-Ата: Наука, 1984. 196 с.
- Клишевич В.И., Семилеткин С.А. Терригеннокарбонатные комплексы нижнего палеозоя западной части Северного и Среднего Тянь-Шаня // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1995. Т. 70. № 2. С. 59–75
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Бундинков С.В., Журавлев Д.З., Козаков И.К., Котов А.Б., Рыцк Е.Ю., Сальников Е.Б. Корообразующие магматические процессы при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–41.
- Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Владыкин Н.В. и др. Эпохи формирования, геодинамическое положение и источники редкометального магматизма Центральной Азии // Петрология. 2002. Т. 10. № 3. С.227–253.
- Конева С.П. Стенотекоиды и беззамковые брахиоподы нижнего и низов среднего кембрия Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1979. 124 с.
- Копп М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.
- Копяткевич Р.А., Фрид Н.М., Шлыгин Е.Д., Бакиров С.Б., Жуков М.А. Ордовик Восточно-Кокчетавского прогиба // Геология (Тематиче-

ский сборник статей аспирантов и соискателей). Вып. III. Алма-Ата: Мин-во высшего и среднего специального образования Каз. ССР, 1967. С. 3–17.

- Копяткевич Р.А., Цай Д.Т. О возрасте вулканогеннояшмовой толщи Степнякского мегасинклинория // Информационный сборник научноисследовательских работ Института геологических наук 1973 г. Алма-Ата: ИГН АН Каз ССР, 1974. С. 194–196.
- Коренная и россыпная алмазоносность Северного Казахстана. М: ЦНИГРИ, 1992. 168 с.
- Коробкин В.В., Смирнов А.В. Палеозойская тектоника и геодинамика вулканических дуг Северного Казахстана // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 4. С.462–474.
- Кузнецов И.Е., Якубчук А.С., Новикова М.З. Офиолиты района Толпак (северо-восток Центрального Казахстана) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1990. Т. 65. Вып. 65. С. 86–100.
- Курчавов А.М. Геохимические особенности палеозойских игнимбритов Центрального Казахстана и их петрогенетическое значение // Петрология. 2008. Т. 16. № 6. С. 657–672.
- Курчавов А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Толкачев М.Д., Исмаилов Х.К., Гранкин М.С., Долгань Ф.В. Первые U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам девонского вулканического пояса Казахстана // Петрология. 2007. Т. 15. № 5. С. 547–551.
- Лаврова Л.Д., Печников В.А., Плешаков А.М., Надеждина Е.Д., Шуколюков Ю.А. Новый генетический тип алмазных месторождений. М.: Научный мир, 1999. 228 с.
- Лаврова Л.Д., Карпенко С.Ф., Ляликов А.В., Печников В.А., Спиридонов В.Г., Бибикова Е.В., Фурган М.М., Петрова М.А., Екимова Т.Е., Шуколюков Ю.А. Место алмазообразования в возрастной последовательности геологических событий на Кокчетавском массиве по данным изотопной геохронологии // Геохимия. 1997. № 7. С. 675–682.
- Летников Ф.А., Ватанабе Т., Котов А.Б., Йокаяма К., Зырянов А.С., Ковач В.П., Гладкочуб Д.П. К вопросу о возрасте метаморфических пород Кокчетавской глыбы (Северный Казахстан) // Докл. РАН. 2001. Т. 381. № 4. С. 518–521.
- Летников Ф.А., Костицын Ю.А., Владыкин Н.В., Заячковский А.А., Мишина Е.И. Изотопные характеристики красномайского комплекса ультраосновных щелочных пород (Северный Казахстан) // Докл. РАН. 2004. Т. 399. № 6. С. 810–814.
- Летников Ф.А., Котов А.Б., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Левченков О.А., Шершакова М.М.,

Шершаков А.В., Ризванова Н.Г., Макеев А.Ф., Толкачев М.Д. Силурийские граниты Северного Казахстана: U-Pb возраст и тектоническая позиция // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 3. С. 46–54.

- Летников Ф.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Шершакова М.М., Шершаков А.В., Ризванова Н.Г., Макеев А.Ф. Гранодиориты гренвильского этапа на Кокчетавской глыбе (Северный Казахстан) // Докл. РАН. 2007. Т. 417. № 4. С. 221–224.
- Летников Ф.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Шершакова М.М., Шершаков А.В., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Федосеенко А.М. О возрасте Степнякского массива и связанного с ним оруденения // Докл. РАН. 2008. Т. 422. № 5. С. 652–654.
- Летников Ф.А., Котов А.Б., Дегтярев К.Е., Левченков О.А., Шершакова М.М., Шершаков А.В., Ризванова Н.Г., Макеев А.Ф., Толкачев М.Д. Позднеордовикские гранитоиды Северного Казахстана: обоснование возраста и структурное положение // Докл. РАН. 2009. Т. 424. № 2. С. 222–226.
- *Лялин Ю. И., Миллер Е.Е., Никитина Л.Г.* Вулканогенные формации Чингизского геоантиклинория (Центральный Казахстан). Алма-Ата: Наука, 1964. 168 с.
- *Ляпичев Г.Ф.* Интрузивные комплексы допалеозоя и кембрия Бощекульского района (северовосточный Казахстан). Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1955. 136 с.
- Магматизм Северного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1988. 168 с.
- Магматические комплексы Казахстана. Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская складчатая система. Алма-Ата: Наука, 1982. 236 с.
- Магматические комплексы Казахстана. Чингиз-Тарбагатайская складчатая система. Алма-Ата: Наука, 1982. 168 с.
- МагретоваЛ.И. Нижнепалеозойские магматические комплексы северной части Ерментауского и Бозшакольского антиклинория (северо-восток Центрального Казахстана) // Известия НАН РК. Сер. геол. 2003 № 1. С. 32–51.
- Мальченко Е.Г., Гранкин М.С. Возрастное положение интрузивных комплексов девонского вулканоплутонического пояса // Геология и разведка недр Казахстана. 1996. № 1. С. 7–10.
- Мамбетов А.М. К стратиграфии сандалашской свиты Срединного Тянь-Шаня // Новые данные по биостратиграфии докембрия и палеозоя Кыргызстана. Бишкек: Илим, 1993. С. 41–55.
- Мамбетов А.М., Иманалиев Ч.И. К вопросу палеонтологической характеристики аксуйской сви-

ты кембрия верховьев р. Чаткал (Срединный Тянь-Шань) // Изв. АН КиргССР. 1981. № 6. С. 10–15.

- Мамбетов А.М., Максумова Р.А. Находки мелкораковинных окаменелостей в нижнем палеозое Таласского Ала-Тоо // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1995 Т.З. № 1. С. 89–94.
- Минервин О.В., Бабичев Е.А., Розен О.М. Доордовикские кремнисто-вулканогенные отложения Кокчетавского массива и его южного обрамления // Вопросы геологии Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 214–224.
- Минервин О.В., Бабичев Е.А., Тенякова Р.Г. Краткий очерк стратиграфии ордовика северо-западной части Центрального Казахстана // Допалеозой и палеозой Казахстана. Т. 1: Стратиграфия допалезоя, кембрия, ордовика и силура. Алма-Ата: Наука, 1974. С. 191–206.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамичекая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.
- Назаров Б.Б., Попов Л.Е. Стратиграфия и фауна кремнисто-карбонатных толщ ордовика Казахстана (радиолярии и беззамковые брахиоподы). М.: Наука, 1980. 190 с.
- Недовизин А.А. К стратиграфии акжальской свиты Чу-Илийских гор // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1961. Вып. 2 (43). С. 26–34.
- *Никитин И.Ф.* Ордовик Казахстана. Ч. І. Стратиграфия. Алма-Ата: Наука, 1972. 244 с.
- Никитин И.Ф. Ордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы Казахстана // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 6. С. 512–527.
- Никитин И.Ф., Гридина Н.М., Жилкайдаров А.М., Степанец В.Г. О возрасте кувской свиты и районирование ордовикских отложений Западного Предчингизья // Геология Казахстана. 1995. № 2. С. 32–41.
- Никитин И.Ф., Жилкайдаров А.М., Фрид Н.М. Ордовикский кремнисто-базальтовый комплекс юго-западного Предчингизья // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1992. № 4. С. 57–70.
- Никитин И.Ф., Цай Д.Т., Шлыгин А.Е., Никитина О.И. Рудовмещающие толщи Коксу-Текелийского рудного района // Отечественная геология. 1993. № 10. С. 33–41.
- Никитина Л.Г. Геологическое строение девонского вулканического аппарата в горах Машан на Чингизе (Центральный Казахстан) // Известия АН КазССР. Сер. геол. 1959. Вып. 3. С. 7–40.

- Никитина О.И. Новые данные по стратиграфии и брахиоподовым комплексам терминального ордовика Юго-Западного Предчингизья // Известия НАН РК. Сер. геол. 2005. № 5. С. 14–30.
- Никитина О.И., Толмачева Т.Ю., Рязанцев А.В. Стратиграфия, районирование и основные типы палеобассейнов ордовика Северной Бетпак-Далы (Центральный Казахстан) // Известия НАН РК. Сер. геол. 2008. № 6. С. 8–23.
- Новикова М.З., Герасимова Н.А., Курковская Л.А., Степанец В.Г., Якубчук А.С.. Стратиграфия нижнепалеозойских вулканогенно-кремнистых толщ Майкаин-Кызылтасского офиолитового пояса (Центральный Казахстан) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68. Вып. 6. С. 47–63.
- Новикова М.З. Эволюция раннепалеозойского геосинклинального вулканизма Степнякского синклинория (Северный Казахстан). Автореф. дис... канд. геол.-мин. наук. М.: Изд-во МГУ, 1975. 29 с.
- Новикова М.3. Эволюция состава нижнепалеозойских базальтов Степнякского синклинория (Северный Казахстан) // Вестн. МГУ. Сер. Геология. 1974. № 6. С. 90–93.
- Новикова М.З., Герасимова Н.А., Борисенок В.И., Буяковска К., Дубинина С.В., Минервин О.В. Новые данные по стратиграфии раннегеосинклинальных вулканогенно-кремнистых толщ нижнего палеозоя Ишкеольмесского и Ерементау-Ниязкого антиклинориев // Проблемы геологии Центрального казахстана. Книга 1. М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1980. С. 85–102.
- *Орлова А.Р.* Новые данные о граптолитах и конодонтах найманской свиты (нижний ордовик) хребта Чингиз, Центральный Казахстан // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т.69. Вып. 1. С. 43–47.
- Обут О.Т., Буслов М.М., Ивата К., Жимулев Ф.И. Время коллизии Кокчетавского массива и Степнякской островной дуги по конодонтам и радиоляриям из кремнистых пород совмещенных террейнов разных геодинамических остановок // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 4. С. 455–461.
- Офиолиты. Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.
- Петрография Центрального Казахстана. М.: Недра, 1971. 360 с.
- Полянский Н.В. О структуре и эволюции земной коры Восточного Казахстана // Геология Казахстана, 1999. № 4. С. 12–23.
- Ранний докембрий Центрально-Азиатского складчатого пояса. СПб.: Наука. 1993. 270 с.
- Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю. Оливингранатовые, оливин-шпнелевые и ортопироксеновые метаморфические породы Кокчетавского

массива, Северный Казахстан // Петрология. 2005. Т. 13. № 6. С. 564–591.

- Решения III Казахстанского стратиграфического совещания по докембрию и фанерозою. Ч. I: Докембрий и палеозой. Алма-Ата: ИГН им. Сатпаева, 1991. 148 с.
- Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизионных систем). М.: Научный мир, 2001. 188 с.
- Рязанцев А.В. Структурная зональность нижнепалеозойских комплексов в Бощекульской островодужной системе на северо-востоке Центрального Казахстана // Очерки по региональной тектонике. Т. 2: Казахстан, Тянь-Шань, Полярный Урал. М.: Наука, 2005. С. 5–39.
- Рязанцев А.В. Структурный план среднего и верхнего палеозоя Урало-Монгольского пояса, проблема поздних деформаций // Геология Казахстана и проблемы Урало-Монгольского складчатого пояса (К 50-летию Центр.-Казах. эксп. и 70летию проф. Ю.А. Зайцева). М.: Изд-во Моск. ун-та. 2001. С. 51–64.
- Рязанцев А.В. Структуры среднепалеозойской активной окраины в Казахстане: латеральные ряды, миграция // Докл. РАН. 1999. Т. 369. № 5. С. 659–663.
- Рязанцев А.В., Герман Л.П., Дегтярев К.Е., Котляр А.П., Федоров Е.В. Нижнепалеозойские хаотические комплексы в Восточном Ерементау (Центральный Казахстан) // ДАН СССР. 1987. Т.296. № 2. С. 406–409
- Рязанцев А.В., Толмачева Т.Ю., Дегтярев К.Е., Котов А.Б., Никитина О.И., Миколайчук А.В., Мамонов Е.П., Зорин А.Е. Возраст и положение офолитов и островодужных комплексов в структуре Джалаир-Найманской зоны и Кендыктасского массива // Геодинамика внутриконтинентальных орогенов и геоэкологические проблемы. Тезисы докладов. Бишкек: МНИЦ-ГП, 2008. С.100–104.
- Рязанцев А.В., Толмачева Т.Ю., Дегтярев К.Е., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Яковлева С.З. Геохронологическое и биостратиграфическое обоснование возраста офиолитов Джалаир-Найманской зоны в Казахстане // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. Т. 2. М.:ГЕОС, 2008. С. 214–219
- Рязанцев А.В., Толмачева Т.Ю., Никитина О.И. Офиолиты, островодужные и внутриконтинентальные рифтогенные комплексы в системе тектонических покровов в Чу-Илийском районе Казахстана // Геодинамическая эволюция литос-

феры Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Мат-лы сов. Вып. 4. Т. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. С. 104–108.

- Рязанцев А.В., Дегтярев К.Е., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Яковлева С.З. Офиолиты Джалаир-Найманской зоны (Южный Казахстан): строение разрезов, обоснование возраста // Докл. РАН. 2009. Т. 427. № 3. С. 359–364.
- Рязанцев А.В., Третьяков А.А., Кренер А., Алексеев Д.В. Раннепалеозойские гранатовые ультрамафиты в Анрахайской сутуре Чу-Илийских гор (южный Казахстан) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Мат-лы сов. Вып. 7. Т. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. С. 62–63.
- Рязанцев А.В., Дегтярев К.Е., Толмачева Т.Ю., Никитина О.И. Комплексы раннепалеозойского внутриконтинетального рифта в структуре палеозоид Казахстана // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Мат-лы сов. Вып. 7. Т. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. С. 59–61.
- Рязанцев А.В., Дегтярев К. Е., Третьяков А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Федосеенко А.М., Анисимова И.В. Возраст древнейших офиолитов Казахстана // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Т. II. СПб.: ИГГД РАН, 2009. С. 145–147.
- Савельева Г.Н., Перцев А.Н., Астраханцев О.В., Денисова Е.А., Будье Ф., Бош Д., Пучкова А.В. Структура и динамика становления плутона Кытлым на Северном Урале // Геотектоника. 1999. № 2. С. 36–60.
- Самыгин С.Г. Каледонские шарьяжи хребта Чингиз (Восточный Казахстан) // ДАН СССР. 1984. Т. 275. № 3. С. 709–713.
- Самыгин С.Г. Центральный и Восточный Казахстан // Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. С. 180–188.
- *Самыгин С.Г.* Чингизский сдвиг и его роль в структуре Центрального Казахстана. М.: Наука, 1974. 208 с.
- Самыгин С.Г., Титов В.И., Кленина Л.Н. и др. К вопросу о развитии Чингизского и Аркалыкского антиклинориев (Восточный Казахстан) в позднем кембрии — среднем ордовике // ДАН СССР. 1969. Т. 188. № 2. С. 417–420.
- Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Формации и обстановки седиментации в пределах раннепалеозой-

ской активной окраины (хр. Чингиз, Центральный Казахстан) // Литология и полезные ископаемые. 1994. № 3. С. 86–102.

- Самыгин С.Г., Руженцев С.В., Поспелов И.И., Моссаковский А.А., Шаркова Т.Т., Аристов В.А. Варисская трансформная зона Джунгарии: опыт выделения // Тектонические и геодинамические феномены. М.: Наука, 1997. С. 196–219.
- Серых В.И. Геология и металлогения ультракислых гранитов. Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. Алма-Ата, 1990. 47.с.
- Сигачева Н.Н. Геология метаморфических комплексов Спасского антиклинория варисцид Центрального Казахстана. М: Изд-во МГУ, 1979. 25 с.
- Симонов В.А., Куренков С.А., Щацкий В.С., Миколайчук А.В., Ступаков С.И., Колмогоров Ю.П., Киреев А.Д., Шакаров О.А. Палеогеодинамика и метаморфизм офиолитов Северного Тянь-Шаня // Тектоника неогея: общие и региональные аспекты. Т. 2. М.: ГЕОС, 2001. С. 189–192.
- Спидононов Э.М. Геосинклинальные базитовые комплексы северо-востока Центрального Казхастана и их металлогения // Проблемы геологии Центрального Казахстана. Кн. 1. М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1980. С. 102–122.
- Спиридонов Э.М., Сигачев С.П., Ившин Н.К., Минервин О.В., Булыго Л.В., Пославская И.А. Специфика островодужного комплекса тремадока Северного Казахстана // ДАН СССР, 1988. Т. 301. № 2. С. 415–420.
- Спиридонов Э.М. Каледонские магматические комплексы и некоторые аспекты эволюции земной коры и металлогения Северного Казахстана // Магматизм и рудоностность Казахстана. Алма-Ата: Гылым, 1991. С. 114–122
- Спиридонов Э.М. Новые данные о раннем докембрии Ишкеольмесского антиклинория в Северном Казахстане // ДАН СССР. 1982. Т. 267. № 4. С. 920–925.
- Спиридонов Э.М. О толщах кварцитов среднего и верхнего рифея Северного Казахстана // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1987. Т. 62. Вып. 2. С. 71–77.
- Степаненко А.Ф. Новые данные о докембрийских (синийских) и нижнепалеозойских отложениях западной части Киргизского хребта (Северный Тянь-Шань) // Известия АН СССР. Сер. геол. 1959. № 9. С. 66–79.
- Степанец В.Г. Петрология и геологическая позиция офиолитов Северо-востока Центрального Казахстана: Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. Алма-Ата, 1992. 20 с.
- Степанец В.Г. Офиолиты северо-востока Центрального Казахстана. Нордерштедт: БОД, 2008. 172 с.

- Степанец В.Г., Гридина Н.М., Коник В.Е. Верхнеордовикские олистостромы и стратиграфия вулканогенно-кремнистых комплексов гор Агырек и Косгомбай (Центральный Казахстан) // Геология Казахстана. 1998. № 1. С. 12–23.
- Стецюра М.М. Кембрийский вулканизм Шынгыз-Тарбагатайской складчатой системы. Алма-Ата: ИГН им. К.И. Сатпаева, 2007а. 27 с.
- Стецюра М.М. Среднекембрийские вулканиты Шынгыз-Тарбагатая – индикаторы островодужной обстановки // Известия НАН РК. Сер. геол., 2007б. № 4 с. 12–18.
- Стецюра М.М. Впервые о бонинитах Шынгыз-Тарбагатайской палалеоостроводужной системы // Магматизм и метаморфизм в истории Земли. Тезисы докладов XI Всероссийского петрографического совещания. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. Т. II. С. 266–267.
- Стратифицированные и интрузивные образования Киргизии. Фрунзе: Илим, 1982. Т. 1. 357 с; Т.2. 245 с.
- Султанбекова Ж.С. Ругозы и биостратиграфия верхнего ордовика и нижнего силура (Чингиз-Тарбагатайский район). Алма-Ата: Наука, 1986.
- *Тевелев А.В.* Средне-позднепалеозойское развитие Урало-Казахстанской складчатой системы. Автореф. дис.... докт. геол.-мин. наук. М: Геол. ф-т МГУ, 2003. 50 с.
- Тевелев А.В., Бесстрашнов В.М., Герасимова Н.А., Минервин О.В., Новикова М.З. Стратиграфия среднего палеозоя Жаман-Сарыйсуйского мегаблока (Центральный Казахстан) // Бюл. МОИП. Отд. Геол. 2003. Т. 78. Вып. 2. С. 25–39.
- Тектоника и глубинное строение Северного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1988. 192 с.
- Тенякова Р.Г., Калинин И.Ф. О стратиграфии нижнеордовикских отложений Кендыктинского синклинория (северо-восток Центрального Казахстана) // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1980. № 6. С. 18–24.
- Толмачева Т.Ю., Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В., Никитина О.И. Кремнистые комплексы в структуре раннепалеозойских рифтогенных и островодужных зон Центрального Казахстана // Общие и региональные проблемы тектоники и геодинамики. М.: ГЕОС, 2008. Т. 2. С. 337–343.
- Толмачева Т.Ю., Рязанцев А.В., Дегтярев К.Е., Никитина О.И. Средне-верхнекембрийские вулканогенно-кремнисто-терригенные толщи Чу-Илийского района и гор Кендыктас (Южный Казахстан): строение разрезов, обоснование возраста, обстановки формирования // Современное состояние наук о Земле. Материалы

конференции. М.: Изд-во Геол. ф-та МГУ, 2011. С. 1875–1880 (СD-диск)

- Третьяков А.А., Котов А.Б., Летников Ф.А., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Яковлева С.З., Федосеенко А.М. Гренвильские магматические комплексы Кокчетавского массива (Северный Казахстан) вулканитов // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от континента к океану). Материалы совещания. Вып.7. Т. 2. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2009. С. 114–115.
- Третьяков А.А., Котов А.Б., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Яковлева С.З., Анисимова И.В. Среднерифейский вулканогенный комплекс Кокчетавского массива (Северный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста // Докл. РАН. 2011. Т. 438. № 5. С. 644–648.
- Тугаринов А.И., Бибикова Е.В., Розен О.М., Поляков А.Л. О гренвильской фазе магматизма в Северном Казахстане // Геохимия. 1970. № 1. С. 112– 116.
- Туркина О.М., Летников Ф.А., Левин А.В. Мезопротерозойские гранитоиды фундамента Кокчетавского микроконтинента // Докл. РАН. 2011. Т. 436. № 4. С. 499–503.
- Филатова Л.И. Стратиграфия и историкогеологический (формационный) анализ метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана. М.: Недра, 1983. 160 с.
- Филатова Л.И., Гвоздик Н.И., Зубаткина Г.М. К стратиграфии протерозоя Центрального Казахстана // Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1988. С. 15–29.
- Филиппович И.З., Великовская Э.М. Девонский орогенный магматизм Степнякского синклинория (Северный Казахстан) // Советская геология. 1973. № 6. С. 144–148.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.
- Херманн Дж., Рубатто Д., Корсаков А.В., Шацкий В.С. Возраст метаморфизма алмазоносных пород: U-Pb SHRIMP изотопное датирование цирконов Кокчетавского массива // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 4. С.513–520.
- Хромых Б.Ф. Геологическое строение и развитие каледонид Бощекульского района (Центральный Казахстан). Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. Алма-Ата: ИГН АН КазССР, 1988. 22 с.
- *Хромых Б.Ф.* Новые данные о вендраннепалеозойском развитии и металогении Бо-

щекульского рудного района // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1986. № 6. С. 20–34.

- Хромых Б.Ф., Хромых Л.С. Довендские метаморфические толщи и интрузии Бозшакольского антиклинория // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1986. № 1. С. 11–18.
- Худолей А.К., Семилеткин С.А. Флишевый бассейн Таласского Алатау // Литология и полезные ископаемые, 1992. № 4. С. 51–62.
- Цай Д.Т., Никитин И.Ф., Аполлонов М.К. Попов Л.Е., Толмачева Т.Ю. О возрасте вулканогеннокремнистых толщ Кокшетауского и Шатского массивов и их обрамления // Геология Казахстана. 2001. № 2. С. 4–12.
- Читалин А.Ф. К стратиграфии ордовика Спасского антиклинория (Центральный Казахстан) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т.64. Вып. 2. С. 55–63.
- Читалин А.Ф. Поздневарисцийская сдвиговая тектоника Центрального Казахстана // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геол. 1991. № 5 С. 13–22.
- Читалин А.Ф. Строение и происхождение складкопокровов Спасского надвигового пояса // Геология и полезные ископаемые Центрального Казахстана. М.: Наука, 1988. С. 113–133
- Чу-Илийский рудный пояс: Геология Чу-Илийского региона. Алма-Ата: Наука, 1980. 504 с.
- Шарданова Т.А., Минервин О.В., Спиридонов Э.М. Новые данные о строении нижнеордовикских отложений восточной части Степнякского синклинория (Северный Казахстан) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1984. Т. 59. Вып. 5. С. 54–63.
- Шатагин К.Н. Возраст и происхождение гранитоидов Зерендинского батолита в Северном Казахстане по результатам Rb-Sr изотопного исследования // Докл. РАН. 1994. Т.336. №5. С. 674–676.
- Шатагин К.Н. Нарушение замкнутости Rb-Sr изотопной системы полевых шпатов в гранитах Золотоношского массива (Северный Казахстан) как свидетельство низкотемпературного преобразования // Докл. РАН. 1995. Т.344. №1. С. 106–109
- Шатагин К.Н., Дегтярев К.Е., Астраханцев О.В. Изотопный состав Sr и Nd в гранитоидах Кокчетавского массива // Докл. РАН. 1999. Т.369. № 4. С. 525–528.
- Шатагин К.Н., Дегтярев К.Е., Голубев В.Н., Астраханцев О.В., Кузнецов Н.Б. Вертикальная и латеральная неоднородность коры Северного Казахстана: данные геохронологического и изотопногеохимического изучения палеозойских гранитоидов // Геотектоника. 2001. № 5. С. 26–44.
- Шацкий В.С., Ягоуц Э., Козьменко О.А., Блинчик Т.М., Соболев Н.В. Возраст и происхождение

эклогитов Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 1993. №12. С.47–58.

- Щебуняев М.П. Геологические условия локализации колчеданного оруденения в Майкаинском рудном поле (Центральный Казахстан) // Геология рудных месторождений. 1983. № 2. С. 34–43.
- Щеголева Л.А., Беляев О.Е., Биленко Е.А., Журавлев Б.Я., Кабанов Ю.Ф., Малиновская С.П., Юрина А.Л. Новые данные о корреляции вулканогенных толщ нижнего и среднего девона широтного и восточного сегментов девонского вулканического пояса и смежных областей Казахстана // Проблемы геологии и металлогении Центрального Казахстана. М.: Наука, 1993. С. 82–99.
- Шульга В.М. Гранитоидные комплексы восточной части Северного Казахстана // Магматизм и метаморфические образования Восточного Казахстана. Т. 1. Алма-Ата: Наука, 1968. С. 99–112.
- Шульга В.М., Чернопольский Ю.А., Николаева Т.С. и др. О возрасте гранитоидных комплексов Центрального Казахстана // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1976. № 4. С. 34–53.
- Якубчук А.С. Тектоническая позиция и полезные ископаемые офиолитов (на примере Центрального Казахстана). М., 1991. 58 с.
- Якубчук А.С., Дегтярев К.Е. О характере сочленения Чингизского и Бощекульского напаравлений в каледонидах северо-востока Центрального Казахстана // ДАН СССР. 1991. Т.317. №4. С. 957–962.
- Якубчук А.С., Степанец В.Г. Новикова М.З., Л.А. Курковская, Н.А. Герасимова, И.Е. Кузнецов О выявлении осевой палеоспрединговой зоны в ордовикских офиолитах Центрального Казахстана // ДАН СССР. 1989. Т.307. № 5. С.1198–1202.
- Якубчук А.С., Степанец В.Г., Л.Л. Герман Рои пластинчатых даек, субпараллельных расслоенности в офиолитовых массивах, – свидетели спрединга // ДАН СССР. 1988. Т. 298. № 5 С. 1193–1197.
- Якубчук А.С., Читалин А.Ф., Барабошкин Е.Ю. Варисцийская тектоника Тектурмасской офиолитовой зоны (Центральный Казахстан) // Геотектоника. 1989. № 5. С.61–70.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.
- Ященко Н.Я., Файзулин Э.С. Вулканогенный ордовик Александровских колчеданно-полиметаллических месторождений // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1976. № 5 С. 31–41.

- AbrajevichA., Vander Voo R., LevashovaN.M., Bazhenov M.L. Palaeomagnetism of the mid-Devonian Kurgasholak Formation, Southern Kazakhstan: constraint on the Devonian paleogeography and oroclinal bending of the Kazakhstan volcanic arc // Tectonophysics. 2007. V. 441. P. 67–84.
- Abrajevich A., Van der Voo R., Levashova N.M., Bazhenov M.L., McCausland P.J.A. The role of the Kazakhstan orocline in the late Paleozoic amalgamation of Eurasia // Tectonophysics. 2008. V. 455. P. 61–76.
- Athernon M.R, Pettford N. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust // Nature. 1993. V. 362. P. 144–146.
- *Chitalin A.F.* Variscian Structural Evolution of Central Kazakhstan // Cranite-Related Ore Deposit of Central Kazakhstan and Adjacent Areas. St. Peterburg: Glagol Publishing House, 1996. P. 93–102
- Claoue-Long J.C., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Sobolev A.V. Zircon response to diamond-pressure metamorphism in the Kokchetav massif, USSR // Geology. 1991. V.19. N.7. P.710–713.
- *Defant M.J., Drummond M.S.* Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere // Nature. 1990. V. 87. P. 662–665.
- Dobrzhinetskaya L.F., Braun T.V., Sheshel G.G., Podkuiko Y.A. Geology and structure of diamondbearing rocs of the Kokchetav massif (Kazakhstan) // Tectonophysics. 1994. V. 233. P. 293–313.
- Drummond M.S., Defant M.J., Kepezhinskas P.K. Petrogenesis of slab-derived trondhjemite-tonalitedacite/adakite magmas//Trans. Roy. Soc. Edinburgh. Earth Sciences. 1996. V. 87. P. 205–215.
- Hacker B.R., Calvert A., Zhang R.Y. et al. Ultrarapid exhumation of ultrahigh-pressure metasedimentary rocks of rhe Kokchetav Massif, Kazakhstan? // Lithos. 2003. V. 70. P. 61–75.
- Heinhorst J., Lehmann B., Ermolov P., Serykh V., Zhurutin S. Paleozoic crustal growth and metallogeny Central Asia; evidence from magmatic-hydrotermal ore system of Central Kazakhstan // Tectonophysics. 2000. V. 328. P. 69–87.
- Hochstaendler A., Gill J.B., Taylor B., Ishizuka O., Yuasa M., Morita S. Across-arc geochemical trends in the Izu-Bonin arc: constraints on source composition and mantle melting // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. P. 495–512.
- Katayama I, Maruyama S., Parkinson C.D. et al. Ion microprobe U-Pb zircon geochronology of peak and retrograde stages of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. V. 188. P. 185–198.
- *Krogh T.E.* A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. V.37. P.485–494.
- Krogh T.E. Improved accuracy of U-Pb zircon by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 637–649.
- Kröner A., Hegner E., Lehmann B., Heinhorst J., Wingate M.T.D., Lie D.Y., Ermolov P. Palaeozoic arc magmatizm in the Central Asian Orogenic Belt of Kazakhstan: SHRIMP zircon and whole-rock Nd isotopic systematic // Journal of Asian Earth Sciences. 2008. № 32. P. 118–130.
- Kröner A., Windley B.F., Badarch G., Tomurtogoo O., Hegner E., Jahn B.M., Gruschka S., Khain E.V., Demox A., Wingate M.T.D. Accretionary growth and crust formation in the Central Asia orogenic Belt and comparison with the Arabian-Nubian shield // Geol. Soc. Amer. Memoir. 2007. V. 200. P.1–29.
- Levashova N.M., Degtyarev K.E., Bazhenov M.L., Collins A.Q., Collins A.Q., Van der Voo R. Middle Paleozoic paleomagnetism of east Kazakhstan: post-Middle Devonian rotations in a large-scale orocline in central Ural-Mongolian belt // Tectonophysics. 2003. V. 377. P. 249–268.
- Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex.Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center Sp.Publ. 1999. № 1a. 49 p.
- Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88-542. 1991. 35 p.
- Maruyama S., Parcinson C.D. Overview of the geology, petrology and tectonic framework of the HP-UHP metamorphic belt of the Kokchetav massif, Kazakhstan // The Island Arc, 2000. № 9. P. 439–455.
- *Ogg. J.G., Ogg G., Gradstein F.* The concise Geologic Time Scale. New York: Cambridge Univercity Press, 2008. 177 p.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. № 4. P. 956–983.

- Ragozin A.L., Liou J.G., Shatsky V.S., Sobolev N.V. The timing of retrograde partial melting in the Kumdy-Kol region (Kokchetav massif, Northern Kazakhstan) // Litos. 2009. V. 109. P. 274–284.
- Shatsky V.S., Jagoutz E., Sobolev N.V. et al. Geochemistry and age of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan) // Contr. Miner. Petrol. 1999. V. 137. P. 185–205.
- Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. №2. P. 207–221.
- Steiger R.H., Jager E. Subcomission of Geochronology: convension of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotope systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // Eds. Saunders A.D., Norry M.J. Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.
- *Taylor B.* Rifting and volcanic-tectonic evolution of the Izu-Bonin-Mariana Arc // Proc. ODP Sci. Result. 1992. V. 126. P. 627–652.
- Tolmacheva T.J., Danelian T., Popov L.E. Evidence for 15 million years of continuous deep-sea biogenic sedimentation in early Palaeozoic oceans // Geology. 2001. V. 29. № 8. P. 755–758.
- Tolmacheva T.J., Degtyarev K.E., Ryazantsev A.V., Nikitina O.I. Conodonts from Upper Ordovition Siliceous Rocks of Central Kazakhstan // Paleontological Journal. 2009. V. 43. № 11. P. 1–15.
- Tolmacheva T.J., Degtyarev K.E., Samuelson J., Holmer L.E. Middle Cambrian to Lower Ordovician from the Chingiz Mountain Range, central Kazakhstan // Alcheringa: An Ausralasian Journal of Palaeontology. 2008. V. 32. № 4. P. 443–463.
- Wolge B., Gore-Gambella Geotraverse Team Tonalitetrondhjemite-granite genesis by partial melting of newly underplated basaltic crust: An example from the Neoproterozoic Birbir magmatic arc, western Ethiopia // Precam. Res. 1996. V. 76. P. 3–14.



**Рис. 1.** Схема основных средне-позднепалеозойских структур Казахстана, Северного Тянь-Шаня и Урала *1* – Восточно-Европейский кратон; *2* – каледониды Казахстана и Северного Тянь-Шаня; *3* – нижне-среднедевонские континентальные вулканиты и гранитоиды Казахстанского пояса; *4* – терригенно-карбонатные толщи верхнедевонсконижнекаменноугольного субплат-форменного чехла; *5* – каменноугольные и пермские континентальные вулканиты и гранитоиды Казахстанского пояса; *4* – терригенные толщи верхнедевонсконижнекаменноугольного субплат-форменного чехла; *5* – каменноугольные и пермские континентальные вулканиты и гранитоиды Балхаш-Илийского пояса; *6* – каменноугольные и пермские терригенные толщи наложенных впадин; *7* – флишевые и вулканогенно-осадочные комплексы варисцид; *8* – нижне-среднепалеозойские офиолитовые зоны; *9* – верхнедевонско-нижнекаменноугольные сланцевые и терригенно-карбонатные толщи рифтовых зон и грабенов; *10* – докембрийские и палеозойские метаморфические комплексы Восточного Урала; *11* – среднепалеозойские комплексы энсиматических островных дуг; *12* – аллохтоны, сложенные нижне-среднепалеозойскими офиолитовыми и островодужными комплексами; *13* – сдвиги: *a* – гигантско-, *б* – крупноамплитудные; *14* – разрывные нарушения: *a* – надвиги и тектонические покровы, *б* – прочие; *15* – силурийские и девонские палеомагнитые направления после учета позднепермский поворотов, по [Баженов, Левашова, 2008]

Цифры в кружках: 1–3 – вулканические пояса: 1 – Казахстанский девонский, 2 – Балхаш-Илийский, 3 – Валерьяновский, 4, 5 – впадины: – 4 – Тенизская, 5 – Чу-Сарысуйская, 6 – грабены и горсты Сарысу-Тенизского водораздела, 7, 8 – рифтовые зоны: 7 – Спасская, 8 – Успенская и Акжал-Аксоранская, 9–11 – офиолитовые зоны: 9 – Тектурмаская, 10 – Агадырская, 11 – Северо-Балхашская. Цифры в квадратах – гигантско- и крупноамплитудные сдивиги: 1 – Центрально-Казахстанский, 2 – Чингизский, 3 – Калба-Нарынский, 4 – Талассо-Ферганский, 5 – Байдаулетовский, 6 – Джалаир-Найманский



Рис. 2. Схема основных каледонских структур Казахстана и Северного Тянь-Шаня

1-флишевые и вулканогенно-осадочные комплексы варисцид; 2 – ордовикские комплексы Байдаулет-Акбастауского вулканического пояса; 3 – нижнепалеозойские комплексы Ескембай-Балкыбекского офиолитового пояса; 4 – средневерхнеордовикские комплексы Чингиз-Северотянышаньского вулканического пояса; 5 – кембрийско-нижнеордовикские комплексы Сарыаркинского пояса; 6 – верхнекембрийско-ордовикские комплексы Ерементау-Бурунтауской рифтогенной зоны: 7 – докембрийские сиалические массивы и их нижнепалеозойские терригенно-карбонатные чехлы; 8 – верхнекембрийско-нижнеордовикские комплексы Чистопольского офиолитового пояса; 9 – верхнерифейсконижнепалеозойские комплексы Ишим-Нарынской рифтогенной зоны; 10 – участки с высокобарическими комплексами; 11 – тектонические границы между докембрийскими сиалическими массивами и комплексами Сарыаркинского пояса; 12 – наиболее крупные палеозойские сдвиги и надвиги. Цифры в кружках: 1–5 – сегменты Ишим-Нарынской зоны: 1 – Джаркаинагачский, 2 – Байконурский, 3 – Каратауский, 4 – Чаткальский, 5 – Нарынский; 6-13 – докембрийские сиалические массивы: 6 – Кокчетавский, 7 – Ишкеольмесский, 8 – Улутауский, 9 – Чуйско-Кендыктасский, 10 – Таласско-Каратауйский, 11 – Северо-Тяньшаньский, 12 – Актау-Джунгарский, 13 – Жельтавский



Рис. 3. Схема тектонической зональности Юго-Западного сегмента Сарыаркинского пояса и его обрамления (составлена с использованием данных [Геологическая карта..., 1981; Рязанцев и др., 2009])

1 – кайнозойские отложения; 2 – каменноугольные вулканические комплексы Балхаш-Илийского пояса; 3 – девонские вулканогенно-осадочные комплексы; 4 – средневерхнеордовикские флишоидные и вулканогенно-осадочные комплексы Чингиз-Северотянышаньского пояса; 5 – кембрийско-нижнеордовикские комплексы Юго-Западного сегмента Сарыаркинского пояса (Джалаир-Найманская зона, северо-восточные склоны и приводораздельная часть хребта Кендыктас); 6 – верхнекембрийско-нижнеордовикские кремнисто-терригенные комплексы Ерементау-Бурунтауской рифтогенной зоны; 7 – комплексы докембрийских сиалических массивов, включая досреднеордовикские терригенно-карбонатно-кремнистые чехлы и высокобарические образования; 8 – палеозойские гранитоиды; 9 – разрывные нарушения, включая надвиги и тектонические покровы. Цифры в кружках: 1 – район Голубой гряды и Караканского увала, 2 – Чуйский сиалический массив, 3 – район междуречья ручьев Андассай и Каршигалы, 4 – район ст. Кулакшино, 5 – район гор Дуланкара, 6 – горы Анрахай (Жельтавский сиалический массив), 7 – северо-восточные склоны хребта Кендыктас, 8 – приводораздельная часть хребта Кендыктас



Рис. 4. Схема тектонической зональности Северного сегмента Сарыаркинского пояса и его обрамления, по [Дегтярев, Рязанцев, 2007]

1 – силурийские, девонские и каменноугольные комплексы нерасчлененные; 2 – средне-верхнеордовикские вулканогенно-осадочные комплексы Степнякской зоны Чингиз-Северотяньшаньского пояса; 3–5 – кембрийсконижнеордовикские комплексы зон Северного сегмента Сарыаркинского пояса: 3 – Селетинской, 4 – Урумбайской, 5 – Ирадырской; 6 – верхнекембрийско-нижнеордовикские комплексы Ерементау-Бурунтауской рифтогенной зоны; 7 – докембрийские комплексы Ишкеольмесского сиалического массива; 8 – палеозойские гранитоиды; 9 – разрывные нарушения: а – тектонические покровы – границы между зонами, 6 – прочие



Рис. 5. Схема тектонической зональности Северо-Восточного сегмента Сарыаркинского пояса и его обрамления, по [Дегтярев, Рязанцев, 2007]

1 – фамен-каменнугольные терригенно-карбонатные толщи; 2 – силурийско-среднедевонские терригенные и вулканогенно-осадочные толщи; 3 – нижне-среднедевонские вулканогенные толщи; 4 – средне-верхнеордовикские комплексы Ащикольской зоны Чингиз-Северо-Тяньшаньского пояса; 5–8 – кембрийско-нижнеордовикские комплексы различных зон Северо-Восточного сегмента Сарыаркинского пояса: 5 – Бощекульской, 6 – Кендыктинской, 7 – Караайгырской, 8 – Восточно-Ерементауской; 9 – нижнепалеозойские комплексы Северо-Западного сегмента Ескембай-Балкыбекского офиолитового пояса; 10–ордовикские комплексы Сатпаевской зоны Байдаулет-Акбастауского пояса; 11 – докембрийские и нижнепалеозойские комплексы Ерементау-Бурунтауской зоны, включая образования Коржункольско-Телескольского аллохтона; 12 – палеозойские гранитоиды; 13 – разрывные нарушения, разделяющие зоны: а – прослеженные, б – скрытые под более молодыми комплексами; 14 – прочие разрывные нарушения



**Рис.** 14. Схема геологического строения нижнепалеозойских комплексов Селетинской зоны. Составлена по материалам Н.М. Гридиной, И. В. Евдокимова, Н.И. Евсеенко, В.И. Борисенка, Л.Л. Германа. Положение см. на рис. 4

1 – кислые эффузивы нижнего триаса; 2 – терригенные и карбонатные толщи верхнего девона – карбона; 3 – флишевые и олистостромовые толщи среднего-верхнего ордовика; 4 – кремнисто-терригенные породы нижнего ордовика – лланвирна (зорьевская свита); 5 – известняки верхнего кембрия; 6 – туфы, туфоконгломераты и туфопесчаники низов амгинского яруса; 7–10 – нижнекембрийские комплексы: 7 – кремнистые туффиты и туфопесчаники (керимбайская свита), 8 – риолиты, риодациты, туфы кислого состава (таскуринская свита); 9 – подушечные базальты, туфопечаники, алевролиты, туфы основного и средне-кислого состава (шийлинская и киикбайская свита), 10 – плагиограниты; 11 – кремни и яшмы верхнего кембрия – нижнего ордовика; 14 – разрывные нарушения: а – границы тектонических покровов, 6 – прочие



**Рис. 15.** Схема геологического строения правобережья реки Акжар, по В.И. Борисенку и Л.Л. Герману с изменениями и дополнениями. Положение см. на рис. 4

1 -кайнозойские отложения; 2 -силурийские конгломераты, песчаники и туфы андезидацитового состава (сулысорская свита); 3 - верхнеордовикские песчаники и конгломераты с глыбами кремней и известняков нижнего, среднего и верхнего кембрия и тремадока (олистостромовая толща); 4 - средне-верхнеордовикские песчаники, конгломераты и алевролиты (еркебидаикская свита); 5 - среднеордовикские песчаники и алевролиты (изобильная свита); 6 - нижнесреднеордовикские кремнистые алевролиты, алевролиты и песчаники с горизонтами кремней (зорьевская свита); 7 - средне-верхнекембрийские кремнистые алевролиты, кремнистые туффиты, кремни, фтаниты (верхнеурумбайская свита); 8 - 11 - нижне-среднекембрийские вулканиты и туфы (акжарская свита): 8 - риодациты, дациты, андезидациты и их туфы, 9 - андезиты, андезибазальты, их туфы и туффиты, 10 - базальты, их туфы, туфопесчаники, туффиты, 11 - туфы и лавобрекчии базальтов, трахиандезиты, кремнистые туффиты, линзы известянков; 12 - нижнепротерозойские гнейсы и кристаллические сланцы Ишкеольмеского сиалического массива (шингаревская серия); 13 - разрывные нарушения: a - надвиги и тектонические покровы, 6 - прочие; 14 - местонахождения органических остатков: a - ма-крофауны, 6 - конодонтов



**Рис. 16.** Схема геологического строения района оз. Бозщасор и пос. Торткудук (Бощекульская зона), по [Рязанцев, 2005] с изменениями и дополнениями. Положение см. на рис. 5

I – фамен-нижнекаменноугольные терригено-карбонатные толщи; 2 – силурийско-девонские конгломераты, песчаники, эффузивы и туфы среднего состава; 3 - средне-верхнеордовикские флишевые и олистостромовые толщи (еркебидаикская и тынкудукская свиты); 4 – средне-верхнеордовикские яшмы, кремнистые алевролиты и кремнистые туффиты (ержанская свита); 5–17 – комплексы Северо-Восточного сегмента Сарыаркинского пояса (Бощекульская зона): 5 – нижнеордовксикие кремни, фтаниты, яшмы, кремнистые алевролиты (жельдыадырская свита); 6 - верхнекембрийские и нижнеордовикские эффузивы среднего и средне-кислого состава (аяксорская, олентинская и кендыктинская свиты); 7 – средне-верхнекембрийские терригенно-карбонатные толщи (майдантаская, куяндинская и темирастауская свиты); 8 – среднекембрийские эффузивы средне-основного состава (кзылкояндинская свита); 9, 10 – бощекульская серия нижнего-среднего кембрия: 9а - среднекембрийские эффузивы и туфы основного и среднего состава (джангабульская свита), 96 – нижнекембрийские эффузивы и туфы основного состава (бескудукская свита), 10 – нижнекембрийские песчаники, алевролиты, конгломераты, базальты (иткалганская свита); 11 – нижнекембрийские базальты, риолиты и дациты (борукаевская и майсорская свиты коксорской серии); 12 – долериты (темирастауский комплекс «силл в силле»); 13 – рифейские (?) кристаллические сланцы (кемерская свита); 14 – позднекембрийские габбро, габбро-диориты, сиениты (кульбайский комплекс); 15 – раннекембрийские тоналиты и плагиограниты (жиландинский комплекс); 16 – раннепалеозойские перидотиты, пироксениты и габбро (ажейский комплекс); 17 – раннепалеозойские ультрамафиты; 18 – разрывные нарушения: *a* – тектонические покровы и надвиги, *б* – прочие



**Рис. 17.** Схемы геологического строения окрестностей горы Тиес (А), по [Рязанцев, 2005] и вулканических и плутонических комплексов к северу от горы Тиес (Б), по К.Е. Дегтяреву и А.В. Рязанцеву. Положение см. на рис. 5

А: 1 – кайнозойские отложения; 2 – среднедевонские песчаники и туфы кислого состава (куртозекская свита); 3 – верхнеордовикские песчаники, конгломераты, осадочные брекчии (тынкудукская свита); 4 – средне-верхнеордовикские кремнистые туффиты и яшмы и кремнистые алевролиты (ержанская свита); 5 – среднеордовикские осадочные брекчии, песчаники и алевролиты (акшагыльская свиты); 6–13 комплексы Северо-Восточного сегмента Сарыаркинского пояса (Бощекульская зона): 6 – нижнекембрийские риолиты, риодациты, андезиты (майсорская свита), 7 – натровые граносиенит-порфиры (субвулканические тела), 8 – нижнекембрийские базальты с дайками и силлами долеритов (борукаевская свита), 9 – раннекембрийские габбро и долериты, 10 – серпентинизированные гарцбургиты и дуниты, 11 – раннекембрийские тоналиты и плагиограниты (жиландинский комплекс), 12 – нижнекембрийские известняки, кремни, базальты (жельтауская свита), 13 – раннепалеозойские амфиболиты и гнейсы; 14 – разрывные нарушения.

Б: 1 – кайнозойские отложения; 2–6 – нижнекембрийские вулканиты, туфы и вулканогенно-осадочные породы (майсорская свита): 2 – дациты (а), риолиты (б), 3 – андезидациты (а), их туфы (б), 4 – андезиты (а), их туфы (б), 5 – туфопесчаники (а), кремнистые туффиты (б), 6 – трахиандезиты; 7–11 – раннекембрийские гранитоиды (жиландинский комплекс): 7 – плагиограниты с гранофировой структурой (а), то же с ксенолитами габбро и долеритов (б), 8 – плагиограниты, 10 – катаклазированные плагиограниты, 11 – крупнозернистые тоналиты и кварцевые диориты; 12 – средне-мелкозернистые габбро и долериты; 13 – разрывные нарушения: а – прослеженные, б – предполагаемые; 14 – места отбора проб для геохронологических исследований



**Рис. 18.** Схема геологического строения правобережья руч. Темирастау и окрестностей горы Кульбай, по Б.Ф. Хромыху с изменениями и дополнениями К.Е. Дегтярева и А.В. Рязанцева (А). Соотношение комплекса «силл в силле» с базальтами борукаевской свиты (Б)

А: 1 – кайнозойские отложения; 2–15 – комплексы Северо-Восточного сегмента Сарыаркинского пояса (Бощекульская зона): 2 – нижнеордовикские кремни, фтаниты, яшмы (жельдыадырская свита), 3 – нижнеордовикские андезиты и их туфы (олентинская свита), 4–7 – среднекембрийские вулканиты и их туфы (джангабульская свита): 4 – базальты, 5 – туфы и лавобрекчии базальтов, 6 – андезибазальты, 7 – туфы и туфопесчаники средне-основного состава, 8 – нижнекембрийские риолиты, риодациты и их туфы (майсорская свита); 9, 10 – нижнекембрийские эффузивы основного состава (борукаевская свита): 9 – базальты с прослоями туфопесчкников и туфов основного состава, 10 – базальты с линзами кремней и яшм; 11 – нижнекембрийские долериты (темирастауский комплекс «силл в силле»), 12 – ранне-кембрийские изотропные габбро; 13, 14 – позднекембрийский кульбайский комплекс: 13 – сиениты и лейкократовые граниты, 14 – габбро и габбро-диориты; 15 – раннекембрийские плагиограниты (жиландинский комплекс); 16 – разрывные нарушения: а – тектонические покровы и надвиги, 6 – прочие; 17 – места сборов конодонтов; 18 – места отбора проб для геохронологических исследований и их номера

Б: 1 – подушечные базальты борукаевской свиты; 2 – силлы и дайки долеритов среди базальтов; 3 – долериты темирастауского комплекса «силл в силле»; 4 – среднезернистые изотропные габбро; 5 – дайки долеритов в габбро; 6 – зоны закалки долеритов комплекса «силл в силле»

Рис. 19. Схема геологического строения окрестностей горы Жиланды (по материалам Б.Ф. Хромыха с изменениями и дополнениями К.Е. Дегтярева и А.В. Рязанцева)

свита); 4 – нижнекембрйиские афировые среднеордовикские кремнистые туффиты и кремнистые алевролиты (ержанская свита); 3 – нижнекембрийские риолиты, риодациты, их туфы и туфопесчаники (майсорская базальты (борукаевская свита); 5 -раннеский комплекс): 9 – дайки плагиогранитов, в 13 – разрывные нарушения: a – зоны интенкембрийские долериты и габбро-долериты Х лейкократовые плагиограниты, II - крупносивного рассланцевания и катаклаза,  $\delta$  – про-I – нижнедевонские песчаники, конгло-(темирастауский комплекс «силл в силле»); 6 – раннекембрийские габбро (только на разрезе); 7 – венд-нижнекембрийские известняки, кремни базальты (жельтауская свита); 8 – раннедевонские граносиениты; 9–11 – раннекембрийские гранитоиды (жиландинтом числе с гранофировой структурой, 10 – зернистые тоналиты и кварцевые диориты; 12 – серпентинизированные ультрамафиты; чие; 14 – места отбора проб для геохроноломераты андезиты (жарсорская свита); 2 гических исследований и их номера







Рис. 22. Схема геологического строения окрестностей пос. Аже (по Б.Ф. Хромыху, 1984)

1 – кайнозойские отложения; 2 – нижнедевонские песчаники и конгломераты (жарсорская свита); 3 – верхнеордовикские песчаники, конгломераты, туфопесчаники (тынкудукская свита); 4 – нижнекембрийские риолиты, риодациты и их туфы (майсорская свита); 5, 6 – нижнекембрийские эффузивы основного состава (борукаевская свита): 5 – базальты с прослоями туфов и туфопесчаников, 6 – подушечные афировые базальты; 7 – раннекембрийские долериты (темирастуский комплекс «силл в силле»); 8 – нижнекембрийские зеленые сланцы, известняки, кремни (жельтауская свита); 9, 10 – раннекембрийские гранитоиды (жиландинский комплекс): 9 – плагиограниты, 10 – тоналиты и кварцевые диориты; 11 – раннепалеозойские габбро и пироксениты; 12–16 – раннепалеозойские ультрамафиты (ажейский комплекс): 12 – пироксениты с линзами полосчатых габбро, 13 – оливиниты и пироксениты; 14 – серпентинизированные гиперстениты, вербстериты и бронзититы, 15 – апогарцбургитовые серпентиниты, 16 – чередование апогарцбургитовых серпентинитов, бронзититов и вебстеритов; 17 – разрывные нарушения: а – надвиги, 6 – прочие



**Рис. 33.** Схема строения нижнепалеозойских комплексов Урумбайской и Ирадырской зон Северного сегмента Сарыаркинского пояса, по [Дегтярев, Рязанцев, 2007]. Положение см. на рис. 4

1 – силурийские и девонские комплексы; 2 – средне-верхнеордовикские терригенные толци; 3 – нижнеордовикские терригенные толци Степнякской зоны; 4–6 – комплексы Урумбайской зоны: 4 – верхнекембрийско-нижнеордовикские базальты, андезиты и их туфы шункырашинской и аксуйской свит, 5 – среднекембрийско-нижнеордовикские кремнисто-туфогенно-терригенные породы верхнеурумбайской и зорьевской свит, 6 – среднекембрийско-нижнеордовикские кремнисто-туфогенно-терригенные породы верхнеурумбайской зоны: 7 – кембрийско (?)-нижнеордовикские кремнисто-терригенные и кремнистые породы ишкеольмесской и ирадырской свит, 8 – кембрийско(?)-нижнеордовикские кремнисто-терригенные и кремнистые породы ишкеольмесской и ирадырской свит, 8 – кембрийско(?)-нижнеордовикские базальты сазинской свиты, 9 – габброиды и ультрамафиты; 10 – докембрийские комплексы Ишкеольмесского сиалического массива; 11 – позднеордовикские гранитоиды; 12 – разрывные нарушения: а – границы тектонических покровов, б – прочие. Цифры в кружках: 1 – урочище Урумбай, 2 – водораздел р. Аксу и оз. Медет, 3 – Тасмолинский ультрамафит-габбровый массив



**Рис. 43.** Схема геологического строения гор Тобежал, Акшокы и Калмыккожа, по [Рязанцев, 2005]. Положение см. на рис. 5

1 – фаменские терригенно-карбонатные толщи; 2 – среднедевонские туфогенно-терригенные толщи; 3 – верхнеордовикские олистостромовые толщи; 4–6 – комплексы Восточно-Ерементауской зоны – ерементауская серия венда – нижнего кембрия: 4 – подушечные афировые базальты (тиесская свита), 5 – горизонт кремней и фтанитов в кровле жельтауской свиты, 6 – базальты, онколитовые известняки и кремни (жельтауская свита); 7, 8 – комплексы Ерементау-Бурунтауской зоны: 7 – среднеордовикская олистостромовая толща, 8 – верхнекембрийско-среднеордовикские кремни, фтаниты и яшмы (акдымская серия); 9 – местонахождения органических остатков в верхнеордовикской олистостромовой толще; 10 – разрывные нарушения: а – границы тектонических покровов, б – прочие



**Рис. 51.** Схема геологического строения южных склонов хребта Кендыктас (по Е.П. Мамонову и др., 2006 с упрощениями). Положение см. на рис. 3

1 - кайнозойские отложение; 2 - девонские и каменноугольные вулканогенно-осадочные толщи; 3–5 - комплексы Чингиз-Северотянышаньского вулканического пояса: 3 – верхнеордовикские конгломераты (кескентасская свита), 4 – верхнеордовикские эффузивы среднего и кислого состава (сарыбастауская свита), 5 – среднеордовикские эффузивы среднего и средне-основного состава (ргайтинская свита); <math>6-9 – комплексы чехла Чуйско-Кендыктасского массива: 8 – нижне-среднеордовикские песчаники, алевролиты, известняки (шербактинская свита), 7 – нижнеордовикские песчаники и алевролиты (курдайская свита), 8 – нижнеордовикские известняки и алевролиты (агалатасская свита), 9 – нижнеордовикские песчаники, алевролиты, конгломераты (кендыктасская свита); 10-12 – комплексы Сарыаркинского пояса: 10 – верхнекембрийские туффиты, кремнистые туффиты, кремни (карабаурская толща), 11 – верхнекембрийские гранодиориты; 14 – разрывные нарушения: a – границы тектонических покровов,  $\delta$  – прочие



**Рис. 52.** Схема геологического строения района «Голубой гряды и Караканского увала» (Северная Бетпакдала), по [Дегтярев, Рязанцев, 2005]. Положение см. на рис. 3

1 – среднедевонские вулканогенные толщи; 2 – силурийские терригенные толщи; 3 – комплексы Чингиз-Северотяньшаньского пояса – средне-верхнеордовикские эффузивы среднего и средне-основного состава (савидская и куяндинская свиты); 4–11 – комплексы Сарыаркинского пояса: 4 – нижне-среднеордовикские алевролиты, песчаники, известняки (караканская свита), 5 – нижнеордовикские кремнистые алевролиты (кушекинская свита), 6 – нижнеордовикские песчаники, алевролиты, конгломераты; 7 – верхнекембрийские базальты с линзами кремней и известняков (ащисуйская свита), 8, 9 – раннекембрийская габбро-плагиогранитная ассоциация: 8 – плагиограниты, 9 – габбро, 10 – серпентиниты; 11 – разрывные нарушения: а – границы тектонических покровов, 6 – прочие



**Рис. 58.** Схема строения Северо-Западного сегмента Ескембай-Балкыбекского офиолитового пояса и его обрамления, по [Дегтярев, 1999] с изменениями

1 - кайнозойские отложения; 2 - девонско-каменноугольные вулканогенно-осадочные толщи; 3 - нижнесилурийские вулканогенно-осадочные породы (сулысорская свита); 4 – нижнесилурийские терригенные толщи (караайгырская свита); 5 – верхнеордовикские песчаники и алевролиты (оройская свита); 6 – верхнеордовикские терригеннокарбонатные и терригенные толщи (ангренсорская свита); 7 – верхнеордовикские олистостромы; 8 – верхнеордовикские рифовые известняки; 9 – верхнеордовикские андезиты и их туфы (баянская свита); 10 – верхнеордовикские песчаники, алевролиты, конгломераты (еркебидаикская свита); 11, 12 - комплексы Кендытинской зоны: 11 - средневерхнеордовикские песчаники, алевролиты, известняки, туфы андезитов (сарыбидаикская свита), 12 – нижнеордовикские базальты, андезибазальты и их туфы (кендыктинская свита); 13, 14 - комплексы северо-западного сегмента Ескембай-Балкыбекского офиолитового пояса: 13 – кембрийско-нижнеордовикские кремнисто-базальтовые и кремнистые толщи Ескембай-Ангренсорской зоны, 14 – нижнеордовикские кремнисто-базальтовые толщи Толпакской зоны; 15-18 - комплексы северо-западного сегмента Байдаулет-Акбастауского вулканического пояса: 15, 16 - вулканогенные толщи Майкаинской зоны: 15 – нижне-среднеордовикские эффузивы основного, среднего и кислого состава (алпысская, жарыккудукская и кураминская свиты), 16 – верхнеордовикские андезиты и их туфы (биикская свита), 17, 18 - комплексы Сатпаевской зоны: 17 - нижнеордовикские базальты (караучекинская свита), 18 - нижне-, средне-, и верхнеордовикские терригенно-вулканогенные породы (акозекская свита и вулканогенно-терригенная толща); 19ультрамафиты и серпентинитовый меланж; 20 – разрывные нарушения

Цифры в кружках: 1 – горы Агырек, 2 – горы Косгомбай и Кызылтумсык, 3 – гора Толпак, 4 – гора Караулчеку, 5 – горы Жаман-Букумбай, 6 – урочище Одак, 7 – горы Жаксы-Букумбай, 8 – гора Адильбек, 9 – оз. Ангренсор, 10 – район пос. Майкаин



Рис. 60. Схема строения Юго-Восточного сегмента Ескембай-Балкыбекского офиолитового пояса, по [Дегтярев, 1999] с изменениями и дополне-ИМКИН

свита); 4 – нижнесилурийские песчаники, алевролиты, туфы основного и среднего состава (альпеисская свита); 5 – верхнеордовикские терригенно-карбонатные и кембрийские базальты, кремни, яшмы и нижне-среднеордовикские яшмы, кремнистые алевролиты и туффиты (кызылжальский комплекс); 12 – нижнепалеозойские эффузивы основного состава; 13 – песчаники и алевролиты, содержащие известняки с трилобитами среднего и позднего кембрия; 14 – нижнекембрийские базальты I – кайнозойские отложения; 2 – верхнедевонские конгломераты и песчаники; 3 – нижнесилурийские эффузивы основного и средне-основного состава (жумакская олистостромовые толщи; 6 – верхнеордовикские эффузивы среднего состава; 7 – средне-верхнеордовикские базальты, туфогенные и кремнисто-туфогенные породы (кызылкаинский комплекс); 8 – нижне-среднеордовикские яшмы, кремнистые алевролиты, песчаники (ушкызыльская свита); 9 – нижне-среднеордовикские яшмы, кремни (акирекская толща); 10 – нижне-среднеордовикские яшмы, базальты, кремнистые туффиты и песчаники с глыбами яшм (балгашокинская свита); 11 – верхнес линзами известняков (балкыбекская свита); 15 – нижнепалеозойские (?) амфиболиты, амфиболовые сланцы, прорванные телами тоналитов и граносиенитов; 16 – среднепалеозойские гранит-порфиры; *I* 7 – серпентиниты, дуниты, клинопироксениты; *I* 8 – разрывные нарушения



## Рис. 74. Схема тектонического районирования Чингиз-Тарбагатайского региона

1 – терригенно-карбонатные толщи фамена-карбона; 2 – эффузивы, туфы вулканогенно-осадочные породы кислого состава нижнего-среднего девона; 3 – терригенные и вулканогенно-осадочные толщи силура; 4–9: нижнепалеозойские структурно-формационные зоны Чингизского сегмента: 4 – Аркалыкская, 5 – Чунайская, 6 – Центрально-Чингизская, 7 – Абралинская, 8 – среднекембрийские вулканогенные комплексы Абралинской зоны; 9 – Токайско-Акчатауская; 10 – Юго-Восточный сегмент Ескембай-Балкыбеского офиолитового пояса, 11 – Юго-Восточный сегмент ордовикского Байдаулет-Акбастауского вулканического пояса; 12 – позднепалеозойские граниты; 13 – девонские граниты; 14 – позднесилурийские гранодиориты и граниты; 15 – среднепалеозойские комплексы Иртыш-Зайсанской зоны; 16 – пермские вулканиты Балхаш-Илийского пояса; 17 – разрывные нарушения

Цифры в кружках: 1 – горы Эдрей, 2 – горы Маяжон, 3 – горы Кельмембет, 4 – горы Ордатас, 5 – хребет Маялжен, 6 – гора Жандос, 7 – урочище Коксенгир, 8 – р. Балкыбек и горы Ушкызыл, 9 – горы Аркалык, 10 – горы Токай, 11 – горы Окпекты





1 – терригенно-карбонатные толщи среднего девона – карбона; 2 – кислые эффузивы и вулканогенно-осадочные породы нижнего–среднего девона; 3, 4 – верхнеордовикские комплексы: 3 – эффузивы и туфы средне-основного состава, 4 – терригенные толщи; 5-9 – аллохтонные комплексы Аркалыкской зоны: 5 – кремнистые туффиты и алевролиты среднего ордовика, 6 – кремни и яшмы верхнего кембрия – нижнего ордовика, 7 – базальты с прослоями яшм и кремней нижнего ордовика, 8 – ультрамафиты, 9 – габброиды; 10-13 – параавтохонные комплексы Центрально-Чингизской зоны: 10 – базальты и андезибазальты с линзами известняков среднего(?) кембрия, 11 – песчаники, туфопесчаники ботомского яруса (едрейская свита), 12 – порфироиды риолитового и риодацитового состава (утегенсорская толща нижнего кембрия); 13 – порфиритоиды базальт-андезибазальтового состава с прослоями микрокварцитов (алкасорская толща нижнего кембрия); 14 – позднепалеозойские граниты; 15 – среднепалеозойские гранодиориты; 16 – раннекембрий, 18 – разрывные нарушения: а – границы тектонических покровов, 6 – Чингизский правый сдвиг, в) прочие



Рис. 76. Схема геологического строения Центрально-Чингизской зоны. Положение см. на рис. 74 1 - кайнозойские отложения; 2 - терригенно-карбонатные толщи фамена-карбона; 3-7 - комплексы Восточного сегмента Чингиз-Северотяньшаньского пояса: 3 – эффузивы средне-основного состава и вулканогенно-осадочные породы верхнего ордовика (намасская свита), 4 - терригенные и вулканогенно-осадочные породы верхнего ордовика (талдыбойская свита), 5 – терригенные породы верхнего ордовика (саргалдакская свита), 6 – известняки и туфогенные породы среднего-верхнего ордовика (бестамакская свита), 7 – эффузивы среднего и основного состава среднего ордовика (абаевская свита); 8–13 – комплексы Сарыаркинского пояса: 8–11 – комплексы Центарально-Чингизского покрова: 8 – кремнисто-туфогенные породы нижнего-среднего ордовика (найманская свита), 9 – эффузивы среднего состава и вулканогенно-осадочные породы нижнего ордовика (сарышокинская свита), 10 - эффузивы среднего и кислого состава, вулканогенно-осадочные породы верхнего кембрия – нижнего ордовика (карагутуйская и маматская свиты), 11 – эффузивы и вулканогенно-осдочные породы среднего состава верхнего кембрия – нижнегоордовика, 12 – терригенно-карбонатные, кремнисто-терригенные и туфогенные породы среднего кембрия – нижнего ордовика, 13 – эффузивы основного, среднего и кислого состава, вулканогенно-осадочные породы среднего кембрия; 14 - 17 - гранитоиды: 14 - позднего карбона – ранней перми, 15 - позднего силура, 16 - раннего ордовика (чаганский комплекс), 17 - среднего кембрия (кан-чингизский комплекс); 18 – разрывные нарушения: а – граница Центрально-Чингизского покрова, б – прочие; 19 – цифры в кружках – положение разрезов, показанных на рис. 79, 80; 20 – цифры в квадратах: 1 – горы Кадыр, 2 – Мукурский гранитоидный массив, 3 – Кан-Чингизский гранитоидный массив, 4 – горы Кзылкоянды-Карабулак



Рис. 87. Схема геологического строения гор Аркалык, Бабалы и Жандос, по [Дегтярев, 1999]. Положение см. на рис. 74

1 – кайнозойские отложения; 2 – известняки верхнего девона; 3 – кислые эффузивы нижнего девона; 4, 5 – породы намасской свиты верхнего ордовика: 4 – эффузивы среднего и средне-основного состава, 5 – конгломераты; 6 – песчаники, алевролиты и известняки верхнего ордовика (талдыбойская свита); 7 – кремнистые алевролиты и туффиты среднего ордовика (тасшокинская свита); 8 – олистостромовая толща среднего ордовика; 9 – глинистые сланцы и кварцито-сланцы нижнего среднего ордовика; 10 – базальты с прослоями красных яшм нижнего ордовика (аркалыкская толща); 11 – андезиты нижнего (?) ордовика; 12 – пластины, олистоплаки и глыбы яшм и кремней нижнего ордовика с олистостромовой толще среднего ордовика; 13 – кремни, яшмы, базальты, андезиты и известняки верхнего кембрия (актасская толща); 14 – яшмы, кремни и фтаниты серднего (?) кембрия – нижнего ордовика (коктасская толща и ее аналоги); 15 – базальты с прослоями фтанитов среднего (?) кембрия (омарбулакская толща); 16 – андезиты, туфы среднего состава с линзами известняков верхов амгинского яруса среднего кембрия; 17 – серпетинитовый меланж; 18 – комплексы Ескембай-Балкыбеского офиолитовго пояса; 19 – диориты позднего силура; 20 – разрывные нарушения: а – границы тектонических покровов, б – прочие





- песчаники и алевролиты нижнего силура (альпеисская свига); 5 - органогенные известняки верхнего ордовика (акдомбакская свига); 6 - эффузивы среднего и средне-основного состава верхнего ордовика (намасская свита); 7 – песчаники и алевролиты верхнего ордовика (талдыбойская свита); 8 – олистостромовая толща среднего ордовика; 9 – конглобрекчии, песчакники и алевролиты нижнего ордовика; 10 – олистостромовая толща нижнего ордовика; 11 – кремни, яшмы, алевролиты и серпентинитовый меланж; 16 – долериты и базальты в верхах переслаивание базальтов с фтанитами и известняками среднего (?)-верхнего кембрия (карабулакская с блоками габбро; 20 – граносиениты среднего девона; 21 – надвиг, разделяющий Абралинскую и Токайско-Акчатаускую зоны: а – прослеженный, 6 – предполагаемое 4 и песчаники верхнего кембрия – тремадока (токайская свита и толща красноцветных алевролитов, туффитов и песчаников); 12 – базальты с горизонтами и линзами кремней, яшм и известняков верхнего кембрия; 13–15 - офиолитовая ассоциация позднего (?) кембрия: 13 - базальты с линзами яшм, 14 - габбро, 15 - серпентиниты свита); 17 – туфы и эффузивы среднего и средне-основного состава среднего (?) кембрия; 18 – амфиболовые и кремнистые сланцы; 19 – аподунитовые серпентиниты 1 – кайнозойские отложения; 2 – кислые эффузивы нижнего девона; 3 – красноцветные конгломераты и песчаники верхнего силура (жанбазарская толща); положение под кайнозойскими отложениями; 22 - а - границы тектонических покровов, б - прочие разрывные нарушения



**Рис. 98.** Схема распространения комплексов Чингиз-Северотяньшаньского пояса в юго-западной части Чингизского сегмента, по [Дегтярев, Толмачева, 2005]

1 – кайнозойские отложения; 2 – вулканиты нижнего силура (жумакская свита); 3 – песчаники и алевролиты нижнего силура (альпеисская свита); 4–7 – комплексы Чингиз-Северотяньшаньского пояса: 4 – органогенные рифовые известняки верхнего карадока – низов ашгилла (акдомбакская свита), 5 – эффузивы основного и среднего состава, песчаники, алевролиты, известняки среднего карадока – нижнего ашгилла (талдыбойская и намасская свиты), 6 – песчаники, алевролиты, туфы и тефроиды среднего состава, рифовые известняки нижнего – среднего карадока (бестамакская и саргалдакская свиты), 7 – эффузивы среднего и основного состава, известняки верхнего лланвирна (абаевская свита); 8 – кембрийско-нижнелланвирнские вулканогенно-осадочные комплексы Центрально-Чингизской зоны; 9 – кембрийско-нижнелланвирнские кремнисто-базальтовые, кремнистые и олистостромовые комплексы Абралинской и Токайско-Акчатауской зон; 10 – комплексы Юго-Восточного сегмента Ескембай-Балкыбекского офиолитового пояса; 11 – комплексы Юго-Восточного сегмента Байдаулет-Акбастауского вулканического пояса; 12 – средне-верхнепалеозойские вулканогенно-осадочные комплексы (13 – средне-верхнепалеозойские гранитоиды; 14 – разрывные нарушения



**Рис. 106.** Схема распространения палеозойских гранитоидных и вулканических комплексов в центральной части Чингизского сегмента, по [Дегтярев и др., 2005] с изменениями

1 – кайнозойские отложения; 2, 3 – нижне-среднедевонские вулканические и субвулканические комплексы: 2 – риолиты, игнимбриты риолитового состава, туфы риолитов, в низах разреза андезиты, 3 – субвулканические тела и кольцевая дайка граносиенит-порфиров и гранит-порфиров; 4, 5 – нижнесилурийские комплексы: 4 – эффузивы жумакской свиты, 5 – терригенные породы альпеисской свиты; 6 – эффузивы и терригенные породы верхнего ордовика (талдыбойская и намасская свиты); 7, 8 – средне-верхнеордовикские комплексы: 7 – терригенные и туфогенные породы (бестамакская и саргалдакская свиты), 8 – пачка известняков в основании бестамакской свиты; 9 – верхнекембрийско-нижнеордовикские вулканические комплексы; 10 – среднекембрийско-нижнеордовикские терригенно-туфогенно-кремнистые комплексы; 11 – среднекембрийский вулканический комплекс; 12–16 – гранитоидные комплексы: 12 – позднекаменноугольно-раннепермский сарышокинский, 13 – ранне-средневонский саргалдакский; 17 – разрывные нарушения: а – Чингизский правый сдвиг, 6 – прочие

Цифры в кружках – массивы гранитоидов: 1 – Бестамакский, 2 – Кан-Чингизский, 3 – Чаганский, 4 – палеовулканическая структура Машан, 5 – Акбиикский, 6 – Саргалдакский, 7 – Баимбетский, 8 – Пишентайский, 9 – Сарыкольский, 10 – Сарышокинский, 11 – Бирликский, 12 – Кольдененский



Рис. 113. Схема геологического строения Степнякского сегмента каледонид Казахстана и его обрамления *1* – фамен-нижнекаменноугольные терригенно-карбонатные толщи; *2* – силурийские (?) эффузивы кислого состава; *3*–8 – нижнепалеозойские комплексы Степнякского сегмента: *3* – верхнеордовикские терригенно-карбонатные толщи (маятасская свита), *4* – верхнеордовикские эффузивы средне-основного состава (майлисорская свита), *5* – среднеордовикские эффузивы средне-основного и среднего состава (сагская серия), *6* – средне-верхнеордовикские терригенные толщи (степнякская свита), *7* – нижне-среднеордовикские кремни, базальты, осадочные брекчии с прослоями кремнистых алевролитов и яшм, *8* – нижнеордовикские эффузивы кислого состава (свита тассу); *9* – нижнеордовикские терригенные толщи (уштоганская и караказская свиты); *10*, *11* – комплексы Северного сегмента Сарыаркинского пояса: *10* – верхнекембрийсконижнеордовикские офиолиты и кремнисто-базальтовые комплексы Ирадырской зоны, *11* – кембрийско-нижнеордовикские островодужные комплексы Урумбайской зоны; *12* – докембрийские метаморфические комплексы; *13*–*18* – плутонические комплексы: *13* – девонские сиениты и граносиениты тассуйского комплекса, *14* – раннесилурийские биотитовые граниты боровского комплекса, *15* – раннесилурийские лейкократовые граниты карабулакского комплекса; *16*, *17* – позднеордовикский крыккудукский комплекса: *18* – гранодиориты массивов Крыккудукского типа, *17* – разрывные нарушения

Цифры в квадратах: I–III – докембрийские сиалические массивы: I – Кокчетавский, II – Шатский, III – Ишкеольмесский; IV – северный сегмент Сарыаркинского пояса. Цифры в кружках – интрузивные массивы: 1 – Боровской, 2 – Жукейский, 3 – Степнякский, 4 – Яблоново-Итейменский, 5 – Макинский, 6 – Буландино-Аккольский, 7 – Аккольский, 8 – Крыккудукский, 9 – Аккудукский, 10 – Аралаульский, 11 – Жаман-Койтасский, 12 – Аксуйский, 13 – Карабулакский, 14 – Джеламбетский



Пустыня Бетпакдала «Голубая гряда», обнажения кремнисто-терригенных пород кушекинской свиты нижнего-среднего ордовика (фото А.В. Рязанцева)



Хребет Чингиз, правый берег р. Копа, известняки чингизтауской свиты среднего кембрия (фото А.В. Рязанцева) XXVII



Хребет Чингиз к югу от Сарышокнского гранитного массива, вид с правого берега Р. Копа (фото А.В. Рязанцева)



Хребет Чингиз, правый берег р. Копа, известковистые алевролиты с карбонатными конкрециями чингизтауской свиты среднего кембрия (фото А.В. Рязанцева) XXVIII

Научное издание

## Кирилл Евгеньевич Дегтярёв

## ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСТРОВОДУЖНЫХ СИСТЕМ И ФОРМИРОВАНИЕ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ КАЛЕДОНИД КАЗАХСТАНА

Труды, вып. 602

Утверждено к печати Редколлегией Геологического института РАН

Редактор издательства М.В. Лучицкая

Макет Р.И. Недумов

Подписано к печати 22.02.2012. Формат 60х90 1/8. Бумага офсетная. Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 45,0. Тираж 400 экз.

Издательство ГЕОС 125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114. Тел./факс: (495) 959-35-16; 8-926-222-30-91 E-mail: geos-books@yandex.ru www.geos-books.ru

Отпечатано с готового оригинал-макета в ООО "Чебоксарская типография № 1" 428019, г.Чебоксары, пр. И.Яковлева, 15.