



ТРУДЫ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА

ISSN 0002-3272

ОЧЕРКИ ПО РЕГИОНАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКЕ

Том 1

Южный Урал

НАУКА

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ



RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
GEOLOGICAL INSTITUTE

TRANSACTIONS OF THE GEOLOGICAL INSTITUTE

Founded in 1932
Vol. 561

**ESSAYS
ON THE REGIONAL
TECTONICS**

Volume 1

South Urals

Collection of Scientific Papers



MOSCOW NAUKA 2005

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА

Основаны в 1932 году

Вып. 561

**ОЧЕРКИ
ПО РЕГИОНАЛЬНОЙ
ТЕКТОНИКЕ**

Том 1

Южный Урал

Сборник научных трудов



МОСКВА НАУКА 2005

УДК 551.24(470.5)
ББК 26.324
Т78

Ответственные редакторы:
доктор геолого-минералогических наук *С.В. Руженцев*,
кандидат геолого-минералогических наук *К.Е. Дегтярев*

Редакционная коллегия:
Ю.Г. Леонов (главный редактор), *М.А. Ахметьев*, *Ю.О. Гаврилов*,
Ю.В. Карякин, *М.А. Семихатов*, *М.Д. Хуторской*

Рецензенты:
доктор геолого-минералогических наук *А.А. Моссаковский*,
доктор геолого-минералогических наук *А.М. Никишин*

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

Вып. 561: Очерки по региональной тектонике. Том 1: Южный Урал / Отв. ред. С.В. Руженцев, К.Е. Дегтярев. – М.: Наука, 2005. – 249 с.: ил.– ISBN 5-02-033288-7 (Том 1) (в пер.)

В сборнике представлен новый обширный фактический материал по различным проблемам строения отдельных регионов Южного Урала. Многие данные получены с помощью современных методов, таких как конodontовая стратиграфия и изотопно-геохимические исследования, и имеют принципиальное значение для решения фундаментальных проблем эволюции окраин палеоконтинентов и поиска рудных месторождений.

Для широкого круга специалистов, интересующихся вопросами тектоники Урала, проблемами эволюции активных палеоокраин, стратиграфии и палеомагнетизма.

По сети АК

Editorial Board:

Yu.G. Leonov (Editor-in-Chief), *M.A. Akhmetiev*, *Yu.O. Gavrilov*,
Yu.V. Kariakin, *M.A. Semikhatov*, *M.D. Khutorskoy*

Reviewers:

A.A. Mossakovsky, *A.M. Nikishin*

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

Vol. 561: Essays on the regional tectonics. Vol. 1: South Urals / Ed by S.V. Ruzhentsev, K.E. Degtyarev. – Moscow: Nauka, 2005. – 249 p.: ill.– ISBN 5-02-033288-7 (Vol. 1)

New comprehensive factual material on the different problems of the South Urals distinct regions structure is represented. A lot of data are received with the aim of modern methods, such as conodont stratigraphy and isotopic-geochemical study, and are significant for the decision of fundamental problems of paleocontinent margins evolution and search of ore deposits.

For wide group of specialists, concerning in Urals tectonics, problems of active paleomargins evolution, stratigraphy and paleomagnetism.

ISBN 5-02-033646-7
ISBN 5-02-033288-7 (Том 1)

© Российская академия наук и издательство “Наука”,
продолжающееся издание “Труды Геологического
института РАН” (разработка, художественное
оформление), 1932 (год основания), 2005

ПРЕДИСЛОВИЕ

Палеозойские складчатые сооружения Урала, Центрального Казахстана и Тянь-Шаня являются наиболее типичными структурами Урало-Монгольского пояса, которые на протяжении длительного времени неизменно привлекали внимание многих исследователей. В последние 30 лет геология этих регионов пересматривается с мобилистских позиций. В этом отношении большой вклад был сделан учеными Геологического института РАН, Института геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого Уральского отделения РАН, Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Института Физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Института геологии УНЦ РАН, Института геологии им. К.И. Сатпаева НАН Республики Казахстан, Института геологии НАН Кыргызской Республики и ряда других организаций.

Первые исследования в этом направлении, проведенные в 70-х – начале 80-х годов XX в. под руководством А.В. Пейве и С.Н. Иванова, позволили разработать принципиально новую модель тектонического развития Урала и других складчатых систем Северной Евразии. В первую очередь это касается представлений об офиолитах как о реликтах палеоокеанической литосферы, о значительной роли тектонических покровов в строении складчатых сооружений, о стадийности их развития с выделением рифтогенной, океанической, островодужной и континентальной стадий, а также о геодинамических обстановках формирования разновозрастных комплексов. В результате этих исследований, проводившихся на Урале, в Казахстане, на Тянь-Шане, в Монголии, была опубликована серия монографий и многочисленные статьи (А.Б. Дергунов, Л.П. Зоненшайн, М.А. Камалетдинов, А.А. Моссаковский, А.С. Перфильев, В.Н. Пучков, С.В. Руженцев, А.А. Савельев, Г.Н. Савельева, С.Г. Самыгин,

И.Б. Серавкин и др.). Важную роль в развитии мобилистских представлений сыграли созданные на новых принципах тектонические карты Северной Евразии, Урала, Восточного Казахстана, Монголии и объяснительные записки к ним (редакторы А.В. Пейве, А.Л. Яншин, С.Н. Иванов, Н.С. Зайцев, В.И. Коваленко, А.А. Моссаковский и др.).

В 80-х – начале 90-х годов XX в. продолжалась разработка этих идей различными коллективами ученых. Плейттектоническая направленность исследований потребовала привлечения количественных методов оценки горизонтальных перемещений как крупных континентов, так и отдельных структурных элементов складчатых сооружений. С этим было связано проведение широкомасштабных палеомагнитных работ, проводившихся во всех складчатых системах Урало-Монгольского пояса (М.Л. Баженов, В.С. Буртман, Н.Ф. Данукалов, А.Н. Диденко, Д.М. Печерский, И.А. Свяжина и др.). Палеомагнитные данные, полученные в результате этих исследований, впервые позволили создать количественную основу палеотектонических реконструкций для различных возрастных интервалов.

С 1995 г. исследования Урала проводились сотрудниками Геологического института РАН по программе ОГГГН РАН “Урал: фундаментальные проблемы стратиграфии и геодинамики”, одним из руководителей и организаторов которой был С.А. Куренков. Некоторые результаты исследований по этой программе уже представлялись в коллективной монографии “Тектоническая история Полярного Урала” (авторы: А.Н. Диденко, С.А. Куренков, С.В. Руженцев, В.А. Симонов, Н.В. Лубнина и др.), а также в сборниках “Урал: фундаментальные проблемы стратиграфии и геодинамики”, “Общие и региональные вопросы геологии”, выпуски 1 и 2.

Настоящий сборник представляет собой очередной итог исследований по Уральской программе. Здесь представлен новый обширный фактический материал по различным проблемам строения как Уральского покровно-складчатого пояса, так и его отдельных регионов. Многие данные получены с помощью новых современных методик, таких как конодонтовая стратиграфия и изотопно-геохимические исследования. Пополнение арсенала фактических данных, полученных в ходе полевых работ, сейчас – в условиях резкого сокращения объемов полевых исследований – особенно важно. Необходимость

публикации регионального фактического материала возникла перед авторами в связи с подготовкой монографии “Тектоника Урала”, в которой предполагается подвести итоги работ сотрудников Геологического института на Урале в последние годы. Так как монография не может вместить весь объем новых данных, то решено было выделить их в отдельный сборник.

Статьи первого тома сборника охватывают широкий спектр проблем геологии Южного Урала, где проводились наиболее интенсивные полевые исследования. Особенно детально изучено строение и эволюция зоны перехода от Восточно-Европейского палеоконтинента к Уральскому палеоокеану (статьи С.В. Руженцева, С.Г. Самыгина и др., А.В. Рязанцева и др., В.А. Аристова и др., Д.В. Борисёнка и др.). Новую характеристику получили офиолиты Южного Урала (статьи Г.Н. Савельевой и др., А.А. Разумовского и О.В. Астраханцева). Геодинамические обстановки формирования каменноугольных вулканических комплексов Южного Урала и Зауралья освещены в статье А.В. Тевелева и др.

Проводя изучение Урала, сотрудники института продолжали полевые исследования и обработку ранее полученных данных по другим регионам Урало-Монгольского пояса – Центральному Казахстану и Тянь-Шаню. В 2003–2004 гг. исследования палеозоид Казахстана и Тянь-Шаня проводились по Программе Отделения наук о Земле РАН и Сибирского отделения РАН “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса: от палеоокеана к континенту”.

Во втором томе сборника представлены статьи, посвященные различным аспектам строения и развития Чингизской и Бошекульской палеоостроводужных систем, а также метаморфических комплексов Северного Тянь-Шаня (статьи А.В. Рязанцева, К.Е. Дегтярева и др., А.Б. Веймарна и др., Л.И. Деминой и др.). Отдельным проблемам тектонической эволюции Полярного и Северного Урала посвящены статьи С.А. Куренкова и др., Н.Б. Кузнецова и др.

В завершающей статье С.А. Куренкова, А.Н. Диденко, В.А. Симонова проведено обобщение данных по обстановкам формирования палеоспредиговых комплексов Урало-Монгольского пояса и приводятся палеотектонические реконструкции с использованием палеомагнитных данных для различных тектонических этапов этого региона.

Кроме сотрудников Геологического института РАН в написании “Очерков...” принимают участие ученые других организаций – Московского государственного университета, Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Объединенного института геологии, геофизики и минералогии СО РАН, Института земной коры СО РАН, Института геологии УНЦ РАН, Института геологии Коми НЦ УрО РАН, ВСЕГЕИ. Изучение палеозойд Казахстана и Тянь-Шаня проводились в тесном сотрудничестве с учеными Казахстана и Киргизии. Большинство полевых исследований было поддержано экспедиционными грантами Российского фонда фундаментальных исследований.

ЗОНА УРАЛТАУ: ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА И СТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

Одной из главных проблем уральской геологии является выяснение истории возникновения важнейшей палеоструктуры складчатого пояса – Уральского океанического бассейна, или палеоокеана. Наиболее распространена точка зрения о раскрытии Уральского палеоокеана в ордовике. Это стало почти аксиомой, и редко кем ставится вопрос: а не наследовала ли всеми признаваемая палеозойская океаническая область уралид более древнюю структуру того же типа среди доуралид? Частично положительный ответ был получен на Полярном Урале, где из доордовиковской офиолитовой ассоциации хребта Енганепэ был определен возраст плагиогранитов, равный 670 ± 5 млн лет [Хаин и др., 1998; Khain et al., 2003].

На Южном Урале ключевой зоной для ответа на вопрос – когда возник Уральский океанический бассейн: заложили ли он, как считает большинство, в начале ордовика или перманентно существовал с позднего докембрия – является Уралтауская зона. Зона Уралтау занимает пограничное положение между палеоконтинентальным и палеоокеаническим секторами. Детальные исследования были проведены в пределах полиформационного максютовского комплекса Уралтау, а также на южном продолжении зоны, в Эбетинской антиформе (рис. 1).

ЭБЕТИНСКАЯ АНТИФОРМА

Эбетинская антиформа состоит из нескольких залегающих друг на друге тектонических пластин, примыкающих с запада к Главному Уральскому разлому [Самыгин, 1980]. На севере антиформы вскрываются два структурно-формационных комплекса доуралид, перекрытые фаунистически охарактеризованными отложениями тремадока, которые составляют основание разреза уралид (рис. 2). Более западный лушниковский осадочно-вулканогенный комплекс составляет ядро одноименной антиклинали. В его сложении доминируют пачки вулканомиктов, чередующихся с лито- и кристаллокластическими туфами и туфобрекчиями. Эффузивами и субвулканическими образованиями сформировано около 30% разреза. По геохимическим особенностям среди вулканитов различаются две серии (рис. 3). Одна из них, более ранняя, относится к дифференцированной толеитовой базальт-андезит-дацит-риолитовой серии с явным преобладанием среднекислых разностей. Другая серия представлена исключительно щелочными базальтами; диабазовые дайки этой серии прорывают породы первой серии. Геодинамическая принадлежность обеих серий хорошо видна на

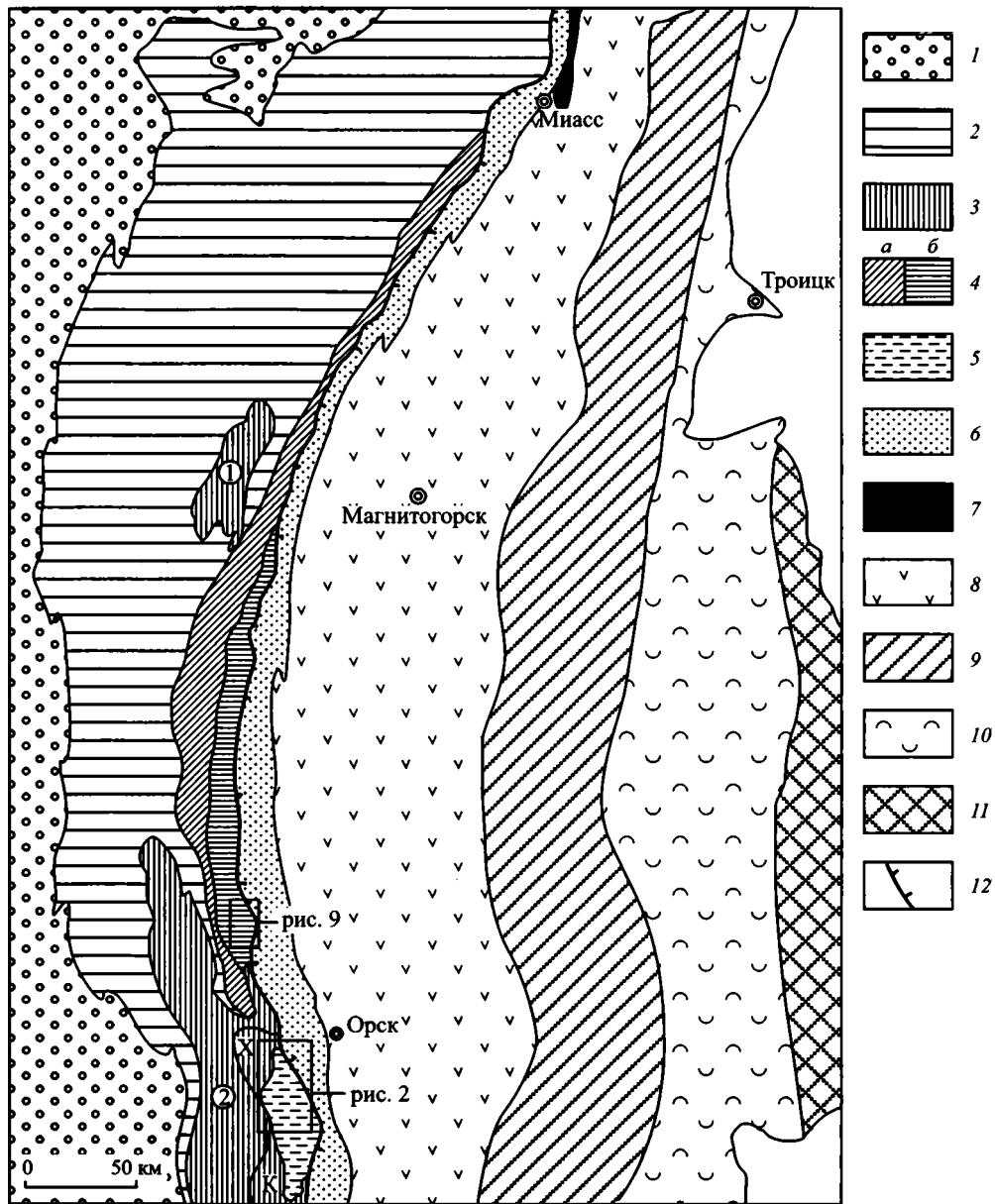


Рис. 1. Схема тектонического районирования Южного Урала

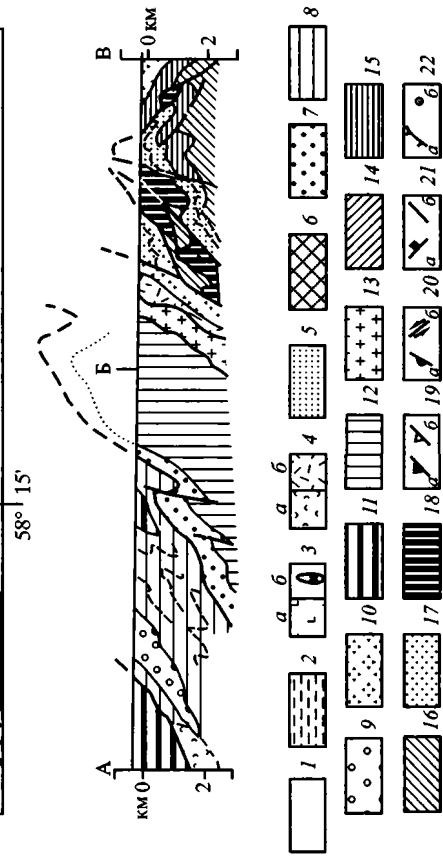
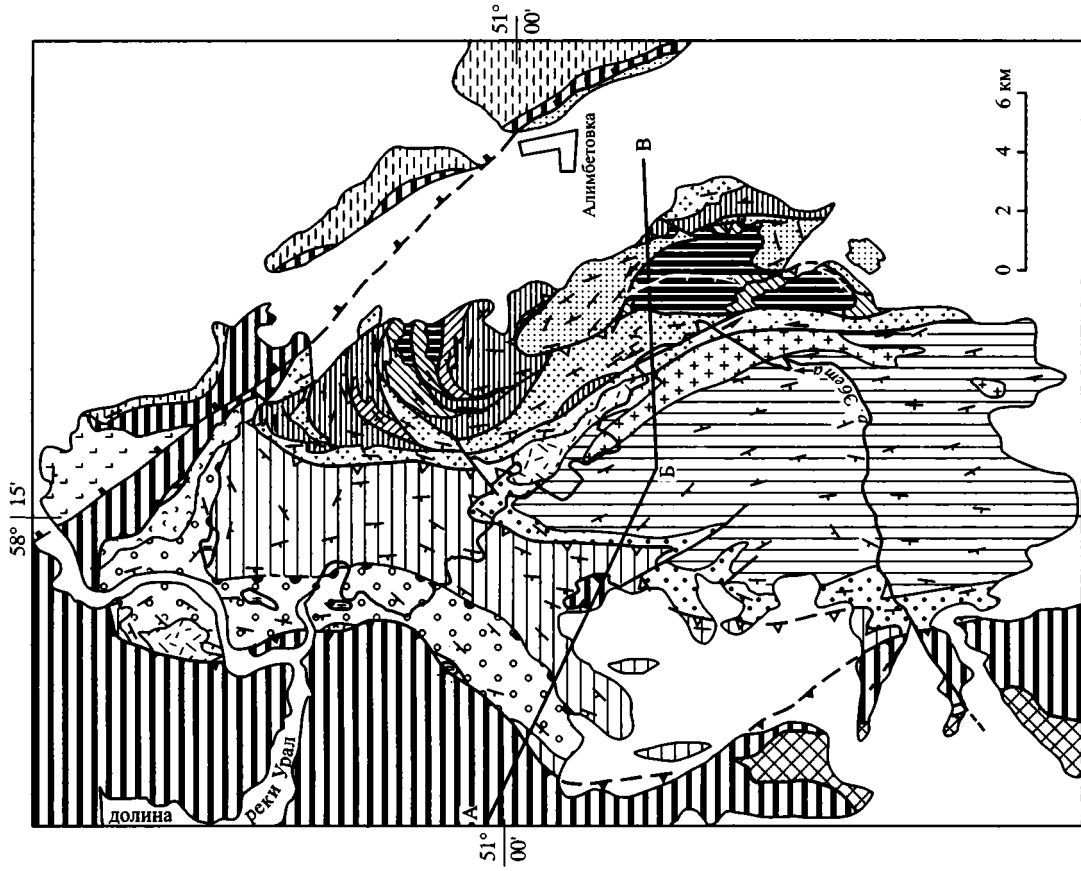
1–3 – западный склон (палеоконтинентальный сектор): 1 – Предуральский прогиб, 2 – Западно-Уральская мегазона, 3 – офиолитсодержащие аллохтоны (цифры в кружках): 1 – Кракинский, 2 – Сакмарский с Хабарнинским (Х) и Кемпирсайским (К) базит-ультрабазитовыми массивами; 4, 5 – Уралтауская (Центрально-Уральская) зона: 4а – суванянский, 4б – максютовский комплексы Уралтауской антиформы, 5 – Эбетинская антиформа; 6–11 – зоны восточного склона (палеоокеанический сектор): 6 – сутурная Присакмаро-Вознесенская, 7 – Селянкинский блок, 8 – Магнитогорская, 9 – Восточно-Уральская, 10 – Зауральская, 11 – Денисовская зона (казахстанские каледониды); 12 – Главный Уральский разлом (ГУР)

рис. 4, где они занимают поле островодужных вулканитов. Учитывая фациальное разнообразие и состав пород, лушниковский комплекс следует рассматривать как фрагмент доордовикской вулканической дуги, возникшей, скорее всего, на краю Восточно-Европейского палеоконтинента. Восточная часть комплекса интродуцирована плитообразным Бегетинским массивом гранитов. Согласно данным петро- и геохимического опробования, эти граниты идентичны гранитам из гальки конгломератов верхнего тремадока.

Более восточный комплекс доуралид бассейна р. Эбета состоит из антиформно смятого пакета относительно маломощных тектонических пластин и чешуй, сложенных несколькими формационно различными толщами (см. рис. 2), породы которых динамометаморфизованы в зеленосланцевой фации с локальным проявлением голубосланцевого метаморфизма. Здесь присутствуют реликты офиолитового разреза – меланжированные сильно измененные ультрабазиты, базиты, кварциты по фтанитам и другим кремням, редкие линзы мраморов, – а также надстраивавшие их мелкообломочные метаграувакки, метатерфоиды, туфосилициты, метапелиты, углеродисто-кремнистые сланцы. Туфовая кластика, более обильная и несколько более грубая в верхних пластинах, по своему составу соответствует средним и кислым пирокластолитам лушниковского комплекса. Две пластины сложены светлыми кварцитами первично обломочной структуры мономинерального, аркозового, реже грауваккового состава. Кварциты имеют экзотическое по сравнению с остальными толщами происхождение, на чем мы остановимся ниже при рассмотрении максютовского комплекса Уралтау.

Возраст всех перечисленных пород восточноэбетинского комплекса ранее считался либо раннеордовикским [Зверев, 1973], либо еще более молодым [Иванов и др., 1990]. Наши исследования показали, что почти все они встречаются в виде глыб и пластовых отторженцев в вышележащем олистостроме, в алевропелитовом матриксе которого были найдены брахиоподы тремадока. Этот важнейший факт доказывает доордовикский возраст офиолитсодержащего комплекса Эбетинской антиформы. Последовательность наложения и специфика фациальных изменений в осадочных породах разных тектонических пластин свидетельствуют об их накоплении в Протоуральском бассейне с корой океанического типа на некотором удалении от Лушниковской вулканической дуги, с которой спорадически поступал пирокластический материал. Разрезы верхних пластин с большим количеством пирокластики и более грубой ее гранулометрией располагались, вероятно, ближе к ее источнику. Впоследствии более дальние разрезы подошнулись под ближние и вместе с чешуями меланократового основания образовали среди доуралид преддуговую аккреционную призму (см. ниже, рис. 6, А), с чем хорошо согласуются многие особенности внутренней структуры комплекса.

Восточноэбетинский комплекс слагает крылья и северную периклинали Алимбетовской антиформы второго порядка, отделенной от Лушниковской антиклинали зоной интенсивного расланцевания Эбетинского разлома. В ядре Алимбетовской антиформы вскрываются осадки палеозоя с фауной тремадока и эйфеля [Зверев, 1973; Иванов и др., 1990]. Породы доуралид повсеместно сильно расланцованы. В пределах западного крыла Алимбетовской антиформы сланцеватость погружается на юго-запад и запад в среднем под углами 20–30°. В восточном крыле отмечены восточные погружения сланцеватости, а на северной периклинали – в северо-западных, северных и северо-восточных румбах. Многочисленны близкие к послонным срывы надвигового типа и пара-



генетически связанные с ними зигзагообразные складки многих порядков. Последние представляют собой структурную пару близких к изоклинальным антиклиналей и синклиналей с общим крылом, которые формируются на фоне моноклинального залегания пород.

Анализ ориентировок 111 шарниров таких складок показал, что в разных частях Алимбетовской антиформы они имеют различную ориентировку с преобладанием северо-восточной, восточной и юго-восточной вергентностей (рис. 5). В ядре антиформы преобладают складки с шарнирами, полого погружающимися на северо-запад и юго-запад. В западном крыле шарниры ориентированы в северо-западных и восточных румбах под углами 10–20°. На границе западного крыла с Лушниковской антиклиналью отмечены левосдвиговые складки с крутыми шарнирами (45–50°). В восточном крыле антиформы шарниры зигзагообразных складок полого погружаются на юго-восток и восток. Наибольшее разнообразие в ориентировке шарниров осложняющих складок проявляется на северной периклинали антиформы: в восточной ее части шарниры полого погружаются в северо-восточных, а в западной части – в юго-западных румбах, обтекая замыкание. Необходимо отметить, что в структуре Алимбетовской антиформы преобладают верхние антиклинальные складки зигзагообразного парагенеза, а нижние синклинальные формы срезаются разрывами и находятся в их автохтонных крыльях, перекрываясь надвигами. Кроме того, в структуре ведущими являются складки с пологим погружением осевых поверхностей в западных румбах, реже встречаются “ныряющие” формы с осевыми поверхностями, полого падающими в восточных румбах.

На доуралидах в Эбетинской антиформе, как упоминалось выше, залегают отложения нижнего ордовика. Детальное их изучение, проведенное С.Г. Самыгиным и Т.Н. Херасковой (в печати), позволяет восстановить обстановки седиментации и геодинамические условия на юге зоны Уралтау и тем самым понять тектонические процессы, происходившие в области сочленения палеоконтинентального и палеоокеанического секторов Южного Урала в начале ордовика.

В пределах Эбетинской антиформы выделяются четыре фациально разных типа нижнеордовикских разрезов (см. рис. 2).

Один из них – мелководные флюксотурбидиты O_{1t} (разнозернистые песчаники, алевролиты, вверху с прослоями глинистых сланцев), залегающие с размывом на различных толщах лушниковского комплекса. Этот разрез в целом



Рис. 2. Геологическая схема северной части Эбетинской антиформы

1 – рыхлые отложения (MZ–KZ); 2–11 – уральды: 2 – кремнистые и глинистые сланцы, граувакки (D_3), 3 – основные вулканиты, углеродисто-кремнистые сланцы S_1 (а), клиппы кремней S_{1-2} (б), 4 – туфы, туфосилициты (а), субвулканические тела (б) кислого состава, O_2^2 – O_3 , 5 – метаморфизованные кремнисто-терригенные отложения (O_{1t} , D_{2ef}), 6 – метаморфизованные породы неясного возраста ($PZ_{1-2}?$), 7–10 – разрезы нижнего ордовика (см. текст): 7 – первого (O_{1t1}), 8 – второго (O_{1t-a}), 9 – третьего (O_{1t2-a_1}), 10 – четвертого (O_{1t}) типов; 11 – базит-ультрабазитовый комплекс Хабарнинского массива, серпентинитовый меланж в восточном крыле Главного Уральского разлома (ГУР); 12–18 – доуралиды: 12 – лушниковский осадочно-вулканогенный комплекс, 13 – гранитоиды, 14–18 – восточноэбетинский полиформационный комплекс (14 – метапелиты, углеродисто-кремнистые, туфосилицитовые сланцы, 15 – метаграувакки, метатейфroidы, прослой кварцитов, 16 – метаосадки углеродисто-глинисто-кремнистого состава, метакремни, основные метавулканиты, 17 – обломочные кварциты, полевошпат-кварцевые сланцы, 18 – серпентинизированные и меланжированные ультрабазиты, небольшие блоки метагаббро); 19 – подошвы внешнего (а) и внутренних (б) доскладчатых шарьяжей; 20 – нижняя граница раннеордовикского гравитационного покрова (а), сдвиги (б); 21 – Главный Уральский разлом (а), прочие разрывные нарушения (б); 22 – границы крупных чешуй восточноэбетинского комплекса (а), структурная скважина 470 (б), в которой найдены конодонты D_{2ef} [Иванов и др., 1990]. Положение схемы см. на рис. 1.

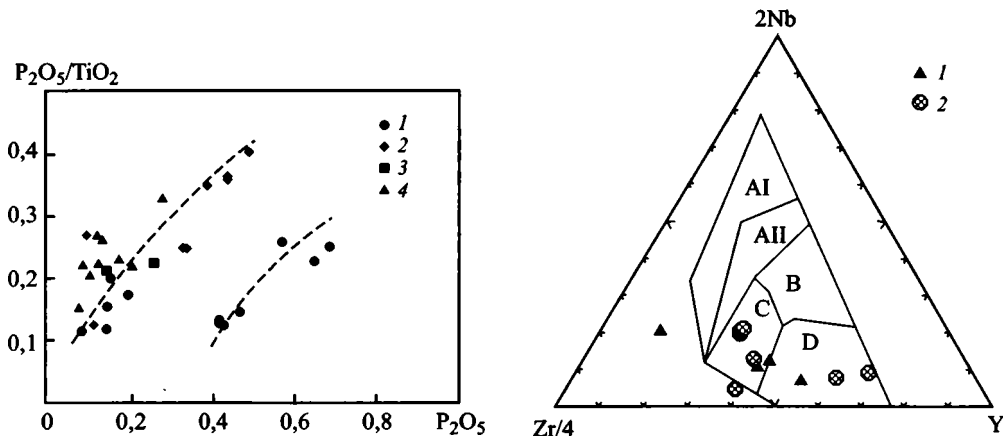


Рис. 3. Диаграмма $P_2O_5/TiO_2 - P_2O_5$ для вулканитов лушниковского комплекса доуралид. Составил Ю.В. Карякин

1 – базальты; 2 – андезитобазальты; 3 – андезиты; 4 – дациты, риолиты. Штриховые линии – тренды вулканических серий

Рис. 4. Диаграмма $Zr/4 - 2Nb - Y$ для базальтов лушниковского комплекса. Составил Ю.В. Карякин

AI + AII – поле внутриплитных щелочных базальтов; AII + C – поле внутриплитных толеитов; B – поле E-типа базальтов MORB; D – поле N-типа базальтов MORB; C + D – поле базальтов островных дуг. 1 – базальты ранней серии; 2 – базальты поздней серии

похож на разрезы кидрясовской свиты, выделенной западнее в Сакмарском аллохтоне.

Другой тип разреза слагает большую часть тектонической пластины, надвинутой с запада, и представлен относительно глубоководными тонкотерригенными и кремнистыми осадками O_1t-a . Они близки к разновозрастным отложениям Кракинского аллохтона (см. рис. 1).

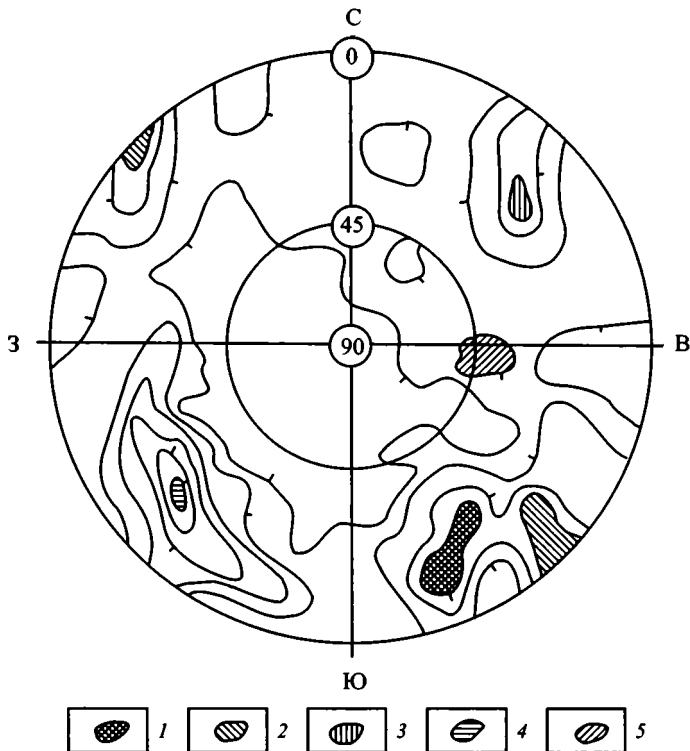
На северо-западе и севере Эбетинской антиформы среди них в виде расслоенного конседиментационного покрова, или крупного подводного оползня, находится самый мелководный разрез – косослоистые песчаники $O_1t_2-a_1$ и разногалечные до валунных конгломераты пляжного типа, состоящие в основном из продуктов размыва лушниковского комплекса и прорывающих его гранитоидов.

Четвертый, наиболее восточный тип разреза состоит из глинистых, углеродисто-кремнисто-глинистых сланцев, алевролитов, реже песчаников и содержит сверху остатки тремадокской фауны плохой сохранности. Фауна – беззамковые брахиоподы трех родов – была найдена в 7 км к востоку от устья р. Эбета [Зверев, 1973]. Ближе к кровле появляются олистолиты, олистоплаки и мелкие обломки пород, принадлежавших подстилающему восточноэбетинскому комплексу доуралид. Среди включений преобладают серпентиниты, катаклазированные базальты и диабазы, перекристаллизованные кремни, метабазитовые зеленые сланцы, кварциты по мелкозернистым туфогенным породам кислого состава, мраморизованные известняки.

Седиментационные и палеогеографические условия накопления нижнеордовикских разрезов разного типа в районе южного окончания Уралтауской зоны схематично показаны на рис. 6, Б, В. Разрез первого типа начал отлагаться

Рис. 5. Интегральная диаграмма ориентировок 111 шарниров зигзагообразных складок в Алимбетовской антиформе второго порядка. Верхняя полусфера, равноугольная проекция, цифры на диаграмме – углы падения, изолинии: 0–1–2–3–4–5–7–8%

- 1–5 – максимумы шарниров:
 1 – западного крыла (аз. пд. СЗ 330 \angle 15),
 2 – ядра (аз. пд. СЗ 314 \angle 45),
 3 – западной части периклинали (аз. пд. ЮЗ 230 \angle 15),
 4 – восточной части периклинали (аз. пд. СВ 43 \angle 18),
 5 – западного крыла в зоне Эбетинского разлома (аз. пд. З 276 \angle 43)



в верхней части западного склона поднятия, оставшегося от Лушниковской вулканической дуги. Несколько позже в краевой прибрежной полосе этого поднятия в связи с его подъемом и усилившимся размывом стала формироваться грубообломочная толща третьего типа, которая вскоре полностью сползла на запад к подножию поднятия в углубившийся смежный прогиб, заполнявшийся осадками второго типа. Этот прогиб представлял наиболее восточную часть Сакмарского окраинного бассейна, зародившегося на рубеже кембрия и ордовика. Он отделялся от палеоокеанической области Лушниковским горстовым поднятием. Последний из рассмотренных – относительно глубоководный тип разреза с офиолитокластовым олистостромом – накапливался по другую сторону поднятия в периокеанической обстановке на бывшей аккреционной призме, с приподнятого внешнего (восточного в современных координатах) края которой обваливались отторженцы восточноэбетинского комплекса доуралид. Таким образом, в начале ордовика Лушниковская энсиалическая вулканическая дуга превратилась в краевое поднятие (бордерленд), разделившее разные области седиментации – Сакмарский новообразованный бассейн и собственно Уральский палеоокеан, уже существовавший в доордовикскую эпоху.

В среднем ордовике вдоль западного края поднятия-бордерленда, объединившего Лушниковскую дугу и сопряженную с ней аккреционную призму, заложилась новая островная дуга – Губерлинская, – которая развивалась вплоть до конца среднего девона [Самыгин, Руженцев, 2003]. Эта дуга имела восточную полярность, ее фронтальные части маркируются маломощными пачками среднеордовикских туфов и субвулканическими телами кислого состава, внедрившимися в конце ордовика (см. рис. 2). С возникновением Губерлинской вулкани-

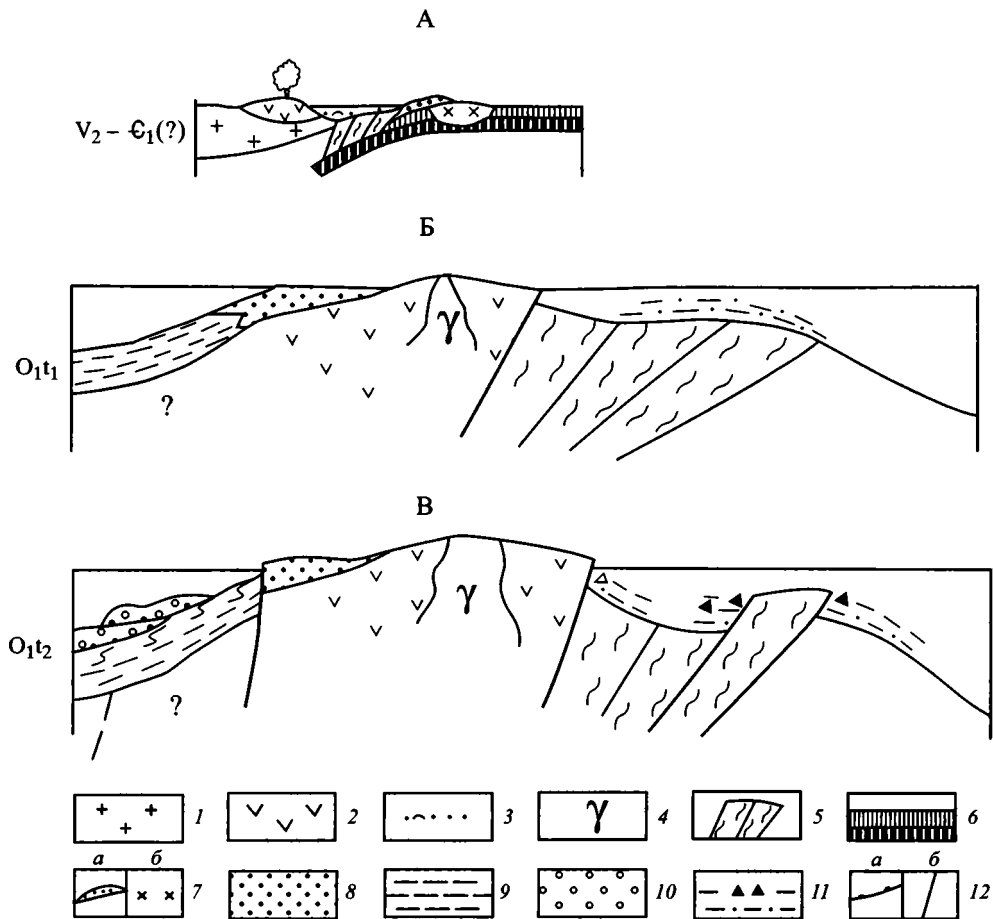


Рис. 6. Реконструкция палеотектонической обстановки на рубеже венд-кембрий (А) и условий осадконакопления в начале ордовика (Б, В) для северной части Эбетинской антиформы 1 – Восточно-Европейский палеоконтинент; 2 – лушниковский вулканогенный комплекс; 3 – приостроводужные отложения; 4 – гранитоиды; 5 – аккреционный комплекс; 6 – океаническая плита Протоураля; 7 – чехол (а) и гипотетический фундамент (б) микроконтинентального террейна; 8–11 – типы разрезов тремадака: 8 – мелководный терригенный, 9 – глубоководный терригенно-кремнистый, 10 – подводно-оползневой грубообломочный, 11 – относительно глубоководный с офиолитокластовым олистостромом; 12 – подошва оползневых масс (а), конседиментационные разломы (б)

ческой дуги Сакмарский окраинный прогиб превратился в тыловой бассейн, куда сносились значительные объемы туфогенно-вулканомиктовой кластики. Появление новой дуги привело также к значительному усложнению фронтальной предостроводужной зоны, на месте которой в конечном итоге образовалась Эбетинская антиформа.

В истории становления и структурной эволюции северной части Эбетинской антиформы выделяется несколько этапов деформаций.

На первом из фиксируемых, дотремадоском, этапе (D₁) синхронно с зеленосланцевым динамометаморфизмом произошло расчешивание восточноэбетинского комплекса доуралид с образованием серии надвигов (поддвигов) и из-

начальное пододвигание чешуй в западных румбах, в сторону Лушниковской дуги (см. рис. 2, 18). Ведущими являлись близкие к послойным срывы, с которыми парагенетически были связаны зигзагообразные складки многих порядков. Возможно, тогда же вдоль отдельных нарушений формировавшейся аккреционной призмы проявился глаукофансланцевый метаморфизм: кластогенный глаукофан встречается в тремадокских песчаниках Сакмарского аллохтона [Исаев и др., 1984], сложенного в основном формациями одноименного бассейна.

На следующем этапе деформаций (D_2) по системе разломов, ограничивавшей призму с запада, произошло левосдвиговое проскальзывание и возникли сдвиговые складки с крутыми шарнирами. Появилась структура “конского хвоста”, рисунок которой в плане указывает на левосдвиговую ее природу. Время этого этапа – послетремадокское, вероятнее всего, рубеж раннего и среднего ордовика. В результате были сближены и несколько сдвинуты друг относительно друга разнофациальные толщи тремадока (разрезы первого и четвертого типов) и подстилающие их комплексы доуралид (лушниковский и восточноэбетинский).

D_3 – надвигание во фронте зародившейся западнее Губерлинской дуги, до внедрения позднеордовикских кислых субвулканитов, более западных толщ нижнего ордовика на более восточные (см. рис. 2 и ниже рис. 18).

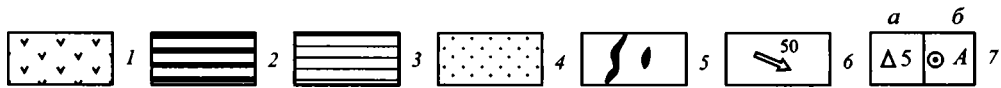
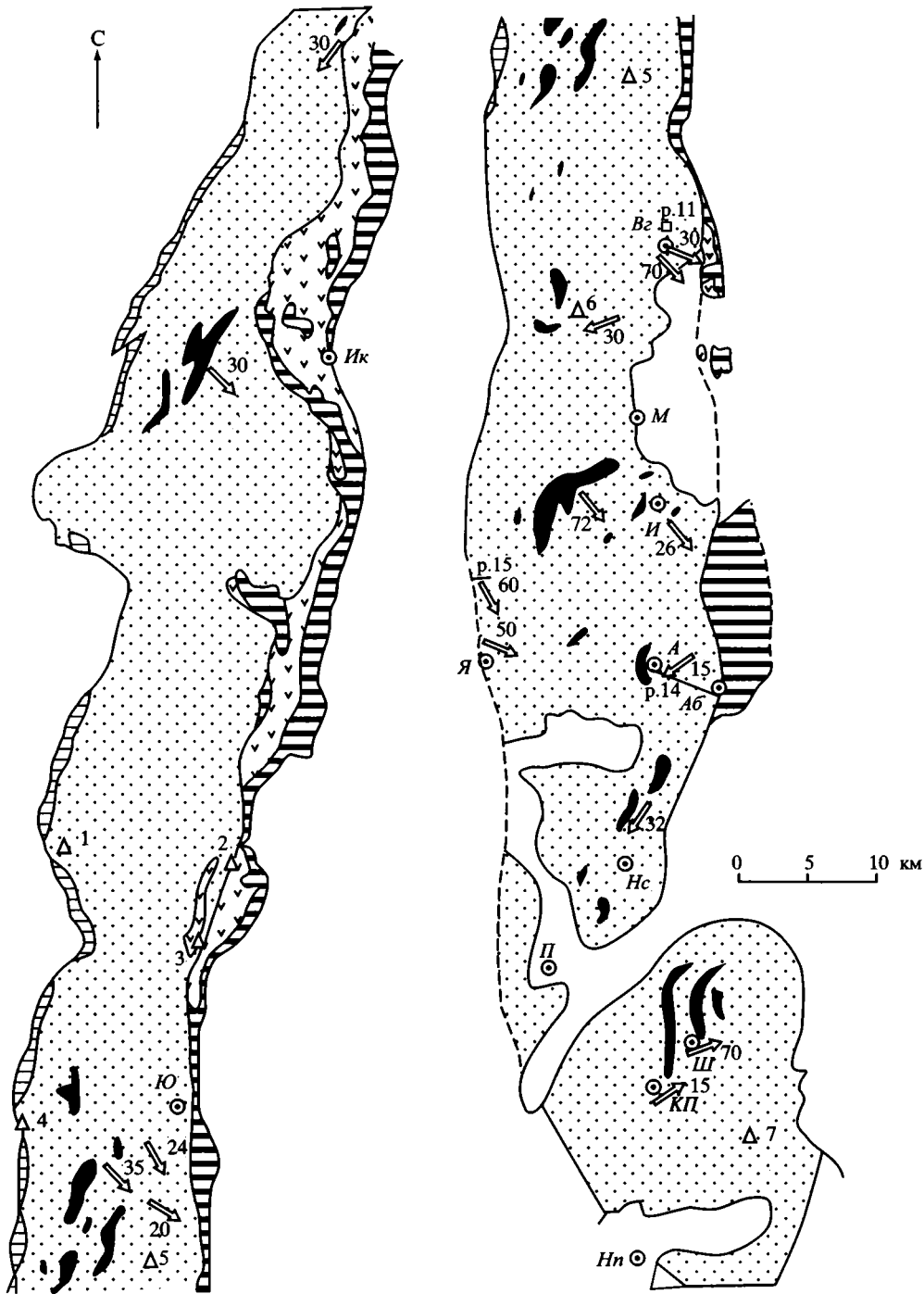
D_4 – послезейфельское шарьирование на восток крупных масс палеозойских ультрабазитов из Сакмарской зоны (Хабарнинский массив) и пакета пластин восточноэбетинского комплекса доуралид на палеозойские осадки. В эту фазу, связанную с последней стадией развития Губерлинской дуги, образовалась Лушниковская антиклиналь, на востоке района ранее возникшие структуры были дифференцированно осложнены новыми межформационными срывами с новыми проявлениями зеленосланцевого метаморфизма, между лушниковским и восточноэбетинскими комплексами возникла узкая восточновергентная Эбетинская зона интенсивного рассланцевания (см. рис. 5, 18). Вдоль этой зоны появилась полоса высокобарических минералов группы глаукофана, приуроченная в основном к ее висячему крылу.

D_5 – региональное субширотное сжатие (средний–поздний девон?), формирование антиформ разного порядка (Эбетинской первого и Алимбетовской второго). На северной периклинали последней границы всех тектонических пластин, а также осевые поверхности и пологие шарниры многочисленных зигзагоподобных складок оказались дугообразно изогнутыми конформно внешним очертаниям этой структуры. Внедрение в периклиналильные части Лушниковской антиклинали и Алимбетовской антиформы субвулканических тел диабазов и габбро-диабазов (на рис. 2 они не показаны; см. [Самыгин, 1980, рис. 11]).

D_6 – правосдвиговые движения по Главному Уральскому разлому (ГУР); окончательное становление всей Эбетинской антиформы с образованием в плане крупной сигмоиды.

МАКСЮТОВСКИЙ КОМПЛЕКС

Максютовский полиформационный метаморфический комплекс слагает восточную часть зоны Уралтау, протягиваясь меридионально на 200 км при ширине 9–16 км (см. рис. 1). Восточной его границей является ГУР, западной – Янтышевско-Юлукский разлом, за которым обнажаются гораздо слабее измененные породы суванякского существенно терригенного комплекса (PЄ–PZ₁₋₂).



Максютовский комплекс является одним из типовых и наиболее интересных представителей эклогит-глаукофансланцевых формаций. Его описанию посвящено большое количество различных работ [Ожиганов, 1955, 1964; Криницкий, Криницкая, 1958; Ленных, 1963, 1977; Горохов, 1964; Добрецов, 1974; Алексеев, 1976; Козлов, 1977; Миллер, 1977; Захаров, Пучков, 1994; и др.]. Однако многие вопросы его геологии остаются дискуссионными, в том числе касающиеся возраста, внутренней структуры и истории ее формирования.

Общепризнано, что максютовский комплекс характеризуется сложной, многоэтапной эволюцией деформаций и метаморфизма (большинство породообразующих минералов присутствует в нескольких генерациях). Долгое время в нем по литостратиграфическому принципу выделялся ряд свит (обычно четыре свиты), возраст которых считался безусловно доордовикским.

В последнее время многие, вслед за В.И. Ленныхом [Офиолиты..., 1985; Lennykh et al., 1995; и др.], разделяют максютовский комплекс на две тектонически совмещенные структурно-вещественные единицы – на нижнюю метатерригенную “субконтинентальную”, или сиалическую (аркозовые и монокварциты с западным источником питания, слюдяно-кварцевые сланцы, реже графитистые кварциты и метаграувакки), и верхнюю “субокеаническую”, или метаофиолитовую, надвинутую на нижнюю с востока (метакремнистые и метапелитовые графитистые кварциты и сланцы, метаграувакки, метавулканиды преимущественно основного состава, линзовидные тела антигоритовых серпентинитов и серпентинитового меланжа с метародингитами). Нижняя единица содержит эклогиты и в наибольшей степени испытала высокобарический метаморфизм.

На основании единичных находок фауны верхнюю единицу стали относить к уралидам, для нижней единицы предполагается докембрийский возраст [Захаров, Пучков, 1994; Hetzel, 1999; Brown et al., 2000; и др.]. Было высказано мнение о палеозойском – не древнее ордовика – возрасте всего максютовского комплекса [Иванов, 1988]. Метаморфизм высоких давлений наиболее кучно датирован по различным изотопным системам интервалом 385–375 млн лет [Захаров, Пучков, 1994; Lennykh, Valizer, 1999; Добрецов, 2000; Brown et al., 2000; и др.]. Его связывают либо с погружением пород в основном нижней структурной единицы на восток, в субдукционную зону под Магнитогорскую девонскую островную дугу [Hetzel, 1999; Добрецов, 2000; Иванов, 2001; и др.], либо объясняют “косой” коллизией этой дуги с Восточно-Европейским палеоконтинентом [Захаров, Пучков, 1994; Lennykh, Valizer, 1999].



Рис. 7. Положение в максютовском комплексе точек с палеозойской фауной, полей эклогитов и преобладающей вергентности на разных участках

1, 2 – породы зоны ГУР: 1 – основные вулканиды, кремнистые сланцы (O-S), 2 – серпентиниты, блоки габбро, серпентинитовый меланж; 3 – высокотитанистые метагаббронды вдоль Янтышевско-Юлукского разлома (юлукский комплекс, D₁₋₂?); 4 – максютовский метаморфический комплекс; 5 – эклогитосодержащие зоны и поля эклогитов; 6 – направление общей вергентности с указанием угла наклона; 7а – точки с фауной: 1 – район д. Юлук, конодонтовый элемент не древнее ордовика, 2 – северная окраина д. Юмашево, конодонты S₂p-D₁, 3 – окрестности д. Куватово, два неопределимых обломка конодонтов, 4 – к западу от д. Кашкарово, конодонты (?) E₃, 5 – устье р. Крепостной Зилаир, археоциаты и водоросли E₁, 6 – левый берег р. Сакмара к югу от устья р. Баракал, конодонты и гастроподы PZ, 7 – район развалин д. Ишаново, беззамковые брахиоподы (по данным: 1–4 – О.А. Захарова и В.Н. Пучкова [1994], 5 – К.А. Львова [Стратиграфия ..., 1965]), 6, 7 – В.И. Ленныха [Lennykh, Valizer, 1999]); 7б – населенные пункты: Ик – Иткулово-2, Ю – Юлдыбаево, Вг – Верхнегалеево, М – Михайловка, И – Ивановка, Я – Янтышево, А – Антиган, Аб – Абубакирово, Нс – Новосямбирка, П – Поим, Ш – Шубино, КП – Карагай-Покровка, Нп – Новопокровка

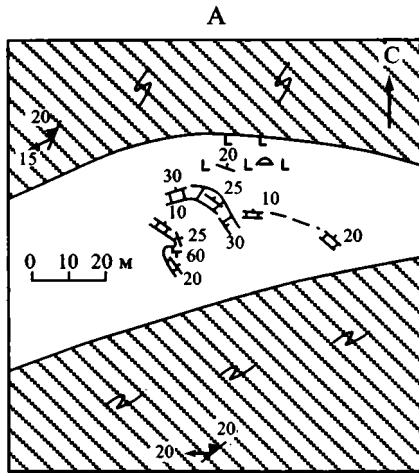
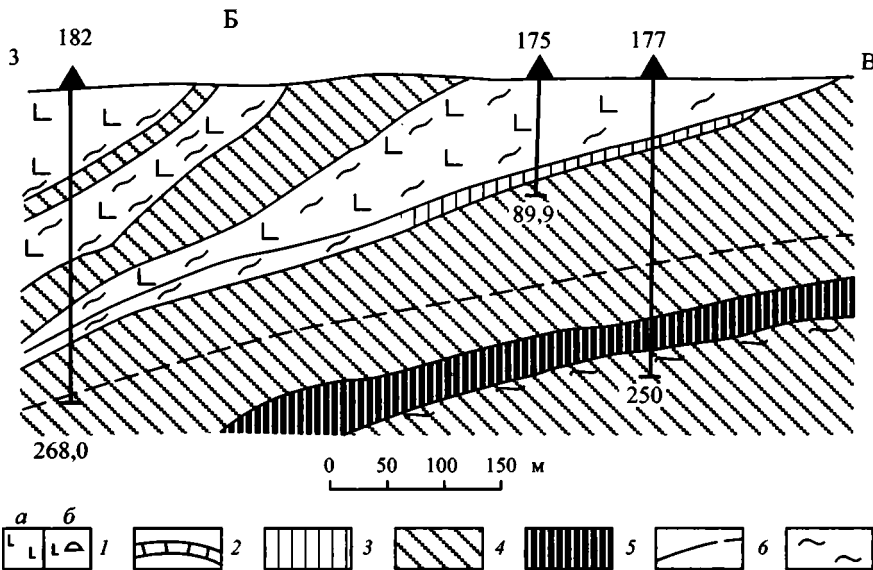


Рис. 8. Тектонические чешуи и клинья палеозойских пород (уралиды) среди максютовского комплекса на левом берегу р. Сакмара в урочище Альмухаметова (А) и в разрезе через месторождение сульфидов Юлук, по [Захарова, Захаров, 1994] (Б). См. точки 6 и 1 на рис. 7

1 – диабазы, серицитизированные и амфиболитизированные габбро-диабазы с абсолютным возрастом [Алексеев, 1976] 480 млн лет (а), измененные нерассланцованные подушечные базальты (б); 2 – мраморизованные известняки; 3 – пиритовая руда; 4 – кристаллические сланцы с указанием направлений и углов падения сланцеватости и минеральной линейности и преобладающих ориентировок зигзагообразных складок; 5 – серпентиниты; 6 – тектонические контакты; 7 – приразломное рассланцевание



Проведенные нами исследования выявили сильное упрощение и неудовлетворительность многих положений высказанных ранее точек зрения в отношении как особенностей внутреннего строения, так и истории формирования структур максютовского комплекса. Прежде всего, такая оценка относится к определению возраста исходных пород метаофиолитовой единицы. Тщательная проверка показала, что только два линзовидных прослоя мраморизованных известняков, в которых были найдены плохие остатки археоциатов и водорослей нижнего кембрия [Стратиграфия..., 1965], находятся в “разрезе” комплекса. Все остальные линзы и глыбы мраморов с более молодой палеозойской фауной (рис. 7) датируют лишь небольшие тектонические чешуи относительно слабо измененных пород, вклиненные в комплекс на позднем этапе его становления (рис. 8).

Ряд замечаний имеется и к самой идее двучленного деления максютовского комплекса на нижнюю и верхнюю структурные единицы, основанной на тектонометаморфической концепции В.И. Ленныха [Офиолиты..., 1985; Lennykh et al.,

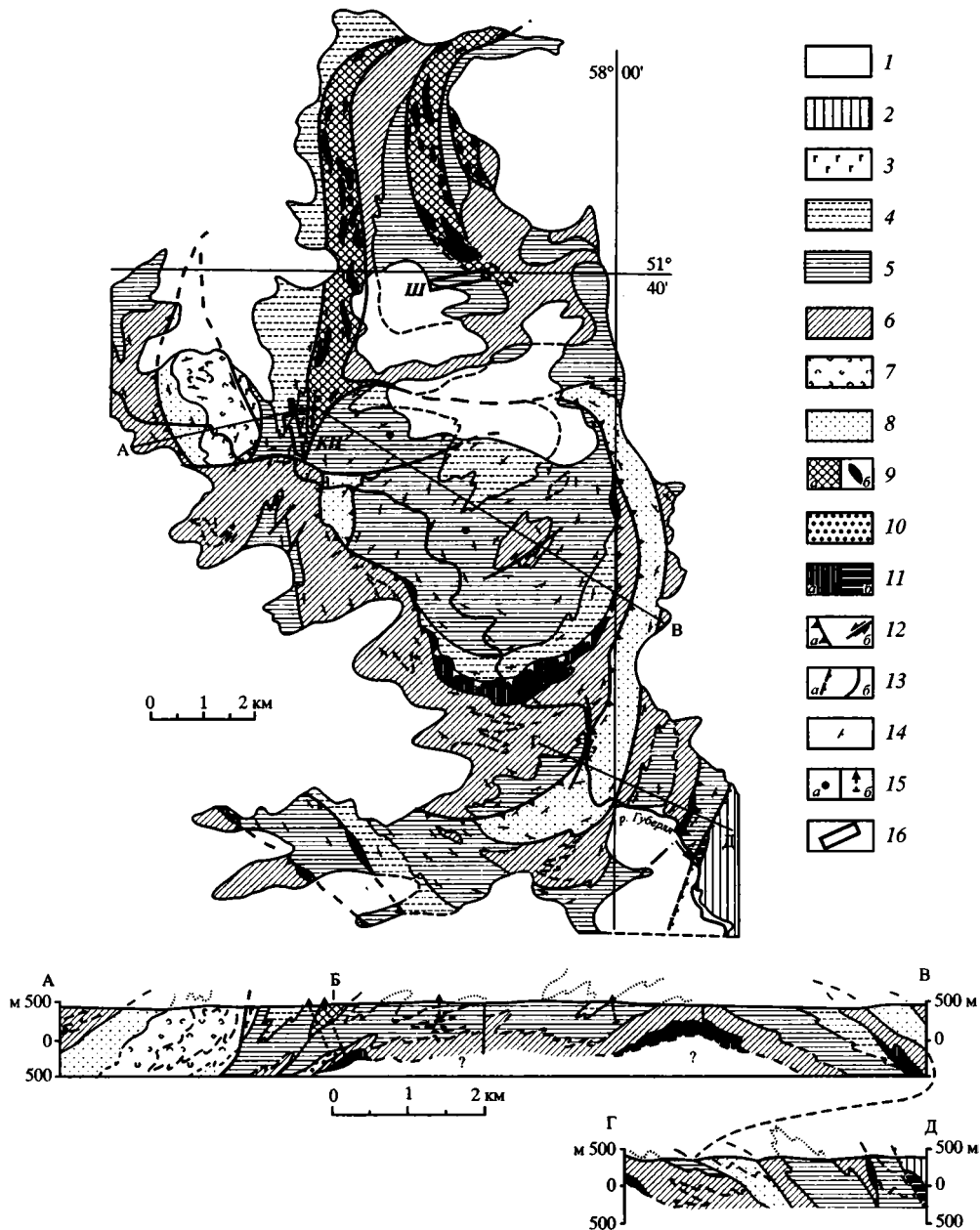


Рис. 9. Геологические схема и разрезы района верхнего течения р. Губерля

1 – мезозойско-кайнозойские отложения; 2 – палеозойские породы, нерасчлененные; 3 – диабазы, габбро неясного возраста; 4–10 – максютовский комплекс: 4, 5 – верхняя (4) и нижняя (5) части толщи метаграувакк, метатефroidов, “черносланцевых” метаосадков и метааркоз, б – графитистые сланцы, метакремни, метаграувакки, metabазиты, 7,8 – верхняя (7) и нижняя (8) части кварцевитовой “юмагузинской” толщи (см. текст), 9 – эклогитсодержащие зоны (а), поля и тела эклогитов (б), 10 – “галеевские” кварциты (только на разрезе А–Б–В); 11 – серпентиниты, серпентинитовый меланж максютовского комплекса (а) и зоны Главного Уральского разлома (б); 12 – надвиговые границы наиболее крупных тектонических пластин (а), сдвиги (б); 13 – ГУР (а), разломы неустановленной природы (б); 14 – направление падения сланцеватости; 15 – структурные скважины на схеме (а) и на разрезе (б); 16 – населенные пункты (Ш – Шубино, КП – Карагай-Покровка). Положение схемы см. на рис 1

1995; Lennykh, Valizer, 1999]. Так, однотипные по своему изначальному составу породы присутствуют в обоих подразделениях популярной схемы. Кроме того, как справедливо отмечают О.А. Захаров и В.Н. Пучков [1994], высокobarические образования встречаются не только в нижней единице (или, по этим авторам, серии), но и в верхней: они появляются в зонах, где уровень метаморфизма повышается, что наблюдается в породах и одной, и другой единицы. Наконец, мы согласны с упомянутыми авторами, что довольно часто породы, относимые к нижней единице, находятся структурно выше пород верхней единицы.

Специальное изучение хорошо обнаженного и разбуренного наиболее южного участка показало, что максютовский комплекс состоит из серии “наслоенных” друг на друга тектонических пластин и чешуй (рис. 9), в сложении которых в разных комбинациях принимают участие три основные, формационно различные по составу протолита толщи или, точнее, породные ассоциации. Породы местами сохраняют реликты первичных структур и текстур, элементы стратифицированности и седиментационные особенности переслаивания. Выделяемые “толщи” хорошо сопоставляются, несмотря на разницу в метаморфизме, с толщами восточноэбетинского комплекса и имеют аналогичную геодинамическую природу.

Одна из них также представлена метаосадками и метавулканитами, характерными для верхов офиолитового разреза (рис. 10). До метаморфических преобразований они представляли собой углеродисто-глинистые, углеродисто-кремнистые сланцы, различные кремни, граувакки, субвулканические тела и лавы толеитовых и субщелочных базальтов, реже андезибазальтов и еще реже кислых эффузивов. С ними часто ассоциируют серпентиниты и мономиктовый серпентинитовый меланж с глыбами габброидов. Незначительное распространение имели кварцевые алевролиты и песчаники.

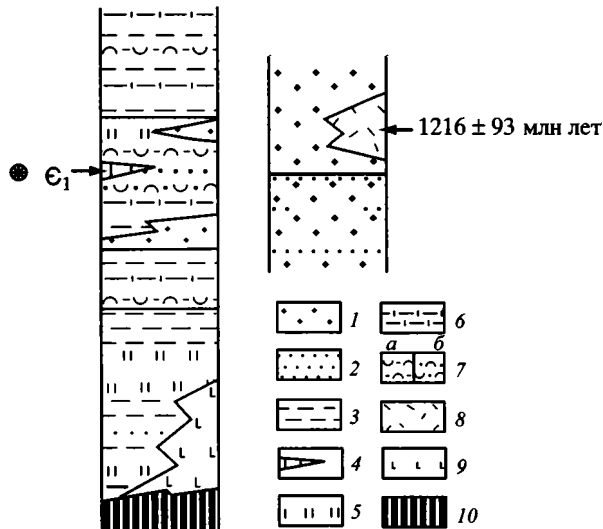
В вышележащей толще существенную роль играли тонкообломочный туфовый материал (мелкозернистые тефроиды, туфосилициты кислого и среднего состава), вулканомиктовые вакки и “черносланцевые” осадки, преобладающие в верхней части. Встречаются аркозы с глинистым цементом и линзы известняков, в одной из которых, находящейся возле р. Губерля недалеко от развалин д. Владимирская Искра у юго-восточной границы района, были собраны раннекембрийские органические остатки [Стратиграфия..., 1965]. Среди вулканокластических пород местами наблюдаются флишеподобные пачки.

Третья толща – существенно кварцитовая. Ее образуют терригенные породы аркозового и кварцевого состава высокой степени зрелости (арениты), с которыми нередко связаны натрий-калиевые и высококалиевые риолиты (сейчас микроклиновые ортогнейсы, или лептиты). Метаарениты переслаиваются вниз с подчиненным количеством мелкообломочных кварцевых метаграувакк.

Очевидно, что накопление различных породных ассоциаций максютовского комплекса происходило в разных тектонических обстановках: первой – в бассейне на коре океанического типа, второй – в том же бассейне, ставшем окраинным и находившемся уже недалеко от предполагаемого северного продолжения Лушниковской энсиалической дуги (в западной части комплекса присутствуют чешуи, сложенные известково-щелочными метавулканидами островодужного типа). Близкий вывод был в свое время сделан В.И. Ленныхом [1977], который по парагенетическому набору таких пород, как кремни, пелиты, граувакки, прослой аркоз, океанические базальты, редкие марганцовисто-железисто-кремнистые осадки и известняки, альпинотипные ультрабазиты, а также по специфике их метаморфизма считал, что максютовский эклогит-глаукофансланце-

Рис. 10. Породные ассоциации (“толщи”) максютовского комплекса

- 1 – метааркозы;
- 2 – метаграувакки;
- 3 – “черносланцевые” метасадки;
- 4 – мраморизованные известняки;
- 5 – метакремни;
- 6 – метатүфосилициты;
- 7 – метатүфиты (а), мелкообломочные метатефройды и вулканомиты (б) кислого–среднего состава;
- 8 – метариолиты;
- 9 – метабазальты;
- 10 – серпентиниты



вый комплекс аналогичен формациям океанических желобов и в первую очередь францисканской формации Калифорнии.

Совершенно иную природу имеет кварцитовая толща, которая, по мнению авторов, является фрагментом чехла микроконтинентального террейна. Возраст магматогенных цирконов из метариолитов равен 1216 ± 93 млн лет [Краснобаев и др., 1996]. Как показал минералогический анализ [Сергеева, 1993], кварциты отличаются своеобразием видового состава содержащихся в них акцессориев, причем характерный для них тип обломочного циркона не встречен среди рифейских отложений Западно-Уральской мегазоны, представляющих собой древний чехол Восточно-Европейского палеоконтинента. Вероятнее всего, “кварцитовый” террейн имел палеогондванское происхождение: чехольные комплексы Палеогондваны во многих регионах (например, в Северном Тянь-Шане) включают порфиоровую формацию близкого возраста [Хераскова и др., 1995].

От “палеогондванских”, или юмагузинских, по терминологии других геологов, кварцитов заметно отличаются менее распространенные так называемые галеевские кварциты исключительно обломочного сложения, содержащие кластогенные цирконы с возрастом 1800 ± 20 млн лет и имевшие западноуральские источники питания [Краснобаев и др., 1996]. Эти кварциты, сходные по многим параметрам с песчаниками айской свиты (R_1) Западно-Уральской мегазоны [Сергеева, 1993], отлагались, по-видимому, на краю Восточно-Европейского палеоконтинента. Они попали в смежный бассейн значительно позже в виде запечатанного гравитационного покрова перед накоплением в нем максютовской существенно туфогенной толщи, что было задокументировано авторами по берегам р. Сакмара несколько выше д. Верхнегалеево (рис. 11).

На этом участке в береговых обнажениях светлые галеевские, практически мономинеральные кварциты резко несогласно залегают на сильно перемятых темных графитсодержащих сланцах и кварцитах и согласно перекрываются пестрой толщей с элементами ритмичного строения, которая состоит из переслаивающихся зеленоцветных (метавулканокластических), графитисто-кварцевых (углеродисто-кремнистых) сланцев и, реже, серых кварцитов (метасилицитов).

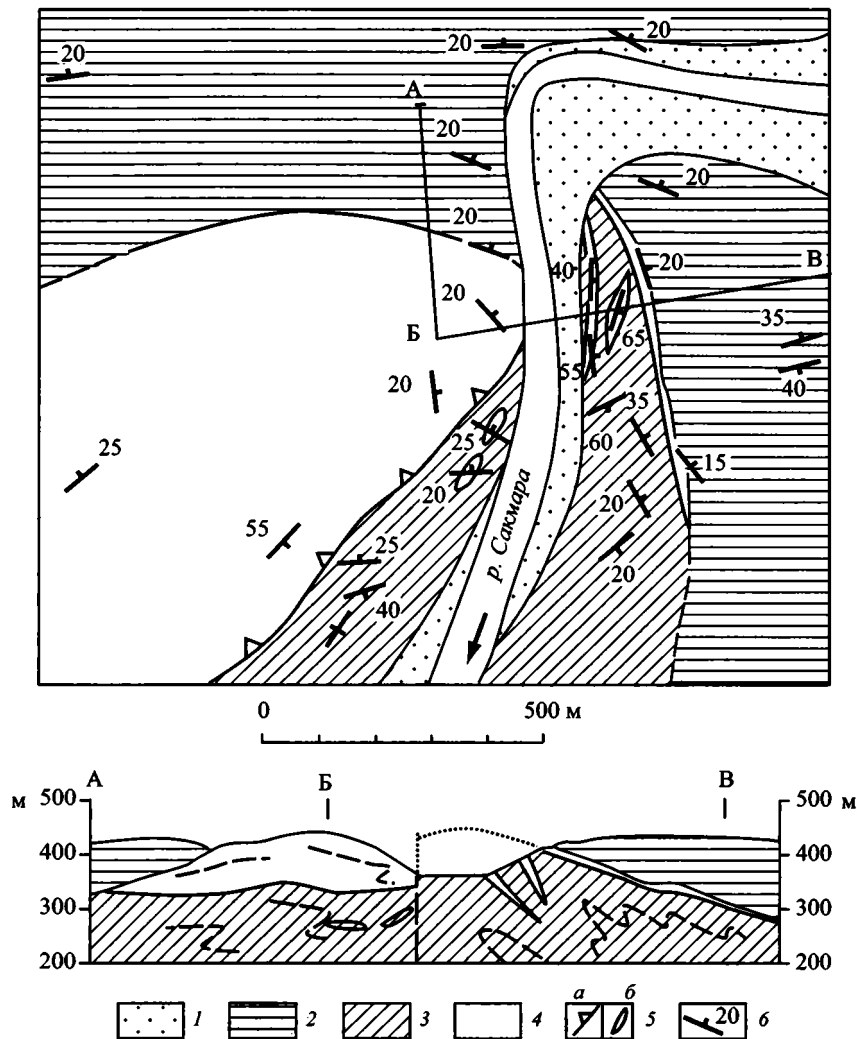


Рис. 11. Геологическая схема максютовского комплекса вблизи северной окраины д. Верхне-галеево

1 – рыхлые отложения долины р. Сакмара; 2 – переслаивание зеленоцветных и темных кристаллических сланцев, горизонты серых кварцитов, филлониты; 3 – тонкоплитчатые графитистые кварциты, графитистые сланцы, местами зеленые метаэффузивы и метатUFFы основного состава; 4 – “галеевские” толсто- и среднелитчатые желтоватые кварциты с небольшим количеством белой слюды; 5 – подошва кварцитового покрова (а), олистолиты и олистоплаки кварцитов в подстилающей толще (б); 6 – элементы залегания сланцеватости, развитой по слоистости пород. Положение схемы см. на рис. 7

В кровле нижней толщи картируются вытянутые олистолиты и протяженные маломощные (3 м и меньше) олистоплаки вышележащих галеевских кварцитов. Такие соотношения указывают на конседиментационный характер захоронения довольно крупного отторженца восточноевропейского терригенного чехла, формационно чуждого вмещающему разрезу. Что касается палеогондванского (?) кварцитового чехла, то его террейн-носитель был приближен, по всей видимости, к окраинному бассейну (или к желобу), когда туда с Лушниковской ду-

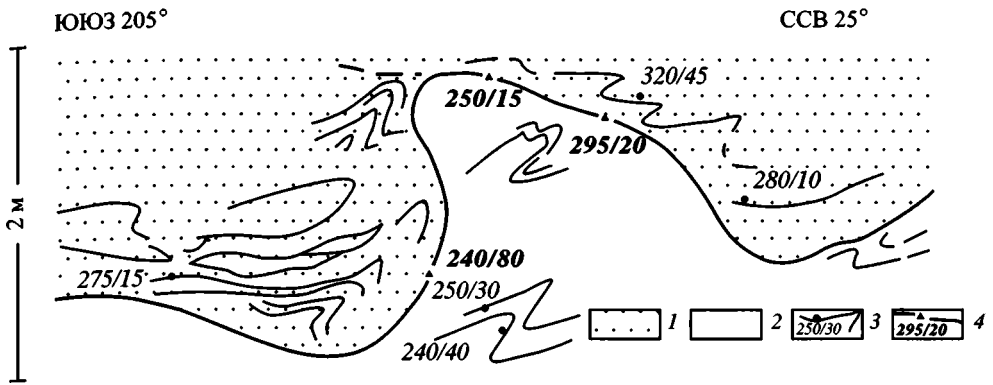


Рис. 12. Смятый в складку надвиг внутри кварцитовой толщи максютовского комплекса. Левобережье верхний р. Губерля в 5 км к западу от д. Карагай-Покровка

1 – светлые слюдястые кварциты и кварцитовидные сланцы; 2 – “рябчиковые” (эпидот-)мусковит-хлорит-альбит-кварцевые сланцы; 3 – сланцеватость с элементами залегания (аз. падения/угол падения); 4 – плоскость надвига и элементы ее залегания (аз. падения/угол падения)

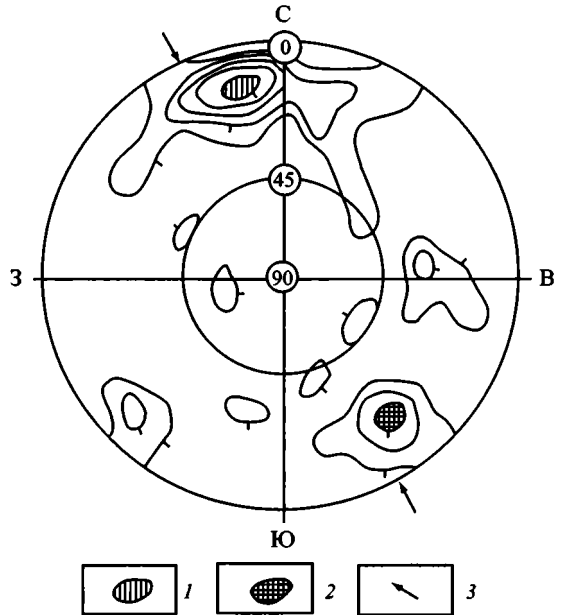


Рис. 13. Интегральная диаграмма ориентировок 49 шарниров зигзагообразных складок в районе верхнего течения р. Губерля. Верхняя полусфера, равноугольная проекция, цифры на диаграмме – углы падения, изолинии: 0–2–4–6–8–10%

1, 2 – максимум шарниров:
 1 – “вынырывающих” (аз. пд. ЮЮВ 168 \angle 10),
 2 – “ныряющих” (аз. пд. СЗ 322 \angle 20);
 3 – усредненное положение прогибов осей зигзагообразных складок (150–330)

ги стали привноситься вулканокластические осадки. Об этом свидетельствует (см. рис. 10) появление среди них переотложенного материала юмагузинских аренитов в виде прослоев и линз аркозовых песчаников и алевролитов с глинистым цементом (слюдястые кварциты).

Внутренняя структура максютовского комплекса в целом аналогична строению восточноэбетинского комплекса. Так, в районе верхнего течения р. Губерля максютовские толщи слагают (см. рис. 9), как и в Алимбетовской антиформе, неоднократно перемежающиеся друг с другом тектонические пластины, ограниченные субконформными сланцеватостями метаморфических пород надвига-

ми, которые сопровождаются близкими к изоклинальным разнопорядковыми зигзагообразными складками с субгоризонтальными шарнирами и каскадами таких складок. В сложении пластин участвуют в разных соотношениях все толщи или, точнее, породные ассоциации комплекса. Границы между ними, а часто и внутри них, как правило, тектонические (рис. 12). В большинстве случаев это вязкие разрывы, параллельные кристаллизационной сланцеватости. Сланцеватость развита во всех разновидностях пород и повсеместно совпадает со слоистостью. Пакет пластин в свою очередь смят в куполовидную брахиантиформу. Наклон зеркала складчатости на крыльях этой структуры не превышает 20–30° (рис. 13). Такой стиль строения является преобладающим в максютовском комплексе.

Дополнительным примером может служить структурный профиль, составленный севернее вдоль руч. Антиган между одноименным поселком и д. Абубакирово у восточной границы комплекса (рис. 14). Брахиморфные складки достигают 5–10 км в поперечнике. Они обычно слабо вытянуты в направлении от ЮЗ–СВ до субширотного. Участвующие в их строении мелкие изоклинальные складки и разрывы часто в разной степени изогнуты с образованием новых складчатых форм (рис. 15, см. рис. 12). Это свидетельствует о неоднократности деформаций, произошедших до появления довольно простых антиформ. Так, в западном крыле одной из брахиантиформ к северу от д. Янтышево выделяются складки двух генераций (см. рис. 15): F_1 – мелкие зигзагообразные, F_2 – более крупные с хорошо выраженной восточной вергентностью. В западной части профиля в складку F_2 смят внутрiformационный вязкий разрыв. Выше него в приразрывной зоне на всем ее наблюдаемом протяжении распространены складки F_1 только одного рисунка – Z-складки, что указывает на их формирование вдоль доскладчатого глубинного надвига при смещении пород висячего крыла в восточных румбах.

Отличительная особенность максютовского комплекса – присутствие эклогитов и глаукофановых сланцев нескольких генераций [Краснобаев и др., 1996; Lennykh, Valizer, 1999; Schulte, Blümel, 1999]. Отмечаются разные соотношения основных типов пород высокобарической ассоциации: наряду с широко проявленными процессами глаукофанизации эклогитов доказаны также случаи наложения эклогитового метаморфизма на глаукофановые сланцы и на водосодержащие минералы [Корсаков, Френкель, 1999; Иванов, 2001]. Эклогиты встречаются в форме пластовых тел мощностью от 10–15 до 60–70 м и протяженностью иногда в несколько сот метров, но чаще в виде будин мощностью до 5–10 м и более мелких линзовидных тел размером по длинной оси до 1–2 м, местами пластически деформированных. Будины располагаются обычно изолированно одна от другой, реже – кулисообразно и четкообразно. Выделяются эклогитовые поля – участки концентрации по несколько десятков эклогитовых тел, занимающих в среднем около 5–10% общей площади таких полей [Ленных, 1977]. Установлено, что протолитом эклогитов являются базальты толейтовой серии, в том числе дайки и силлы с E-MORB геохимическими характеристиками [Lennykh, Valizer, 1999; Volkova et al., 2001].

Большинство тел эклогитов и их скопления в виде эклогитовых полей образуют сравнительно узкие – до 1 км, редко шире, – субмеридионально вытянутые (иногда прерывистые и изогнутые в северо-восточном или юго-западном направлениях), круто падающие зоны, длина которых достигает 8 км (см. рис. 7 и 9). В них встречаются фрагменты всех выделяемых нами породных ассоциаций. Внутреннее строение таких зон автономно по отношению к окружающим толщам,

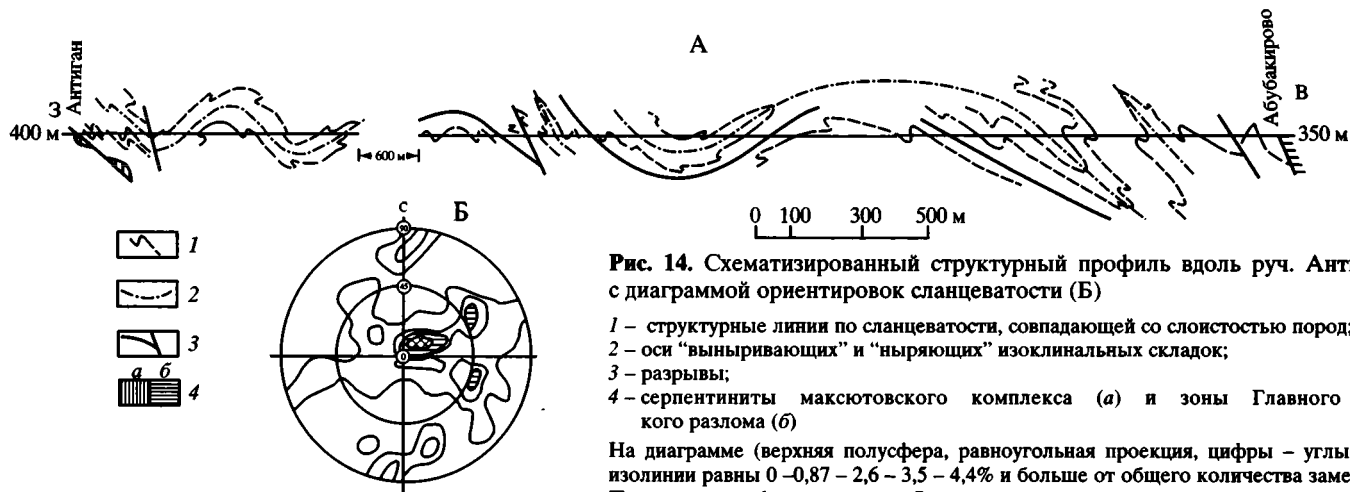


Рис. 14. Схематизированный структурный профиль вдоль руч. Антиган (А) с диаграммой ориентировок сланцеватости (Б)

- 1 – структурные линии по сланцеватости, совпадающей со слоистостью пород;
- 2 – оси “вынырывающих” и “ныряющих” изоклиналиных складок;
- 3 – разрывы;
- 4 – серпентиниты максютовского комплекса (а) и зоны Главного Уральского разлома (б)

На диаграмме (верхняя полусфера, равноугольная проекция, цифры – углы падения) изолинии равны 0–0,87–2,6–3,5–4,4% и больше от общего количества замеров (115). Положение профиля см. на рис. 7

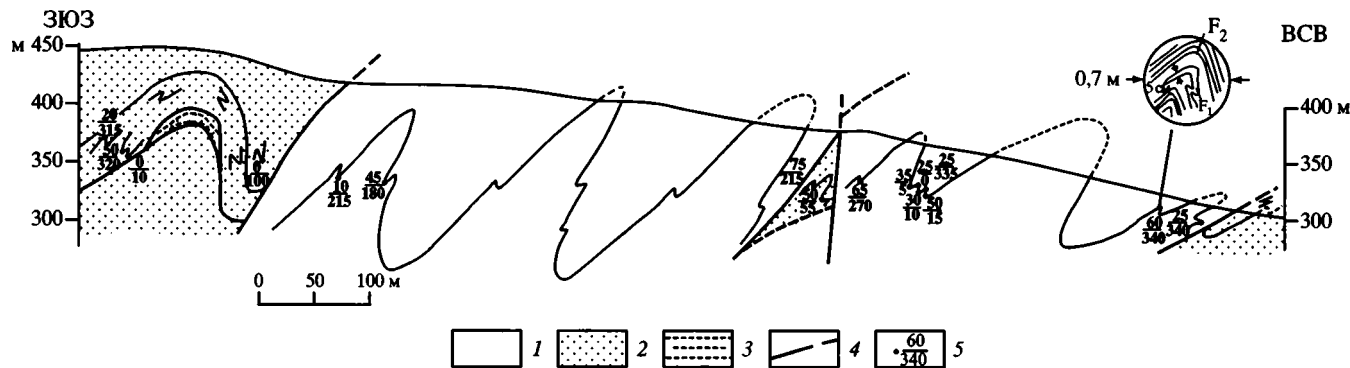


Рис. 15. Характер складчатости у западной границы максютовского комплекса. Правый берег р. Сакмара в 6 км к северу от д. Янтышево

1 – темные графитистые кварциты и сланцы; 2 – светлые неравномерно полосчатые слюдястые кварциты; 3 – катаклазированные и мylonитизированные кварциты; 4 – разрывные нарушения; 5 – шарниры мелких складок: угол падения/аз. падения. Положение профиля см. на рис. 7

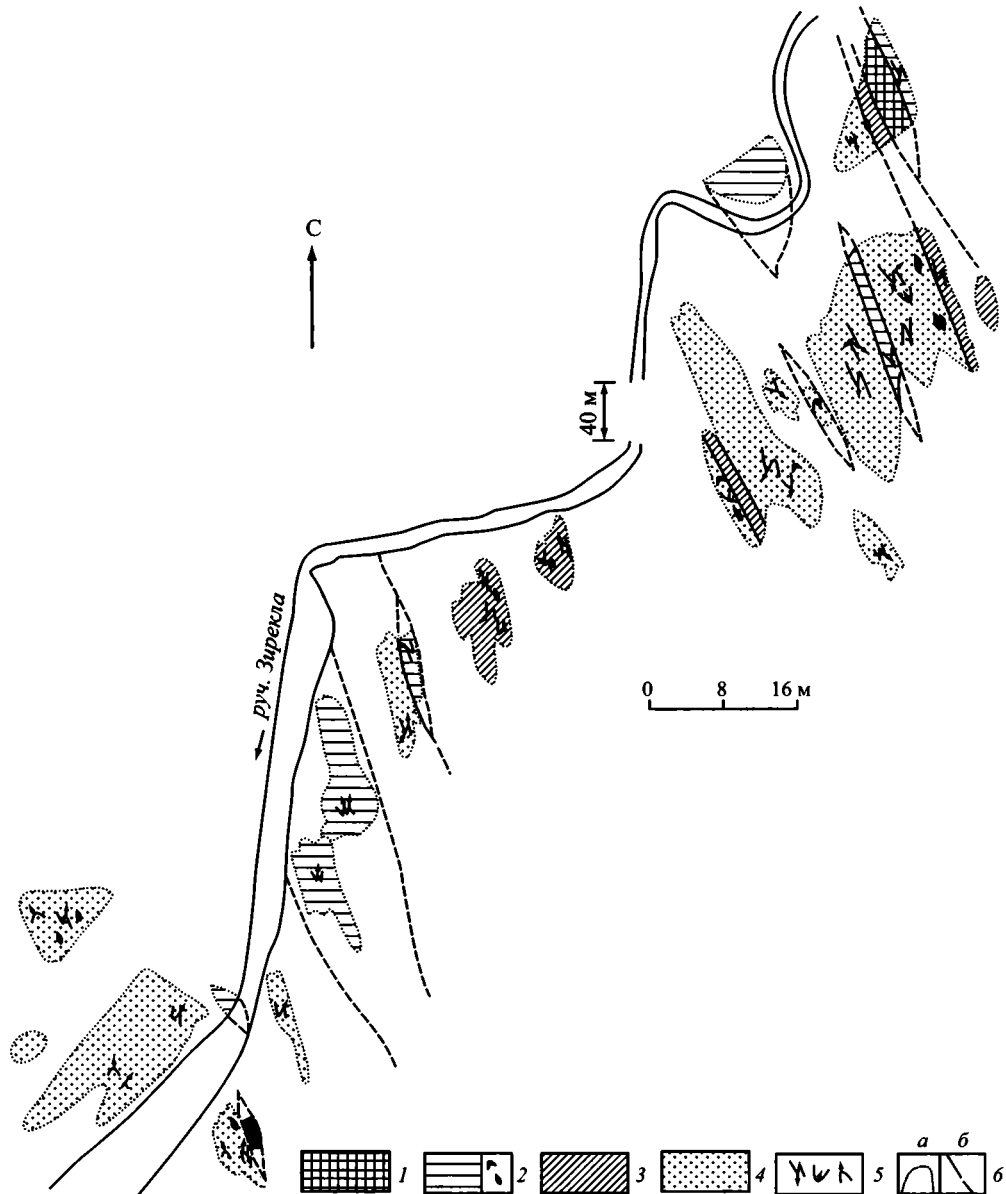


Рис. 16. Строение эклогитсодержащей зоны в 2.5 км к север-северо-востоку от д. Карагай-Покровка

1 – массивные эклогиты; 2 – расланцованные и милонитизированные эклогиты, в разной степени глаукофанезированные; 3 – графитистые кварциты и сланцы; 4 – тонкое переслаивание графитистых и слюдяных кварцитов; 5 – фрагменты зигзагообразных складок, мелких синформ и антиформ с указанием направлений погружения шарниров; 6 – контуры обнаженных выходов (а), наблюдаемые и предполагаемые границы разных пород (б). Положение участка см. на рис. 9

отличается исключительно сильной дислоцированностью, дисгармонией и наиболее интенсивным развитием глаукофановых сланцев. Типичны небольшие, разно ориентированные, тесно сжатые складки с круто погружающимися, часто с субвертикальными шарнирами и такими же осевыми плоскостями. В фенгит-содержащих эклогитах сланцеватость с расположенными вдоль нее чешуйками фенгита обычно сечет метаморфическую полосчатость. Детальное картирование одного из участков насыщенной эклогитами зоны к северу от д. Карагай-Покровка показало, что все тела эклогитов, а также выходы других пород располагаются кулисно, протягиваясь под острым углом к простиранию всей зоны (рис. 16, см. рис. 7, 9). По-видимому, формирование подобных зон происходило под влиянием сдвиговой составляющей тектонических напряжений.

В становлении максютовского комплекса ведущую роль играли процессы бокового тектонического сжатия, ориентированного в современных координатах, как следует из преобладающей вергентности (см. рис. 7), в основном по направлению СЗ–ЮВ, и реализованного на отдельных этапах в разноглубинном надвигании и шарьировании пород в восточных румбах, как правило, косо по отношению к современным границам комплекса. Линейные зоны, вмещающие тела эклогитов, диафторированных эклогитоподобных пород и расположенные дискордантно относительно преобладающих структурных форм, возникли в результате интегрированного эффекта глубинного надвигания и локальных сдвиговых деформаций, т.е. в условиях транспрессии.

С этими условиями, близкими к рассмотренным Н.Л. Добрецовым [2000] для пояса высокобарических пород в Кокчетавском докембрийском массиве Центрального Казахстана, было связано, по-видимому, выдавливание эклогитов и глаукофановых сланцев к поверхности. Выжимание (экстумация) этих пород было обусловлено образованием типичных для транспрессии структур “пальмового дерева”. В максютовском комплексе сохранились в основном только “стволы” подобных “деревьев” в виде линейных эклогитосодержащих зон. Лишь в единичных местах можно видеть разрозненные фрагменты “пальмовой кроны”. Так, сверху 180-метрового обрыва левого берега р. Сакмара в 7 км к западу от пос. Ивановка (см. рис. 7) от крутопадающей зоны с эклогитами ответвляется к востоку пологий козырек. Встречаются и более удаленные части денудированных “ветвей”, когда в окружении линейных зон находящиеся на дневной поверхности тела эклогитов, часто зеленокаменно измененные, залегают на каскадах лежащих складок в других породах.

Структуры “пальмового дерева” приурочены, вероятно, к более древним зонам эклогитизации, которая, по мнению ряда исследователей [Austheim, 1998; Leech, 2001], уменьшает прочность коры. Их заключительная деформация произошла в сдвиговом поле напряжений: линейные “стволы” нередко пережаты, растащены по простиранию (мегабудинаж) и в разной степени изогнуты, местами вплоть до образования в плане S-образных сигмоид. Сдвиговые деформации наиболее ярко проявились вдоль ограничивающих максютовский комплекс разломов, где широкое развитие получили зеленосланцевые бластомилониты, а также сдвиговые складки с крутопадающими шарнирами, наложенные на максютовские структуры более раннего генезиса [Lennykh, Valizer, 1999; Голионко, 2002].

Прежде чем рассмотреть поэтапную историю формирования максютовского комплекса, следует заметить, что его эволюция, как и развитие восточноэбейтинского комплекса, длительное время происходила в предостроводужной геодинамической обстановке: сначала перед вулканическим фронтом Лушников-

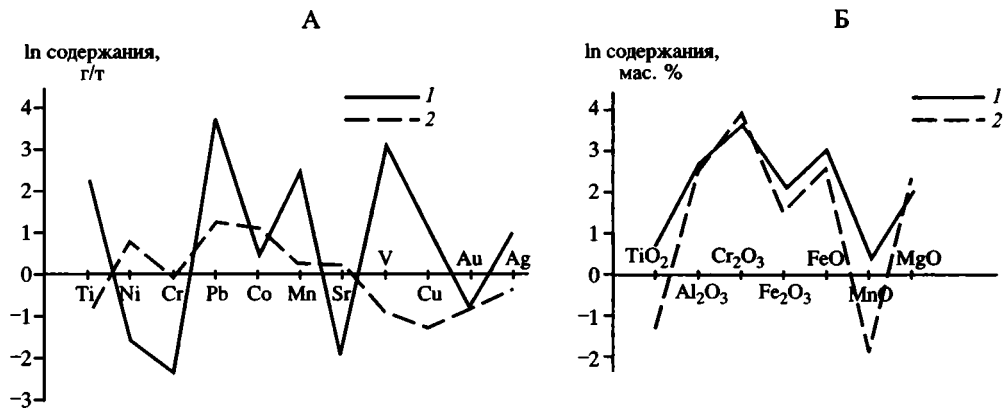


Рис. 17. Различия в составе ультрабазитов доуралид и уралид

А – серпентиниты из максютовского комплекса Уралтау (1) и из зоны Главного Уральского разлома (2); Б – хромшпинелиды из песчаников тремадока (1) и из ультрабазитов нижнего–среднего палеозоя (2) Графики построены по данным: А – спектрального анализа лаборатории прикладной геохимии МПР, г. Александров, Б – В.А. Исаева и др. [1984]

ской дуги (V–E₁?), а затем – Губерлинской (O₂–D₂). Становление максютовского комплекса началось уже в венде: ранние генерации эклогитов имеют возраст 650 ± 15 млн лет [Дук, 1995] и 547 ± 40 млн лет [Краснобаев и др., 1996]. Их образование произошло, вероятнее всего, при субдукции океанической коры Протоуральского бассейна под северную часть Лушниковской вулканической дуги, реликты которой позже вошли в состав комплекса (чешуи известково-щелочных метавулканитов). Субдукция сопровождалась наиболее ранними деформациями (D₁ условно), которые завершились появлением в раннем кембрии мощной аккреционной призмы. В призму в результате разноглубинного расчешуивания различных пород и их пододвигания в западном направлении были вовлечены отторженцы океанической коры, приостроводужные разрезы, экзотические палеогондванские (?) фрагменты, перемещенные вместе с океанской плитой Протоурала, а также клинья с эклогитами и, вероятно, первыми проявлениями глаукофансланцевого метаморфизма (см. ниже, рис. 18, I).

Меланократовый фундамент субдуцировавшей древней океанской плиты представлен в современной структуре максютовского комплекса небольшими выходами в разной степени меланжированных серпентинитов. В геохимическом отношении они заметно отличаются от аналогичных образований зоны Главного Уральского разлома, имеющих ранне-среднепалеозойский возраст (рис. 17, А). Определенные различия фиксируются также в составе хромшпинелидов, переотложенных в тремадокские песчаники Сакмарского аллохтона и содержащихся в более молодых палеозойских массивах ультрабазитов (см. рис. 17, Б).

Следующие этапы деформаций (D₂₋₃) можно выделить в максютовском комплексе по аналогии с Эбетинской антиформой и на основании некоторых уран-свинцовых датировок. Согласно А.А. Краснобаеву и др. [1996], диафорез ранних минеральных ассоциаций определяется цифрой 443 ± 21 млн лет. Этот процесс вряд ли происходил без каких-либо деформаций. Авторы настоящей работы полагают, что несколько раньше гипотетический фундамент палеогондванского террейна, включенного некогда в транзитную океанскую плиту, был

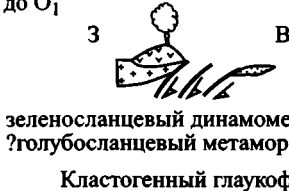

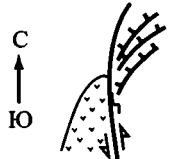

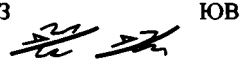




	Эбетинская антиформа	Максютовский комплекс
I	<p>до O_1</p>  <p>зеленосланцевый динамометаморфизм ?голубосланцевый метаморфизм</p> <p>Кластогенный глаукофан - в песчаниках O_{1t} [Исаев и др., 1984]</p>	<p>$V - \epsilon_1$</p>  <p>650 ± 15, 547 ± 40 млн лет: эклогиты, глаукофановые сланцы</p>
II	<p>$O_{1a3} - O_{2l}(?)$</p>  <p>фундамент палеогондванского(?) террейна</p> <p>чехол</p>	<p>443 ± 21 млн лет: диафорез ранних минеральных ассоциаций</p>
IV	<p>после D_{2ef}</p>  <p>Хабарнинский массив $V - \sigma$ (413 - 384 млн лет)</p> <p>зеленосланцевый глаукофан метаморфизм</p>	<p>D_{2zv}</p>  <p>385 - 375 млн лет: фенгитсодержащие эклогиты, глаукофановые сланцы</p>
V	<p>D_3</p>  <p>Обломки глаукофана - в песчаниках D_{3fm} [Аржаватина, 1976]</p>	<p>D_3</p>  <p>352 ± 22 млн лет 339 - 332 млн лет</p>
VI	<p>С</p>  <p>Ю</p> <p>ГУР</p>	<p>С</p>  <p>суванякский комплекс</p> <p>максютовский комплекс</p> <p>ГУР</p> <p>приразломные зелено-сланцевые бластоми-лониты</p>

Рис. 18. Этапы деформаций и метаморфизма в Уралтауской зоне

ГУР - Главный Уральский разлом. Описание этапов см. в тексте

окончательно разобщен с отслоившимся от него ранее чехлом (“юмагузинские кварциты”) и смещен по правилу правого сдвига далеко на север (рис. 18, II). Таким “отъехавшим” фундаментом представляется находящийся возле г. Миасс протерозойский Селянкинский кристаллический блок (см. рис. 1), который считается чуждым для Урала элементом сиалической коры, появившимся вблизи края Восточно-Европейского палеоконтинента в доордовикскую эпоху [Краснобаев и др., 2001].

D₄ – новое сгущивание и тектоническое утолщение коры в Уралтауской зоне, оказавшейся во фронте Губерлинской дуги. На больших глубинах, в условиях стресса, более древние аккреционные пластины и блоки были расчешуены и надвинуты в юго-восточном направлении. Расчешуивание и надвигание сопровождалось формированием вязких разрывов и связанных с ними восточновергентных складчатых дислокаций. Наверху появились тектонические клинья и линзы ранне-среднепалеозойских пород. К этому этапу (см. рис. 18, IV) была приурочена последняя фаза высокобарического метаморфизма, отмеченная появлением глаукофановых сланцев и фенгитсодержащих эклогитов с возрастом 385–375 млн лет (D₂žv).

D₅ – возникновение в том же поле напряжений в результате регионального сжатия относительно простых антиформ, в которые были смяты пакеты надвиговых пластин. Локализация транспрессивных деформаций в пределах линейных дискордантных эклогитсодержащих зон и сравнительно быстрое выведение по ним глубинных образований на более высокие уровни земной коры, вплоть до сферы размыва: обломочный глаукофан известен среди фаменских граувакк к востоку от Уралтау [Аржавитина, 1976]. Такой механизм эксгумации высокобарических пород не требует подъема и денудации всей вышележащей покрывки.

D₆ – деформации сдвигового характера, приуроченные преимущественно к ограничивающим максютовский комплекс с запада и востока разломам (см. рис. 18, VI). Они сопровождались зеленосланцевыми изменениями, которые датируются, по разным источникам, цифрами 352 ± 22 [Краснобаев и др., 1996] и 339–332 млн лет [Brown et al., 2000]. Левосторонние движения вдоль Главного Уральского разлома привели к появлению на отдельных участках наложенной приразломной складчатости юго-западной вергентности (см. рис. 7 и 14).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Суммируя изложенные данные, можно утверждать, что в доордовикскую эпоху, скорей всего в венде – раннем кембрии, на краю Восточно-Европейского палеоконтинента (Балтии) появился энсиалический вулканический пояс островодужного типа, к востоку от которого существовал Протоуральский океанический бассейн. В зоне сочленения этих кадомских структур сформировалась аккреционная призма, включившая в себя фрагменты чехла “прибитого” к ней палеогондванского террейна и нарастившая край Балтии, а затем оказавшаяся перед фронтом новой энсиалической дуги (O₂–D₂). В результате сложных и длительных структурных и вещественных преобразований различные толщи, слагавшие аккреционную призму, превратились со временем в метаморфические комплексы – восточноэбетинский и максютовский – Уралтауской зоны. Связывать их становление, как считают некоторые исследователи [Hetzl, 1999; Добрецов, 2000; Иванов, 2001; и др.], с погружением в субдукционную зону на восток, под девонскую Магнитогорскую дугу (см. рис. 1), вряд ли правомочно. Это-

му противоречат, прежде всего, известные к настоящему времени додевонские датировки высокобарического метаморфизма, а также преобладающая вергентность деформационных структур и общий стиль деформаций.

Вопреки господствующему мнению, на рубеже кембрия и ордовика начал открываться не Уральский палеоокеан, а лишь Сакмарский окраинный бассейн, заложившийся непосредственно западнее кадомид. Сакмарский бассейн, превратившийся со среднего ордовика в задуговой, отделялся вначале от остальной палеоокеанической области, подобно современному Тасманову морю, нешироким поднятием – бордерлендом, которое позже частично было разрушено, частично же вошло в зону Уралтау. Поскольку признаки закрытия палеоокеанической области в среднем–позднем кембрии отсутствуют, то можно говорить о ее “сквозном” развитии с позднего докембрия. В ордовике же в ее пределах резко усилились процессы спрединга и произошло повсеместное обновление океанической коры.

Решение вопроса о времени возникновения Уральского океанического бассейна – заложился ли он в начале ордовика или перманентно существовал с позднего докембрия – имеет фундаментальное значение. Подобная проблема стоит перед исследователями многих других складчатых поясов. По существу, ставится вопрос, не является ли развитие палеоокеанов по циклу Уилсона сильно упрощенной схемой, тогда как нередко раскрытие новообразованных океанических структур является на самом деле лишь реактивизацией процессов океанического корообразования в пределах более древних структур того же типа, которая полностью или почти полностью уничтожила наиболее ранние офиолиты. Вывод об унаследованном характере развития Уральского океанического бассейна от доуралид к уралидам ведет, на примере мирового эталона складчатых поясов, к пересмотру стандартной продолжительности цикла Уилсона – одного из популярных постулатов тектоники литосферных плит.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 02-05-64503).

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев А.А.* Магматические комплексы зоны хребта Уралтау. М.: Наука, 1976. 167 с.
- Аржавитина М.Ю.* Расчленение зилаирской свиты Магнитогорского мегасинклинория по минеральным компонентам // ДАН СССР. 1976. Т. 229, № 3. С. 679–682.
- Голионко Б.Г.* Строение и структурная эволюция северной части максютовского метаморфического комплекса (хребта Уралтау, Южный Урал) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2002. Т. 77, вып. 4. С. 26–29.
- Горохов С.С.* Рифей хребта Уралтау. М.: Наука, 1964. 136 с.
- Добрецов Н.Л.* Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 429 с.
- Добрецов Н.Л.* Процессы коллизии в палеозойских складчатых областях Азии и механизмы эксгумации // Петрология. 2000. Т. 8, № 5. С. 451–476.
- Дук Г.Г.* Глаукофансланцевые, глаукофанзеленосланцевые и офиолитовые комплексы Урало-Монгольского складчатого пояса: (Геология, петрология, геодинамика). СПб.: ИГГД РАН, 1995. 272 с.
- Захаров О.А., Пучков В.Н.* О тектонической природе максютовского метаморфического комплекса на Южном Урале. Уфа: УНЦ РАН, 1994. 30 с.
- Захарова А.А., Захаров О.А.* Условия образования колчеданов в метаморфических породах зоны Уралтау, Южный Урал. Уфа: УНЦ РАН, 1994. 38 с.
- Зверев А.Т.* Основные черты строения северной части Кемпирсайского антиклинория (Южный Урал) // Некоторые вопросы региональной геологии. М.: Изд-во МГУ, 1973. С. 69–85.

- Иванов К.С.* К вопросу о возрасте максютовского метаморфического комплекса // *Метаморфогенная металлогения Урала*. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 64–66.
- Иванов К.С.* Оценка палеоскоростей субдукции и коллизии при формировании Урала // *Докл. РАН*. 2001. Т. 377, № 2. С. 231–234.
- Иванов К.С., Пучков В.Н., Бабенко В.А.* Находки конодонтов и граптолитов среди метаморфизованных толщ на Южном Урале // *ДАН СССР*. 1990. Т. 310, № 3. С. 676–679.
- Исаев В.А., Малахов И.А., Воронина Л.К.* Хромшпинелиды из песчаников кидрясовской свиты нижнего ордовика Южного Урала // Там же. 1984. Т. 278, № 5. С. 1205–1209.
- Козлов В.И.* Рифей Уралтауского антиклинория // *Корреляция докембрия*. М.: Наука, 1977. Т. 2. С. 210–223.
- Корсаков А.В., Френкель А.Э.* Изучение взаимоотношений глаукофановых сланцев и гранатомфацитовых пород максютовского комплекса, Южный Урал // *Геология и геодинамика Евразии*. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1999. С. 21–22.
- Краснобаев А.А., Давыдов В.А., Ленных В.И.* и др. Возраст цирконов и рутилов максютовского комплекса: (Предварительные данные) // *Ежегодник–1995*. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1996. С. 13–16.
- Краснобаев А.А., Давыдов В.А., Шулькин Е.П., Чередниченко Н.В.* Цирконология Селянкинского блока Ильменских гор // *Докл. РАН*. 2001. Т. 379, № 6. С. 807–811.
- Криницкий Д.Д., Криницкая В.М.* Новые данные по стратиграфии метаморфических образований зоны Уралтау // *Информ. бюл. ЮУГУ*. 1958. № 4(6). С. 1–10.
- Ленных В.И.* Петрография, особенности метаморфизма и абсолютный возраст пород максютовского комплекса (Южный Урал) // *Тр. Первого Урал. петрогр. совещ.* Свердловск: УФ АН СССР, 1963. Т. 3. С. 245–255.
- Ленных В.И.* Эклогит-глаукофансланцевый пояс Южного Урала. М.: Наука, 1977. 160 с.
- Миллер Ю.В.* Максютовский комплекс Южного Урала // *Структурная эволюция метаморфических комплексов*. Л.: Наука, 1977. С. 104–114.
- Ожиганов Д.В.* Геологическое строение метаморфического пояса хребта Уралтау Южного Урала // *Учен. зап. Башкгос. пед. ин-та*. 1955. Вып. 4. С. 3–54.
- Ожиганов Д.В.* Метаморфические комплексы хребта Уралтау // *Геология СССР: Башкирская АССР и Оренбургская область*. М.: Недра, 1964. Т. 13, ч. 1: Геологическое описание. С. 78–97.
- Офиолиты Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 89 с.
- Самыгин С.Г.* Дифференцированное смещение оболочек литосферы и эволюция формационных комплексов (Урал) // *Тектоническая расслоенность литосферы*. М.: Наука, 1980. С. 29–63.
- Самыгин С.Г., Милеев В.С., Голионко Б.Г.* Геодинамическая природа и история формирования зоны Уралтау // *Тектоника и геодинамика континентальной литосферы*. М.: ГЕОС, 2003. С. 168–171 (Материалы XXXVI Тектон. совещ.; Т. 2).
- Самыгин С.Г., Руженцев С.В.* Уральский палеоокеан: Модель унаследованного развития // *Докл. РАН*. 2003. Т. 392, № 2. С. 226–229.
- Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Нижнеордовикские отложения Эбетинской антиформы (Южный Урал, зона Уралтау) // *Литология и полез. ископаемые* (в печати).
- Сергеева Н.Д.* Минералогическая корреляция рифейских толщ на Южном Урале // *Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты*. Уфа: УНЦ РАН, 1993. С. 51–59.
- Стратиграфия СССР: Кембрийская система. М.: Недра, 1965. 596 с.
- Хаин Е.В., Бибикова Е.В., Душин В.А., Федотова А.А.* О возможных связях между Палеоазиатским и Палеоатлантическим океанами в вендское и раннепалеозойское время // *Тектоника и геодинамика: Общие и региональные аспекты*. М.: ГЕОС, 1998. С. 244–246. (Материалы XXXI Тектон. совещ.; Т. 2).
- Хераскова Т.Н., Самыгин С.Г., Руженцев С.В., Моссаковский А.А.* Позднерифейский окраинно-континентальный вулканический пояс Восточной Гондваны // *Докл. РАН*. 1995. Т. 342, № 5. С. 661–664.
- Austrheim H.* Influence of fluid and deformation on metamorphism of the deep crust and consequences for the geodynamics of collision zones // *When continents collide: Geodynamics and geochemistry of ultrahigh-pressure rocks*. Dordrecht: Kluwer, 1998. P. 297–323.
- Brown D., Hetzel R., Scarrow J.H.* Tracking arc – continent collision subduction zone processes from high-pressure rocks in the Southern Urals // *J. Geol. Soc. London*. 2000. Vol. 157, pt 5. P. 901–904.

- Hetzel R.* Geology and geodynamic evolution of the high-P/low-T Maksyutov Complex, Southern Urals, Russia // *Geol. Rundsch.* 1999. Bd. 87, N 4. S. 577–588.
- Khain E.V., Bibikova E.V., Salnikova E.B.* et al. The Palaeo-Asian ocean in the Neoproterozoic and early Palaeozoic: New geochronologic data and palaeotectonic reconstructions // *Precambrian Res.* 2003. Vol. 122. P. 329–358.
- Leech M.L.* Arrested orogenic development: Eclogitization, delamination, and tectonic collapse // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2001. Vol. 185. P. 149–159.
- Lennykh V.I., Valizer P.M.* High-pressure metamorphic rocks of the Maksyutov Complex (Southern Urals) // *Fourth Intern. eclogite field symp.* Novosibirsk: RAS, 1999. 64 p.
- Lennykh V.I., Valizer P.M., Beane R.*, et al. Petrotectonic evolution of the Maksyutov Complex, Southern Urals, Russia: Implications for ultrahigh-pressure metamorphism // *Intern. Geol. Rev.* 1995. Vol. 37. P. 584–600.
- Schulte B.A., Blümel P.* Metamorphic evolution of eclogite and associated garnet-mica schist in the high-pressure metamorphic Maksyutov Complex, Ural, Russia // *Geol. Rundsch.* 1999. Bd. 87, N 4. S. 561–576.
- Volkova N.I., Frenkel A.E., Budanov V.I., Lepezin G.G.* Protolith nature of eclogites from the Maksyutov Complex: Constraints from geochemical evidence // *Continental growth in the Phanerozoic: Evidence from Central Asia.* Novosibirsk: SB RAS, 2001. P. 113–115.

КОНОДОНТОВАЯ СТРАТИГРАФИЯ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

Расшифровка геологического строения области сочленения Восточно-Европейской платформы и Уральского складчатого пояса представляет собой проблему, решение которой во многом зависит от снятия эффекта надвигообразования, в результате которого в пределах западного склона Урала были тектонически перетасованы разновозрастные структурно-формационные комплексы, возникшие в различных геодинамических обстановках. Очевидно, что выяснение первичных (доскладчатых) пространственно-временных соотношений таких комплексов невозможно без детальной возрастной их датировки, и стратиграфическая корреляция разнообразных в вещественном отношении толщ имеет первостепенное значение.

В пределах западного склона Южного Урала с запада на восток (здесь и далее современные координаты) выделяются следующие тектонические зоны (рис. 1).

Предуральский краевой прогиб выполнен верхнепалеозойскими орогенными отложениями.

Бельская зона представлена шельфовыми, преимущественно карбонатными отложениями (PZ_2), залегающими на докембрийском фундаменте. Начиная с позднего франа (местами фамена), здесь формируется граувакковый флиш зилаирской свиты (D_3-C_1t).

Сакмаро-Кракинская зона – крупные останцы покровов, выполняющих ядро Зилаирской синформы. В пределах зоны тектонически совмещены разнообразные осадочные и вулканогенные серии (O–C).

Центрально-Уральская (Уралтауская) зона – выступ протоуральского основания, образованный более или менее метаморфизованными отложениями верхнего докембрия – нижнего палеозоя. Существует, однако, точка зрения [Пучков, 2000 и др.], согласно которой рассматриваемые образования считаются палеозойскими, являясь частью аккреционной призмы девонской островной дуги.

Присакмаро-Вознесенская зона сложена меланжированными офиолитами, вулканогенными и осадочными сериями (O–C). Иногда она рассматривается как корневая сутура по крайней мере для некоторых покровов Сакмаро-Кракинской зоны.

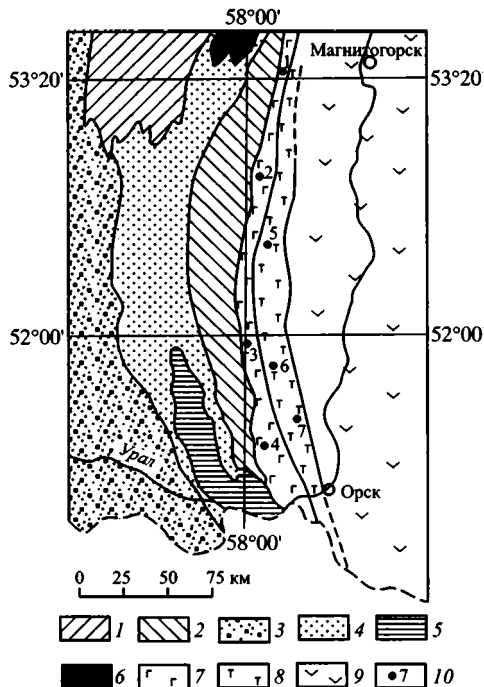
Магнитогорская зона образована островодужными вулканитами (D) и синколлизонными образованиями (D–C).

Восточно-Уральский массив (микроконтинент) ограничивает Магнитогорскую зону с востока.

В структурном отношении Южный Урал – дивергентная покровно-складчатая система, возникшая вследствие встречного пододвигания Восточно-Евро-

Рис. 1. Схема тектонической зональности Южного Урала

- 1, 2 – выступы протоуральского основания – Башкирская (1) и Уралтауская зоны (2);
- 3, 4 – Бельская зона – области развития орогенных отложений Предуральского прогиба (3) и Зилаирского флиша (4);
- 5, 6 – Сакмаро-Кракинская зона – Сакмарский (5) и Кракинский (6) аллохтоны;
- 7 – Присакмаро-Вознесенская зона;
- 8, 9 – Магнитогорская зона – Актау-Таналыкская (8) и Западно- и Восточно-Магнитогорская (9) подзоны;
- 10 – номера рассматриваемых в тексте разрезов



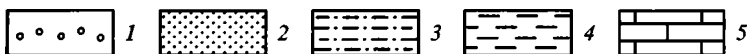
пейского и Восточно-Уральского континентальных массивов под структурно-формационные комплексы Палеоурала [Руженцев, 1976; Перфильев, 1979; Глубинное строение..., 2001]. Наиболее детально покровные соотношения обоснованы для западного склона Южного Урала, где ордовикские, силурийские и девонские серии, сформированные в условиях активной континентальной окраины, надвинуты на шельфовые отложения Бельской зоны. Именно в девоне, когда и начался процесс шарьирования, возник наиболее пестрый в фациальном отношении набор отложений, пространственно-временные соотношения которых в последние годы активно изучались. Следует отметить, что девонские кремнистые и вулканогенно-осадочные толщи, широко распространенные в регионе, до недавнего времени считались палеонтологически немymi из-за отсутствия в них макрофауны. Лишь в последние 15–20 лет благодаря находкам разными исследователями конодонтов стали возможны датировка и корреляция этих образований. Анализу этих материалов, а также новых данных, собранных авторами в 2000–2003 гг., посвящена эта работа.

БЕЛЬСКАЯ ЗОНА

Девонские отложения зоны широко распространены в бассейне р. Белая и ее притоков, рек Юрюзань, Ай и др. Самыми древними здесь являются отложения индятауской и хлебодаровской свит (D₁ [Стратиграфические схемы..., 1993]), трансгрессивно залегающие на породах протерозоя и ордовика.

Непрерывный разрез девона начинается с такатинской свиты, сложенной терригенными отложениями. Вышележащие толщи имеют преимущественно карбонатный состав. Они богаты органическими остатками. Однако для корре-

Отдел	Ярус	Конodontовые зоны	Региональные горизонты, свиты	Литологическая колонка	
D ₃	фамен	<i>praesulcata</i>	Лытвинский		
		<i>expansa</i>	Кушелгинский		
		<i>postera</i>			
		<i>trachytera</i>	Мурзакаевский		
		<i>marginifera</i>	Макаровский		
		<i>rhomboidea</i>			
		<i>crepida</i>			
	<i>P. triangularis</i>	Аскынский			
	<i>linguiformis</i>				
	фран	<i>gigas</i>	Мендымский		
		<i>A. triangularis</i>	Доманиковский		
		<i>asymmetricus</i>			U
M					
L					
Lm					
D ₂	живет	<i>disparilis</i>	Пашийский		
		<i>cristatus</i>			
		<i>varcus</i>	Чеславский		
		<i>ensensis</i>	Чусовской		
	эйфель	<i>kockelianus</i>	Афонинский		
		<i>australis</i>			
		<i>costatus</i>			
		<i>partitus</i>	Бийский		
		D ₁	эмс	<i>patulus</i>	Койвенский
				<i>serotinus</i>	Вязовский
<i>inversus</i>					
праггий	<i>gronbergi</i>		Такатинский		
	<i>dehiscens</i>		Хлебодаровская		
	лохков				
		Индятауская			



ляции местных стратонтов с Международной стратиграфической шкалой наиболее эффективны конодонты. На рис. 2 представлена схема корреляции стратиграфических горизонтов бельского разреза со стандартными конодонтовыми зонами. Именно благодаря этому удалось избежать путаницы при датировке ниже- и среднедевонской частей “Уральской стратиграфической схемы”. С этой целью проведено изучение конодонтов в стратотипах эмса и эйфеля [Халымбаджа, Чернышева, 1990]. Было показано, что вязовский горизонт в разрезе по р. Юрюзань содержит эмские конодонты зон *inversus* и *serotinus*. В отложениях такатинского горизонта конодонтов нет, но по положению в разрезе можно говорить о его раннеэмском возрасте. В стратотипе бийского горизонта на реках Бия и Ай доказано присутствие конодонтов раннего эйфеля (зоны *partitus* и *costatus*). В койвенском горизонте конодонты не обнаружены. Находясь между вязовским и бийским горизонтами, койвенские слои соответствуют зоне *patulus* и, возможно, верхней части зоны *serotinus*. В известняках афонинского горизонта найдены конодонты позднего эйфеля (зоны *australis* – *L. ensensis*). Следовательно, эмский ярус включает такатинский, вязовский и койвенский, а эйфельский – бийский и афонинский горизонты. Живетский ярус делится на четыре горизонта: чувовской, чеславский, пашийский и кыновский. Конодонты здесь встречаются спорадически, и привязка границ горизонтов к конодонтовой зональной шкале производится приблизительно.

Конодонты верхнего девона изучены наиболее детально [Кононова, 1975; Барышев, 1980; Стратиграфические схемы..., 1993]. Все восемь горизонтов верхнего девона охарактеризованы конодонтами и скоррелированы с зональной шкалой (см. рис. 2). Нижняя граница франского яруса соответствует основанию саргаевского, верхняя граница фамена – кровле литвинского горизонтов. Граница между франом и фаменом проходит внутри аскынского горизонта (в основании барминских слоев).

Во внутренних (восточных) частях Бельской зоны в позднем девоне началось формирование грауваккового флиша зилаирской свиты. По данным В.Н. Пучкова [2000], на территории восточного крыла Зилаирской синформы граувакки надстраивают кремни франы (граница их раздела соответствует конодонтовым зонам *gigas* или *linguiformis*, D_3f_2). Вдоль западного крыла граувакки залегают на известняках, а граница между ними приурочена к верхам зоны *crepida* (нижний фамен). Иными словами, происходит существенное омоложение нижней границы свиты в западном направлении.

САКМАРСКАЯ ЗОНА

Сакмарская зона – крупнейший аллохтон западного склона Урала, где тектонически совмещены разнообразные осадочные и вулканогенные серии с характерными типами разреза (рис. 3).

Сакмарский тип разреза представлен преимущественно кремнистыми отложениями. Для ордовика (O_{2-3} , новокурская толща) наблюдается переслаивание туфосилицитов, туффигов, для силура (S_{1-2} , сакмарская свита) – фтанитов, углеродисто-кремнистых сланцев. Девонская толща (400–500 м, *кызылфлотская свита* [Иванов, Пучков, 1984]) образована однообразным чередованием



Рис. 2. Стратиграфическая схема Бельской зоны Южного Урала

1 – гравелиты; 2 – песчаники; 3 – алевролиты; 4 – аргиллиты, глинистые сланцы; 5 – известняки

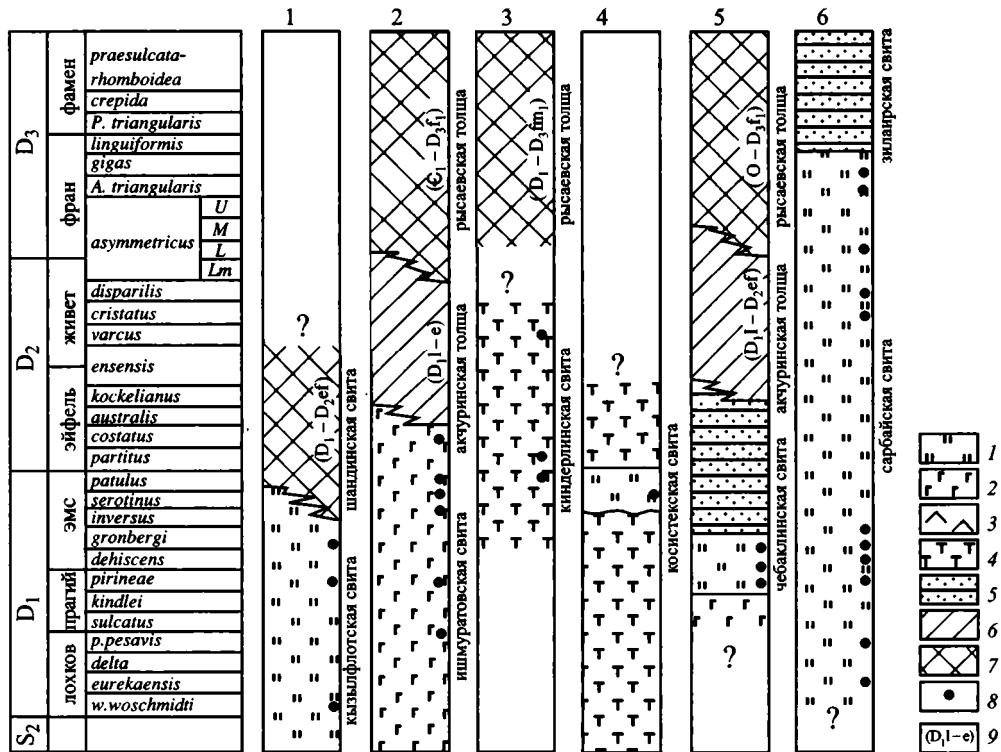


Рис. 3. Схема сопоставления типовых разрезов девона Сакмарской зоны

Условные обозначения к рис. 3 и 5

1 – кремни; 2 – базальты; 3 – дифференцированные вулканические серии (базальты, андезиты, риолиты, их туфы); 4 – вулканогенно-эпикластовые серии; 5 – флиш; 6 – мономиктовые микститы; 7 – полимиктовые микститы; 8 – уровни сбора конодонтов; 9 – стратиграфический диапазон глыб, переотложенных в микститах

Цифры на схеме – типовые разрезы: 1 – сакмарский, 2 – сугралинский, 3 – губерлинский, 4 – косистекский, 5 – чебаклинский, 6 – сарбайский

серых, зеленовато-серых радиоларитов и спонголитов, местами содержащих тонкие прослой известняков. По данным К.С. Иванова и В.Н. Пучкова, нижняя часть разреза охарактеризована конодонтами *Pandorinellina* ex gr. *steinhornensis* (Ziegl.), *Icriodus* sp., *Belodella* sp. (D₁), верхняя, представленная переслаиванием кремней и кремнеобломочных пород, содержит *Polygnathus* cf. *dobrogensis* Mirauta и др. (D₂). Верхняя толща ранее была выделена как *каргалинская фашия* шандинской свиты [Руженцев, 1976], возраст которой также был определен в интервале ранний – средний девон.

Девонские кремни широко распространены на территории зоны. Их соотношение с силурийскими отложениями наблюдаются в междуречье Губерли и Качачьей Вязовки (правые притоки Урала, рис. 4–1), где выше фтанитов с граптолитами лудлова с постепенным переходом залегают кремни, нижняя часть разреза которых охарактеризована конодонтами *Pandorinellina* ex gr. *steinhornensis* Ziegl., *Ozarkodina* cf. *denckmanni* Ziegl. (S₂p–D₁l [Иванов, Пучков, 1984]). Выше по разрезу нами были собраны *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.), *Pan. steinhornensis miae* (Bult.), *Dvorakia* sp., *Icriodus* sp. (D₁p₂–e₁).

Приведенные данные показывают, что кремни кызылфлотской свиты (без каргалинской толщи) укладываются в стратиграфический интервал пржидоль (?) – нижний эмс; соответственно, каргалинская толща имеет возраст поздний эмс – средний девон.

Верхнюю часть разреза сакмарско-го комплекса занимает *шандинская свита*. Ее стратотип расположен в бассейне верховьев р. Жаксы-Каргала и ее притока р. Шанды. Ранее было показано [Руженцев, 1976; Формации..., 1978], что свита является олистостромой, образованной чередованием кремнеобломочных и полимиктовых микститов, кремней, песчаников и известняков. Последние присутствуют также в виде многочисленных глыб. Мы считаем, что шандинская олистострома является возрастным аналогом каргалинской толщи (D_{1-2}). Следует отметить, однако, что ее верхний возрастной предел до сих пор не определен.

Сугралинский тип разреза представлен преимущественно вулканогенными породами. В основании его разреза залегает толща базальтов с прослоями фтанитов и глинистых сланцев сугралинской свиты (O_3-S_2). По данным В.Т. Тищенко, О.В. Артюшковой и В.А. Маслова [Стратиграфия..., 1993], девонские отложения этого типа расчленяются на ряд свит (снизу вверх): акчуринскую (микститы, D_{1-2ef}), чанчарскую (базальты, андезиты, риолиты, туфы, эпикласты, D_{2ef}), ишмуратовскую (базальты, кремни, $D_{2\check{z}v}$), сарбайскую (кремни, D_2-D_{3f}). К разрезу сугралинского типа мы относим только вулканогенные образования; как будет показано позднее, отложения сарбайской свиты слагают обособленный тектонический элемент и к разрезу комплекса отношения не имеют. Девонские вулканиты, на наш взгляд, представляют собой фациально изменчивую серию, расчленение которой на регионально картируемые стратоны не представляется возможным. Поэтому мы предлагаем объединить все вулканогенные отложения девона, обнажающиеся в междуречье рек Сакмара и Урал, в одну *свиту*, для которой сохранить название *ишмуратовская* [Аристов и др., 2000].

Соотношение девонских вулканитов с силурийскими наблюдалось нами на левобережье р. Сакмары у д. Верхнее Утягулово (см. рис. 4–2), где обнажена толща подушечных базальтов с редкими прослоями фтанитов. Ее нижняя часть охарактеризована граптолитами лудлова [Руженцев, 1976]. Из кремней верхней (примерно в 500 м выше по разрезу) выделены конодонты *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.) и др. (D_{1p-e}). Аналогичные соотношения наблюдались нами на правобережье р. Урал (см. рис. 4–3), где базальтоиды с линзами

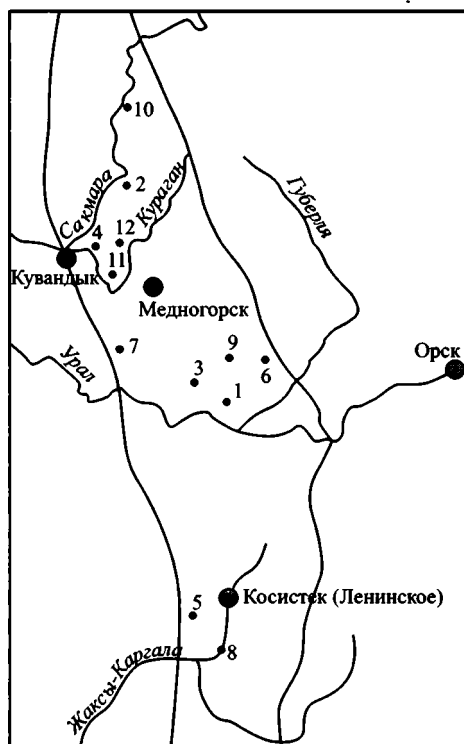


Рис. 4. Схема расположения девонских разрезов Сакмарской зоны
Цифры 1 – 12 – номера разрезов (пояснения см. в тексте)

яшм ишмуратовской свиты содержат *Polygnathus inversus* Klapp. et Johns. (D_{1e}; 51°10'58" с.ш., 057°49'04" в.д.), а также *Polygnathus* cf. *eiflius* Bisch. et Ziegl., *P. costatus costatus* Klapp., *P. parawebbi* Chatt., *P. ex gr. linguiformis* Hinde (D_{2ef}; 51°09'19", 057°48'59").

Отложения сугралинской (S) и ишмуратовской (D) свит образуют единую серию. Хотя девонские вулканиты имеют более пестрый состав, расчленение свит в конкретных разрезах часто бывает затруднительным. Характерным (но не обязательным) признаком является то, что в сугралинской свите преобладают прослой фтанитов, в ишмуратовской – яшм.

Стратотип ишмуратовской свиты расположен на правом берегу р. Кураган (восточнее г. Кувандыка, см. рис. 4–4). Нижняя ее часть представлена базальтами с прослоями яшм, из которых собраны конодонты *Polygnathus serotinus* Telf., *P. costatus patulus* Klapp. (D_{1e2}), верхняя – базальтами, андезито-базальтами, трахибазальтами, яшмами с конодонтами *Polygnathus costatus costatus* Klapp. (D_{2ef} [Стратиграфия..., 1993; Аристов и др., 2000]). Специально отметим, что на эйфельском уровне среди лав появляются прослой и линзы кремнеобломочных микститов, содержащих глыбы кремней, из которых собраны конодонты верхнего лохкова, прагия и эмса.

Особое место в сугралинском разрезе занимает *чанчарская свита*. Она представлена только в южной части зоны (бассейн рек Чанчар и Тарангул, см. рис. 4–5).

Данные по составу и строению свиты приведены в ряде работ [Кориневский, 1971; Формации..., 1978; Иванов, 1991; Бочкарев, Иванов, 2001]. Показано, что свита представляет собой комплекс трахибазальтов, сменяющихся вверх по разрезу брекчиями сиенит-порфиоров, латитов, туфами трахиандезитов и трахириолитов. Вулканиты содержат тела кремней, кремнистых туффигов, кремневых конглобрекций и песчаников с глыбами и валунами кремней и реже известняков. Существуют различные точки зрения на возраст чанчарской свиты. Согласно В.Г. Кориневскому [1971], по крайней мере нижняя ее часть имеет эйфельский возраст. В.В. Бочкаревым и К.С. Ивановым [2001] свита отнесена к эмсу, основанием для чего послужили сборы конодонтов (зоны *gronbergi* и *serotinus*) из кремней. Следует отметить, однако, что на прилагаемых к статье схемах и разрезах поля кремнистых пород всегда ограничены тектоническими контактами. По нашим данным, нижнедевонские кремни, ассоциирующие с кремнеобломочными породами, представляют собой олистолиты в микститах, строение, состав, возраст и структурная позиция которых сходны с аналогичными образованиями ишмуратовской свиты. Иными словами, возраст чанчарской свиты, на наш взгляд, является послеэмским, по-видимому, эйфельским. Вместе с тем, отметим, что верхний возрастной ее предел до сих пор не определен.

Губерлинский тип разреза (к проблеме губерлинской свиты) представлен фашиально пестрыми вулканогенно-эпикластовыми отложениями: базальтами, туфами среднего и кислого состава, тефротурбидитами, эпикластами, туффитами, туфосилицитами; присутствуют субвулканические тела кварцевых порфиоров и фельзитов. По составу и строению разреза, петрогеохимическим характеристикам эффузивов комплекс рассматривается как островодужный [Руженцев, 1976; Борисенок, Рязанцев, статья в данном сборнике].

Отложения этого типа были выделены в *губерлинскую свиту*, возраст которой на основании положения их выше аренгских филлитов считался ордовикским [Руженцев, 1976; Кориневский, 1987; и др.]. Позднее в стратотипе сви-

ты по рекам Большая и Малая Каяла (см. рис. 4–6) были собраны девонские конодонты [Пучков, Иванов, 1985]. Как показали исследования В.Т. Тищенко [Стратиграфия..., 1993], в губерлинскую свиту здесь объединялись гетерогенные и разновозрастные образования девона. Было высказано предположение, что основу свиты составляют вулканогенно-осадочные отложения эйфеля. На этом основании предложено ликвидировать свиту, изъяв ее из стратиграфических схем нижнего палеозоя Южного Урала. Ревизия указанных построений недавно была проведена А.В. Рязанцевым, С.В. Дубининой и Д.В. Борисёнком [Рязанцев и др., 2002; Борисёнок и др., 2002], показавшими, что в структурном отношении губерлинская свита представляет собой систему тектонических пластин, образованных отмеченными ранее вулканогенно-эпикластовыми толщами и расслоенных горизонтами микститов, которые содержат олистолиты девонских отложений. Сборы В.Н. Пучкова и К.С. Иванова повторены и существенно дополнены. Установлено, что микститы содержат фрагменты пород эмса, эйфеля, живета, франа и нижнего фамена. Одновременно было показано, что сама вулканогенно-эпикластовая толща охарактеризована конодонтами среднего и верхнего ордовика. В этом смысле материалы авторов согласуются с ранее опубликованными данными В.Г. Кориневского [1987].

На основании изложенного мы считаем, что проблема возрастной и вещественной идентификации губерлинской свиты сейчас решена: свита включает эпикластовые отложения ордовика. Следует сказать, что последние вообще широко распространены в Сакмарской зоне. Их возрастным аналогом является новокурская туффитово-тефроидная толща основания сакмарского разреза [Руженцев, 1976; Кориневский, 1987; Рязанцев и др., 2000], которая рассматривается нами как дистальная фация губерлинской свиты. Вопрос присутствия силурийских отложений в губерлинском стратотипе остается открытым – фаунистически доказанный силур здесь не известен.

Девонские отложения губерлинского типа установлены только в одном месте Сакмарской зоны. Они обнажаются в бассейне р. Киндерля (см. рис. 4–7). Здесь вдоль правого борта долины реки тянется полоса пестроцветных туффигов, разнообразных вулканомиктовых пород, тефроидов и туфов видимой мощностью 150–200 м. В районе восточного склона высоты 377.9 (отметка 255.4) из туфосилицитов были собраны конодонты *Polygnathus costatus patulus* Klapp., *Polygnathus costatus partitus* Klapp., Ziegl. et Mashk. (D_1e_2 – D_2ef_1), а несколько севернее (восточный склон высоты 426.7 – отметка 347.7) конодонты *Polygnathus varcus* Stauf., *Ozarkodina* cf. *sannemanni* Bisch. et Ziegl. (D_2zv_1). Иными словами, стратиграфический объем вскрытой части разреза здесь определяется как верхний эмс – нижний живет (в интервале зон *patulus* – *varcus*). Отмеченные отложения ранее не были известны. Предлагается выделить их в самостоятельную *киндерлинскую свиту*. Вместе с тем, следует сказать, что отнесение последней к губерлинскому типу разреза проведено только на основании литологического сходства, так как стратиграфические соотношения губерлинской и киндерлинской свит не установлены.

Косистекский тип разреза (косистекская свита) выделяется только на юге в казахстанской части зоны. В литолого-формационном отношении свита сходна с губерлинской, с которой иногда объединяется в единый комплекс. Стратотип свиты находится в бассейне р. Косистек (правый приток р. Жаксы-Каргала, см. рис. 4–8), где включает две толщи. Нижняя (до 500 м) образована сложным чередованием пестроцветных туффигов, разнообразных кислых и средних туфов, эпикластов (в том числе валунных конгломератов). Среди последних

встречены прослои с галькой фтанитов, из которых были собраны остатки граптолитов (S_1In_1). Потоки и силлы базальтоидов присутствуют в стратотипическом разрезе в незначительном количестве. Однако севернее, в разрезе по р. Медес, базальты слагают уже до трети его объема. В разрезе по р. Карабу-так обнажается толща (до 350 м), в общем аналогичная рассмотренной выше. Но здесь появляются отдельные прослои фтанитов, содержащие остатки граптолитов среднего лландовери, а также верхнего лландовери – нижнего венлока [Формации..., 1978].

Верхняя толща (до 300 м) начинается горизонтом яшм, трансгрессивно залегающих на породах нижней [Кориневский, Кориневская, 1987]. В яшмах были собраны конодонты *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde, *P. cf. serotinus* Telf. и др. (D_{1e_2} [Иванов, Пучков, 1984]). Выше следуют отложения, в целом сходные с таковыми нижней толщи: пестроцветные туффиты, туфы и эпикласты преимущественно кислого состава. Возраст нижней толщи, таким образом, попадает во временную “вилку” ранний силур – эмс, верхней – в основном, по-видимому, среднедевонский.

Чебаклинский тип разреза (ранее выделялся как херсонковский [Формации..., 1978]) наиболее полно представлен в бассейне нижнего и среднего течения р. Чебакла (см. рис. 4–9). Снизу вверх здесь обнажаются:

Мощность, м

1. Базальты с редкими прослоями кремней До 300 (видимая)
2. Кремни радиоляриевые с конодонтами *Polygnathus pirenae* Voers., *P. dehiscens* Phil. et Jacks. – D_{1e_1} ; координаты: $51^{\circ}09'26''$, $057^{\circ}56'57''$ 30
3. Кремни с тонкими пропластками глинистых сланцев; конодонты *Polygnathus gronbergi* Klapp. et Johns. – D_{1e_1} 50–60
4. Алевроглинистая толща с единичными потоками базальтов 150–200
5. Песчано-алевролитовый флиш, в верхней части появляются линзы кремневых гравелитов и конгломератов, из гальки которых выделены конодонты прагия и эмса 300–350
6. Микститы – хаотическая масса конглобрекчий с прослоями песчаников и гравелитов и большим количеством олистолитов кремней, из которых собраны конодонты лохкова, прагия, эмса и нижнего эйфеля [Руженцев, 2002].

Возраст вскрытой части слоя 1 доэмский (по-видимому, пражский). Слои 2–5 предлагается выделить в чебаклинскую свиту, стратиграфический объем которой определяется в интервале эмс (зона *dehiscens*) – нижний эйфель (переотложение эмских кремней в кровле разреза свиты).

Микститы (слой 6) сопоставляются нами с акчуринской толщей. Стратотип последней находится на левом берегу Сакмары у д. Акчурино (см. рис. 4–10), где представлен кремнеобломочной толщей. Согласно В.Т. Тищенко и В.А. Маслову [Стратиграфия..., 1993], эмский возраст толщи обоснован многочисленными сборами конодонтов.

Отбор конодонтов, проведенный нами из кремневых глыб, дал сходные данные о возрасте: D_{1l_2} – *Ozarkodina cf. mashkovae* (Dryg.), *Pandorinellina optima* (Mosk.) ($51^{\circ}07'25''$, $057^{\circ}56'34''$); D_{1p} – *Pandorinellina steinhornensis miae* (Bult.), *Eognathodus* sp. ($51^{\circ}07'20''$, $057^{\circ}56'36''$); *Pandorinellina steinhornensis miae* (Bult.), *P. steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.), *Icriodus* sp., *Belodella* sp. ($51^{\circ}10'45''$, $057^{\circ}50'39''$); D_{1e} – *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.), *Polygnathus dehiscens* Phil. et Jacks. ($51^{\circ}07'18''$, $057^{\circ}56'36''$); *Polygnathus gronbergi* Klapp. et Johns., *P. inversus* Klapp. et Johns. ($51^{\circ}26'20''$, $057^{\circ}27'01''$); D_{2ef} – *Polygnathus cf. costatus partitus* Klapp., Ziegl. et Mashk. ($51^{\circ}11'17''$, $057^{\circ}47'07''$); *P. linguiformis*

Hinde (51°32'58", 057°28'48"). Переотложение кремнистых пород всех ярусов нижнего девона, а также нижнего эйфеля (зона *partitus*) позволяет определить нижний возрастной предел акчуринской толщи (по крайней мере, в бассейне низовьев Губерли, Чебаклы и Казачьей Вязовки, а также в окрестностях Кувандыка) как среднедевонский. Как будет показано ниже, мономиктовые (кремневые) микститы акчуринской толщи вверх по разрезу сменяются полимиктовыми микститами рысаевской толщи, определенно включающими глыбы кремней верхнего девона. На этом основании мы относим акчуринские микститы к среднему девону, допуская, что граница между обеими толщами имеет скользящий характер в интервале живет – нижний фран.

Рысаевская толща – миксит-олистостромовые отложения, широко распространенные в Сакмарской зоне. Впервые они были описаны в 70-х годах [Руженцев, Хворова, 1973; Формации..., 1978]. В последнее время микститы изучали многие исследователи [Стратиграфия..., 1993; Аристов и др., 2000; Пучков, 2000; Рязанцев и др., 2000, 2001; Руженцев, 2002; Борисенко и др. 2002]. Были уточнены их состав и строение, возраст, проведена корреляция различных типов олистостром. Основные результаты этих работ сводятся к следующему.

Первые горизонты микситов появляются в раннем девоне. В среднем девоне их объемы существенно возрастают. Микститы встречаются практически во всех перечисленных типах разреза. Во времени меняется состав олистолитов от преимущественно кремневого до полимиктового. Микститы образуют “прокладки” между отдельными покровами, однако основная их масса сосредоточена в верхней части Сакмарского аллохтона, где разделяет отложения рассмотренных ранее серий от Сарбайского покрова – верхнего структурного элемента этого аллохтона.

Рысаевская олистострома представляет собой мощную (несколько сот метров) толщу, образованную хаотическим нагромождением глыб гранат-слюдяных, хлорит-актинолитовых сланцев, амфиболитов, ультрабазитов, габброидов, нижнекембрийских известняков, песчаников, эпикластов, вулканитов ордовика, кремней и вулканитов силура, вулканитов и известняков девона. Особенно широко здесь представлены девонские кремни. Сейчас у нас накоплен большой материал по датировкам кремневых фрагментов, для которых намечаются следующие возрастные уровни: S_2-D_1 – *Ozarkodina excavata excavata* (Br. et Mehl) (51°10'58", 057°47'24"); D_{1_2} – *Ozarkodina remscheidensis repetitor* (Carls et Gandle), *O. confluens* (Brans. et Mehl.), *O. cf. mashkova* (Dryg.), *Pandorinellina optima* (Mosk.) (51°26'20", 057°27'01"); $D_{1_2-p_1}$ – *Pedavis cf. pesavis* Bisch. et Sann. (51°27'18", 057°27'02"); D_{1p_2} – *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.), *P. steinhornensis miae* Bult., *P. exigua philipi* Klapp., *P. postexcelsa* Wang et Ziegl. (51°09'59", 057°49'10"); D_{1p-e_1} – *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.), *Pseudooneotodus beckmanni* Bisch. et Sann. (51°27'18", 057°27'05"); D_{1e_1} – *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.), *P. cf. expansa* Uyeno et Mason, *Polygnathus dehiscens* Phil. et Jacks., *P. gronbergi* Klapp. et Johns., *P. inversus* Klapp. et Johns. и др. (верховья правой составляющей р. Тунеряк – высота 401.6); *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.), *Polygnathus perbonus* (Philip) (51°15'40", 057°49'24"); D_{2ef} – *Polygnathus costatus costatus* Klapp., *P. linguiformis* Hinde, *Belodella triangularis* (Stauf.) (51°15'01", 057°48'55"); $D_{2zv_2}-D_{3f_1}$ – *Polygnathus angustidiscus* Youngq., *P. ex gr. xylus* Stauf., *P. dubuis* Hinde (51°26'23", 057°26'23").

Как уже отмечалось ранее, в полимиктовых микститах в бассейне рек Большая и Малая Каяла были найдены олистолиты кремней с конодонтами

Palmatolepis hassi Mull. et Mull. (D₃f₂) и *Pal. triangularis* Sann. (D₃fm₁) [Борисёнок и др., 2002; Рязанцев и др., 2002], определяющими нижний возрастной предел микститовой толщи как фаменский. Мы допускаем, однако, что какая-то часть рысаевской олистостромы может иметь уже каменноугольный возраст.

Сарбайский тип разреза включает отложения двух свит: сарбайской (D₁–D₃f) и зилаирской (D₃fm–C₁), слагающих верхний покровный элемент (Сарбайский покров) Сакмарского аллохтона.

Сарбайская свита образована зеленовато-серыми, пестроцветными, черными, часто обеленными (опализированными) радиоляритами с тонкими пропластками глинисто-кремнистых сланцев. В стратотипическом разрезе (карьер у станций Сарбаево и Рысаево – правобережье среднего течения р. Кураган, см. рис. 4–11) В.Т. Тищенко, О.В. Артюшковой и В.А. Масловым [Стратиграфия..., 1993] показано, что свита включает отложения в интервале конодонтовых зон *hermanni* – *cristatus* – *gigas* (D₂zv₂–D₃f₂).

Новые материалы получены недавно А.В. Рязанцевым и С.В. Дубининой [Рязанцев и др., 2000], собранными в основании сарбайского стратотипа лоховские конодонты. Результаты наших работ в целом согласуются с таковыми А.В. Рязанцева и С.В. Дубининой. Так, например, в верховьях р. Тунеряк (высота 439.7, см. рис. 4–12) выше рысаевских микститов залегает толща (до 130 м) плитчатых радиоляритов. В ее основании (непосредственно у триангуляционного знака) собраны конодонты *Ozarkodina confluens* (Brans. et Mehl), *O. remscheidensis repetitor* (Carls et Gandl), *Pandorinellina optima* (Mosk.) (D₁l). Приблизительно в 50 м выше найдены *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.) и др. (D₁p–e), еще в 30 м выше – *Pandorinellina postexcelsa* Wang et Ziegl., *Polygnathus dehiscens* Phil. et Jacks., *P. gronbergi* Klapp. et Jacks. (D₁e₁).

Сказанное позволяет сделать вывод, что в конденсированном непрерывном кремнистом разрезе свиты представлены все отделы девона; не доказаны здесь только эйфельские слои. Сейчас это единственный из известных на Южном Урале обладающий такой полнотой кремнистый разрез. В других районах отложения свиты или ее аналогов расчленены на отдельные пластины, стратиграфический объем которых варьирует в значительных пределах.

Зилаирская свита – мощная серия грауваккового флиша, залегающего с постепенным переходом на сарбайских кремнях. Было показано [Руженцев, 1976], что нижняя часть свиты в Сакмарской зоне имеет фаменский возраст. Позднее в самом основании свиты В.Т. Тищенко [Стратиграфия..., 1993] собрал конодонты *Palmatolepis gigas* Mull. et Youngq., позволяющие отнести аргиллиты переходной пачки кремни–граувакки к самым верхам франа.

Приведенные материалы дают возможность провести корреляцию разнофациальных отложений девона Сакмарской зоны. Для нижнего и отчасти среднего девона здесь выделяются кремнистая, вулканогенно-кремнистая, вулканогенно-эпикластовая и кремнисто-терригенная (флишевая) серии. В общем они надстраивают сходные в фациальном отношении отложения ордовика и силура. В конце эмса и особенно начиная со среднего девона все большую роль в разрезе играют миксит-олистостромовые образования, достигающие максимального развития в позднем девоне – раннем карбоне. Несколько особняком в этом ряду стоит сарбайский тип разреза, который резко отличается от средне- и верхнедевонских отложений других фациальных комплексов широким развитием кремней. Миксит-олистостромовые образования акчуринской и рысаевской толщ в значительной степени формируются за счет их размыва и переотложения.

ПРИСАКМАРО-ВОЗНЕСЕНСКАЯ ЗОНА

Разрез зоны в основном имеет двучленное строение. Нижняя его часть представлена базальтоидами поляковской, дергаишской, аксайской свит и их аналогов (O₂-S) [Стратиграфия..., 1993; Иванов, 1998; Рязанцев и др., 1999; Руженцев, Аристов, 2003], верхняя – кремнями, возраст основания которых варьирует в диапазоне силур–прагий. Так, например, в бассейне р. Большой Кизил (рис. 5; см. рис. 1–1) и в основании разреза залегает мощная толща базальтов с прослоями и линзами фтанитов и известняков, содержащих конодонты *Oulodus cf. zytus* Meln. (O₂₋₃). В обрывах левого берега р. Сума у д. Ишкильдино в верхней части базальтов появляются прослой серых плитчатых радиоляритов, из которых выделены фрагменты конодонтов *Pandorinellina sp.*, *Ozarkodina sp.*, *Panderodus s.l.* и др. (D₁). Структурно выше расположена сложно перемятая толща, разрез которой представляется нам в следующем виде (снизу вверх):

Мощность, м

1. Глинистые и глинисто-кремнистые сланцы с прослоями радиоляритов; конодонты: *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.), *P. st. miae* Bult., *P. postexcelsa* Wang et Ziegl., *Pseudooneotodus beckmanni* Bisch. et Sann. – D_{1p2-e1} 10–12
2. Кремни серые, плитчатые; конодонты: *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.), *Polygnathus sp.* – D_{1e1} 30–35
3. Фтаниты плитчатые с конодонтами *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.), *Ozarkodina prolata* Maws., *Polygnathus sp.* 50–60

По-видимому, из этого слоя происходят сборы конодонтов О.В. Артюшковой [Стратиграфия..., 1993], среди которых определены *Polygnathus dehiscens* Philip et Jacks., *P. nothoperbonus* Maws. (D_{1e} – зоны *dehiscens* и *gronbergi*).

Рассмотренные отложения несогласно перекрыты горизонтом (до 7 м) кремневых песчаников и конгломератов, а те, в свою очередь, плитчатыми фтанитоидами мукасовской свиты (D_{3f}), переходящими вверх по разрезу в граувакки зилаирской свиты (D_{3fm}-C₁).

В нескольких километрах ниже по течению р. Большой Кизил у д. Утяганово наблюдается сходный разрез. В его основании расположена мощная толща базальтов, выше которых со стратиграфическим контактом залегают зеленовато-серые плитчатые кремни (60–70 м). В нижней их части (8 м от контакта) собраны конодонты *Pandorinellina optima* Moskal., *Amidrotaxis cf. johnsoni* (Klapp.) (D_{1l2}), еще в 20 м выше – *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.), *P. st. miae* Bult., *Pseudooneotodus beckmanni* Bisch. et Sann. (D_{1p2-e1}). Сходство обоих разрезов очевидно; различие связано лишь с тем, что в первом случае граница вулканиды–кремни проходит на пражском, во втором – на лоховском уровнях. Подобного рода кремни широко развиты на юге Присакмаро-Вознесенской зоны, где выделяются как *мазовская свита* (см. ниже). Нижнедевонские кремни бассейна р. Большой Кизил рассматриваются как возрастной и фациальный ее аналог [Стратиграфия..., 1993]. Значение указанных разрезов заключается в том, что это – одно из немногих мест, где наблюдается стратиграфический контакт базальтоидов (O–S) с кремнями (D₁).

Южнее, в районе верхнего течения р. Сакмары (окрестности д. Нигматово; см. рис. 1–2) нами был описан следующий разрез девонских отложений. На серпентинитовом меланже здесь несогласно залегают кремнеобломочные микститы (20–100 м), из кремневого валуна внутри которых выделен конодонт *Polygnathus elegantulus* Klapp. et Lane (D_{3f} – зона *A. triangularis*; 52°45'47", 058°03'48"). Выше следуют:

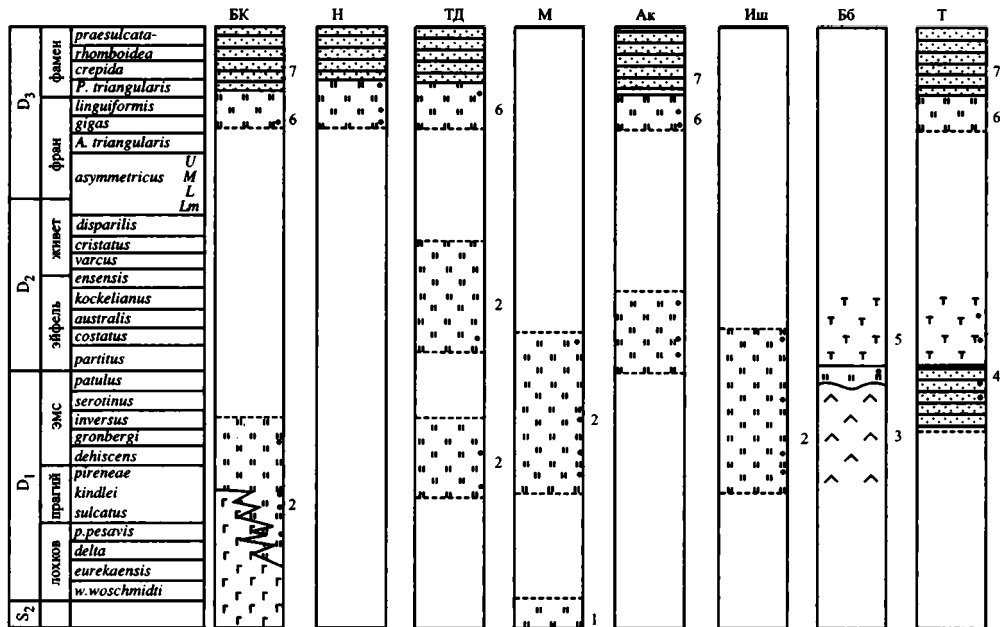


Рис. 5. Схема сопоставления девонских разрезов Присакмаро-Вознесенской зоны и Актау-Таналыкской подзоны Магнитогорской зоны

Условные обозначения см. на рис. 3

Цифры на схеме – свиты: 1 – сакмарская, 2 – мазовская, 3 – баймак-бурибаевская, 4 – туратская, 5 – актауская, 6 – мукасовская, 7 – зилаирская

Буквы на схеме – места разрезов: БК – р. Большой Кизил, Н – Нигматово, ТД – бассейн рек Ташла и Дергамыш, М – Мазово, Ак – горы Актау, Иш – Ишкинино, Бб – Баймак, Т – бассейн р. Туратка

Мощность, м

1. Фтаниты с *Palmatolepis* sp. – D₃ 30–35
2. Переслаивание фтанитов и глинисто-кремнистых сланцев 40–45
3. Красные яшмы 4
4. Переслаивание лиловых и красных радиоларитов с тонкими глинисто-гематитовыми пропластками; конодонты: *Ancyrodella nodosa* Ulr. et Bassl., *Palmatolepis subrecta* Mill. et Young., *Polygnathus* sp. – D₃f₂; координаты: 52°47'58", 058°02'39" 12–15
5. Пестроцветные радиолариты с конодонтами *Palmatolepis hassi* Mull. et Mull., *P. rhenana* Bisch., *P. subrecta* Mill. et Young. – D₃f₂ 7
6. Пестроцветные радиолариты с прослойками серых глинисто-кремнистых сланцев; конодонты: *Palmatolepis delicatula* Br. et Mehl, *P. praetriangularis* Ziegl. et Sandb., *P. triangularis* Sann. – D₃fm₁, зона *triangularis* 5–6
7. Граувакковый флиш До 400 (видимая)

Этот разрез *мукасовской свиты* является одним из наиболее полных. Он охватывает слои в интервале фран – нижний фамен (зоны *A. triangularis* – *P. triangularis*) и состоит из двух частей: нижней – фтанитовой и верхней – существенно яшмовой.

Далее к югу девонские отложения изучались нами в бассейне рек Ташла и Дергамыш (окрестности деревень Федоровка и Байгускарово; см. рис. 1–3). В структурном отношении район представляет собой систему тектонических пластин, сложенных базальтами (O₂–S₂ [Захаров, 1975; Артюшкова, Маслов,

1998]) и прослоенных горизонтами микститов. Покровный пакет тектонически перекрыт пестроцветными (красными, бурыми, зеленовато-серыми, желтыми) радиоларитами, образующими серию изолированных останцов. Сборы конодонтов из них показали [Руженцев, Аристов, 2003], что кремни (70–80 м; правобережье Ташлы, высота 380.7) содержат *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.) и др. (D_{1p2}–e). Аналогичные отложения (до 250 м) слагают высоты на левобережье р. Дергамыш. Отсюда в самом основании разреза собраны *Polygnathus costatus costatus* Klapp., *Dvorakia* sp., *Belodella* sp. (D_{2ef1} – зона *costatus*; 51°55'53", 057°59'11"). И, наконец, пластина кремней, сменяющихся вверх по разрезу зилаирскими граувакками, вскрыта по обоим бортам долины Ташлы ниже развалин д. Казанка. Они прекрасно обнажены в обрывах высоты 365.3, где пестроцветные радиолариты содержат *Palmatolepis hassi* Mull. et Mull., *Polygnathus* cf. *foliatus* Bryant (D_{3f2}). Уже отмечалось, что в рассматриваемом районе широко представлены микстит-олистостромовые отложения, образующие стратифицированную серию (чередование кремнистых, вулканомиктовых, офиолитокластовых и полимиктовых разностей). Сборы конодонтов из кремневых фрагментов дали следующие данные о их возрасте: поздний лохков, прагий, ранний (зоны *gronbergi* и *inversus*) и поздний (зона *patulus*) эмс, ранний эйфель (зона *costatus*) [Руженцев, Аристов, 2003], т.е. доказанный нижний возрастной предел микститов – средний девон.

В бассейне р. Дергаиш (восточнее д. Мазово, см. рис. 1–4) девонские отложения выделяются как *мазовская свита*. Она представлена пестроцветными яшмами (до 150 м), с тектоническим контактом залегающими либо на базальтах дергаишской (O₂–S₁₁₋₂), либо на фтанитах сакмарской (S₁₂–S₂) свит [Тищенко, Черкасов, 1985; Руженцев, Аристов, 2003]. В разрезе мазовской свиты установлены следующие конодонтовые уровни: D_{1p2} – *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.), *P. postexcelsa* Wang et Ziegl., *Panderodus* sp. (51°28'43", 058°04'10"); D_{1e1} – *Polygnathus dehiscentis* Phil. et Jacks., *Pandorinellina exigua* (Phil.) (зона *dehiscentis*; 51°28'33", 058°03'35"); D_{1e2} – *Polygnathus cracens* Klapp., Ziegl. et Mash., *P. ex gr. linguiformis* Hinde, *P. serotinus* Telf. (зона *serotinus*; 51°28'37", 058°03'32"); D_{2ef} – *Polygnathus costatus costatus* Klapp. (зона *costatus*; 51°28'38", 058°03'44"), т.е. стратиграфический объем мазовской свиты в стратотипическом разрезе соответствует верхнему прагию – нижнему эйфелю.

Все сказанное позволяет сделать вывод, что девон Присакмаро-Вознесенской зоны представлен в конденсированных кремнистых фациях. В самом общем виде различаются два типа кремнистых отложений: фтанитоиды и пестроцветные яшмы. Оба встречаются на разных стратиграфических уровнях, образуя весьма пестрые сочетания, которые усложняются в связи со структурным расслоением разреза и появлением микстит-олистостромовых горизонтов. Отдельные элементы девонского разреза сохранились в разобщенных пластинах. Однако приведенный материал, на наш взгляд, позволяет восстановить разрез, включающий отложения лохковского, пражского, эйфельского, франского и фаменского ярусов. Не доказаны в его составе отложения живетского яруса. В литолого-формационном отношении по строению разреза и возрасту слагающих его отложений рассмотренная девонская серия (мазовская и мукасовская свиты) аналогична сарбайской свите Сакмарской зоны. Сходство существующей в обоих случаях ситуации подчеркивается наличием в основании пластин кремней сходных по составу и строению микстит-олистостромовых образований.

Отличительной чертой Присакмаро-Вознесенской зоны является почти

полное отсутствие в ее пределах девонских вулканогенных серий. Исключением является *мостостроевский вулканогенный комплекс*, развитый в южной (орской) части зоны, где представлен лавами и туфами щелочных базальтов, трахиандезитов с прослоями и линзами кремнистых конглобрекций, глинисто-кремнистых сланцев. По данным В.Т. Тищенко [Стратиграфия..., 1993], вулканиды являются фацией мазовской свиты. Их возраст определяется сборами в верхней части разреза комплекса конодонтов: *Polygnathus dehiscens* Phil. et Jacks., *P. cf. gronbergi* Klapp. et Johns. (D_{1e} – зона *gronbergi*). По возрасту и составу мостостроевский комплекс сопоставляется [Вулканизм..., 1992; Серавкин, 1997; Пучков, 2000] с чанчарской свитой Сакмарской зоны.

МАГНИТОГОРСКАЯ ЗОНА (Актау-Таналыкская подзона)

Актау-Таналыкская подзона – наиболее западная в составе Магнитогорского прогиба. Она выделяется нами в границах, обозначенных В.Н. Пучковым [2000]. Мы считаем ее композитивной структурой, в пределах которой тектонически совмещены отложения присакмаро-вознесенского и магнитогорского типов.

Баймак-бурибаевский тип разреза включает отложения двух свит: баймак-бурибаевской и актауской, которые рассматриваются как образования западной периферии девонской островодужной системы [Серавкин, 1997].

Баймак-бурибаевская колчеданоносная свита сложена базальтами с прослоями яшм и туффитов, туфами и эпикластами кислого и среднего состава, лавами андезитов и андезито-базальтов (до 2 км). Основание свиты не обнажено, вскрытая же часть разреза имеет эмсский возраст [Стратиграфия..., 1993]. Особого внимания заслуживает **актауская свита**. Стратотип свиты находится в горах Актау (см. рис. 1–5 и рис. 5). Здесь выше баймак-бурибаевских вулканидов трансгрессивно залегают:

Мощность, м

- | | |
|---|------------------------|
| 1. Горизонт яшм и глинисто-кремнистых сланцев; конодонты: <i>Polygnathus cf. serotinus</i> Telf., <i>P. cf. linguiformis bultyncki</i> Hinde – D _{1e} (зоны <i>serotinus</i> , <i>patulus</i>) [Маслов, Артюшкова, 2002]) | 10–15 |
| 2. Толща пестроцветных туффитов, туфов, эпикластов (в том числе конгломератов)..... | 150 |
| 3. Пестроцветные яшмы; конодонты: <i>Polygnathus costatus costatus</i> Klapp., <i>P. pseudofolius</i> Witt., <i>P. eiflius</i> Bisch. et Ziegl., <i>Tortodus cf. kockelianus</i> (Bisch. et Ziegl.) – D _{2ef} (зоны <i>costatus</i> , <i>australis</i> , <i>kockelianus</i>); координаты: 52°34'20", 058°11'15" | 40–50 |
| 4. Плитчатые фтанитоиды; конодонты: <i>Palmatolepis subrecta</i> Mill. et Young. – D _{3f2} [Стратиграфия..., 1993]..... | 30–40 |
| 5. Граувакковый флиш. | Более 200
(видимая) |

Слой 4 соответствует мукасовской, 5 – зилаирской свитам.

Согласно представлениям В.А. Маслова и О.В. Артюшковой [Стратиграфия..., 1993], актауский разрез является непрерывным и все его элементы связаны постепенными переходами. Наши данные противоречат этой схеме. Мы считаем, что горы Актау имеют чешуйчатую структуру. Внутри баймак-бурибаевских вулканидов расположен “горизонт” кремней (15–18 м; *Parapolygnathus angusticostatus* (Witt.), *Polygnathus cf. costatus* Klapp., D_{2ef}; 52°34'48", 058°10'57"), по составу и возрасту сходных с кремнями слоя 3. Структурно он находится ни-

же базальных яшм (D_{1e}; слой 1), т.е. представляет собой тектонический клин. Далее, в районе высоты 728.0 кремни слоя 3 резко несогласно залегают не только на баймак-бурибаевских вулканитах, базальных яшмах (слой 1) и эпикластах (слой 2), но и на отмеченных кремнях эйфеля. Такое несогласие вряд ли можно рассматривать как ингрессионное. Мы полагаем, что эйфельские кремни слоя 3 образуют тектоническую пластину. Они могут быть сопоставлены с разновозрастными и литологически сходными отложениями мазовской свиты. Сказанное применимо и для фтанитоидов (D_{3f}), залегающих не только на эйфельских кремнях, но и непосредственно на баймак-бурибаевских вулканитах. По-видимому, к актауской свите следует относить только горизонт базальных яшм и эпикластовую толщу. Эйфельские и франские кремни мы рассматриваем как аллохтонные элементы (мазовская и мукасовская свиты), тектонически переброшенные сюда из Присакмаро-Вознесенской зоны.

Туратский тип разреза вскрыт по правобережью р. Туратка (разрез в обрывах руч. Ульган-Курган, см. рис. 1–6). Снизу вверх здесь обнажаются:

Мощность, м

1. Переслаивание базальтов и фтанитов..... До 150
2. Песчано-алевролитово-сланцевые турбидиты с прослоями гравелитов и конгломератов – D_{1e2}, зоны *serotinus*, *patulus* [Маслов, Барышев, 1985]..... До 500
3. Пестроцветные туфосилициты; конодонты: *Polygnathus costatus costatus* Klapp., *P. pseudofoliatius* Witt. – D_{2ef}..... 35
4. Фтанитоиды, часто обеленные (опализированные), глинисто-кремнистые сланцы (D_{3f}, 70–80 м), переходящие вверх по разрезу в граувакковый флиш (соответственно, мукасовская и зилаирская свиты).

Контакт между слоями 1 и 2 задернован, 2 и 3 – стратиграфический, 3 и 4 – тектонический.

Терригенный флиш занимает особое место в формационном ряду нижнего девона. В равной степени это касается как туратской, так и чебаклинской свит. По возрасту (D_{1e}), составу и общей стратификации разреза они похожи. Вместе с тем, следует отметить, что чебаклинская толща надстраивается мощными микстит-олигостромовыми образованиями, туратская – туфосилицитами. Обе они залегают выше вулканогенно-кремнистых отложений (S?-D₁). Условия формирования нижнедевонских турбидитов Южного Урала не вполне ясны. По-видимому, более или менее уверенно можно говорить, что они накапливались в изолированных седиментационных ваннах перед фронтом формирующихся внутрибассейновых кордильер и знаменуют начало процессов тектонического скупчивания.

Ишкининский тип разреза изучен в пределах восточной окраины подзоны (левобережье Сухой Губерли в окрестностях д. Ишкинино, см. рис. 1–7). По нашим данным, здесь снизу вверх обнажаются:

Мощность, м

1. Глинисто-кремнистые сланцы (S?), прорванные серпентинитовыми протрузиями До 150
2. Микститы, представляющие собой плохо стратифицированную массу полимиктовых песчаников и конгломератов с валунами и глыбами фтанитоидов, известняков, туффов, разнообразных туфов, кварцевых порфиров, диабазов, габброидов, ультрабазитов; из глыбы кремней собраны конодонты: *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.), *Polygnathus* sp., *Belodella* sp., *Dvorakia* sp. (D_{1e}; координаты: 51°27'42", 058°17'43")..... До 200
3. Кремни темно-серые, зеленовато-серые, плитчатые; конодонты: *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.), *P. st. miae* (Bult.), *Pseudoonotodus beckmanni* Bisch. et Sann. – D_{1p2-e1}; координаты 51°29'28", 058°17'27"; конодонты *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.), *Polygnathus* sp. – D_{1e}; координаты: 51°29'34", 058°18'20".

Кремни сложно дислоцированы и слагают обширные площади (район высот 390.1 и 353.8). По-видимому, отсюда происходят сборы В.А. Маслова и О.В. Артюшковой конодонтов *Polygnathus cf. serotinus* Telf. (D_{1e_2}) и *P. ex gr. costatus* Klapp., *P. aff. pseudofoliatu*s Witt. (D_{2ef}). Иными словами, по возрасту и литолого-фациальным характеристикам кремни соответствуют фтанитоидному типу мазовской свиты. Залегание выше микститов, содержащих переотложенные фрагменты этих же кремней, указывает на их аллохтонное положение в разрезе.

Таким образом, в пределах Актау-Таналыкской подзоны присутствуют три типа девонских отложений (см. рис. 5): 1 – баймак-бурибаевский (баймак-бурибаевская и актауская свиты, D_{1-2}) – вулканогенно-эпикластовый; 2 – туратский (туратская свита, D_{1e_2} и пестроцветные туфосилициты, D_2) – кремнисто-терригенный и 3 – мазовский (мазовская – D_{1p_2} - D_2 , мукасовская – D_3f и зилаирская – D_3fm - C_1 свиты) – кремнисто-граувакковый. Последний часто ассоциирует с микститово-олистоострововыми образованиями. Баймак-бурибаевский комплекс мы рассматриваем как автохтонный, соответствующий западной периферии Магнитогорской (Ирендыкской) островной дуги. Мазовские кремни, по нашему мнению, являются аллохтонными, шарьированными из Присакмаро-Вознесенской зоны, которая в этом случае должна рассматриваться для них как корневая структура. Позиция туратских отложений в латеральном формационном ряду девона Южного Урала остается не вполне ясной.

ФОРМАЦИОННЫЕ РЯДЫ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

Проведенная на конодонтовой основе корреляция разнофациальных осадочных и вулканогенных серий Южного Урала позволила разработать схему палеотектонических реконструкций области сочленения Восточно-Европейской платформы и Палеоурала. С запада на восток в современных координатах здесь выделяются: шельф Восточно-Европейского палеоконтинента (ВЕК) – карбонатная серия Бельской зоны – континентальный склон – кремнистая серия, сакмарский тип разреза; задуговой бассейн с корой океанического типа – офиолиты, в том числе базальтоиды, сугралинский тип разреза; островодужная система – вулканогенно-эпикластовая серия, губерлинский тип разреза. Все это соответствует активной континентальной окраине ВЕК, существовавшей здесь как минимум с ордовика. Присакмаро-Вознесенская зона – реликтовая структура собственно Палеоуральского океанического бассейна (офиолиты, в том числе базальты, и перекрывающие их кремни океанического чехла). Скользящий в возрастном отношении характер раздела базальты–кремни, по-видимому, связан со спрединговым механизмом раскрытия Палеоурала. Восточным ограничением последнего являлась девонская островная дуга (Магнитогорская зона).

В структурном отношении Южный Урал является асимметричной дивергентной покровно-складчатой системой [Глубинное строение..., 2001], формирование которой обусловлено встречным пододвиганием ВЕК и Восточно-Уральского микроконтинента с одновременным выжиманием и наволакиванием на них палеоуральских комплексов. Применительно к области сочленения ВЕК и Палеоурала такая структура определялась встречным пододвиганием ВЕК и Магни-

тогорской островной дуги [Руженцев, Савельева, 2003]. Процесс начался в эмсе и получил свое развитие в среднем и особенно позднем девоне и карбоне, отражением чего стало формирование мощнейших микстит-олистостромовых толщ. Анализ их строения и возрастные датировки олистолитов показали [Руженцев, 2002], что со временем в процесс эрозионной и тектонической переработки вовлекались все более разнообразные по составу и возрасту толщи.

В фанене и раннем карбоне здесь возник многослойный покровный пакет, в пределах которого тектоническое сгущивание происходило как бы на двух структурных уровнях: нижнем (совмещение сакмарских, сугралинских и губерлинских толщ) и верхнем (шарьирование сарбайско-мазовских кремней). Надвиганию кремней предшествовал их срыв с базальтового основания, расчленение на дифференцированно смещаемые пластины (появление соответствующих микстит-олистостромовых прокладок) и выжимание в пределы как восточного края ВЕК, так и западного края Магнитогорской островной дуги (соответственно, Сарбайский покров и тектонические пластины кремней района Актау и Ишкинино).

В среднем карбоне, а впоследствии в течение всего позднего палеозоя сформировавшаяся к этому времени покровная система была дополнительно целиком надвинута на край континента, собственно и образовав Сакмарскую зону (аллохтон) как гигантскую композитивную структуру. В это время в тектоническую перетасовку были вовлечены структурно-формационные комплексы не только Сакмарского прогиба, Губерлинской островной дуги и Присакмаро-Вознесенской зоны, но и Магнитогорской островодужной системы. Например, мы считаем, что сходство состава, строения и возраста косистекской свиты Сакмарской зоны, с одной стороны, и баймак-бурибаевской и актауской свит Актау-Таналыкской подзоны – с другой позволяет предположить, что последняя является корневой структурой для косистекской покровной пластины.

С учетом сказанного геологическое развитие области сочленения ВЕК–Палеоурал представляется в следующем виде.

Раннепалеозойский океанический бассейн мы рассматриваем как унаследованную структуру, существовавшую здесь с позднего докембрия. В ордовике вдоль западной его периферии возникла Губерлинская островная дуга, в тылу которой с тремадока формируется Сакмарский задуговой прогиб, заполнявшийся глубоководными терригенными и кремнистыми (туфосилициты, туффиты) осадками. Начиная с раннего силура, в его осевой части в связи с продолжающимися процессами раскрытия возникла вулканогенная зона (сугралинский тип разреза), в пределах которой, по-видимому, было вскрыто меланократовое основание (офиолиты). Подобного рода структурный план просуществовал до раннего девона.

С конца раннего и в среднем девоне начавшиеся процессы тектонического сгущивания обусловили появление в Сакмарском прогибе первых внутрибассейновых кордильер, формирование которых сопровождалось накоплением первых микстит-олистостромовых толщ. Процесс этот шел по нарастающей и закончился уже в карбоне с возникновением рассмотренного ранее покровно-складчатого сооружения. Одновременно вдоль восточной периферии Палеоурала, начиная с раннего девона, формируется девонская Магнитогорская (Иренддыкская) островодужная система. Ее появление, на наш взгляд, усложнило общий структурный план Южного Урала, обусловив возникновение дивергентной системы покровов (в позднем девоне – раннем карбоне шарьирование океанических комплексов шло как к западу, так и к востоку).

И лишь со среднего карбона в связи с общим усилением тектонического сжатия происходит отмеченное ранее общее надвигание палеоокеанических и островодужных серий на шельф Восточно-Европейского континента.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты №№ 03–05–64360 и 02–05–64283).

ЛИТЕРАТУРА

- Аристов В.А., Руженцев С.В., Дегтярев К.Е. Борисёнок Д.В.* и др. Стратиграфия девона Сакмарской и Сакмаро-Вознесенской зон Южного Урала // Общие и региональные вопросы геологии. М.: ГЕОС, 2000. Вып. 2. С. 46–58.
- Артишок О.В., Маслов В.А.* Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения дофаменских вулканогенных комплексов Верхнеуральского и Магнитогорского районов. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1998. 156 с.
- Барышев В.Н.* Зональное расчленение нижнефаменских отложений западного склона Южного Урала по конодонтам // Стратиграфия и палеонтология палеозоя Южного Урала. Уфа: УНЦ РАН, 1980. С. 16–18.
- Борисёнок Д.В., Рязанцев А.В.* Вулканогенные комплексы раннего палеозоя в области сочленения Сакмарской и Присакмаро-Вознесенской зон Южного Урала // Наст. сб.
- Борисёнок Д.В., Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Разницына Е.В.* Ордовикские и девонские комплексы на южном окончании поднятия Уралтау // Современные вопросы геологии. М.: Научный мир, 2002. С. 157–161. (Материалы молодеж. конф. памяти А.Л. Яншина).
- Бочкарев В.В., Иванов К.С.* Проявления внутриплитного вулканизма в Уральском палеоокеане // Геотектоника. 2001. № 2. С. 17–31.
- Вулканизм Южного Урала / И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов и др. М.: Наука, 1992. 197 с.
- Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект “Уралсейс”) / Под ред. А.Ф. Морозова. Тверь: ГЕРС, 2001. 286 с.
- Захаров А.А.* Разрывные структуры Ивановского сульфидного медно-кобальтового месторождения на Южном Урале // Геология и условия образования месторождений меди на Южном Урале. Уфа: БФ АН СССР, 1975. С. 21–33.
- Иванов К.С.* Возраст и положение Чанчарского трахибазальтового комплекса Южного Урала // Палеонтология и стратиграфия девона и карбона Южного Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 97–103.
- Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала: Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Екатеринбург, 1998. 252 с.
- Иванов К.С., Пучков В.Н.* Геология Сакмарской зоны Урала: (Новые данные). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 87 с.
- Кононова Л.И.* Конодонты фаменских и нижней части турнейских отложений западного склона Урала и сопредельных областей: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1975. 30 с.
- Кориневский В.Г.* Калиевые щелочные базальтоиды эйфеля Сакмарской зоны Мугоджар // Ежегодник ИГГ–1970. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1971. С. 16–19.
- Кориневский В.Г.* К вопросу о возрасте губерлинской свиты Южного Урала // Ежегодник ИГГ–1986. Свердловск: ИГГ УрО РАН, 1987. С. 7–8.
- Кориневский В.Г., Кориневская Е.В.* Возраст косистекской свиты Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 6. С. 39–49.
- Маслов В.А., Артишкова О.В.* Стратиграфия и корреляция девонских отложений Сибай-Баймакского района Башкирии. Екатеринбург: УНЦ РАН, 2002. 198 с.
- Маслов В.А., Барышев В.Н.* Новые данные о возрасте туратской толщи южной части Магнитогорского мегасинклинория (Южный Урал) // Биостратиграфия и литология палеозоя Южного и Среднего Урала. Уфа: БФ АН СССР, 1985. С. 15–17.
- Перфильев А.С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 187 с.
- Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.
- Пучков В.Н., Иванов К.С.* О возрасте губерлинской свиты Южного Урала // Ежегодник ИГГ–1984. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1985. С. 20–21.

- Руженцев С.В.* Краевые офиолитовые аллохтоны: (Тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. 170 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 283).
- Руженцев С.В.* Микститовые (олистостромовые) образования в покровно-складчатой структуре западного склона Урала // Докл. РАН. 2002. Т. 386, № 4. С. 525–528.
- Руженцев С.В., Аристов В.А.* Девонские микстит-турбидитовые серии в аккреционной структуре Южного Урала // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. М.: ГЕОС, 2003. С. 161–165. (Материалы XXXVI Тектон. совещ.; Т. 2).
- Руженцев С.В., Савельева Г.Н.* Офиолиты в коллизионной структуре Южного Урала // Докл. РАН, 2003. Т. 391, № 5. С. 663–667.
- Руженцев С.В., Хворова И.В.* Среднепалеозойские олистостромы Сакмарской зоны Южного Урала // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 6. С. 21–32.
- Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Борисёнок Д.В.* Тектоническое сближение палеозойских комплексов в девонской аккреционной призме // Общие и региональные вопросы геологии. М.: ГЕОС, 2000. Вып. 2. С. 5–24.
- Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Борисёнок Д.В.* Элементы позднедевонской активной окраины в структуре Сакмарской зоны Южного Урала // Докл. РАН. 2001. Т. 380, № 2. С. 233–236.
- Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Борисёнок Д.В.* Раннефаменские и более древние девонские конодонты в кремнистых аллохтонах на р. Губерля (Южный Урал) // Геология девонской системы. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 109–113. (Материалы Междунар. симпоз.).
- Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Курковская Л.А.* Ордовикский кремнисто-базальтовый комплекс Южного Урала и его связь с офиолитами // Общие и региональные вопросы геологии. М.: ГЕОС, 1999. Вып. 1. С. 5–23.
- Серавкин И.Б.* Тектономагматическая зональность Южного Урала и его положение в складчатых системах Урало-Монгольского пояса // Геотектоника. 1997. № 1. С. 32–47.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург: УНЦ РАН, 1993. 151 л.
- Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медно-колчеданных районов Южного Урала / Под ред. В.А. Маслова. Уфа: УНЦ РАН, 1993. 218 с.
- Тищенко В.Т., Черкасов В.Л.* Новые данные по стратиграфии силурийских и нижнедевонских образований в южной (оренбургской) части западного крыла Магнитогорского прогиба // Биостратиграфия и литология палеозоя Южного и Среднего Урала. Уфа: БФ АН СССР, 1985. С. 3–8.
- Формации Сакмарского аллохтона (Южный Урал) / И.В. Хворова, Т.А. Вознесенская, Б.П. Золотарев и др. / Под ред. И.В. Хворовой. М.: Наука, 1978. 232 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 311).
- Хальымбаджа В.Г., Чернышева Н.Г.* Эйфельский ярус на Западном склоне Урала // Конодонты эйфельского яруса СССР. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1990. С. 13–17.

“ФАЦИАЛЬНЫЕ” ПОКРОВЫ В СТРУКТУРЕ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

Основные представления о геологии западного склона Южного Урала как области сочленения Восточно-Европейской платформы и Уральского складчатого пояса были разработаны в 30–50-е годы прошлого столетия благодаря исследованиям А.А. Богданова, Б.М. Келлера, Н.И. Леоненок, В.Д. Наливкина, В.Н. Павлинова, Н.К. Разумовского, В.Е. Руженцева, А.В. Хабакова, И.В. Хворовой, А.Л. Яншина и др. Именно в это время сформированы положения о Предуральском краевом прогибе как о компенсационной структуре, возникшей перед фронтом разрастающегося уральского герцинского орогена. Получен большой объем данных о возрасте, составе, строении конкретных формаций и формационных рядов этого прогиба, а также вулканогенных и вулканогенно-осадочных серий Сакмаро-Кракинской зоны. В результате была сформулирована достаточно стройная схема тектонического развития Южного Урала, основанная на принципах геосинклинальной теории.

В 70–80-х годах геология Южного Урала пересматривается с мобилистских позиций. Исследования в этом направлении, проведенные под научным руководством А.В. Пейве, С.Н. Иванова и Л.П. Зоненшайна, позволили разработать принципиально новую модель геологического строения Урала. В первую очередь это касается проблемы офиолитов как реликтов океанической коры прошлого, покровно-складчатой структуры Южного Урала, стадийности его развития, рифтогенной природы некоторых бассейнов. На основании этих работ была предложена модель покровно-складчатого сооружения Урала, образовавшегося на месте системы палеоокеанических бассейнов вследствие коллизии Восточно-Европейского палеоконтинента, Ирландско-Магнитогорской островной дуги, Восточно-Уральского микроконтинента и Казахстанского каледонского континента. Следует сказать, что многие из этих положений были разработаны на южноуральском материале, в первую очередь на полученном в Сакмарской зоне и структурно сопряженных с ней Хабарнинском и Кемпирсайском офиолитовых массивах [Пейве и др., 1971, 1972; Камалетдинов, 1974; Руженцев, 1976; Формации..., 1978; Перфильев, 1979; Самыгин, 1980].

Сформулированные в процессе этих исследований положения активно разрабатывались в последующие годы. Публикуются многочисленные работы как регионального, так и общего характера. Применительно к району Сакмарской зоны следует отметить исследования В.Г. Кориневского [1989], А.А. Савельева и Г.Н. Савельевой [1991], В.А. Маслова и др. [Стратиграфия..., 1993], К.С. Иванова [1998], В.Н. Пучкова [2000], А.В. Рязанцева и др. [2000, 2001]. В этих, а также ряде других публикаций приведен обширный материал по стратиграфии, вещественному составу, структуре, условиям формирования различных формационных комплексов Южного Урала. Важнейшим результатом этих работ является уточнение возрастных датировок осадочных и вулканогенно-осадочных се-

рий (в первую очередь девонских), проведенных на конодонтовой основе. В конечном счете все это создало базу для расшифровки структуры региона, позволило подойти к созданию качественно новых палеотектонических моделей (в том числе и на палеомагнитной основе), провести сопоставление конкретных формаций и формационных рядов западного и восточного склонов Южного Урала.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И СТРУКТУРА ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА

В пределах западного склона Южного Урала выделяются два основных тектонических элемента: Предуральский краевой прогиб и Западно-Уральская мегазона (рис. 1).

Предуральский краевой прогиб представляет собой структуру, выполненную верхнепалеозойскими орогенными отложениями. Согласно Г.А. Мизенцу [1997], в составе прогиба различаются две впадины: внутренняя, образованная флишем (C_2-P_1), и внешняя, выполненная молассой (P_2-T_1). По схеме, предложенной этим автором, Предуральский прогиб возник перед фронтом коллизионного орогена в связи с процессом субдукции края платформы. В кунгуре субдукция была блокирована сиалическими массами; погруженный край платформы стал "всплывать", что обусловило усиление размыва орогена, приведшее к формированию молассы (обособление внешней впадины).

Западно-Уральская мегазона состоит из двух зон: западной – Бельской и восточной – Сакмаро-Кракинской.

Бельская зона представлена шельфовыми отложениями, залегающими на докембрийском сиалическом фундаменте. В их основании расположена терригенная толща ($O-D_1$), сменяющаяся более или менее мелководными карбонатными и карбонатно-терригенными отложениями (S_2-P_1), включающими образования барьерного рифа и внутренней депрессии. Начиная с позднего франа (местами фамена) на территории зоны формируется грауваковый флиш зилаирской свиты (D_3-C_1t). Появление граувакк связано с оформлением к востоку от Бельского прогиба Уралтауского поднятия, поставившего значительные объемы обломочного материала [Мизенс, 2001]. По сути с этого момента началось накопление флишевой серии Предуральского прогиба, достигшее своего максимума уже в позднем палеозое.

Сакмаро-Кракинская зона – крупные останцы аллохтонных масс, выполняющих ядро Зилаирской синформы. На севере это Кракинский массив, на юге – Сакмарская зона (аллохтон). В дальнейшем мы специально остановимся на характеристике последней, сейчас же отметим, что в ее пределах тектонически совмещены разнообразные осадочные и вулканогенные серии (O_1-C_1). Среди осадочных преобладают кремни, обычно рассматриваемые как батиальные отложения континентального склона. Характерной особенностью зоны является широкое развитие офиолитов, а также микстит-олистостромовых образований.

Центрально-Уральская мегазона – система выступов докембрийского протоуральского основания. В состав мегазоны мы включаем Уралтаускую и Эбетинскую антиформы, образованные более или менее метаморфизованными отложениями позднего докембрия. Следует отметить, однако, – существует точка зрения [Пучков, 2000], согласно которой породы, слагающие

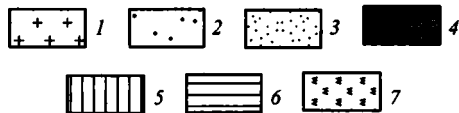


Рис. 1. Схема тектонической зональности западного склона Южного Урала

1 – выступ доуралид; 2 – Предуральский краевой прогиб и Бельская зона; 3 – зилаирский граувакковый флиш (D_3-C_1), 4 – Сакмарский аллохтон (зона); 5 – Присакмаро-Вознесенская зона; 6 – Магнитогорская зона; 7 – основные офиолитовые массивы

Цифры на схеме: 1 – Уралтау; 2 – Эбетинская антиформа; 3 – Зилаирская синформа; 4–6 – массивы: 4 – Кимперсайский; 5 – Хабаровинский, 6 – Халиловский

Уралтаускую антиформу, являющуюся палеозойскими: в частности максютовский метаморфический комплекс высоких давлений считается в этом случае частью аккреционной призмы девонской островной дуги.

Присакмаро-Вознесенская зона – западный элемент структуры восточного склона Южного Урала расположена восточнее Уралтауской антиформы. Иногда она рассматривается как Главный Уральский разлом, разделяющий деформированный край Восточно-Европейского континента и область распространения структурно-формационных комплексов Уральского палеоокеана. В структурном отношении это – сравнительно узкая полоса тектонических клиньев, образованных меланжированными офиолитами, вулканогенными и осадочными (в том числе кремнистыми) сериями ($O-C_1$). По набору отложений, их воз-

расту, структуре она представляет собой корневую сутуру для аллохтонов Сакмаро-Кракинской зоны [Руженцев, 1976; Пучков, 2000].

Западный склон Южного Урала – сложно, однако закономерно, построенная система структур с определенной последовательностью складчато-разрывных нарушений. С запада на восток это: 1) внешняя впадина Предуральского прогиба, для подсолевого ложа которой характерны гребневидные антиклинали (складки кинзебулатовского типа), сопряженные с продольными надвигами и разделенные широкими плоскими синклиналиями; 2) зона передовых складок внутренней части Предуральского прогиба – серия гармонично сопряженных дислокаций продольного изгиба, экранируемых снизу поверхностью регионального надвига, по которому флиш шарьирован на разновозрастные, преимущественно карбонатные отложения [Камалетдинов, 1974; Казанцев, 1984]; 3) Зилаирская синформа – область развития напряженных кливажных складок (голоморфная складчатость, по терминологии В.В. Эза); 4) Сакмаро-Кракинская зона – система офиолитовых аллох-

тонов (серия тектонических пластин, сложно и неоднократно смятых и перетасованных).

Структурная модель западного склона Южного Урала была предложена автором [Руженцев, 1976]. Кратко она сводилась к следующему. Намечается устойчивая тенденция увеличения напряженности деформаций с запада на восток. Это выражается как в смене гребневидных складок внешней части Предуральского прогиба голоморфной складчатостью Зилаирской синформы, так и в увеличении амплитуды надвигов от сравнительно небольших сколов в подвернутых крыльях гребневидных антиклиналей до крупных шарьяжей в области передовых складок и, наконец, до гигантских аллохтонных масс Сакмаро-Кракинской зоны с видимой амплитудой переброса в десятки километров. Далее, ступенчатое (в значительной степени дивертикуляционное) расположение структурно-формационных комплексов отражает ступенчатое расположение аллохтонов. Судя по данным сейсмического зондирования [Глубинное строение..., 2001], мощность покровно-складчатого пакета увеличивается к востоку и сопровождается погружением плоскостей сместителей в этом же направлении.

С учетом сказанного механизм формирования покровно-складчатой структуры западного склона Южного Урала представляется следующим. В основе его лежат процессы тектонического скупивания, реализуемого в разрезе деформируемой толщи неравномерно. На глубинных уровнях оно проявляется в виде системы: фронтальный надвиг – тыловой срыв, приводящей к структурному расслоению деформируемой толщи на обособленные литопластины. В поверхностных условиях возникали складки продольного изгиба, отражающие дисгармоничное смятие сорванных масс. Ступенчатое расположение аллохтонных пластин, образованных отложениями разного возраста, состава и строения, связано с тем, что базальный срыв для каждого из них происходил на разных уровнях, переходя с верхнепалеозойского во внешней впадине Предуральского прогиба до меланократового основания и его нижнепалеозойского чехла в Сакмаро-Кракинской зоне.

Сорванная масса в результате прогрессирующего сжатия и регенерации граничных разделов между различными структурно-формационными комплексами, обособившихся в оперяющие базальный срыв надвиги, распалась на отдельные аллохтоны (“фациальные” покровы), которые в дальнейшем деформировались дополнительно. Возрастные датировки микстит-олистостромовых образований показывают, что верхние покровы являются наиболее древними [Аристов и др., 2000; Рязанцев и др., 2000; Руженцев и др., 2002]. Действительно, структурное смещение разнофациальных покровов Сакмарского аллохтона происходило практически в течение всего девона. Позднее складко- и надвигообразованием была охвачена территория Зилаирской синформы и зоны передовых складок. Основные движения здесь были в каменноугольное время.

Становление структуры собственно Предуральского прогиба происходило в перми и триасе. Флишевый и молассовый прогибы развивались синхронно с покровно-складчатой структурой. Область устойчивого поднятия, возникновение которого обусловлено процессами тектонического скупивания, как минимум с позднего девона постоянно существовала восточнее Бельского и Предуральского прогибов. Иными словами зона тектонического скупивания, возникнув в восточных (современные координаты) частях региона, постепенно мигрировала на запад. Все это скорее свидетельствует не о надвига-

нии восточных аллохтонных масс к западу, а о пододвигании западных к востоку. В этом смысле модель, предложенная еще в 70-х годах [Руженцев, 1976; Перфильев, 1979], находит подтверждение в более поздних публикациях (см., например: [Пучков, 2000]).

Сказанное хорошо согласуется с общей структурной моделью Южного Урала, предложенной А.С. Перфильевым [1979]. Такая модель, основанная на геологических данных, сводится к следующему: Южный Урал представляет собой дивергентную веерообразную покровно-складчатую систему, которая формировалась в результате встречного пододвигания Восточно-Европейского и Восточно-Уральского континентальных блоков по направлению к осевым частям Палеоурала (Магнитогорский прогиб). Такое пододвижение сопровождалось выжиманием и наволакиванием структурно-формационных комплексов последнего, образующих сложно построенные аллохтонные массы (в том числе и офиолитовые). Существование офиолитовых аллохтонов уже давно доказано вдоль восточного края Восточно-Европейской платформы (аллохтоны Сакмаро-Кракинской зоны [Камалетдинов, 1974; Руженцев, 1976; Камалетдинов, Казанцева, 1983]). Сейчас они обоснованы в пределах Восточно-Уральской зоны [Тевелев, Кошелева, 2001]. Здесь их структурная позиция, строение, время внедрения в целом хорошо коррелируют со схемой А.С. Перфильева. Результаты геофизических исследований, полученные при работах по проекту “Уралсейс” [Глубинное строение..., 2001], уточнили эту схему, подтвердив ее в принципе. В частности, применительно к западному склону Южного Урала сейсмические материалы позволяют выделить отражающие горизонты, а также систему локализованных зон потери корреляции, интерпретируемых как разделы основных вещественных комплексов и разломы, ограничивающие крупные тектонические блоки (зоны). Здесь выделяются Зилаирская и Уралтауская структуры с, соответственно, син- и антиформным поведением площадок, а также системы тектонических срывов, выраженных на поверхности в виде надвигов Предуральского прогиба и пояса передовых складок. Западным ограничением Присакмаро-Вознесенской зоны служит система четких отражателей, погружающихся к востоку до глубин в 30 км. Эта зона соответствует Уральскому гравитационному максимуму и выражена на поверхности поясом гипербазит-базитовых массивов (Главный Уральский разлом).

Использование сейсмических материалов и данных по потенциальным геофизическим полям дает возможность детализировать строение коры этого региона, а устанавливаемое по этим материалам резкое различие физических параметров коры перечисленных зон подтверждает главный вывод, полученный в результате работ на западном склоне Южного Урала, о структурном совмещении здесь палеоконтинентальных и палеоокеанических масс. Использование геофизических данных и данных “поверхностной” геологии позволяет расшифровать крайне сложную покровно-складчатую структуру района, выяснить этапы ее формирования, относительное первоначальное размещение основных структурно-формационных комплексов (реконструкция формационных рядов). Специальные работы в этом направлении в последние годы проводились в Геологическом институте РАН. Их результаты на примере Сакмарской зоны представлены в этой статье.

Тектоническая структура

Сакмарская зона является крупнейшей аллохтонной массой, сохранившейся на территории западного склона Урала. В ее пределах совмещена серия тектонических покровов, образованных различными в формационном отношении толщами пород, со стратиграфическим диапазоном ордовик–карбон, выполняющими ядро Зилаирской синформы [Руженцев, 1976; Казанцев, 2001; и др.].

Принципиальное значение для понимания общей структуры Сакмарской зоны имеет ее соотношение с зилаирскими граувакками. Последние протягиваются вдоль восточного края зоны в виде непрерывной полосы от долины Сакмары на юг до левобережья р. Чебаклы (правый приток р. Урал), отделяя Сакмарский аллохтон от Уралтау. Граувакки смяты в систему напряженных кливажных складок. Съёмочными и буровыми работами установлено, что выше граувакк здесь залегают кремни и кремневые микститы верхнего девона, перекрытые серпентинитовым меланжем основания аллохтона. Сходная картина наблюдается вдоль западной его границы, где граувакки повсеместно падают под вулканогенные и кремнистые отложения ордовика, силура и нижнего девона. Плоскость сместителя погружается к востоку под углом 20–70°.

Следует учитывать, однако, что в ряде мест франские кремни и зилаирские граувакки залегают выше вулканогенных и осадочных толщ Сакмарского аллохтона. Кроме того, местами (бассейн рек Чанчар, Дамбар, Киндерля, Кураган) вдоль западного края зоны установлены замки (“лбы”) лежащих складок, “оболочки” которых образованы кремнями, переходящими вверх по разрезу в зилаирские граувакки. Все это позволило автору [Руженцев, 1976] сформулировать представления о том, что Сакмарская зона – системы лежащих покровных складок, ядра которых образованы смятыми пластинами вулканогенных и осадочных пород (O–D), а “оболочки” – кремнями и граувакками (D–C₁). К аналогичному выводу недавно пришли Д.В. Борисёнок и А.В. Рязанцев [2001] на основании анализа новых геолого-геофизических материалов.

Внутренняя структура Сакмарского аллохтона крайне сложна и характеризуется набором разнообразных в морфологическом отношении разрывных и складчатых нарушений. Существует литоконтроль таких нарушений; в первую очередь это касается хаотических образований: меланжей и микститов. Несмотря на сложность структуры Сакмарского аллохтона, в общем виде удастся наметить последовательность формирования разрывно-складчатых деформаций, позволяющую рассмотреть процесс в развитии. Вкратце она сводится к следующему.

Тектоническое отслоение (срыв) вулканогенных и осадочных толщ ордовика–девона со своего основания и расчленение сорванной массы на отдельные литопластины. Слагающие их толщи сминались в морфологически разнообразные дисгармоничные складки, осложненные многочисленными продольными взбросами и надвигами. Кремни и слоистые туфогенные породы образуют пестрый набор сравнительно мелких структур. Наоборот, эффузивные толщ смяты в крупные, более выдержанные по простиранию нарушения. В некоторых пластинах установлены лежащие складки с дополнительным смятием висячих крыльев. Все они имеют западную vergentность. В основном это складки продольного изгиба с хорошо выраженным межпластовым кливажем и нагнетанием избыточных масс в замки.

Уже на ранних этапах шарьирования (эмс – средний девон) сформировался пакет тектонических пластин. При этом в процесс покровообразования вовлекались значительные объемы серпентинитов. В виде пластичных, более или менее мощных “прокладок” они располагались между пластинами, а их послойное перераспределение дало начало росту протрузивных куполов. Образовавшийся покровный пакет был смят в систему субмеридиональных анти- и синформ. В основном это крупные, тянущиеся на десятки километров структуры, осложненные дискордантными телами серпентинитовых меланжей.

Возникновение серпентинитовых протрузивных куполов определяет облик структуры Сакмарской зоны. Это процесс длительный. Начавшись, он продолжался в течение девона и карбона. В обстановке неравномерного сжатия, существующего при покровообразовании, пластичная серпентинитовая брекчия начинает течь. В местах ее избыточного нагнетания формируются купола, оттока – компенсационные мульды. Сначала основным типом структур являются купола, обладающие правильной формой: меланж вписывается в ядра антиформ. В дальнейшем, по мере роста купола, меланж протыкает его покрывку, выходит на крылья и образует дискордантные тела, часто весьма причудливых очертаний. Процессы дезинтеграции сорванных масс, образования покровов и послойного перераспределения серпентинитов идут параллельно. Они взаимосвязаны и влияют один на другой. Рост протрузивных куполов и, как следствие, появление пластичной смазки на все более высоких структурных уровнях облегчает движение пластин. Одновременно пластины, перемещаясь над сводами куполов, срезают их, существенно перераспределяют хаотические массы.

Одной из наиболее дискуссионных остается проблема лежащих покровных складок Сакмарской зоны. Уже сравнительно давно была предложена схема [Пейве и др., 1971; Руженцев, 1976; Перфильев, 1979], согласно которой зона (включая Хабарнинский офиолитовый массив) представляет собой каскад таких складок. Их формирование связывается с ростом в тылу аллохтона поднятия Уралтау. Поскольку в строении этих складок принимают участие отложения зилаирской свиты (D_3-C_1), время их формирования определяется как средний карбон. Это наиболее поздний тип структур Сакмарской зоны. В дальнейшем их деформация происходила лишь в виде изгиба осевых поверхностей (становление Зилаирской синформы), сопровождавшегося образованием серии поперечных и продольных малоамплитудных разрывов.

Заканчивая характеристику структуры Сакмарской зоны, отметим, что она является результатом длительного развития. Ведущим здесь был механизм поперечного сжатия, сопровождавшегося срывом отложений ордовика–девона со своего основания, расчленением сорванной массы на отдельные покровы и их тектоническим совмещением. В дальнейшем этот процесс получил продолжение в виде вторичной перетасовки литопластин, смятия сформировавшегося пакета последних в систему морфологически разнообразных анти- и синформ, осложненных многочисленными протрузивными телами серпентинитового меланжа. Все это в конечном счете и создало крайне пестрый набор тектонических нарушений.

Структурно-формационные комплексы

Уже отмечалось, что в пределах зоны структурно совмещены покровы, образованные разнообразными в фациальном отношении отложениями ордовика, силура, девона и нижнего карбона. Они группируются в комплексы, каждый из которых характеризуется определенным типом разреза (рис. 2). Проблема уже рассматривалась в ряде работ [Руженцев, 1976; Иванов, 1998; Пучков, 2000; Рязанцев и др., 2001]. Ниже дается характеристика этих комплексов с учетом новых данных, полученных автором, а также А.В. Рязанцевым, Д.В. Борисёнком, К.Е. Дегтяревым и Н.Б. Кузнецовым в период работ 2000–2002 гг.

Кидрясовский комплекс включает отложения со стратиграфическим диапазоном тремадок – нижний арениг. Это сложно построенная, в основном терригенная толща. В Сакмарской зоне она выделяется как кидрясовская свита. Свита представлена чередованием аркозовых и кварц-глауконитовых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Присутствуют горизонты кварцевых гравелитов и конгломератов. Иной разрез установлен в Косистекском районе, где в ряде мест наблюдается сложное чередование аркозовых песчаников, базальтов, риолитовых туфов, яшм, известняков (остатки брахиопод и трилобитов – $O_{1t_2-a_2}$). Указанные отложения выделяются как куагачская свита. Отложения обеих свит образуют изолированные чешуи среди более молодых образований. Стратиграфические соотношения с последними, на наш взгляд, до сих пор не установлены.

Литологически пестрый комплекс нижнеордовикских отложений установлен непосредственно к востоку от Сакмарской зоны в пределах Эбетинской антиформы. Работами С.Г. Самыгина [1980] было показано, что здесь структурно совмещено несколько толщ. Наиболее восточный тип разреза (восточное крыло Эбетинской антиформы) представлен относительно тонкими терригенными отложениями, фтанитоидами, глинисто-кремнистыми сланцами с горизонтами микститов (в том числе офиокластовыми). Указанные образования, согласно предложенной С.Г. Самыгиным модели, возникли в пределах аккреционной призмы, существовавшей перед фронтом венд-раннепалеозойской Лушниковской энсиалической островной дуги. Вдоль западного (тылового) ее края сформировался фациально изменчивый комплекс преимущественно терригенных энсиалических отложений. Выделяются два стратиграфических уровня: нижний ($E_3?-O_{1t}$), представленный относительно тонкими терригенно-эпикластовыми и кремнисто-сланцевыми отложениями, и верхний (O_{1t_2-a}), образованный грубыми, преимущественно аркозовыми отложениями и эпикластами (в том числе тэфротурбидитами). Местами доказано их несогласно-трансгрессивное налегание на породы верхнего докембрия – кембрия.

Рассматриваемые отложения накапливались в пределах Сакмарского задугового (тылового) прогиба, возникшего между краем континента и Уралтауско-Эбетинским поднятием (доуралиды). Рифтогенная природа этого прогиба [Руженцев, 1972] подтверждается строением терригенных толщ с их резкими градиентами состава и мощностей, а также характером магматизма куагачской свиты (повышенная щелочность базальтоидов, бимодальный вулканизм).

Сакмарский комплекс представлен преимущественно кремнистыми отложениями (O_{1a-D_2}). В основании его разреза залегает толща (до 300–500 м) песчаников алевролитов кураганской свиты. Возраст свиты в различных районах варьирует в интервале арениг–карадок [Стратиграфия..., 1993; Рязанцев и др., 2001]. Выше расположена толща светло-серых, зеленовато-серых, розовых

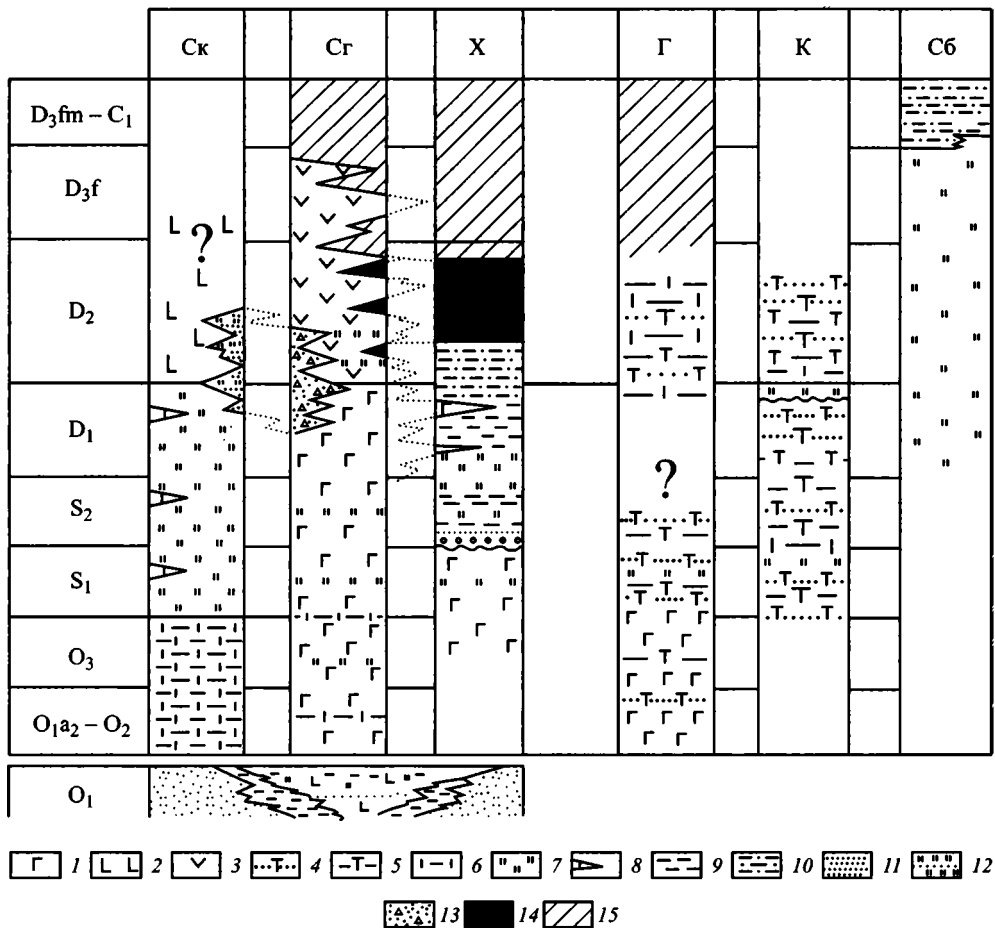


Рис. 2. Схема сопоставления типовых разрезов структурно-формационных комплексов Сакмарской зоны

1 – базальты; 2 – щелочные эффузивные толщи (трахибазальты, трахиандезиты, риолиты и др.); 3 – базальты, андезибазальты, андезиты, риолиты; 4 – туфы, эпикласты среднего и кислого состава; 5 – туффиты, туфоаргиллиты, пепловые туфы; 6 – туфосилициты, кремни; 7 – кремни, 8 – известняки; 9 – аргиллиты, глинистые, глинисто-кремнистые сланцы; 10 – граувакковые турбидиты; 11 – полимиктовые (в основном аркозовые) песчаники; 12 – полимиктовые песчаники, конгломераты, кремни (каргалинская фацция шандинской свиты); 13 – полимиктовые микститы (шандинская фацция шандинской свиты); 14 – мономиктовые кремневые микститы (тунерьякская и херсонковская олистостромы); 15 – олигомиктовые и полимиктовые микститы (акчуринская, чебаклинская и рьсаевская олистостромы)

Буквы на схеме: комплексы – Ск – сакмарский, Сг – сугралинский, X – херсонковский, Г и К – губерлинско-косистекский (Г – губерлинская и К – косистекская свиты), Сб – сарбаевский

туфосилицитов, радиоляритов, включаемых обычно в состав губерлинской свиты. Возраст рассматриваемых отложений меняется в интервале лланвирн–ашгилл [Кориневский, 1987; Рязанцев и др., 2000]. Нами разрез толщи изучался на левобережье Сакмары к северу от д. Юмагузино-1 (высота 447.1).

Здесь в опрокинутом залегании установлена такая последовательность слоев:

1. Фиолетовые алевропелиты кураганской свиты	90–100
2. Светло-серые радиоляриевые туфосилициты с прослоями (до 20 см) тонких тифтурбидитов и фиолетовых алевропелитов $O_3k\text{-}\dot{a}s_1$; конодонты: <i>Protopanderodus liripipus</i> Kenn., Barn. et Uyeno, <i>Priodon grandis</i> (Ething.), <i>Panderodus gracilis</i> (Brans. et Mehl), <i>Plecotinia</i> sp. ¹ ; координаты 51°37.34', 057°33.15'	20
3. Серые, зеленовато-серые туфосилициты, радиоляриты, пепловые туфы	40–50
4. Туфосилициты с тонкими (до 10 см) линзами вулканомиктовых песчаников	20–25
5. Светло-серые радиоляриты и спонголиты $O_3\dot{a}s_1$; конодонты: <i>Hamarodus brevirates</i> (Wall.), <i>Protopanderodus liripipus</i> Kenn., Barn. et Uyeno, <i>Scabbardella altipes</i> (Henn.), <i>Priodon</i> cf. <i>grandis</i> (Ething.), <i>Belodina compressa</i> (Brans. et Mehl), <i>Panderodus gracilis</i> (Brans. et Mehl), <i>Drepanoistodus subrectus</i> (Brans. et Mehl)	100–120
6. Переслаивание светло-серых туфосилицитов и фтанитоидов	30–40
7. Фтаниты сакмарской свиты (S_1)	180

Рассмотренный тип отложений ордовика достаточно характерен и отличается от типичных разрезов губерлинской свиты абсолютным преобладанием кремнистых и минимальным распространением туфогенно-эпикластовых пород. Он выделяется нами как новокурская “фация” (толща). Граница кураганской свиты и новокурской толщи имеет скользкий характер, меняясь от ллан-вирна (правобережье Сакмары у хутора Новокурский) до верхнего карадока (Юмагузино).

Сакмарская свита (S_{1-2} ; 300–450 м) образована почти исключительно фтанитами, углисто-кремнистыми и глинисто-кремнистыми сланцами, обогащенными стяжениями фосфатов. Породы содержат обильные остатки граптолитов, определяющих возраст свиты в интервале лландовери–лудлов [Корень, Петровский, 1968; Руженцев, 1976; Формации..., 1978]. В целом, сакмарские отложения характеризуются бескарбонатностью. Однако вдоль западной границы зоны среди кремней появляются прослойки микритовых известняков (алимбетовский тип разреза).

Кремнистый разрез девона, местами литологически сходный с силурийским, выделен К.С. Ивановым [Иванов, Пучков, 1984] как кызылфлотская свита (400–500 м). Ее возраст определяется в интервале ранний девон – эйфель. В основном это серые, зеленовато-серые, реже черные толстоплитчатые кремни, переслаивающиеся с глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами. Иногда в верхней части разреза свиты присутствуют мономиктовые кремнистые конглобрекчи. В девоне, так же, как и в силуре, вдоль западной границы зоны встречаются прослойки карбонатно-кремнистых отложений.

Соотношение силурийской и девонской кремнистых толщ наблюдалось нами на правобережье Урала в 4 км восточнее устья р. Казачья Вязовка (Чебаклинский район, рис. 3). Здесь фтаниты и углисто-кремнистые сланцы, содержащие остатки лудловских граптолитов *Saetograptus* sp., *Pristiograptus* sp., *Monograptus* sp., *Neodiversograptus* cf. *nilssoni* (Lapv.)², вверх по разрезу переходят в однообразные серые кремни. Примерно в 200–250 м выше контакта из них выделены пражские конодонты *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.), *P. st. miae* Bult., *P. postexcelsa* Wang. et Ziegl.³ Сказанное позволяет рассматривать кремнистые отложения сакмарского комплекса как непрерывную серию.

Особое место в разрезе комплекса занимает шандинская свита ($D_{1p}\text{--}D_{1e}$). Для нее характерны два типа разреза. Каргалинский – надстраивает сакмар-

¹ Здесь и далее определение ордовикских конодонтов С.В. Дубининой.

² Здесь и далее определения граптолитов Т.Н. Корень.

³ Здесь и далее определения девонских конодонтов В.А. Аристов.

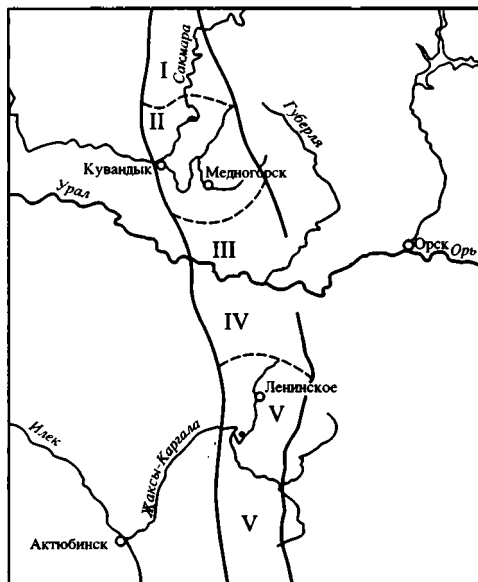


Рис. 3. Схема расположения районов Сакмарской зоны, рассматриваемых в работе

I – Абишевский; II – Кувандык-Медногорский; III – Чебаклинский; IV – Медесский; V – Косистекский

скую свиту и представлен в основном переслаиванием фтанитоидов, яшм, туфосилицитов; здесь же присутствуют единичные прослои и линзы полимиктовых песчаников и конгломератов, состоящих из гальки основных и кислых эффузивов, кремней, известняков. Последние содержат остатки брахиопод нижнего девона. Собственно шандинский тип разреза характеризуется сложным линзованием разнообразных, в том числе вулканогенных пород; отличительной его особенностью является широкое развитие микститов. Подробнее этот тип

разреза будет рассмотрен в составе сугралинского комплекса.

Сугралинский комплекс образован преимущественно вулканогенными отложениями. В Косистекском районе мощная толща базальтов с прослоями и линзами яшм, охарактеризованных ордовикскими конодонтами, выделяется как акайская свита [Иванов, Пучков, 1984; Иванов, 1998]. Выше по разрезу залегают базальты с прослоями фтанитов, содержащих граптолиты всех ярусов силура [Руженцев, 1976]. Обычно эта толща рассматривается как сугралинская свита. Возможно, что ее верхняя часть имеет уже раннедевонский возраст. Венчают разрез комплекса отложения шандинской свиты (шандинская фация). Она представляет собой сложное чередование базальтов, туфосилицитов, туфов кислого состава, песчаников и конгломератов. Последние состоят из галек разнообразных кремней, туффитов, известняков, базальтов, местами конгломераты и конглобрекчии насыщены олистолитами того же состава; особенно характерно присутствие многочисленных глыб нижнедевонских известняков. Возраст шандинской фации свиты, рассматривавшейся автором как типичная олистострома [Руженцев, 1971], определяется в интервале прагий–эйфель.

Севернее, в Чебаклинском районе, сходные образования протягиваются единой полосой от широтной долины Урала, слагая водораздел рек Чебакла и Ижбулган. Отложения сложно дислоцированы, а отсутствие выдержанных маркирующих горизонтов затрудняет расшифровку внутренней структуры отмеченной полосы. Вместе с тем очевидно, что в ее составе обнажаются вулканогенно-кремнистые отложения ордовика (конодонты ордовика [Кориневский, 1989] – руч. Казымбадка), лландовери (граптолиты *Hedrograptus* sp., *Rastrites* sp., *Campograptus* sp., *Glyptograptus tamariscus* Nich. – верховья Сухой Речки), лудлова (граптолиты *Saetograptus roemeri* (Bart.), *Pristiograptus* sp., *Neodiversograptus* sp. – там же), прагий–эмса (конодонты *Panderinella steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.) – верховья правой составляющей р. Казачья Вязовка), нижнего эйфеля (конодонты *Polygnathus costatus partitus* Klapp., *P. costatus costatus* Klapp. – лево-

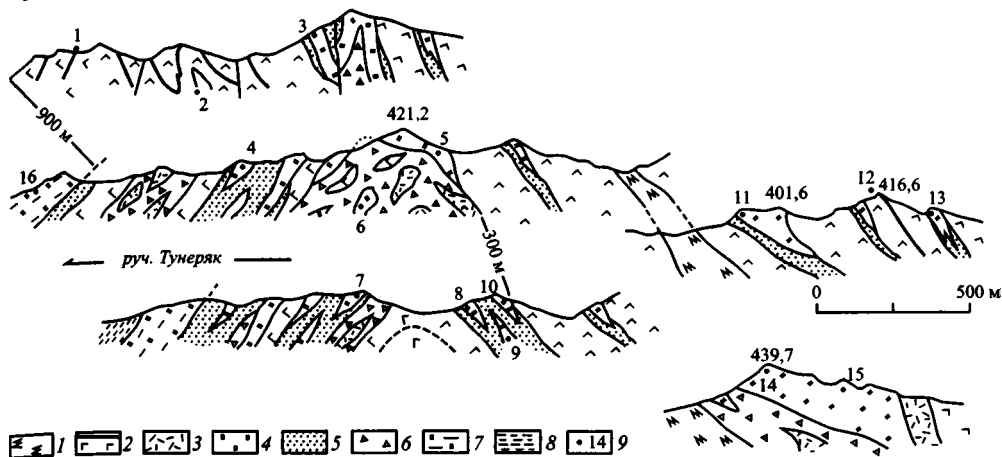


Рис. 4. Геологические профили через Кураганскую антиформу

1 – серпентиниты, серпентинитовый меланж; 2 – базальтоиды с прослоями яшм; 3 – кварцевые порфиры, фельзиты; 4 – кремни; 5 – кремневые конглобрекции, конгломераты, песчаники, 6 – базальтовые и кремневые (олигомиктовые) конгломераты и песчаники; 7 – кремни сарбаевской свиты; 8 – граувакки зяланрской свиты; 9 – места сбора конодонтов: 1 – *Polygnathus cost. costatus* (D_2e_1); 2 – *Polygn. trigonicus* (D_1e); 3 – *Pandorinellina stein. steinhornensis* (D_1p-e); 4, 5 – *Pandorinellina steinh. steinhorensis* ($D, p-e$); 6 – *Polygnathus angustidiscus*, *Polygn. xylus*, *Polygn. dubuis* ($D_2zv_2-D_3f_1$); 7 – *Pandorinellina steinh. steinhornensis* (D_1p-e); 8 – *Polygnathus gronbergi*, *Polygn. inversus* (D_1e_1); 9 – *Ozarcodina remscheidensis repetitor*, *Oz. confluens* (D_1l_2); 10 – *Pandorinellina steinh. steinhornensis* (D_1p-e); 11 – *Polygnathus dehiscens*, *Polygn. gronbergi* (D_1e_1); 12 – *Polygn. cost. costatus* (D_1e_1); 13 – *Pedavis pesavis* ($D_1l_2-p_1$); 14 – *Ozarcodina confluens*, *Oz. remscheidensis repetitor* (D_1l_2); 15 – *Pandorinellina postexcelsa*, *Polygnathus dehiscens* (D_1e_1); 16 – *Palmatolepis subrecta* и др. (D_3f)

бережье Казачьей Вязовки, $51^{\circ}11.17'$, $057^{\circ}47.07'$). Следовательно, можно считать, что в Чебаклинском районе Сакмарской зоны вскрыты базальты, разрез которых имеет стратиграфический диапазон средний ордовик – эйфель.

Еще севернее (Кувандык-Медногорский район) ордовикские вулканиты выделяются как баулуская свита [Артюшкова, 1991; Стратиграфия..., 1993]. Она представлена субщелочными базальтами с прослоями кремней, возраст которых датируется как средний и верхний ордовик. Отложения свиты надстраивают пестроцветные филлиты кураганской свиты (O_1a). Контакт баулуских вулканитов с силурийскими, там, где мы его наблюдали, тектонический. Силурийская толща образована базальтами с прослоями фтанитов, содержащих остатки граптолитов лландовери, венлока и лудлова [Руженцев, 1976]. В ряде мест вверх по разрезу они сменяются дифференцированными вулканитами девона (например, левобережье Сакмары к югу от д. Верхнее Утягулово).

Девонские вулканиты широко распространены в Кувандык-Медногорском районе, где в их составе выделяется ряд свит: чанчарская, утягуловская, ишмуратовская (D_{1-2}) [Стратиграфия..., 1993]. По нашим данным, все они образуют сложно построенную, фациально изменчивую серию, разделить которую на картируемые стратоны невозможно. Поэтому предлагается рассматривать ее как единую ишмуратовскую свиту [Аристов и др., 2000], стратотип которой расположен вдоль восточной окраины Кувандыка (окрестности д. Ишмуратово и бассейн р. Тунеряк). Разрез свиты представляет собой комбинацию вулканитов и разнообразных микститов. Среди вулканитов нижней

(D₁) части разреза преобладают базальты, верхней – базальты, андезибазальты, реже андезиты, риолиты, их туфы [Карякин и др., 2002]. В верхней части разреза свиты среди лав присутствуют прослои яшм, из которых выделены конодонты эйфеля [Стратиграфия..., 1993; Руженцев и др., 2001]. Уже на эйфельском уровне (возможно, в верхнем эмсе) среди лав появляются горизонты микститов. В основном это кремневые конглобрекции с глыбами кремней, из которых собраны конодонты лохкова, прагия, нижнего эмса. Вверх по разрезу число микститовых горизонтов увеличивается. Наряду с кремневыми появляются олигомиктовые микститы, состоящие из глыб кремней и базальтов. Из кремневых олистолитов собраны конодонты лохкова, прагия, эмса, эйфеля, живета и нижнего франка (рис. 4). Сказанное позволяет наметить два уровня олистостромообразования: эйфельский (мономиктовые кремневые микститы) и живетско-франский (олигомиктовые микститы). Соответственно, возраст верхней толщи ишмуратовской свиты находится в интервале эйфель – ранний фран.

Херсонковский комплекс состоит из двух толщ. Нижняя (250–300 м) с базальным конгломератом (разрез у д. Усерган к юго-востоку от Медногорска) залегает на силурийских базальтах и образована ритмичным чередованием полимиктовых и кремневых песчаников, алевролитов, аргиллитов и фтанитов. Нижняя часть толщи охарактеризована лудловскими граптолитами (*Saetograptus chimera* Вагг., *S. cf. roemeri* Вагг., *Monograptus cf. nilssoni* Вагг., *Pristiograptus* sp.), верхняя, – по-видимому, имеет лохковско-пражский возраст.

Верхняя толща изучалась в бассейне нижнего течения р. Чебаклы. Снизу вверх здесь обнажаются:

Мощность, м

1. Кремни (D_{1e}, конодонты: *Polygnathus pirenea* Boer., *P. dehiscens* Phil. et Jacks., координаты: 51°09.26', 057°56.57')30
2. Переслаивание кремней и глинистых сланцев (D_{1e}, конодонты: *Polygnathus gronbergi* Klapp. et Johns, там же)50–60
3. Алевролиты, глинистые сланцы с единичными потоками базальтов и многочисленными силлами диабазов300–350
4. Ритмично наслоенные песчаники и алевролиты с линзами конглобрекций, включающих глыбы кремней с конодонтами прагия и эмса120–150
5. Микститы (чебаклинская олистострома), представляющие собой хаотическую массу конглобрекций, переполненных глыбами кремней и реже базальтов; из кремней выделены конодонты лохкова, прагия–эмса, среднего девона500

Возраст слоев 1, 2 и 3 – эмский, 4 – среднедевонский (переотложение пород эмса), 5 – по аналогии с олигомиктовыми микститамы Тунеряка (переотложение кремней среднего девона) мы условно считаем живетско-франским.

Губерлинско-косистекский комплекс объединяет широко распространенный тип туфогенно-эпикластово-эффузивных отложений, выделяемых обычно в губерлинскую и косистекскую свиты. Они отличаются большой фациальной пестротой и в целом слабо охарактеризованы фаунистически. Отложения этого типа слагают многочисленные тектонические пластины, зажатые между отложениями других комплексов. Все это создает известную неопределенность при реконструкции сводного разреза комплекса.

Губерлинская свита обычно относилась к ордовики. Позднее некоторые исследователи [Артюшкова, 1991; Стратиграфия..., 1993; Пучков, 2000; и др.] поставили под сомнение существование такой свиты, показав, что в поле развития ее пород присутствуют девонские отложения. На этом основании был сделан вывод – губерлинская свита должна быть изъята из стратиграфических схем

нижнего палеозоя Южного Урала, а туфогенно-эпикластово-эффузивная серия отнесена к девону.

По поводу этого дискуссионного вопроса следует сказать следующее. Уже отмечалось, что в составе сакмарского комплекса между кураганской (O_{1-2}) и сакмарской (S_{1-2}) свитами в непрерывном разрезе залегает толща туфосилицитов, туффитов и дистальных тефротурбидитов, относимых к губерлинской свите (новокурская фация). В разных местах разными авторами доказан ее ордовикский возраст (см. с. 63). Далее, работами Д.В. Борисёнка и др. [2002] показано, что в стратотипическом разрезе губерлинской свиты (бассейны рек Губерля, Большая и Малая Каяла) туффиты содержат конодонты среднего ордовика. Ими же было показано, что в этом районе базальтоиды, риолиты, туфогенно-эпикластовые отложения ордовика образуют серию пластин, облекающих южную периклиналь Уралтау. Пластины эти “проложены” горизонтами микститов, состоящих из глыб различных пород, в том числе кремней и известняков, из которых были собраны конодонты девона (эмса, франа и фамена – зона *triangularis*). Отмеченные образования представляют верхнедевонскую олистострому, сформировавшуюся в результате шарьирования аллохтонных масс (в том числе и нижнепалеозойских туффитово-эпикластово-эффузивных отложений). Сказанное, на наш взгляд, однозначно решает вопрос об ордовикском возрасте губерлинской свиты.

Подобного рода отложения достаточно широко развиты в других районах Сакмарской зоны. В частности, в Медесском районе, по левобережью нижнего течения р. Косагач обнажается толща переслаивающихся базальтов, туффитов, туфоаргиллитов, вулканомиктовых песчаников, риолитовых туфов. Среди туффитов встречены тонкие (1–5 см), тянущиеся на 10–15 м пропластки фтанитов, из которых автором собраны остатки граптолитов лландовери (S_1ln). По типу отложений указанная толща мало чем отличается от отложений стратотипа губерлинской свиты.

Косистекская свита выделена в Косистекском районе (стратотип по р. Косистек). Она состоит из двух толщ. Нижняя (до 500 м) образована сложным чередованием пестроцветных туффитов, туфосилицитов, туфоаргиллитов, разнообразных кислых и средних туфов, эпикластов (в том числе валунных конгломератов). Среди последних присутствуют пачки, обогащенные галькой и валунами фтанитов, из которых были собраны многочисленные остатки граптолитов (S_1ln). Разрез верхней толщи (до 300 м) начинается горизонтом яшм (D_1e), залегающим несогласно, со стратиграфическим контактом, на породах нижней [Кориневский, Кориневская, 1987]. Выше следуют отложения, в целом сходные с отложениями нижней толщи. Это кремнистые пестроцветные туффиты, туфы и эпикласты преимущественно кислого состава. Возраст нижней толщи, таким образом, попадает во временную “вилку” венлок – ранний девон, верхней – в основном, по-видимому, среднедевонский, хотя верхний ее предел не определен.

В том же Косистекском районе (разрез по р. Карабутак) обнажается толща (до 350 м), образованная переслаиванием туффитов, туфосилицитов, туфоаргиллитов, туфов, эпикластов с отдельными пластами (до 1 м) фтанитов. Из фтанитов нижней части толщи собраны остатки граптолитов *Glyptograptus* ex gr. *tamariscus* (Nich.), *Demirastrites* cf. *triangularis* и др. (S_1ln_2), верхней – *Retiolites* cf. *geinitzianus* Barr., *Monoclimacis* sp. ($S_1ln_3-w_1$).

В 2002 г. новые материалы были получены при работах на правом берегу среднего течения р. Киндерли. Здесь была откартирована серия тектонических

клиньев, образованных переслаивающимися пестроцветными (голубыми, зелеными, красными) туфосилицитами, радиоляритами, тефротурбидитами, разнообразными эпикластами (от туфоалевролитов до конгломератов) видимой мощностью до 200–300 м. В районе восточного склона высоты 377.9 (отметка 255.4) В.А. Аристовым и Д.В. Борисёнком были собраны конодонты *Polygnathus cf. costatus patulus* Klapp. и *Polygn. cf. costatus partitus* Klapp., Ziegl. et Mashk. (D_{1e2}–D_{2ef1}), а несколько севернее (восточный склон высоты 426.7 – отметка 347.7) В.А. Аристовым, Д.В. Борисёнком и автором – конодонты *Polygnathus varcus* Stauf. и *Ozarkodina cf. sannemanni* Bisch et Ziegl. (D_{2zv}). В литологическом отношении указанные отложения сходны с ордовикскими отложениями губерлинского типа.

На основании сказанного можно сделать вывод, что разрезы губерлинского типа, наряду с ордовикскими, включают отложения силура, а также, по-видимому, и девона. Границы косистекской свиты, везде, где мы их наблюдали, тектонические. Поэтому пространственно-временные соотношения губерлинской и косистекской свит не вполне ясны, так как соотношение доказанных ордовикских и силурийских отложений в конкретных разрезах не наблюдалось. Тем не менее, предположительно, учитывая большое формационное сходство отложений обеих свит, мы с известной долей условности допускаем, что они накапливались в сходных геодинамических обстановках, образуя единый структурно-формационный комплекс.

Сарбайский комплекс состоит из двух частей. Нижняя представляет собой толщу полимиктовых микститов, выделяемую как рысаевская олистострома [Руженцев, Хворова, 1973; Рязанцев и др., 2000; Руженцев и др., 2001]. Ее мощность сильно варьирует, но местами достигает величины многих сотен метров (район северо-восточных окраин Кувандыка). Рысаевские микститы образованы глыбами пород со стратиграфическим диапазоном от нижнего кембрия до фамена. Здесь представлены породы всех комплексов, существующих в Сакмарской зоне, а также экзотические глыбы (например, кембрийские археоциатовые известняки). Возраст рысаевской олистостромы позднедевонский; он определяется переотложением в ней франкских и раннефаменских кремней [Руженцев и др., 2001; Борисёнок и др., 2002]. Присутствие глыб последних позволяет считать, что рассматриваемая толща частично может иметь раннекаменноугольный возраст. Рысаевские микститы залегают на отложениях всех перечисленных ранее комплексов, образуя также “прокладки” между ними. Местами рысаевские микситы пространственно смыкаются с олигомиктовыми микститами (акчуринская и чебаклинская олистостромы); в этом случае четкий раздел между ними теряется.

Верхним структурным элементом комплекса является Сарбайский тектонический покров. В основании его разреза залегают толща (до 300 м) кремней сарбайской свиты. Ее возраст считался живетско-франкским [Стратиграфия..., 1993]. Принципиально новые материалы были получены недавно А.В. Рязанцевым и др. [2000], показавшими, что в непрерывном разрезе, вскрытом в карьерах у станций Рысаево и Сарбаево, обнажаются кремни со стратиграфическим диапазоном лохков–фран. По-видимому, это единственная из известных сейчас на Южном Урале непрерывная серия кремней такого стратиграфического объема.

Следует сказать также, что местами разрез сарбайских кремней содержит систему близких к послонным срывов, которые обозначаются пластинами кремневых брекчий. По-видимому, иногда в процессе шарьирования пластина девон-

ских кремней расслаивалась на отдельные дифференцированно смещаемые чешуи. Так, например, в Кувандык-Медногорском районе вдоль восточного края зоны кремни сарбайской свиты представлены только франскими кремнями (разрезы по руч. Иммеля и нижнему течению руч. Тунеряк – левые притоки р. Кураган).

Микститовые (олистостромовые) образования

Микститовые (олистостромовые) образования широко распространены на территории Сакмарской зоны. Их состав, строение и возраст играют важную роль при расшифровке механизма и истории становления покровно-складчатой структуры, фиксируя время и последовательность совмещения “фациальных” аллохтонов, а также пространственные связи последних. Ниже дается краткая характеристика основных микститовых толщ Сакмарской зоны.

Первые глыбовые микститы появляются в силуре (по-видимому, в лудлове) в составе губерлинско-косистекского комплекса. Так, например, в разрезах косистекской свиты (Косистекский, Медеский районы) выделяются несколько уровней микститов с глыбами туффитов, песчаников, кислых туфов, иногда кремней, базальтоидов. Размеры глыб варьируют от 1 до 10 м. Цемент – песчано-гравийная масса, сформировавшаяся за счет размыва основных и кислых вулканитов. Появление этих пород фиксирует начало длительного периода неустойчивой тектонической обстановки в области сочленения Восточно-Европейского континента и Палеоурала.

Шандинская олистострома (D_{1-2}) слагает обширные поля в казахстанской части зоны (левобережье Жаксы–Каргалы, междуречье Косистек–Чанчар, бассейн верхнего течения р. Медес). Олистостромы здесь представлены известняками, фтанитами, туфосилицитами, разнообразными эффузивами, габбро, реже серпентинитами. Размеры глыб достигают 10–30 м. Связующая масса песчано-гравийно-галечная, состоящая из фрагментов кислых и основных эффузивов, серпентинитов, фтанитов, туфосилицитов. Местами в ней встречаются прослой известняков с тентакулитами и брахиоподами нижнего девона – эйфеля. Шандинские микститы (собственно шандинский тип разреза), по-видимому, формировались на стыке сакмарского и сугралинского комплексов, фиксируя процесс надвигания пород второго на первый. Каргалинский тип разреза мы рассматриваем как дистальную часть шандинской олистостромы. Отмеченные образования маркируют наиболее западную (современные координаты) зону шарьирования.

Проблема, обозначившаяся в связи с изучением шандинской олистостромы, – происхождение многочисленных глыб девонских известняков. Есть две точки зрения по этому вопросу. Одна была высказана В.Н. Пучковым (например: [Пучков, 2000] и др.), считающим, что эти глыбы имели западный источник: снос шел с шельфа Восточно-Европейского континента (Бельская зона). Такая схема привлекательна в плане ее привычности. Действительно, девонские известняки широко представлены в Бельской зоне. Другая, которой придерживается автор, заключается в том, что известняки имеют местное происхождение. В основном это сравнительно небольшие биогермовые тела иногда с прослоями и линзами базальтов и эпикластов, возникавшие в девоне *in situ* преимущественно в сугралинском комплексе. Такие тела, а также органогенно-детритовые прослой, не переработанные в процессе олистостромообразования, ино-

гда наблюдаются среди лав и вулканомиктов шандинской олистостромы. При тектонической переработке биогермы в силу их массивности легче подвергались брекчированию, давая развалы глыб. Специально отметим, что в располагавшемся западнее сакмарском комплексе карбонатные глыбы встречаются гораздо реже (каргалинская дистальная фация шандинской свиты). Следует сказать, однако, что вопрос требует дальнейшей проработки, и оба варианта сейчас имеют право на существование.

В позднем эмсе(?) – эйфеле процессы тектонического скупиванья смещаются на восток, локализуясь в сугралинском и херсонковском комплексах. В разрезе херсонковского комплекса олистострома начинается со смены кремней (D_{1e}) сначала глинистыми сланцами, затем турбидитами (D_2), в которых появляются линзы конглобрекчий с глыбами кремней (D_{1l-e}). Это мономиктовые микститы, выделяемые как херсонковская олистострома. Вверх по разрезу они сменяются толщей олигомиктовых микститов (чебаклинская олистострома). В ее составе преобладают олистолиды кремней (конодонты D_{1l-D_2}).

В принципе сходная картина наблюдается для девонской части разреза сугралинского комплекса. Здесь внутри лав ишмуратовской свиты присутствуют прослои яшм с конодонтами (D_{2e}). Кремневые мономиктовые гравелиты и конглобрекчии образуют многочисленные прослои и линзы мощностью до 50 м. К ним приурочены глыбы кремней, содержащие конодонты (D_{1l-e_1} [Аристов и др., 2000]). Распределение кремневых глыб относительно яшмовых прослоев указывает на их аллохтонное положение (рис. 5; см. рис. 4). Отмеченные образования выделяются нами как тунерякская олистострома. Вверх по разрезу строение толщи усложняется: наряду с кремневыми, появляются пачки олигомиктовых (базальт-кремневых) микститов (акчуринская олистострома). Из глыб кремней здесь собраны конодонты ($D_{1l-D_3f_1}$ [Руженцев и др., 2001]). Соответственно, возраст акчуринской олистостромы, по крайней мере частично, мы считаем позднедевонским.

Микститы рысаевской олистостромы (D_3-C) широко распространены, характеризуются наиболее сложным строением и большой мощностью. Эти образования впервые были описаны в районе станций Рысаево и Сарбаево в Кувандык-Медногорском районе [Руженцев, Хворова, 1973]. Их строение рассмотрено в ряде более поздних публикаций [Аристов и др., 2000; Рязанцев и др., 2000, 2001; Руженцев и др., 2001]. Показано, что олистострома представляет собой халогенную массу граувакковых песчаников, насыщенных блоками кристаллосланцев, пород офиолитовой ассоциации, вулканогенных, эпикластовых, терригенных и кремнистых отложений ордовика, силура и девона. Экзотическая составляющая – известняки нижнего кембрия.

Выходы полимиктовых микститов широкой полосой тянутся от долины р. Урал к северу до окрестностей Кувандыка и далее по обоим бортам долины Сакмары. Хотя набор глыб в микститах достаточно разнообразен, удается выделить участки, где наблюдается преобладание определенного набора олистолидов. Так, например, в окрестностях Кувандыка, деревень Рамазаново и Бикташево сосредоточена основная масса глыб кембрийских известняков, в Чебаклинском районе – глыб девонских известняков. Местами среди олистолидов преобладают породы Сакмарской свиты (S_{1-2}), местами же – девонские кремни. Изобилие последних особенно характерно. Микститовые линзы мощностью до 100 м, которые образованы кремневой песчано-гравийной смесью, насыщенной блоками девонских кремней, широко развиты в верховьях Курагана и в ряде

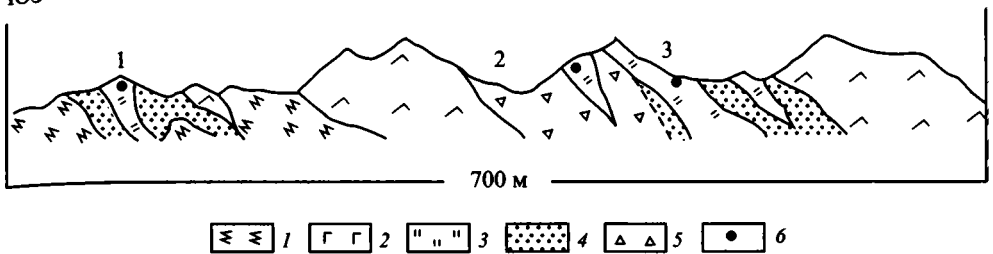


Рис. 5. Геологический профиль через Бикташевский олистомеланж

1 – серпентиниты; 2 – базальты; 3 – кремни; 4 – кремневые (мономиктовые) песчаники и конглобрекции; 5 – базальтовые и кремневые (олигомиктовые) песчаники и конглобрекции; 6 – места сбора конодонтов: 1 – *Ozarkodina exc. excavata*, *Oz. cf. mashkovae* и др. (D_{11} 51°32'58", 057°28'43"); 2 – *Polygnathus costatus* (D_2 ; 51°33'13", 057°28'52"); 3 – *Pandorinellina steinhorn. steinhornensis* и др. (D_{1p-e} ; 51°33'16", 057°28'54")

других мест. Микститы офикластового ряда встречаются гораздо реже (бассейн среднего течения р. Чебакла).

Заканчивая характеристику олистостромовых толщ Сакмарской зоны, отметим следующее.

1. Формирование микститов началось в лудлове и раннем девоне (шандинская олистострома). В среднем девоне тектоническое сучивание охватывает внутренние части зоны. Здесь намечаются следующие этапы олистостромообразования: ранний (D_2ef_1 , тунерьякско-херсонковская олистострома – мономиктовые микститы с глыбами кремней D_{1l-e_1}), средний (D_{2-3} , акчуринско-чебаклинская олистострома – олигомиктовые микститы с глыбами базальтоидов и кремней $D_{1l-D_{3f_1}}$) и поздний (D_3-C , рысаевская олистострома – полимиктовые микститы с глыбами разнообразных пород $E_1-D_{3fm_1}$). Иными словами, формирование микститовых толщ шло в течение всего девона.

2. В микститах нижнего и среднего уровней (D_{2-3}) представлены глыбы двух типов: лавы ишмуратовской свиты (D_{1-2}) и особенно часто – кремни (D_{1l-D_3}). Первые рассматриваются как местные (эдафогенные) образования, вторые – как аллохтонные. Относительно происхождения кремневых глыб следует сказать следующее. Нижнедевонские кремни существуют в разрезах сакмарского, херсонковского и сарбайского комплексов. Однако только в последнем известны литологически сходные с нижнедевонскими кремни среднего и верхнего девона. Это позволяет сделать вывод – именно отложения сарбайской свиты являлись материнскими для кремневых глыб в микститах. Их формирование началось, по-видимому, в позднем эмсе, с замещением в херсонковском разрезе нижеэмских кремней (зона *dehiscens*) глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами (зона *gronbergi*), тех, в свою очередь, – турбидитами (D_{2e_1}) и, наконец, чебаклинскими микститами (D_{2-3}).

Такая последовательность отложений, на наш взгляд, отражает постепенное продвижение на запад Сарбайского покрова; при этом происходило последовательное вовлечение в процесс олистостромообразования все более молодых кремнистых слоев сарбайского разреза. В целом сходная картина наблюдается и для сугралинского комплекса. Становление Сарбайского покрова, начавшееся еще в эмсе и закончившееся уже в карбоне, было одним из основных элементов формирования структуры Сакмарского аллохтона.

3. Процессы тектонического сучивания достигли своего максимума в позднем девоне – раннем карбоне. В это время на территории Сакмарской зоны воз-

ника система кордильер и сопутствующих компенсационных ванн, заполнявшихся грубым обломочным материалом. Тектоническое расслоение рассмотренных ранее вещественных комплексов обусловило появление “фациальных” покровов, а их совмещение и перетасовка определили крайне сложную (можно сказать, запутанную) структуру зоны. В результате в тектоническую и седиментационную переработку вовлекались все более разнообразные по составу, уровню выведения и стратиграфическому диапазону толщи (смена мономиктовых микститов полимиктовыми). К турнейскому веку Сакмарская зона сформировалась как покровно-складчатое сооружение, к западу и востоку от которого располагались прогибы, заполнявшиеся граувакковым флишем [Мизенс, 2001]. Последний возник в основном за счет размыва Сакмарского покровно-складчатого сооружения. На этом, однако, развитие структуры не закончилось, флишевые серии восточного (включая подстилающие их кремни сарбайской свиты – D₁₋₃) были шарьированы к западу, оформив в окончательном виде Сарбайский покров.

“Фациальные” покровы в структуре Сакмарского аллохтона. Палинспастические реконструкции

Породы рассмотренных структурно-формационных комплексов образуют в составе Сакмарского аллохтона серию тектонических покровов, каждый из которых характеризуется специфическим в вещественном отношении типом разреза в стратиграфическом интервале ордовик – нижний карбон (см. рис. 2). Иными словами, такие покровы имеют более или менее четкую вещественно-мощностную характеристику и определяются как “фациальные” покровы. Их тектоническое совмещение, перетасовка и последующее смятие, как было отмечено ранее, сопровождаются накоплением разнообразных микститовых толщ. Все это обусловило крайне сложную, часто хаотическую структуру Сакмарской зоны. Ее расшифровка с использованием палинспастических методик является одним из основных элементов восстановления первичных пространственно-временных соотношений различных вещественных комплексов и, в конечном счете, палеотектонических реконструкций.

Первая попытка подобного рода построений была предпринята автором [Руженцев, 1976; Формации..., 1978]. Было показано, что намечается определенный порядок в расположении покровов. Отложения сакмарского комплекса образуют нижнюю, сугралинского – среднюю, губерлинско-косистекского – верхнюю покровные массы. С учетом западной вергентности их смещения палеотектоническая модель зоны была представлена в следующем виде.

Область накопления преимущественно кремнистых (для ордовика – глинистых и туффитово-кремнистых) отложений с примесью карбонатного материала на западе и бескарбонатного – на востоке располагалась вдоль западной периферии зоны (современные координаты). Они соответствуют депрессионной области конденсированного осадконакопления континентального подножия. Далее к востоку располагался бассейн с океанической корой, в пределах которого сформировалась толща базальтоидов (сугралинский тип разреза). И, наконец, на востоке существовала область накопления более или менее грубых туфогенно-эпикластовых отложений губерлинско-косистекского комплекса. Для ордовикской части его разреза важную роль играли эффузивные образования (от

базальтоидов до риолитов). Указанные отложения, по-видимому, были приурочены к склону острововдужного поднятия, располагавшегося восточнее Сугралинского бассейна.

Такова общая схема, основанная преимущественно на материалах по ордовику и силуру Косистекского и Медесского районов Сакмарской зоны. Новые данные, полученные в последние годы по стратиграфии и литологии девонских отложений, их корреляции в пределах различных покровов, позволяют существенно скорректировать эту схему. В первую очередь это касается Сарбайского покрова, структурная позиция которого, возрастные датировки слагающих его кремней, время и продолжительность шарьирования сейчас полностью пересмотрены [Рязанцев и др., 2000; Руженцев и др., 2001]. Вместе с тем, следует сказать, что все эти вопросы имеют первостепенное значение при разработке общей модели формирования системы “фациальных” покровов Южного Урала. В предлагаемой статье проблема рассматривается на материалах Чебаклинского и Кувандык-Медногорского районов, на территории которых сотрудниками ГИН РАН проводились специальные исследования.

Чебаклинский район – в его пределах выделяются два структурных участка: западный (междуречье Киндерли и Сухой Речки) и восточный (междуречье Сухой Речки и Чебаклы).

Западный представляет собой смятую покровную моноклинал, погружающуюся на восток-северо-восток. Снизу вверх здесь обнажаются:

1) граувакки зилаирской свиты ($D_3\text{fm}-C_1$), выше которых со стратиграфическим контактом (перевернутое залегание) расположены кремни сарбайской свиты (D);

2) кремни ($S-D_1$), переходящие вверх по разрезу в мономиктовые кремневые микститы (D_2);

3) базальтоиды с прослоями яшм и фтанитов; присутствуют тела кварцевых порфиров и фельзитов; толща условно отнесена к сугралинской (S) и ишмуратовской (D) свитам; рассечена многочисленными просечками серпентинитов;

4) серпентинитовый меланж, включающий глыбы габбро, габбро-диабазов, разнообразных вулканитов, кремней, известняков.

Восточный участок в структурном отношении представляет собой опрокинутую к западу лежащую антиформу, осевая поверхность которой вторично смята (рис. 6). Ядро Чебаклинской антиформы образовано туффитами (O) и кремнями ($S-D$) сакмарского комплекса. (Обоснование возраста толщ здесь и далее дано при описании типовых разрезов.) Западный край полосы распространения кремней осложнен разрывом, к которому приурочены выходы серпентинитов. Висячем крыле последовательность толщ следующая (снизу вверх):

1) выше девонских кремней залегает толща силурийских базальтов (к контакту приурочена цепочка выходов серпентинитов);

2) полимиктовые микститы (D_{2-3} , рысаевская олистострома);

3) кремни, глинистые сланцы, песчано-алевролитовые турбидиты, мономиктовые кремневые микститы херсонковской олистостромы (D_{1-2}).

Сходная последовательность толщ, но в обратном порядке наблюдается в лежачем (подвернутом) крыле (сверху вниз):

1) ниже кремней ядра залегает мощная толща базальтов с линзами и прослоями фтанитов и яшм (O_3-D_2 , сугралинская и ишмуратовская свиты);

2) полимиктовые микститы (D_{2-3});

3) отложения херсонковского комплекса: кремни, турбидиты, мономиктовые микститы (D_{1-2}), образующие систему куполов среди поля вулканитов.

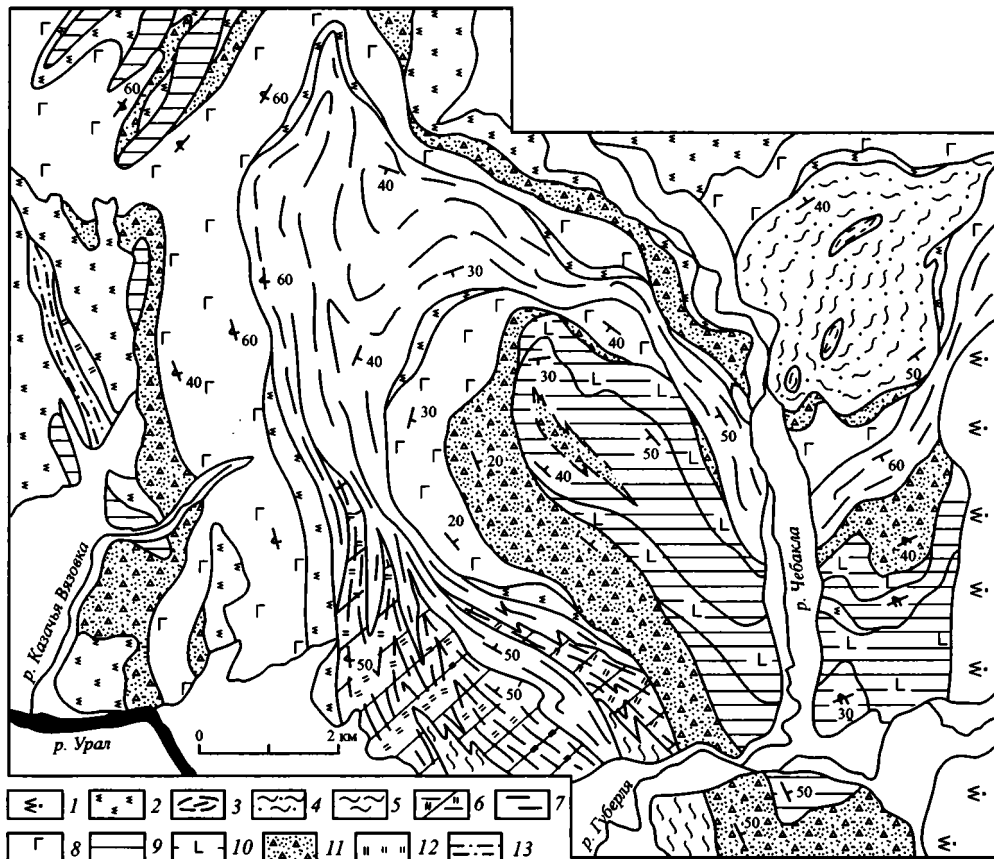


Рис. 6. Структурно-геологическая схема Чебаклинского района

1 – Хабаровинский офиолитовый массив; 2 – серпентиниты, серпентинитовый меланж; 3, 4 – губерлинско-косистекский комплекс: 3 – кураганская свита (O_{1a} – пестроцветные филлиты), 4 – губерлинская свита (O_{2-3} – эпикласты, туфы, туфосилициты); 5–7 – сакмарский комплекс: 5 – новокурская толща (O_{2-3} – туфосилициты, кремнистые туффыты), 6 – сакмарская свита (S_{1-2} – фтаниты, углисто-глинисто-кремнистые сланцы), 7 – кызылфлотская свита (D_1 – кремни); 8 – сугральный комплекс (O_2 – D_3 – базальты, андезитобазальты, в девонской части – андезиты, риолиты, их туфы); 9, 10 – херсонковский комплекс: 9 – херсонковская свита (D_{1-2} – кремни, аргиллиты, граувакки, базальты), 10 – тела габбро-диабазов и диабазов; 11 – микститы (D_2 – C_1); 12, 13 – сарбайский комплекс: 12 – сарбайская свита (D_{1-3} – кремни), 13 – зилаирская свита (D_3 – C_1 – граувакковый флиш)

Специально нами изучалась одна из таких структур – Сухореченская антиформа. Она представляет собой относительно крупную (протяженность 3 км при ширине до 0,7 км), меридиональную, с четко выраженными периклиналями складку, в ядре которой вскрыта терригенно-микститовая толща (D_{2-3}), содержащая олистолиты кремней нижнего девона и эйфеля (рис. 7). Структурно выше залегают: 1) кремнисто-сланцевая с прослоями песчаников толща херсонковской свиты (D_{1e}), 2) кремни (S_2 – D_{1e}), 3) базальты (D_1). Разрез херсонковской свиты перевернут (микститы внизу, кремнисто-терригенная толща вверху), что подтверждается также перевернутой ритмичной слоистостью в разрезе толщи 2.

Развитие Чебаклинской антиформы и сопоставление установленного здесь пакета покровов с покровами западного участка позволяют восстано-

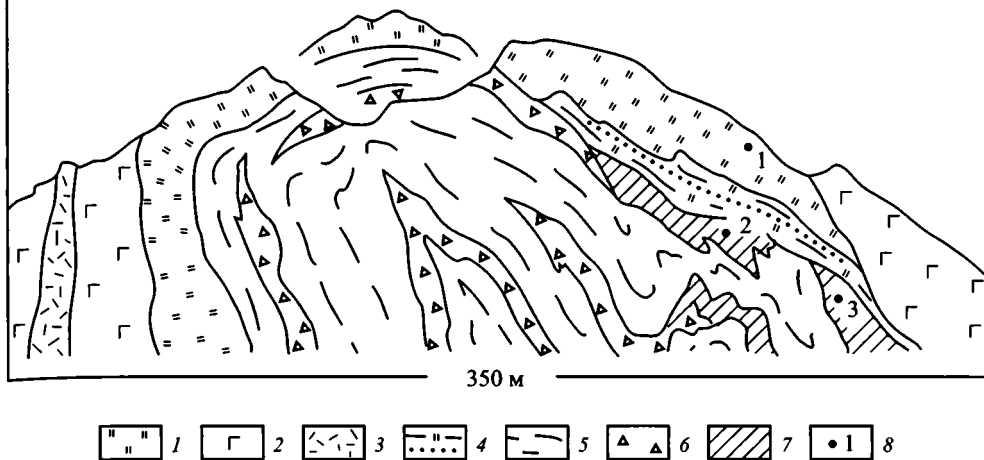
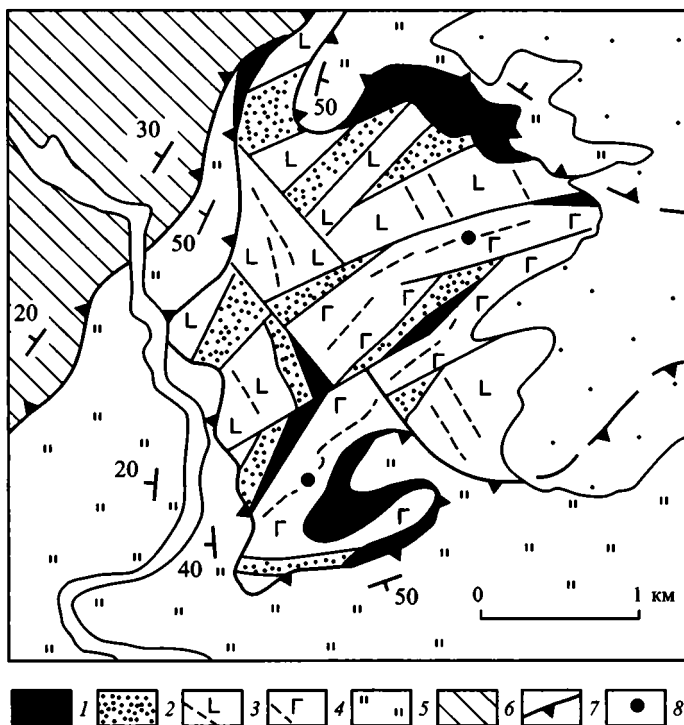


Рис. 7. Геологический профиль через южное окончание Сухореченской антиформы

1 – сакмарский комплекс (кремни, S_2-D_1e); 2, 3 – сугралинский комплекс: 2 – базальты (D_1), 3 – кварцевые порфиры ($D_{1-2}?$); 4–7 – херсонковский комплекс: 4 – кремни, глинисто-кремнистые и глинистые сланцы, алевролиты, песчаники (D_{1p-e}), 5 – кремнистые алевролиты (D_{2-3}), 6 – кремневые конглобрекчи, гравелиты, песчаники (D_{2-3}), 7 – олистолиты кремней; 8 – места сбора конодонтов: 1 – *Pandorinellina stein. steinhornensis*, *Polygnathus perbonas* (D_{1e_1}); 2 – *Pandorinellina stein. steinhornensis*, *Pand. postexcelsa* ($D_{1p_2-e_1}$); 3 – *Polygnathus costatus costatus*, *Pol. ex gr. linguiformis*, *Belodella triangularis* (D_{1e_1})

Рис. 8. Геологическая схема Беркутовской антиформы

1 – серпентиниты;
 2 – песчаники и сланцы кидрясовской свиты (O_{1t});
 3 – базальты с прослоями и линзами песчаников, сланцев, яшм (куагачская свита, $O_{1-2}?$);
 4 – базальты с прослоями фтанитов (S_1);
 5 – кремни (сакмарский комплекс, O_2-S);
 6 – туффиты, туфоаргиллиты (губерлинская свита, O_{2-3});
 7 – основные надвиги;
 8 – места сбора граптолитов



вить следующий ряд структурно-формационных комплексов (снизу вверх и, соответственно, с запада на восток): кремнистый разрез сакмарского комплекса (O_2-D_1) – вулканиты сугралинского комплекса (O_3-D_1e) и микститы рысаевской олистостромы (D_{2-3}) – вулканогенно-кремнисто-терригенная с микститами толща херсонковского комплекса (D_{1-3}). Уже отмечалось, что по правобережью нижнего течения Киндерли сакмарские отложения залегают на породах сарбайского комплекса. Разрез последнего здесь перевернут (кремни сверху – граувакки внизу), что в целом согласуется с представлениями о Сакмарской лежащей антиформе (см. с. 61). Сказанное позволяет рассматривать сарбайско-зилаирскую толщу как верхний элемент структуры Чебаклинского района (Сарбайский покров).

Рассмотренная структура усложняется в северо-западной части Чебаклинского района (верховья Киндерли). Здесь закартирована куполовидная Беркутовская антиформа (рис. 8), в пределах ядра которой из-под кремнистых отложений сакмарского комплекса вскрыты песчаники кидрясовской свиты (O_1t); переслаивание песчаников, базальтов, яшм, известняков, условно относимых к куагачской свите ($O_{1-2}?$); базальты с прослоями фтанитов (S_1). Структура ядра Беркутовского купола характеризуется мозаичным, мелкоблоковым строением, резко отличным от структурного рисунка перекрывающих покровов. Вскрытые в его пределах образования принадлежат уже к другому, нижнему покровному пакету Сакмарской зоны.

Кувандык-Медногорский район в тектоническом отношении представляет собой комбинацию двух основных элементов. На западе это – Кураганско-Шайтантауская антиформа, на востоке – Медногорская (Блявинская) синформа.

Кураганско-Шайтантауская антиформа – цепочка куполовидных нарушений, тянущихся в субмеридиональном направлении вдоль полосы зилаирских граувакк. Наиболее крупные из них – Рысаевская, Кураганская и Мулдакайская на юге (бассейн р. Кураган и левобережье Сакмары) и Шайтантауская на севере (правобережье Сакмары к северу от Кувандыка). Структура характеризуется сложным строением; она осложнена многочисленными складками второго и третьего порядков, рассечена продольными и поперечными разрывами. Здесь широко представлены меланжи и микститы, местами придающие структуре хаотический облик. В ядре наиболее южной Рысаевской антиформы обнажается вулканогенно-фтанитовая толща, условно относимая к силуру – нижнему девону. В пределах северной части структуры (район станций Рысаево и Сарбаево) она перекрывается микститами рысаевской олистостромы (D_3), выше которой, образуя четкую периклинали, залегают кремни сарбайской свиты (D_1-D_3f), переходящие вверх по разрезу в зилаирские граувакки ($D_{3fm}-C_1$). Именно здесь расположено одно из мест, где Сарбайский покров как верхний элемент Сакмарского аллохтона обоснован наиболее надежно [Рязанцев и др., 2000].

Непосредственно севернее Рысаевской расположена Кураганская антиформа. Это крупная структура, строение которой представлено на рис. 4. В осевой ее части вскрыт серпентинитовый меланж, выше которого залегают базальтоиды и яшмы ишмуратовской свиты (D_{2-3}), содержащие горизонты мономиктовых и олигомиктовых микститов. Далее вверх по разрезу следует мощная толща полимиктовых микститов рысаевской олистостромы (D_3-C_1). В пределах юго-западного крыла структуры на отложениях ишмуратовской свиты залегают сарбайские кремни (D_{1-3}) и зилаирские граувакки (D_3-C_1). Отдельные останцы таких кремней сохранились в апикальной части Кураганской антиформы (например, кремни, слагающие высоту 439.7).

В пределах Мулдакайской антиформы из-под базальтоидов и микститов девона обнажаются фтаниты сакмарской свиты. Многочисленные находки граптолитов показывают, что здесь присутствуют отложения со стратиграфическим диапазоном лландовери-лудлов. Контакт фтанитов и перекрывающих пород девона маркируется линзами серпентинитов.

Кремнистые отложения широко представлены в осевой части Шайгантауской антиформы. Работами А.В. Рязанцева и др. [2000] показано, что ядро складки образовано пестроцветными алевропелитами кураганской свиты (O_{1-2}), туфосилицитами (O_{2-3}) и фтанитоидами (S). Указанный разрез достаточно типичен для сакмарского комплекса. Структура опрокинута к западу, вследствие чего породы комплекса взброшены местами на кремни сарбайской и граувакки зилаирской свит, местами же – на вулканиты сугралинской и ишмуратовской свит. Вулканиты слагают также северную периклиналь антиформы, где достаточно хорошо обосновано налегание силурийских и нижнедевонских базальтоидов на силурийские кремни. Восточное крыло антиформы образовано полимиктовыми микститами рысаевской олистостромы.

Даже краткая характеристика разрезов Кураганско-Шайгантауской структуры показывает, что в ее пределах расположен набор покровных элементов, в целом схожий с таковым в Чебаклинском районе. Снизу вверх здесь обнажаются отложения сакмарского комплекса (преимущественно кремни, O-S), вулканогенно-кремнистая с микститами толща сугралинского комплекса (S-D) и, наконец, микститы рысаевской олистостромы (D_3-C_1). Отличительной чертой указанного покровного пакета (Кувандыкского) является большая его тектонизированность: отдельные покровы здесь сильно редуцированы. В первую очередь это касается сугралинского комплекса, чаще представленного своей девонской частью. Далее следует отметить отсутствие в разрезе пород херсонковского комплекса. В остальном же последовательность покровов и положение олистостром здесь те же, что и в Чебаклинском пакете. Это подтверждает сделанный ранее вывод [Руженцев, 1976; Формации..., 1978] о сдвигании покровов в процессе последующего (по-видимому, среднедевонского) шарьирования. Сарбайский покров рассматривается как верхний структурный элемент, залегающий на обоих указанных покровных массах.

Медногорская (Блявинская) синформа занимает обширную территорию вокруг города Медногорск. В тектоническом отношении это изометричная мулда с хорошо обнаженными южным и западным крыльями. Детально ее строение рассмотрено в специальной статье Д.В. Борисёнка и А.В. Рязанцева в данном сборнике. Поэтому в настоящей работе дается лишь краткая характеристика Медногорской структуры.

В пределах западного крыла синформы (левобережье верхнего течения р. Кураган, Рысаевский Сырт, верховья ручья Письмянка) в основании разреза залегают пластины отложений сакмарского комплекса. На юге (Письмянка, Рысаевский Сырт) она включает отложения кураганской свиты и новокурской толщи (O_{1-3}), а также фтанитоиды силура и нижнего девона (?). На севере (левобережье Курагана) нижняя часть пластины срезана и ее разрез представлен только фтанитоидами силура. Далее к северо-западу (водораздел Курагана и Сакмары) сакмарские кремни выклиниваются. Указанные отложения относятся к нижнему покрову Чебаклинского пакета (см. с. 75). Пластины сугралинского и херсонковского комплексов здесь срезаны, и непосредственно на отложениях сакмарского залегают мощные Блявинские покровы, породы которого составляют ядро синформы. В пределах южного крыла структуры (верховья

р. Киндерли в окрестностях хутора Каракуль-Михайловского) Блявинский покров залегает резко дискордантно на вулканитах сугралинской и ишмуратовской свит (S–D, сугралинский комплекс).

Разрез Блявинского покрова по нашим данным следующий (снизу вверх):

Мощность, м

1. Туфоаргиллиты, вулканомиктовые песчаники, реже кремнистые туффиты. Эта толща ранее относилась нами к губерлинской свите. Сейчас В.Т. Тищенко и др. [Стратиграфия..., 1993] выделили ее в самостоятельную дубоводольскую свиту, возраст которой на основании сборов конодонтов определен в интервале арениг – средний ордовикдо 300
2. Фациально изменчивая туфогенно-эпикластовая толща. Местами (ручьи Дубовый Дол, Терекла, Каменный) это преимущественно кремнистые туффиты с подчиненными прослоями кислых и средних туфов, местами (верховья Киндерли) туфы риолитов резко преобладают. Здесь широко представлены грубые литические, в том числе пемзовые и игнимбри-топодобные образования. Характерно присутствие многочисленных тел фельзитов, кварцевых и плагипорфиров. Мы относим эту толщу к губерлинской свитедо 900
3. Базальты, долериты, прослои яшм, пестроцветных аргиллитов и алевролитов, туффитов, кислых туфов. Поле развития этих пород насыщено многочисленными телами диабазов и кварцевых порфиров. Ранее эти отложения относились к блявинской (сугралинской) свите силура. Сейчас они выделены в самостоятельную баулускую свиту [Стратиграфия..., 1993], возраст которой на основании сборов конодонтов считается средне-позднеордовикским. Мы допускаем, что верхняя ее часть может включать и нижнесилурийские отложения. По данным В.Т. Тищенко и др. [Стратиграфия..., 1993], вулканиты со стратиграфическим перерывом перекрываются силурийскими кремняминесколько сот

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Заканчивая характеристику основных покровных элементов Чебаклинского и Кувандык-Медногорского районов Сакмарской зоны, отметим следующие основные положения.

1. На территории этих районов выделяются четыре аллохтонных элемента (снизу вверх): 1) Кувандыкский пакет покровов (сакмарский и сугралинский комплексы); 2) Чебаклинский пакет покровов (сакмарский, сугралинский и херсонковский комплексы); 3) Блявинский покров (губерлинский комплекс); 4) Сарбайский покров (сарбайская и зилаирская свиты). Их структурное соотношение показано на рис. 9. Каждый из выделяемых здесь покровов сложен характерным набором отложений в стратиграфическом интервале ордовик – нижний карбон (см. рис. 2).

2. Для Кувандыкского и Чебаклинского покровных пакетов наблюдается определенная последовательность тектонических элементов (снизу вверх, с запада на восток: сакмарский – сугралинский – херсонковский структурно-формационные комплексы), отражающая существование следующих палеотектонических зон: Сакмарский бассейн с конденсированным кремнистым осадконакоплением; Сугралинский бассейн с корой океанического типа, в пределах которого формировалась мощная толща базальтоидов; Херсонковский бассейн. Последний отличается более сложным строением. По-видимому, в ордовике и частично силуре здесь накапливались базальтоиды. Однако с лудлова и определено в нижнем девоне формировалась толща конденсированных кремнистых и алевроглинистых осадков, переходящих вверх по разрезу в терригенные турбидиты (D₂), а тех, в свою очередь, – в микститы (D₂₋₃). Такая смена связана с началом становления покровной структуры, наиболее четко проявленном именно для херсонковского комплекса.

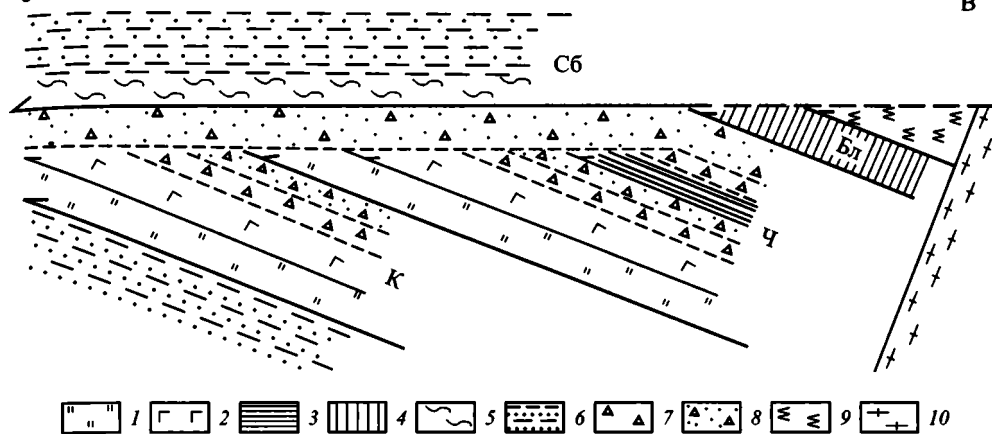


Рис. 9. Схема структурного соотношения основных покровных элементов Чебаклинского и Кувандык-Медногорского районов Сакмарской зоны

1–6 – структурно-формационные комплексы: 1 – сакмарский (O_2 – D_1 , преимущественно кремни), 2 – сугралинский (O_2 – D_3 , вулканогенно-осадочный), 3 – херсонковский (S – D_2 , кремнисто-терригенный), 4 – Блявинский покров (туфово-эпикластовые отложения O_{1-2} , базальтоиды O_{2-3}), 5, 6 – сарбайский комплекс (5 – кремни сарбайской свиты – D_{1-3} , 6 – граувакковый флиш зилаирской свиты D_3 – C_1); 7 – мономиктовые и олигомиктовые микститы (D_{2-3}); 8 – полимиктовые микститы (D_3 – C_1); 9 – офиолиты Хабарнинского массива; 10 – протоуральские образования Уралтау–Эбеты

Буквы на схеме: К – Кувандыкский и Ч – Чебаклинский покровные пакеты, Бл – Блявинский и Сб – Сарбайский покровы

3. Блявинский покров залегает на пластинах как Кувандыкского, так и Чебаклинского пакетов. Его корневая область и палеотектонические соотношения с отмеченными выше структурно-формационными комплексами не ясны. Вопрос требует дальнейшей проработки. В полной мере это касается и отложений косицекской свиты.

4. Сарбайский покров (комплекс) – верхняя структурная единица Сакмарского аллохтона (зоны). Его корневая область располагается в пределах При-сакмаро-Вознесенской зоны восточного склона Южного Урала [Руженцев и др., 2002]. Становление этого покрова шло в течение среднего и позднего девона, сопровождаясь накоплением мощных микститовых толщ. Именно с появления Сарбайского покрова началось формирование покровно-складчатой структуры рассматриваемых районов зоны. Процесс был растянут во времени. Первые олистолиты девонских кремней определенно появились уже в раннем эйфеле (возможно, позднем эмсе). Однако максимума накопления микститов достигло в фамене – раннем карбоне, когда Сарбайский покров в целом приобрел современный вид. В это время в микститах были сгружены кремневые глыбы всех ярусов девона до раннего фамена включительно.

5. Микститы чрезвычайно широко распространены на территории Сакмарской зоны. Выделяется три их типа: мономиктовые кремневые (D_2), олигомиктовые базальтово-кремневые (D_3) и полимиктовые (D_3 – C_1). В первом приближении намечается их стратификация в разрезе. Мономиктовые характерны для верхней части сугралинского и херсонковского комплексов; они включают глыбы кремней нижней части сарбайской свиты ($D_{1|e}$). Олигомиктовые появляются выше по разрезу и содержат глыбы базитов ишмуратовской свиты (D_2), а

также глыбы кремней сарбаевской свиты ($D_{1l}-D_{3f_1}$). И, наконец, полимиктовые микститы включают глыбы всех типов отложений, известных в Сакмарской зоне, а стратиграфический диапазон глыб сарбайских кремней – $D_{1l}-D_{3f_1}$. Иными словами, при формировании Сарбайского покрова в процесс тектонической его дезинтеграции вовлекались все более молодые кремнистые отложения.

6. На основании сказанного механизм формирования покровно-складчатой структуры западного склона Южного Урала представляется как подвиг западных структурно-формационных комплексов под восточные. Анализ пространственно-временных соотношений “фациальных” покровов на территории Кувандык-Медногорского и Чебаклинского районов показывает, что наиболее восточный в палеотектоническом отношении сарбайский комплекс образует наиболее верхнюю, наиболее раннюю в смысле начала шарьирования (мономиктовые микститы позднего эмса? – раннего эйфеля) и наиболее длительно развивавшуюся ($D_{1e}^? - C_1$) аллохтонную единицу. Основные нижние покровы района (сакмарский, сугралинский и херсонковский комплексы) начали формироваться в конце среднего – начале позднего девона. В основном вся система “фациальных” покровов Сакмарской зоны оформилась к среднему карбону. Дальнейшее ее усложнение происходило уже в позднем палеозое в связи с движениями, наиболее мощно проявившимися в пределах Бельской зоны и краевого прогиба.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 02-05-64283).

ЛИТЕРАТУРА

- Аристов В.А., Руженцев С.В., Дегтярев К.Е., Борисёнок Д.В. Стратиграфия девона Сакмарской и Сакмаро-Вознесенской зон Южного Урала // Общие и региональные вопросы геологии. М.: ГЕОС, 2000. Вып. 2. С. 46–58.
- Артюшкова О.В. О конденсированных разрезах девона северной части Сакмарской зоны на Южном Урале // Палеонтология и стратиграфия девона и карбона Южного Урала. Уфа: ИГ БНЦ РАН, 1991. С. 41–45.
- Борисёнок Д.В., Рязанцев А.В. Аллохтоны комплексов палеозойской активной окраины на западном склоне Южного Урала // Современные вопросы геотектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 85–88.
- Борисёнок Д.В., Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Разницина Е.В. Ордовикские и девонские комплексы на южном окончании поднятия Уралтау // Современные вопросы геологии. М.: Научный мир, 2002. С. 157–167. (Материалы 2-й молодеж. конф. памяти А.Л. Яншина, 27–29 марта 2002 г.).
- Глубинное строение и геодинамика Южного Урала: (Проект “Уралсейс”) / Под ред. А.Ф. Морозова. Тверь: ГЕРС, 2001. 286 с.
- Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала: Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Екатеринбург, 1998. 252 с.
- Иванов К.С., Пучков В.Н. Геология Сакмарской зоны Урала: (Новые данные). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 87 с.
- Казанцев Ю.В. Структурная геология Предуральяского прогиба. М.: Наука, 1984. 234 с.
- Казанцев Ю.В. Результаты исследований лаборатории структурной геологии // Геологический сборник. Уфа: УНЦ РАН, 2001. № 2. С. 51–76.
- Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.
- Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т. Аллохтонные офиолиты Урала. М.: Наука, 1983. 168 с.
- Карякин Ю.В., Руженцев С.В., Аристов В.А., Кузнецов Н.Б. Девонская вулканическая серия Сакмарской зоны Урала // Тектоника и геофизика литосферы. М.: ГЕОС, 2002. С. 237–242. (Материалы XXXV Тектон. совещ.; Т. 1).
- Корень Т.Н., Петровский А.Д. Силурийские отложения западного склона южной части Южного Урала // Тр. ВСЕГЕИ. 1968. Вып. 144. С. 86–97.

- Кориневский В.Г.* К вопросу о возрасте губерлинской свиты Южного Урала // Ежегодник–1986: Свердловск, ИГиГ УРО РАН, 1987. С. 7–8.
- Кориневский В.Г.* Палеозойские офиолиты Урала // Геотектоника. 1989. № 2. С. 34–44.
- Кориневский В.Г., Кориневская Е.В.* Возраст косистекской свиты Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 6. С. 39–49.
- Мизенс Г.А.* Верхнепалеозойский флиш Западного Урала. Екатеринбург: Полиграфист, 1997. 230 с.
- Мизенс Г.А.* Седиментационные бассейны и палеотектоника юга Урала в среднем девоне – ранней перми // Тектоника неогена: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 2001. С. 32–35. (Материалы XXXIV Тектон. совещ.; Т. 2).
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А.* и др. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинали процесса // Сов. геология. 1972. № 2. С. 3–17.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С.* и др. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала // Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 9–24.
- Перфильев А.С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 187 с.
- Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.
- Руженцев С.В.* Геология южной части Сакмарской зоны Урала (Косистекский район) // Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 25–51.
- Руженцев С.В.* Основные фациальные комплексы силура Сакмарской зоны Южного Урала // ДАН СССР. 1972. Т. 207, № 5. С. 1197–1200.
- Руженцев С.В.* Краевые офиолитовые аллохтоны: (Тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. 170 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 283).
- Руженцев С.В., Аристов В.А., Дегтярев К.Е., Карякин Ю.В.* Тектонические покровы и олистостромовый комплекс Кувандык-Медногорского района (Сакмарская зона Южного Урала) // Тектоника неогена: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 2001. С. 159–163. (Материалы XXXIV Тектон. совещ.; Т. 2).
- Руженцев С.В., Кузнецов Н.Б., Аристов В.А.* и др. Фациальные покровы в структуре Южного Урала // Тектоника и геофизика литосферы. М.: ГЕОС, 2002. С. 149–153. (Материалы XXXV Тектон. совещ.; Т. 2).
- Руженцев С.В., Хворова И.В.* Среднепалеозойские олистостромы Сакмарской зоны Южного Урала // Литология и полез. ископаемые 1973. № 6. С. 21–32.
- Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Борисёнок Д.В.* Элементы позднедевонской активной окраины в структуре Сакмарской зоны Южного Урала // Докл. РАН. 2001. Т. 380, № 2. С. 233–236.
- Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Иванова Е.А.* Девонские олистостромы и тектонические покровы в Сакмарской зоне Урала и проблема вулканогенного кембрия // Общие вопросы тектоники: Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 442–446. (Материалы XXXIII Тектон. совещ.).
- Савельев А.А., Савельева Г.Н.* Офиолиты Кемпирсайского массива: Основные черты структурно-вещественной эволюции // Геотектоника. 1991. № 6. С. 59–75.
- Самыгин С.Г.* Дифференцированное смещение оболочек литосферы и эволюция формационных комплексов (Урал) // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 29–62.
- Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медно-колчеданных районов Южного Урала / Под ред. В.А. Маслова. Уфа: УНЦ РАН, 1993. 218 с.
- Тевелев А.В., Кошелева И.А.* Геологическое строение и история развития Южного Урала: (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье). М.: Изд-во МГУ, 2001. 120 с.
- Формации Сакмарского аллохтона (Южный Урал) / И.В. Хворова, Т.А. Вознесенская, Б.П. Золотарев и др.; Под ред. И.В. Хворовой. М.: Наука, 1978. 232 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 311).

ОБЩАЯ СТРУКТУРА САКМАРСКОЙ ЗОНЫ ЮЖНОГО УРАЛА В РАЙОНЕ МЕДНОГОРСКИХ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Сакмарская зона, представленная различными комплексами палеозойской активной окраины, выполняет осевую часть Зилаирской синформы (структурно-формационной зоны), сложенной граувакковым флишем зилаирской серии фамен-турнейского возраста (рис. 1). Зилаирская синформа и Сакмарская зона на востоке сочленяются с зоной Уралтау. На западе Зилаирская синформа примыкает к Предуральскому краевому прогибу. Сложное внутреннее строение Сакмарской зоны определяет дискуссионность вопросов о ее общей структуре. Наиболее полярные точки зрения рассматривают комплексы Сакмарской зоны как автохтонные или аллохтонные. Согласно первой (что комплексы Сакмарской зоны автохтонные), эти комплексы служат основанием для зилаирского флиша и Зилаирского прогиба и слагают внутри него поднятие [Эз и др., 1965]. Согласно второй точке зрения, Сакмарская зона – это аллохтон, перемещенный из расположенной к востоку от зоны Уралтау Присакмаро-Вознесенской зоны [Казанцева, 1987; Камалетдинов, 1974; Пучков, 2000; Руженцев, 1976; Формации..., 1978].

Расшифровки внутренней и общей структуры Сакмарской зоны связаны между собой. Традиционно решение проблем внутренней структуры направлено на оценку перспектив распространенных здесь вулканогенных комплексов на колчеданное оруденение. Изучение общей структуры связано с направлением поисков “подаллохтонной” нефти. В целом, изучение Сакмарской зоны позволяет восстанавливать структурно-формационные ряды палеозойской активной окраины и реконструировать ее геодинамику на различных этапах. В большинстве работ Сакмарский аллохтон рассматривается как система тектонических покровов, залегающих на зилаирском флише, при этом считается, что сам зилаирский флиш тектонически перекрывает комплексы Предуральского краевого прогиба [Казанцева, 1987; Камалетдинов, 1974].

Ряд структурных признаков позволяет включать в Сакмарский аллохтон также и зилаирскую серию. Такая точка зрения впервые отражена в работе С.В. Руженцева [Руженцев, 1976]. На территории Сакмарской зоны проведен большой объем исследовательских работ. Среди множества других особенно можно отметить результаты, полученные С.В. Руженцевым, В.Н. Пучковым, К.С. Ивановым, В.Г. Кориневским, В.А. Масловым и многими другими, в том числе также результаты геологических съемок Б.Ф. Хромыха и др. (1968 г.), В.Т. Тищенко и др. (1988 г.), Н.Т. Видюкова и др. (1995 г.). Данные по этим исследованиям и наши наблюдения позволяют сделать вывод о том, что Сакмар-

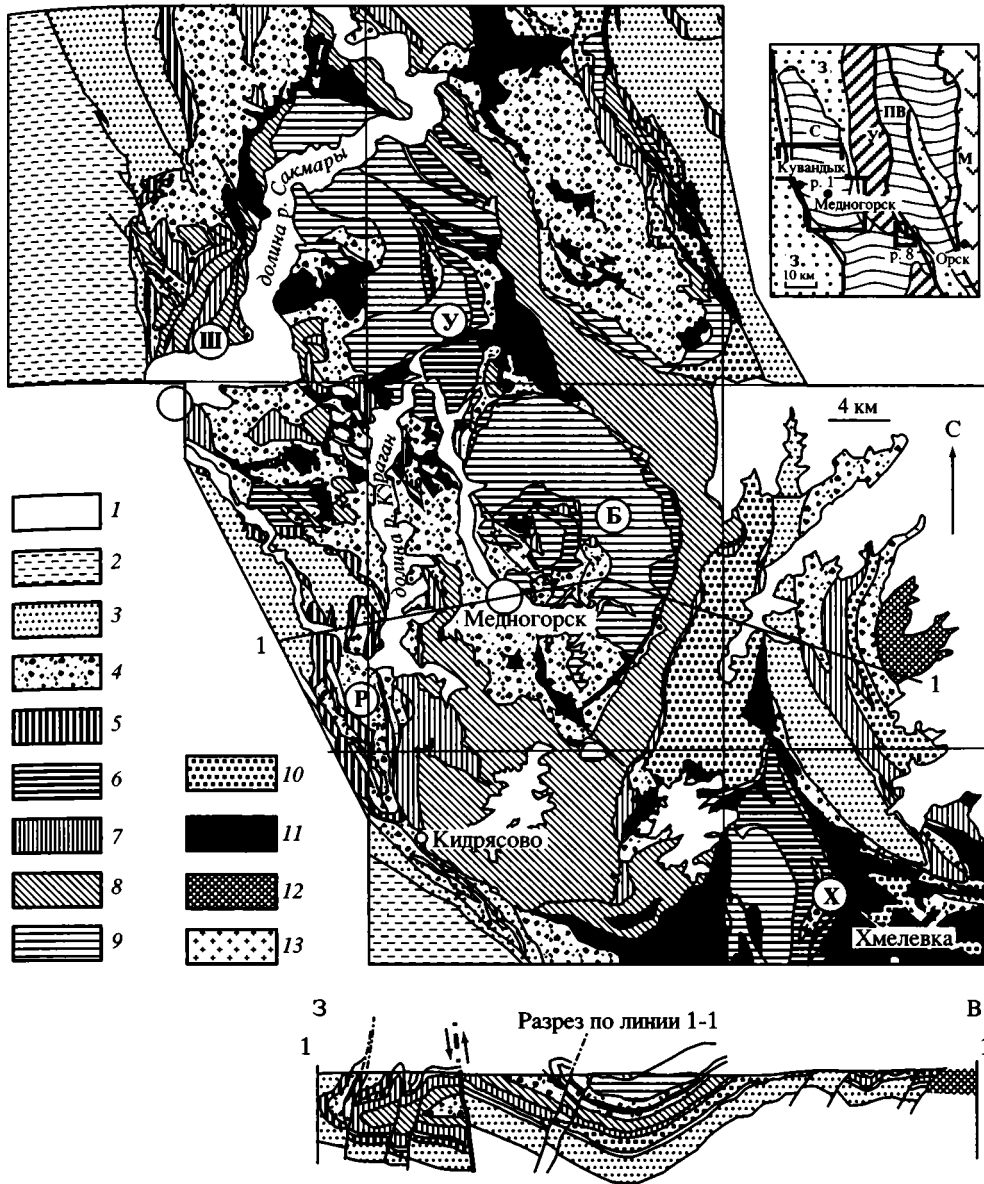


Рис. 1. Схема геологического строения Сакмарской зоны в районе Медногорских колчеданных месторождений. Составлена с использованием данных геологических съемок Б.Ф. Хромыха, В.Т. Тищенко, Н.Т. Видюкова и собственных наблюдений

1 – рыхлые мезозойско-кайнозойские отложения; 2 – флишеидные терригенные и терригенно-карбонатные отложения (С₁); 3 – флиш зилаирской серии (D₂); 4 – олистостромовые комплексы, нерасчлененные (D–C₁); 5 – кремнистый конденсированный разрез (D₁₋₃); 6 – базальтоидные с микститовыми горизонтами толщи девона (D₁₋₂); 7 – кремнисто-черносланцевые отложения сакмарской свиты силура (S₁₋₂); 8 – туфогенно-кремнистые отложения кураганской свиты (O₁₋₃) и вулканогенно-туфогенные – губерлинской свиты (O₂₋₃); 9 – вулканогенный смешанного состава комплекс, баулуская (O₃) и блявинская (S₁) свиты; 10 – терригенные аркозовые отложения кидрясовской свиты (O₁); 11 – офиолитокластовые микститы; 12 – метаморфические комплексы зоны Уралтау; 13 – диориты позднего ордовика

Буквами обозначены: синформы – Б – Блявинская, У – Утягуловская, Х – Хмелевская, Ш – Шайтантауская; Р – Рысаевская антиформа. На врезке показано положение структурных зон Южного Урала: 3 – Зилаирская, С – Сакмарская, У – Уралтауская, ПВ – Присакмаро-Вознесенская, М – Магнитогорская. Оконтурено положение схем рис. 1 и рис. 8

Возраст	Терригенный аркозовый	Конденсированный кремнистый	Кремнисто-черносланцевый	Кремне-обломочный микститовый	Офиолито-кластовый микститовый	Туфогенно-кремнистый	Вулканогенно-туфогенный	Вулканогенный смешанного состава	Кремнисто-базальтовый с микститами	Полимикститовый микститовый	Флиш
C ₁											
D ₃											
D ₂											
D ₁											
S											
O ₃											
O ₂											
O _{1a}											
O _{1t}											

Рис. 2. Основные типы разрезов Сакмарского аллохтона
Пояснения см. в тексте

ский аллохтон представляет собой сжатую лежащую синформно изогнутую антиклинальную складку (шарьяж), ядро которой представлено пакетом покровов различных, преимущественно вулканогенных, туфогенных и кремнистых пород, разделенных уровнями олистостромов и офиолитокластовых микститов [Борисёнок, Рязанцев, 2001]. Крылья антиклинали сложены покровом, в основании которого располагается конденсированный разрез кремнистых пород девона, стратиграфически перекрытый флишем зилаирской серии. Корневой зоной шарьяжа является Присакмаро-Вознесенская зона. В пользу таких выводов свидетельствует следующее.

1. Комплексы Сакмарской зоны образуют закономерное чередование тектонических покровов и микститов и слагают синформу. Зилаирский флиш и комплексы Сакмарской зоны дислоцированы однотипно [Казанцева, 1987].

2. С тектоническим контактом вдоль обрамления Сакмарской зоны прерывисто протягивается толща с конденсированным разрезом кремнистых пород девона, которая стратиграфически перекрывается зилаирской серией. Вместе они образуют тектонический покров, залегающий на других комплексах Сакмарской зоны.

3. Приразломные осложнения на западном краю Сакмарской зоны образуют Рысаевскую антиклиналь с микститами в ядре и тектоническим покровом кремнистых пород девона и зилаирской серии на крыльях и периклинали. Это элемент замка складки.

4. На севере Сакмарской зоны на висячем крыле лежащей складки скважиной Сакмарская-1 перебурена зилаирская серия, и скважина вошла в кремнис-

то-базальтовый комплекс. Севернее, на площади сплошного развития зилаирской серии, скважиной Сосновка-3 также перебурена зилаирская серия и на глубине 4000 м вскрыт кремнисто-базальтовый комплекс, по которому до забоя пройдено 1000 м [Сенченко и др., 1977].

5. В ядре Блявинской синформы залегают комплексы всячего крыла лежащей антиклинали.

6. Комплексы Сакмарского аллохтона конформно огибают периклиналь зоны Уралтау и прослеживаются к востоку от этой зоны (междуречье рек Дергаши и Губерля, район д. Мазово). Севернее элементы структуры присутствуют в районе д. Байгускарово.

7. В зоне сочленения Сакмарской зоны и зоны Уралтау комплексы Сакмарской зоны слагают антиформы, в ядрах которых залегают зилаирская серия.

Осевую часть Сакмарской зоны представляют крупные Утягуловская, Блявинская и мелкая Хмелевская синформы (см. рис. 1). Их ядра и крылья сложены сходными комплексами, сменяющими друг друга в структуре закономерно. В тектонических покровах и на разделяющих их уровнях выделяются следующие основные типы разреза (рис. 2): 1) терригенный аркозовый – O_1 ; 2) вулканогенный смешанного состава – $O-S_1$; 3) кремнисто-базальтовый с микститамы – D_{1-3} ; 4) вулканогенно-туфогенный – O_{2-3} , $(D_{1-3})?$; 5) туфогенно-кремнистый – O_{1-3} ; 6) кремнисто-черносланцевый S_1-D_2 ; 7) конденсированный кремнистый – D_{1-3} ; 8) флишевый – D_3-C_1 и 9) различные по составу, в том числе, офиолитокластовые микститы – D_1-D_3 , $C_1?$. Локально развиты метаморфические комплексы и отложения нижнего кембрия.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

В структуре шарьяжа незначительный объем выполняют метаморфические породы, принадлежащие двум группам. Первая представлена, в основном, метасадочными породами, вторая – ортоамфиболитами и находится в покровах вместе с породами офиолитовой ассоциации.

Метасадочные породы образуют фрагменты тектонических покровов, которые подстилаются, перекрываются и расслаиваются серпентинитами.

Наиболее крупная линза (400 × 2000 м) находится в районе д. Псянчино. Породы круто падают на восток, конформно общей структуре. Непосредственно к западу залегают олистостром с обрывками тектонических покровов, сложенных девонскими кремнями, известняками и габбро-диоритами. На востоке пластина перекрывается пакетом покровов, нижний из которых сложен туфогенной кураганской (O_{1-3}) и кремнисто-черносланцевой сакмарской (S) свитами, верхний – вулканитами баулульской (O_3) свиты.

Сходный комплекс обнажен в ядрах антиформ в районе деревень Рысаево и Сарбаево (рис. 3). Крылья антиформ сложены тектоническими покровами, представленными кремнистым конденсированным разрезом ($D_{1l}-D_{3f}$). В ядре Рысаевской антиформы на западе и севере кремни подстилаются олистостромом, в котором находятся обрывки тектонических покровов вулканогенно-туфогенной толщи с конодонтами лланвирна и карадока-ашгилла, кремнями нижнего девона и кристаллическими сланцами. В районе д. Сарбаево кристаллические сланцы отделяются от перекрывающих кремней, содержащих франские конодонты, серпентинитами, серпентинито-кластовыми породами и полимиктовым олистостромом. Мелкие выходы кристалличес-

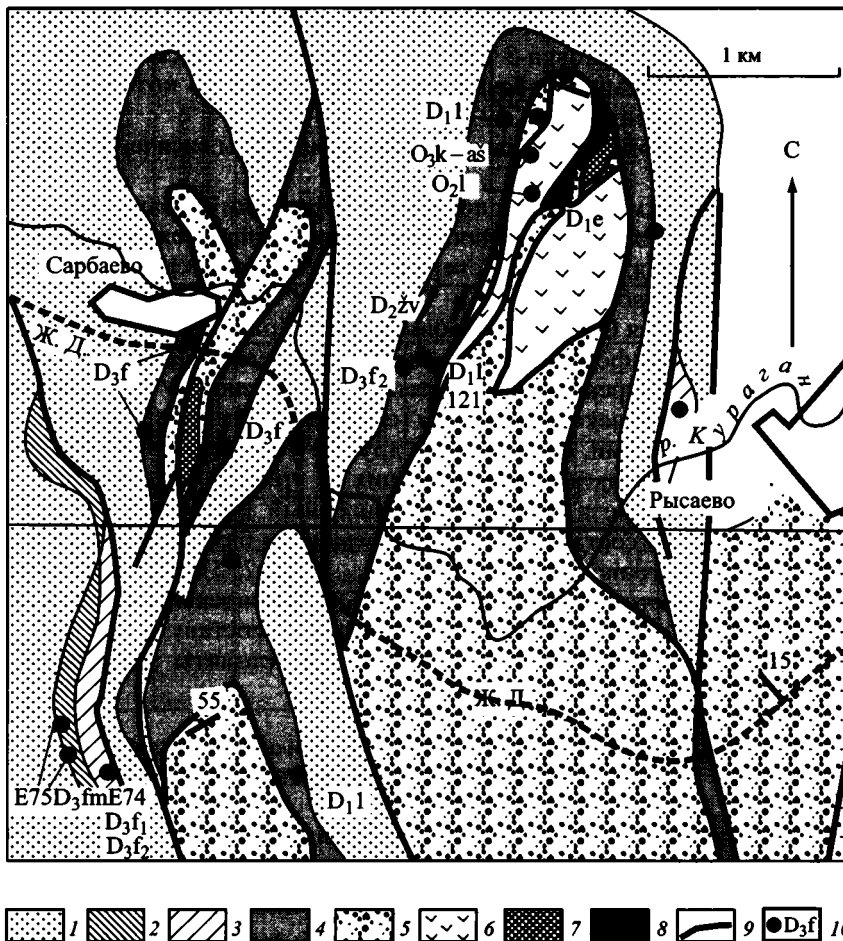


Рис. 3. Схема Рысаевской антиформы

1 – фляш элиарской свиты (серии); 2 – кремнеобломочные брекчии (D_3fm); 3 – пестрые глинисто-кремнистые сланцы, алевролиты, песчаники (D_3f_{1-2}); 4 – сарбайская свита (D_{1-3}), конденсированный разрез кремней; 5 – полимиктовый олистостром ($D_3-C_1?$); 6 – базальты и туфогенно-осадочные породы ордовика; 7 – кристаллические сланцы, метааркозы (R); 8 – олистоплаки девонских кремней; 9 – тектонические контакты; 10 – точки сбора конодонтов, их номера и возраст. Остальные обозначения см. на рис. 1

ких сланцев включены в серпентинитовый меланж в районе деревень Рамазаново и Молоканка.

В разрезе комплекса преобладают гранат-кордиеритовые с фенгитом, биотитом, роговой обманкой, кварцем и полевым шпатом сланцы. Местами отмечается скаполит. Метаморфизм соответствует эпидот-амфиболитовой, а в отдельных линзах, вероятно, – гранулитовой фации. О высоком давлении свидетельствуют редкие кристаллы кианита. Почти повсеместно проявлен диафторез хлоритовой субфации, установленный по развитию стильпномелана по биотиту, хлоритизации и актинолитизации роговой обманки. Поздние преобразования выражены появлением лиственитов. Первичными породами являются, преимущественно, аркозовые песчаники, граувакки, глинисто-сидеритовые породы, эвапориты.

Ранее кристаллические сланцы сопоставлялись с максютовским комплексом зоны Уралтау, а возраст их считался рифейским [Маслов и др., 1993]. В других работах [Ленных, 1968] подчеркивается отличие этих метаморфитов от пород максютовского комплекса и они сопоставляются с породами метаморфической зоны, в которой выделяется белорецкий комплекс. Метааркозы распространены как в восточной, так и в западной частях зоны Уралтау. На западе выделяются карагайская и аптуллинская свиты. Породы последней в овраге Башкалган метаморфизованы в фации зеленых сланцев. В кремнистых алевролитах здесь обнаружены ордовикские хитинозоа (А.Н. Кожевникова и др., 1995 г.).

На востоке зоны Уралтау в составе максютовского комплекса, помимо прочих, выделяется юмагузинская свита, представленная переслаивающимися гранат-глаукофановыми сланцами, кварцитами и метааркозами. По мнению В.Н. Пучкова [2000], возраст ее может быть докембрийским, а она может принадлежать фундаменту края платформы. Исследования последних лет позволяют предполагать, что в максютовском комплексе некоторые части имеют палеозойский возраст [Захаров, Пучков, 1994; Иванов, 1988]. Кроме того, известен ряд средне-позднедевонских цифр, свидетельствующих о высокобарическом метаморфизме [Шацкий и др., 1997; Matte et al., 1993; Glodny et al., 2002].

Первичный состав метаморфических пород Сакмарского аллохтона имеет сходство с некоторыми уровнями разреза рифея Башкирского антиклинория. По степени метаморфизма и составу метаморфитов метаосадочный комплекс можно сравнивать с породами белорецкого метаморфического комплекса Центрально-Уральского поднятия, где они трансгрессивно перекрываются ордовиком. Метаморфизм белорецкого комплекса датирован как 550 ± 5 млн лет [Glasmacher et al., 1999]. Принимая это во внимание, возраст первичных пород описываемого комплекса условно может рассматриваться как рифейский.

ОТЛОЖЕНИЯ НИЖНЕГО КЕМБРИЯ

В структуре Сакмарского аллохтона известно множество изолированных тел, которые сложены известняками, содержащими водоросли и археоцеты алданского, атдабанского и низов ботомского яруса нижнего кембрия [Маслов и др., 1993]. Наиболее крупное тело, мощностью до 20 и протяженностью до 70 м, известно в районе д. Бикташево. Более мелкие тела наблюдаются в районе криолитового завода в г. Кувандык и в других местах. Торцевые части известняковых тел сопровождаются шлейфами из мелких обломков. Вблизи краев и во внутренних частях порода представлена известняковой брекчией. Известняки сопровождаются миндалекаменными серо-зелеными базальтами, а в районе д. Бикташево рассекаются дайкой (до 1 м мощности) бурых долеритов. Известняки и базальты чаще всего помещены в матрикс, представленный аркозовыми и аркозово-полимиктовыми со слюдой алевролитами и песчаниками. Мы разделяем точку зрения В.Н. Пучкова [1997] о том, что кембрийские известняки и ассоциирующие с ними базальты слагают олистолиты в микститовых уровнях кидрясовской свиты, к которой относится терригенный аркозовый матрикс. Автор приводит сведения об обнаружении раннеордовикского палинокомплекса в песчаниках, содержащих нижнекембрийские известняки.

ТЕРРИГЕННЫЙ АРКОЗОВЫЙ ТИП

Терригенный аркозовый тип распространен к югу от Блявинской синформы на ее крыльях. Он представлен кидрясовской серией тремадока – нижнего аренига [Кориневский, 1989]. В разрезе преобладают кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники и слюдистые алевролиты. Отмечаются линзы базальтов. Возраст обоснован по находкам трилобитов, брахиопод и граптолитов [Кориневский, 1989]. В стратотипических разрезах в районе станции Блява серия имеет тектонический контакт с углеродистыми сланцами сакмарской свиты силура, а в районе д. Кидрясово линзовидные тела кидрясовской серии окружены полимиктовым олистостромом и включают в себя тектонические клинья пород сакмарской свиты. Олистостром и кидрясовская серия образуют узкую полосу между выходами зилаирской серии. К северо-западу от Катралинского ультрабазитового массива (за пределами северной рамки рис. 1) кидрясовская серия имеет тектонический контакт с породами массива и согласно перекрывается красными туфогенными алевролитами кураганской (O_{1-3}) свиты. Протяженные и мощные (до 60 м) фрагменты разреза слагают тектонические пластины в районе д. Бикташево и в районе Кувандыкского криолитового завода. Кварцевые и слюдисто-кварц-полевошпатовые песчаники в виде крупных глыб и обрывков пластов присутствуют в олистостромах, расслаивающих девонскую вулканогенную толщу, и в толщах полимиктовых нижнекаменноугольных(?) олистостромов.

Для терригенных пород кидрясовской серии (O_1t) в районе д. Кидрясово отмечается зрелость осадка, хорошая окатанность зерен, обилие ракушняковой фауны, карбонатный цемент и присутствие глауконита. К востоку от ст. Блява преобладают аргиллиты и алевролиты, из органических остатков – граптолиты. Эти и ряд других признаков позволяют предполагать, что накопление кидрясовской серии происходило в пределах шельфа и континентального склона рифтогенной окраины континента [Кориневский, 1989; Пучков, 2000; Формации..., 1978]. Рифтогенез сопровождался образованием микститов (уровни с олистолитами кембрийских известняков), возможно, при участии листрических разломов. По данным В.А. Исаева [1989], в песчаниках кидрясовской свиты до 10% тяжелой фракции представлено хромшпинелидами, которые отличаются от ранне-среднепалеозойских ультрабазитов офиолитовых массивов повышенными содержаниями марганца. По этому признаку источником хромшпинелидов считаются ультрабазитовые комплексы, известные в окружении верхнерифейско-вендских толщ платформенного облика. До 15% состава тяжелой фракции представляют щелочные амфиболы, относящиеся к ряду глаукофан – кроссит. Присутствие этих минералов в осадке свидетельствует о размыве эксгумированных высокобарических комплексов, сформированных в структуре конвергентной окраины в доордовикское время.

ВУЛКАНОГЕННЫЙ СМЕШАННОГО СОСТАВА ТИП

Вулканогенный смешанного состава тип распространен в ядрах синформ и, по-видимому, слагает самые низкие, ядерные уровни смятой в синформу антиклинали. В разрезе сменяют друг друга толщи, в которых преобладают эффузивы основного или кислого состава, но присутствуют андезибазальты, андезиты и их туфы. С этим уровнем связаны колчеданные месторождения. Не-

смотря на достаточную изученность рудных полей, вопрос о возрасте рудовмещающих толщ и самого оруденения остается дискуссионным и существуют точки зрения об ордовикском, силурийском и девонском возрасте [Иванов и др., 1989; Кориневский, 1992; Артюшкова и др., 1991; Иванов, 1996; Маслов и др., 1993].

Полученные к настоящему времени данные позволяют доказывать ордовикский и силурийский возраст рудовмещающего вулканогенного комплекса. При этом рудные тела располагаются на уровне верхнего ордовика. Для обоснования возраста интересны данные по изучению собственно колчеданных руд. Среди прочих, месторождение Яманкасы признано типовым, генетически связанным с “черными курильщиками” [Зайков и др., 2001; Маслеников, 1999; Hettington et al., 2002]. Рудное тело интерпретируется как подводный купол, у подножия которого накоплен рудокластовый коллювий. Массивные руды содержат остатки червей, брахиопод и пелеципод, являющихся проходящими формами широкого возрастного диапазона. Таким образом, рудные тела являются элементом стратиграфического разреза. Они залегают в переходной толще от существенно риолит-дацитовой с андезитами части разреза к существенно базальтовой.

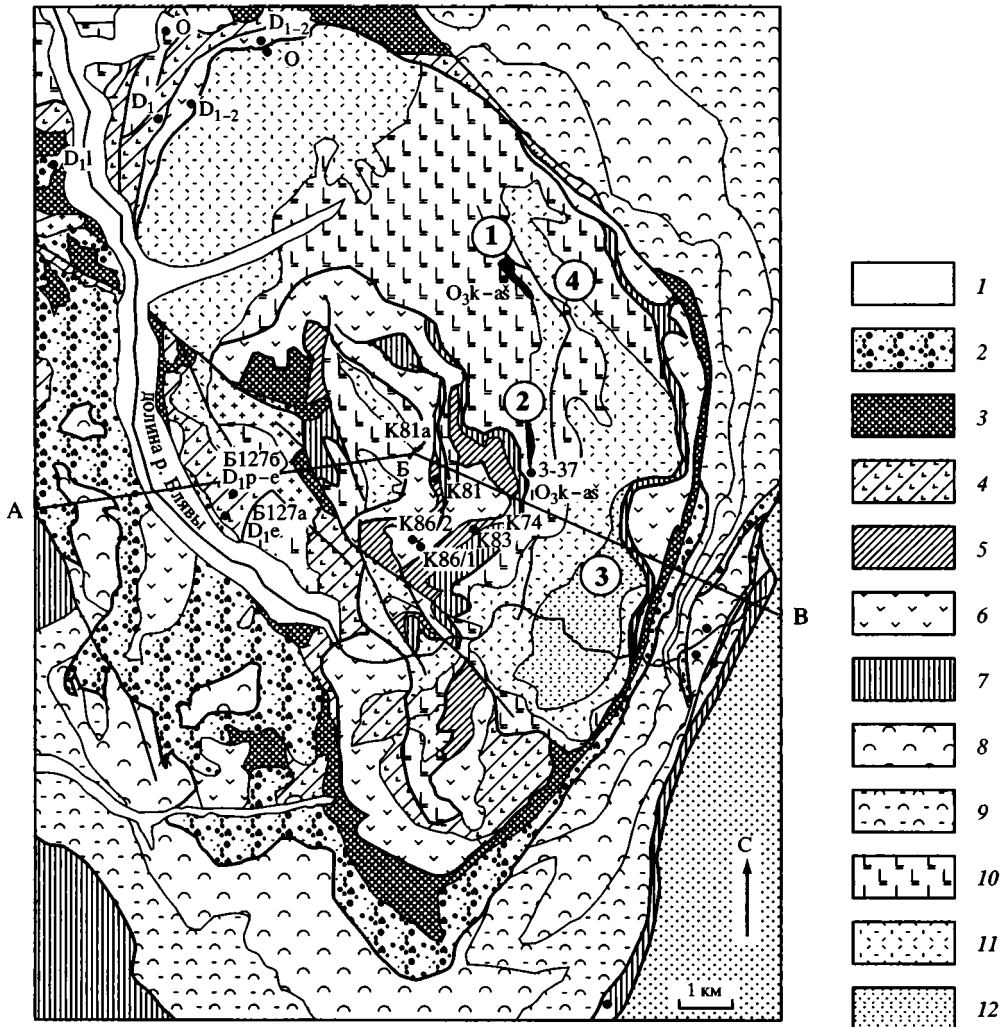
На Блявинском, Комсомольском и Яманкасинском месторождениях (рис. 4) переход между толщами постепенный и выше рудных тел наблюдаются тонкие горизонты кварцевых риолитов и туфов кварцевых риолитов. Выше рудных тел на всех месторождениях отмечаются единичные маломощные горизонты и линзы красных алевролитов, туффилов, кремней, яшм и гематитовых сланцев. Последние расцениваются как переотложенные продукты гальмиролиза колчеданных руд [Маслеников, 1999]. Эти породы содержат ордовикские конодонты.

К настоящему времени охарактеризован ряд точек из коррелируемых между собой стратиграфических уровней. Рассматриваемый комплекс известен как баулуская (ордовикская) и блявинская, или дергайшская (силурийская), свиты. Кислые эффузивы нижней части разреза часто относятся к девонской утягуловской свите [Артюшкова и др., 1991; Маслов и др., 1993], однако, на наш взгляд, они составляют единую, с постепенным переходом, серию с толщей, содержащей ордовикские конодонты. Как утягуловская свита в Блявинской синформе выделяется отмеченная выше подрудная часть разреза, и совсем другие образования – как базальтоидная толща с горизонтами кремней и кремнеобломочных пород с девонскими конодонтами. Последняя сопоставляется нами с девонской ишмуратовской свитой (см. ниже). Выделение утягуловской свиты в данном районе мы, вслед за К.С. Ивановым [1996] и В.Г. Кориневским [1992], считаем необоснованным.

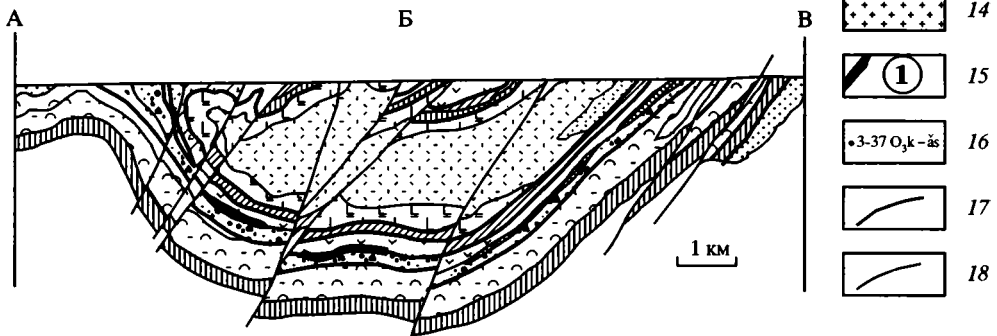
Схематический разрез вулканогенного комплекса представлен следующей последовательностью:

	Мощность, м
1. Переслаивающиеся базальты, риолиты и их туфы	500
2. Переслаивающиеся кварцевые и базокварцевые риолиты, дациты, андезиты и их туфы	600
3. Переслаивающиеся базальты, андезиты, риолиты и их туфы, красные алевролиты, туффи- ты, яшмы, кремни и гематитовые сланцы	30–50
4. Подушечные базальты с тонкими прослоями и линзами углеродистых алевролитов, изве- стняков, туфогенных и кремнеобломочных песчаников	700

Слой 1–3 относится к баулуской, а 4 – к блявинской свите.



Геологический разрез Блявинской синформы по линии АБВ



Фрагмент этой последовательности изучен в Блявинском карьере, в котором отмечались находки ордовикских конодонтов [Иванов и др., 1989; Маслов и др., 1993]. Пласты рудовмещающей толщи падают в западных румбах под углом 40–55°. В восточной части карьера преобладают метасоматически измененные, возможно субвулканические порфиры и туфы кислого состава. Сменяющие их на запад колчеданные руды и породы зоны выщелачивания перекрываются базальтами с редкими горизонтами эффузивов кислого состава. В западной стенке, над рудным интервалом, пачка переслаивающихся риолитов, их туфов и базальтов венчается горизонтом (0,5–2 м) красных кремнистых алевролитов и гематит-кремнистых сланцев, в которых нами собраны *Dapsilodus mutatus* (Branson et Mehl), переходная форма от *Periodon cf. aculeatus* Hadding к *P. cf. grandis* (Ethington), *Protopanderodus robustus* (Hadding), *Protopanderodus cf. liripipus* Kennedy, Barnes et Uyeno, *Panderodus* sp. уровня карадок – ашгилл¹. Ранее из этого горизонта отмечались находки беззамковых брахиопод *Acanthanbonia* (?) sp. [Кориневский, 1992]. Непосредственно выше красных кремнистых пород, венчающих разрез баулуской свиты, залегает слой (0.5 м) основания блявинской свиты, в котором снизу вверх сменяются кремнеобломочные песчаники, базальтовые туффиты и углеродистые кремнистые сланцы. Последние отмечаются и выше по разрезу среди базальтов. Практически по всему разрезу в южной стенке из них известны находки лландоверийских, в том числе верхнелландоверийских граптолитов [Бородаев и др., 1963].

Следует отметить, что в целом последовательный разрез здесь, по-видимому, нарушен, с тектоническим повторением его элементов. Из подробного описания В.Г. Кориневского [1992] можно понять, что он обнаружил силурийские граптолиты и ниже кремней с ордовикскими конодонтами. Без указания форм отмечаются находки ордовикских конодонов в северном борту карьера выше руды и выше слоев с граптолитами [Пучков, 2000; Иванов и др., 1989; Маслов и др., 1993].

В пачке, непосредственно перекрывающей рудовмещающую толщу на Комсомольском месторождении, на левом берегу р. Херсонка, наблюдаются переслаивающиеся базальты, туфы и туффиты кварцевых риолитов, красные плитчатые алевролиты, кремни и гематитовые сланцы. Этот уровень структурно и стратиграфически идентичен надрудному уровню в Блявинском карьере. Однако здесь из красных яшм ранее отмечались находки конодонтов среднего и



Рис. 4. Элементы структуры Блявинской синформы

1 – рыхлые кайнозойские отложения; 2 – полимиктовые олистостромы; 3 – офиолитокластовые микститы; 4 – кремнеобломочные олистостромы; 5 – кремнистые отложения (D_{1-2}), 6 – базальты с линзами кремней и кремнеобломочных пород – ишмураговская свита (D_{1-2}); 7 – кремнисто-черносланцевая сакмарская свита (S_{1-2}); 8 – туфогенные отложения верхней части кураганской свиты (аналоги губерлинской свиты O_{2-3}); 9 – туфогенные отложения и базальты нижней части кураганской свиты (O_{1-2}), 10–12 – эффузивный комплекс смешанного состава (баулуская и блявинская свиты); 10 – базальтоиды блявинской и верхней толщи баулуской свит, нерасчлененные, 11 – кислые эффузивы верхней толщи баулуской свиты, 12 – кислые и основные эффузивы нижней толщи баулуской свиты; 13 – аркозовые песчаники и алевролиты кидрясовской серии (O_1t), 14 – раннепалеозойские плагиограниты; 15 – рудные тела, колчеданные месторождения и их номера (1 – Блявинское, 2 – Комсомольское, 3 – Яманкасинское, 4 – Разумовское); 16 – точки сборов конодонтов, их номера и возраст конодонтов, 17 – границы тектонических покровов; 18 – прочие разломы

¹ Здесь и далее заключения по нижнепалеозойским конодонтам – С.В. Дубининой, по девонским – В.А. Аристова.

нижнего–среднего ордовика [Иванов и др., 1989]. Нами в этом уровне из точки 3–37 из красных яшм собраны верхнеордовикские (карадок–ашгилл) *Hamarodus brevirameus* (Walliser), *Panderodus* sp., *Protopanderodus* sp., что подтверждает правомерность корреляции уровней Блявинского и Комсомольского месторождений.

На севере Блявинской синформы, по-видимому, в опрокинутом залегании, находятся баулуская свита и кремнисто-базальтовая девонская толща (ишмуратовская свита, см. ниже). Вблизи контакта баулуская свита представлена агломератовыми туфобрекчиями риолитов, а разрез ее венчается протяженным (500 м) пластом красных кремнистых аргиллитов (0.2–2 м), содержащим ордовикские конодонты [Артюшкова и др., 1991; Маслов и др., 1993; Пучков, 2000].

Стратотипический разрез баулуской свиты [Артюшкова и др., 1991; Маслов и др., 1993] описан в небольшой синформе между Блявинской и Утягуловской синформами у слияния рек Блява и Кураган. На южном склоне горы Баулус к ее вершине базальты и их туфы сменяются риолитами и их туфами. Залегание пластов пологое, не более 20°. Вблизи контакта пород кислого и основного состава в пачке мощностью около 20 м эффузивы неоднократно расслаиваются горизонтами мелкообломочных туфов, туффитов и красных кремней. К нижним горизонтам последних относятся находки карадокских конодонтов *Protopanderodus insculptus* (Branson et Mehl), *Spinodus spinatus* (Hadding), *Belodella* sp. (определения С.В. Дубининой) [Артюшкова и др., 1991]. Из верхнего горизонта кремней с отпечатками ходов червей нами собраны *Protopanderodus liripipus* Kennedy, Barnes et Uyeno, *Scabbardella altipes* (Henningsmoen), *Dapsilodus mutatus* (Branson et Mehl), *Panderodus gracilis* (Branson et Mehl), *Cornuodus longibasis* (Lindstrom), *Icriodella* sp., *Istorinus erectus* Knipfer. Комплекс принадлежит интервалу верхнего карадока – ашгилла верхнего ордовика. В 15 м выше по разрезу на вершине горы базальты сменяются риолитами. Ранее из базальтовой части разреза отмечались находки силурийских граптолитов. Не исключено, что разрез горы Баулус находится в перевернутом залегании.

В Утягуловской синформе (рис. 5) баулуская свита имеет сходный состав. Вместе с девонской кремнисто-базальтовой толщей она слагает ядро синформы, на крыльях которой располагаются кремнеобломочные и офиолитокластовые микститы. На западном крыле синформы от крыла к ядру наблюдается толща переслаивающихся афировых и миндалекаменных базальтов, кварцевых риолитов и пизолитовых туфов. Кислые эффузивы слагают, по-видимому, также субвулканические тела. Толща сменяется пачкой (40 м) красных кремнистых, туфогенных алевролитов, содержащих линзы серых кремней и бирюзовых туффитов. Пласты падают к северо-востоку под углом 50–60°. Пачка нарастается толщей однородных афировых и пузырчатых базальтов, которые вблизи контакта содержат линзы кислых эффузивов. Красные туфогенные алевролиты из пачки осадочных пород в точке Е-4 содержат *Hamarodus* cf. *brevirameus* (Walliser), *Protopanderodus liripipus* Kennedy, Barnes et Uyeno, *Periodon* cf. *grandis* (Ethington), *Scabbardella altipes* (Henningsmoen), *Drepanodus* cf. *robustus* Hadding, *Belodina confluens* Sweet, *Istorinus* sp. Комплекс принадлежит верхнему ордовика – карадоку (верхам) – ашгиллу.

По данным геологов объединения Оренбурггеология (Н.Т. Видюков и др., 1995 г.), в верховьях оврага Бака (правый приток р. Кураган) в тонкой линзе красных кремней среди афировых базальтов собраны *Protopanderodus* cf. *liripi-*

Рис. 5. Схема юго-западной части Утягуловской синформы

Условные обозначения см. на рис. 4

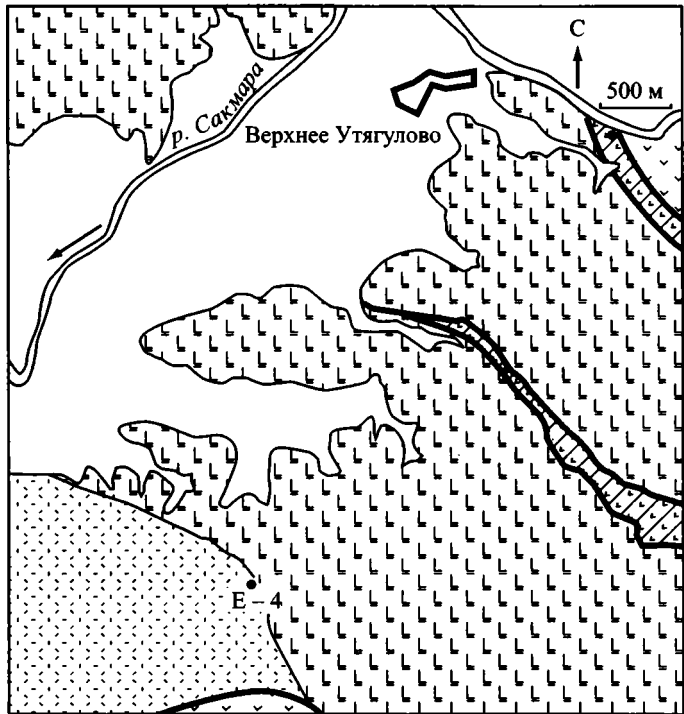


Рис. 6. Схема восточной части Утягуловской синформы

Условные обозначения см. на рис. 4



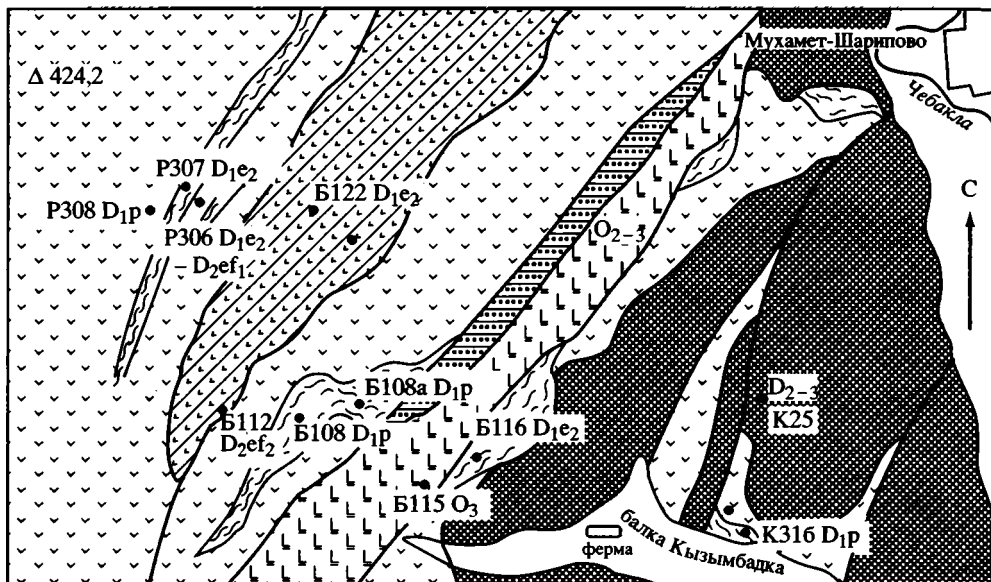


Рис. 7. Схема элементов Хмелевской синформы на левом берегу р. Кызымбадка

1 – линзы кремней и кремнеобломочных брекчий в разрезе кремнисто-базальтовой толщи девона; 2 – туфогенно-терригенная толща неясного возраста. Остальные условные обозначения см. на рис. 4

рис Kennedy et al., принадлежащие интервалу лландейло – низы ашгилла (рис. 6). Эффузивы баулуской свиты имеют здесь неясный контакт с толщей афировых базальтов, линзы серых кремней в которых, по нашим данным, содержат эмские конодонты.

К баулуской свите относятся сходные по составу образования в районе д. Хмелевка (рис. 7). Здесь на крыльях синформы структурно выше серпентинитового меланжа залегают разновозрастные эффузивные толщи. В 3 км к западу от д. Хмелевка, на левом борту балки Кызымбадка, в 18 м к западу от фельзитовой скалы, линзы (до 0.2 м) красных кремней содержат конодонты. Данные предшественников по этой точке [Иванов, Пучков, 1984; Кориневский, 1988] противоречили друг другу. Нами, вслед за В.Г. Кориневским были собраны верхнеордовикские конодонты *Hamarodus brevirameus* (Walliser), *Protopanderodus liripipus*, Kennedey, Barnes et Uyeno, *Scabbardella altipes* (Henningsmoen), *Istorinus* cf. *erectus* Knupfer, *Periodon* sp., *Histiodela* sp., *Phragmodus* sp., *Plectodina* sp. Мощность базальтов с линзами кремней не превышает 100 м. На западе они имеют неясные соотношения с ритмично-слоистой толщей (ширина выхода 60 м) туфогенных песчаников и алевролитов с редкими линзами афировых базальтов и протяженными силлами биотитовых габбро. На востоке фельзиты сменяются полосой кремнеобломочного олистоstromа с девонскими конодонтами в кремневых обломках. Вероятно, олистоstrom находится в разрезе кремнисто-базальтовой толщи девона, которая обнажается на простирании к северу и югу от линзы олистоstromа.

Данные о составе и возрасте вулканогенного типа позволяют сравнивать его с рудовмещающим комплексом Тагильской зоны [Каретин, 2000]. Сходство определяется локализацией оруденения вблизи границы силура и ордовика, а также присутствием на этом уровне кремнистых пород.

ВУЛКАНОГЕННО-ТУФОГЕННЫЙ ТИП

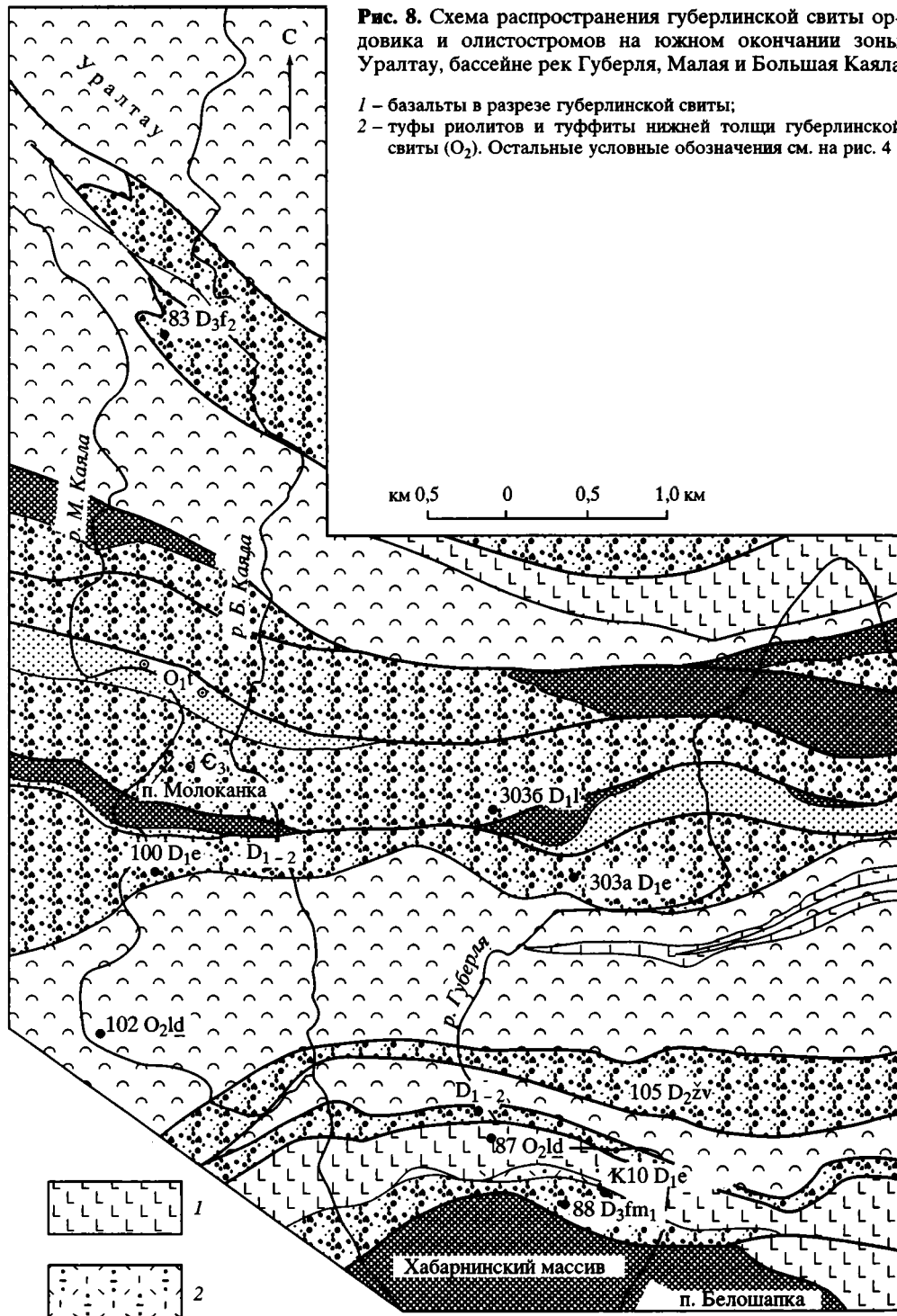
Данный тип является переходным от вулканогенного смешанного состава к туфогенно-кремнистому. Он распространен на крыльях Блявинской и Утягуловской синформ, на южном окончании зоны Уралтау, в бассейнах рек Губерля, Малая и Большая Каяла и на уровне ордовика выделяется как губерлинская свита. Отложения этого типа в девоне выделяются как косистекская свита, и в целом тип принято называть губерлинско-косистекским [Руженцев, 1976; Аристов и др., 2002].

На южном окончании зоны Уралтау (рис. 8) палеозойские комплексы находятся в пределах метаморфического ореола. Располагающийся южнее Хабаровинский офиолитовый массив слагает тектонический покров, располагающийся структурно выше окружающих палеозойских образований. Степень метаморфизма в них возрастает в северном направлении по мере удаления от массива. В разрезе палеозоя здесь выделялись кидрясовская и губерлинская свиты ордовика [Шарфман, Цетлин, 1968]. На площадях, где породы превращены в сланцы, выделялись свиты кембрия, или венда–кембрия. Тремадокский возраст кидрясовской свиты обоснован по остаткам трилобитов и брахиопод, а среднеордовикский, или ранне-среднеордовикский возраст губерлинской свиты принимался по корреляции с фаунистически охарактеризованной кураганской свитой. Начиная с 1959 г., сначала в известняках [Шарфман, 1968], а затем в кремнях [Пучков, Иванов, 1985] на площади, где выделялась губерлинская свита, были обнаружены девонские органические остатки. После находок К.С. Ивановым и В.Н. Пучковым в кремнях конодонтов нижнего–среднего девона было принято считать губерлинскую свиту невалидной. Распространенные на данной площади вулканогенно-осадочные с микститами отложения предлагалось считать аналогами косистекской свиты девона. В.Т. Тищенко с соавторами (1983, 1988 гг.) показывали, что в губерлинскую свиту объединены гетерогенные разновозрастные образования. При этом присутствие среди них ордовикских образований исключалось.

Проведенное нами изучение структуры позволило установить, что здесь распространены, в основном, вулканогенно-осадочные отложения ордовика (губерлинская свита) и олистостом, в котором присутствуют олистолиты кремней с конодонтами от лохковского яруса нижнего девона по нижнефаменский подъярус верхнего. Локально развиты терригенные отложения кидрясовской свиты тремадока. Губерлинская свита образует, по-видимому, тектонический покров, залегающий на олистостроме. Выходы этих образований повторяются по серии чешуйчатых взбросо-надвигов с общей северной vergentностью. В целом структура подчеркивает периклиналь на погружении Уралтауской зоны. Губерлинская свита имеет изменчивый состав. На юге это преимущественно базальты с подчиненным объемом риолитов. Базальты содержат линзовидные прослои, мелкие линзы и межподушечные тела известняков и расслоены горизонтами, линзами и “примазками” на поверхностях подушек, кремнистых туффитов.

Рис. 8. Схема распространения губерлинской свиты ордовика и олистостромов на южном окончании зоны Уралтау, бассейне рек Губерля, Малая и Большая Каяла

1 – базальты в разрезе губерлинской свиты;
2 – туфы риолитов и туффиты нижней толщи губерлинской свиты (O_2). Остальные условные обозначения см. на рис. 4



В тонком (10 см) прослое красных туффитов среди базальтов на правом берегу р. Губерля (т. 87) обнаружены лландейльские конодонты *Ansellia nevadensis* (Ethington et Schumacher), *Periodon aculeatus* Hadding, *Dapsilodus similaris* (Rhodes), *Walliserodus* sp. Севернее в разрезе преобладают монотонные туффиты красного и фишашкового цвета с редкими пачками базальтов и базальтовых туфов с карбонатным цементом. В горизонте (10–20 м) красных туффитов на левом берегу р. Малая Каяла (т. 102) найдены нижнелландейльские *Pygodus serra* (Hadding), *Periodon aculeatus* Hadding, *Eoplacognathus* cf. *robustus* Bergstrom, *Dapsilodus mutatus* (Branson et Mehl), *Protopanderodus varicostatus* (Sweet et Bergstrom), *Drepanoistodus suberectus* (Branson et Mehl), *Plectodina* sp., *Ansellia* sp., *Phragmodus* sp. Таким образом, есть достаточно оснований для восстановления в стратиграфической схеме губерлинской свиты, с уточнением ее состава и возраста. По составу свита имеет промежуточное положение между выделяющимися в Сакмарской зоне ордовикскими свитами – существенно вулканогенной баулуской и туфогенно-кремнистой кураганской.

На северо-восточном крыле Утягуловской синформы (рис. 9) в разрезе губерлинской свиты более заметную роль играют туфы, туффиты и базальты. Свита протягивается двумя полосами из-за повторения в плане по системе продольных разломов. На водоразделе оврагов Альмаш и Кызыл Яр (левый берег р. Сакмары), у их слияния с востока на запад сменяются:

Мощность, м

1. Часто линзовидно переслаивающиеся мелкообломочные туфы кварцевых и базокварцевых риолитов, пепловые туфы и туффиты серо-зеленого, бирюзового, реже красного цвета, в верхней части – линзы афировых базальтов300
2. Алевролиты и туфогенные алевролиты, красные, с линзочками серо-зеленых туффитов20
3. Базальты афировые, крупнолейстовые, серо-зеленые, с лиловым прокрашиванием200

Породы слоя 2 содержат многочисленные отпечатки остракод и беззамковок. Кроме того, здесь обнаружены конодонты *Baltoniodus medius* (Dzik), *Srachanognathus parvus* Rhodes, *Periodon aculeatus* Hadding, *Drepanodus arcuatus* Pander, *Protopanderodus* sp. нижнего лланвирна.

Данная структура вблизи основания разреза осложняется тектоническими клиньями с ультрабазитами и кремнеобломочными породами. Из последних нами собраны эмские конодонты. К северу от этой структуры в разрезе начинают преобладать туфогенные породы.

Представительный разрез изучен на восточной окраине д. Чураево (находится за северной рамкой рис. 1). Здесь по северному подножию горы, на которой установлена вышка противопожарного наблюдения, выше плохо обнаженных красных туфогенных алевролитов, с востока на запад наблюдаются:

Мощность, м

1. Пачка серо-желтых туфогенных песчаников и гравелитов с характерной псевдоподушечной скорлуповатой отдельностью15
2. Пачка переслаивающихся туфогенных песчаников, алевролитов красного и розового цвета, желтоватых и зеленоватых туффитов, красных радиоляритов; алевролиты содержат прослойки (0.5 см), обогащенные тефрой смешанного состава и многочисленными конодонтами30
3. Туфогенные алевролиты и песчаники, расслаивающиеся линзами туфогенных конгломератов60

В точке E-26 – красно-коричневые туфогенные алевролиты в прослоях с тефрой содержат крупные конодонты *Spinodus spinatus* (Hadding), *Walliserodus ethingtoni* (Fahraeus), *Protopanderodus liripipus* Kennedy, Barnes et Uyeno, *Drepanodus robustus* Hadding. Комплекс характерен для верхнего лланвирна – нижнего карадока.

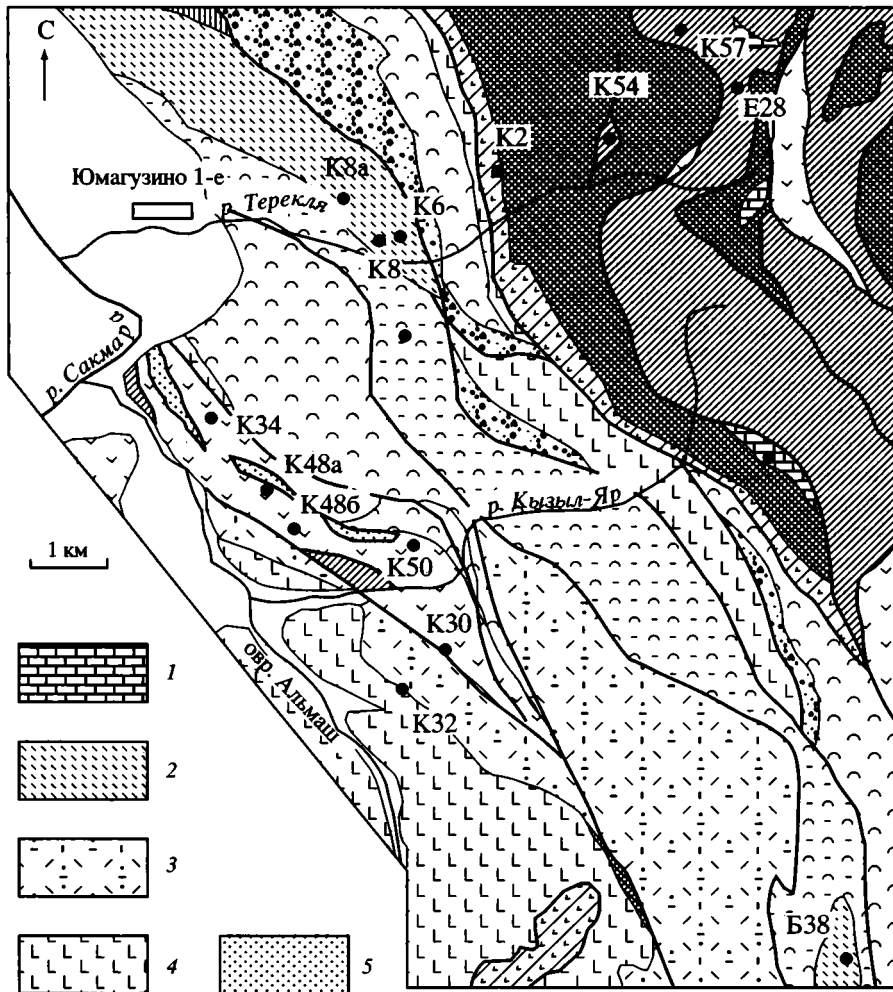


Рис. 9. Схема тектонических покровов на северо-восточном крыле Утягуловской синформы
 1 – нижнедевонские рифогенные известняки; 2 – кремнистые тейроиды верхов кураганской свиты (новокурская толща – O_3); 3 – туфы риолитов и туффиты нижней толщи губерлинской свиты (O_2); 4 – базальты губерлинской свиты; 5 – песчаники кидрясовской свиты (O_{1t}). Остальные условные обозначения см. на рис. 4

В горах Шайтантау тектонически сближены элементы разреза вулканогенно-туфогенного и туфогенно-кремнистого типов (рис. 10). Вулканогенно-туфогенный тип (губерлинская свита) узкой полосой оконтуривает горы Шайтантау, маркируя общую антиформную структуру. В разрезе на юге и к востоку от гор ритмично линзовидно чередуются пестроокрашенные туффиты песчаной и алевроитовой размерности. Нередко в основании ритмов наблюдаются гравийные разности. К северу от гор Шайтантау толща параллельно-слоистая и также состоит из тонких (10–15 см) ритмов. К западу от гор нормальная слоистость нарушается и здесь наблюдаются субвулканические тела риолитового и дацитового состава. В точке 3–15 к юго-юго-востоку от гряды Шайтантау один из ритмов венчается тонким (5 мм) слойком серых кремней с конодонтами *Spinodus spina-*

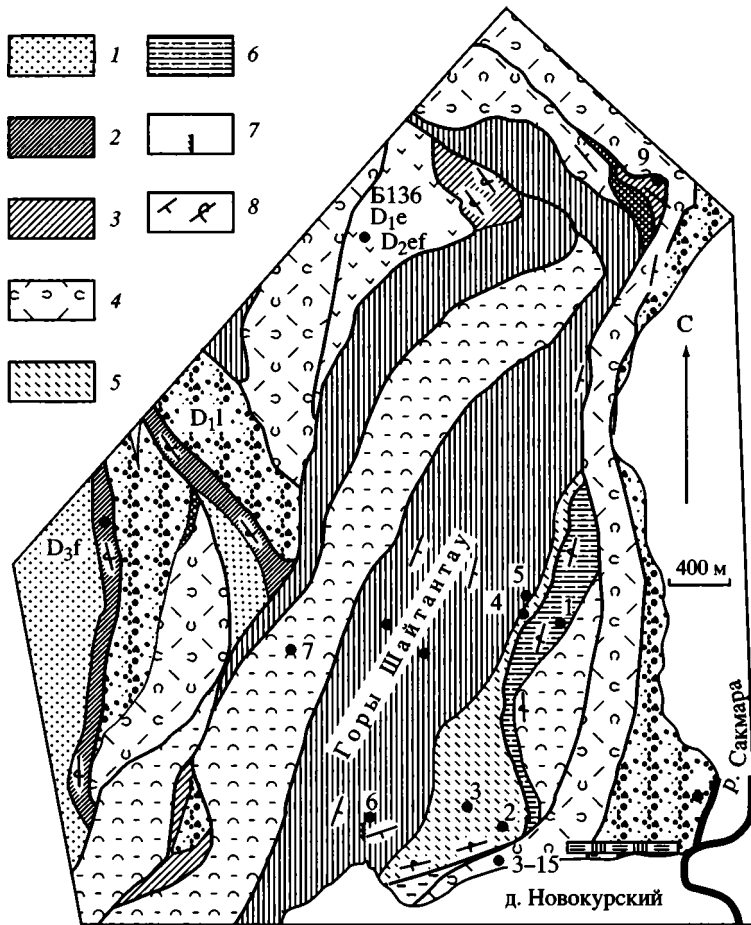


Рис. 10. Схема распространения палеозойских образований в горах Шайтантау

1 – флиш зилаирской серии; 2 – кремнистый конденсированный разрез девона (сарбайская свита – D_{1-3}); 3 – серые кремни (акчуринская толща D_{1-2}); 4 – туфы и туффиты губерлинской свиты O_{2-3} ; 5, 6 – кремнистые тефроиды верхов кураганской свиты (новокурская толща): 5 – сероцветные, 6 – красноцветные; 7 – точка находки граптолитов; 8 – элементы залегания. Остальные условные обозначения см. на рис. 4

tus (Hadding), *Ansella* sp., *Protopanderodus cooperi* (Sweet et Bergstrom), *Drepanodus* cf. *robustus* Hadding, *Panderodus gracilis* (Branson et Mehl), *Drepanoistodus suberectus* (Branson et Mehl), отвечающими интервалу O_2-O_3 (низы карадока). Возраст губерлинской свиты отвечает, в основном, среднему ордовику и лишь в последних точках захватывает низы карадока. Конодонты баулуской свиты ограничиваются интервалом карадок (верхи) – ашгилл. Возможно, эти свиты первично составляли единую стратиграфическую последовательность. Не исключено, что стратиграфическим аналогом губерлинской свиты является не охарактеризованная фаунистически подрудная толща Медногорского рудного поля.

В ряде мест на западном крыле Утягуловской синформы, в непосредственной близости от выходов вулканогенно-туфогенных отложений, обнаруживаются ниже- и среднедевонские фоссилии, в том числе и конодонты [Маслов и

др., 1993]. Возможно, в районе распространены весьма сходные по литологическому составу аналоги девонской косистекской свиты. Однако, принимая во внимание появление в структурах узких тектонических клиньев, как было описано на северо-восточном крыле Утягуловской синформы, мы считаем, что девонский возраст для разреза этого типа пока недостаточно обоснован. Решение этой проблемы требует дополнительных исследований.

ТУФОГЕННО-КРЕМНИСТЫЙ ТИП

Этот тип широко распространен на крыльях Утягуловской и Блявинской синформ и представлен кураганской свитой. Свита ранее получила довольно полное обоснование возраста по находкам конодонтов [Маслов и др., 1993; Артюшкова и др., 1991; Иванов, Пучков, 1984; Рязанцев и др., 2000].

Разрез представлен красными, или серо-зелеными туфогенными алевролитами. В верхних частях преобладают серые, реже красные кремнистые тефроиды. В наиболее полных разрезах в нижней их части распространены потоки и sillы базальтов. Стратиграфические контакты с более древними отложениями, как правило, не видны, хотя наблюдается тесная пространственная связь с кидрясовской серией. Лишь к северо-западу от Катралинского массива (за северной рамкой рис. 1) кидрясовская и кураганская свиты связаны постепенным переходом. В ряде мест свита согласно перекрывается углеродистыми сланцами сакмарской свиты силура.

В районе ст. Блява (рис. 11), на склонах оврага Колнабук наблюдается вертикальное или крутое залегание пород. Структура осложняется тектоническими клиньями с полимиктовыми, кремнеобломочными и офиолитокластовыми олистостромами. В ненарушенной части в разрезе с востока на запад сменяются:

Мощность, м

1. Афировые базальты, расслоенные линзами (0,5–1 м) красных туфогенных алевролитов100
2. Красные туфогенные алевролиты и кремнистые туффиты, расслоенные горизонтами и линзами (2–10 м) афировых базальтов150
3. Красные туфогенные алевролиты с редкими линзами серо-зеленых туфогенных алевролитов300
4. За разломом – красные алевролиты, аналогичные таковым слоя 3 с sillами габброидов150
5. Массивные, линзовидно чередующиеся розовые и лиловые и фиштакшковые туффиты ...50

В слое 1, в т. 19К2 обнаружены *Tripodus* sp. A Tolmach, *Drepanodus arcuatus* Pander; в 30 м западнее в т. PK1A – *Acodus delicatus* Branson et Mehl, *Drepanodus arcuatus* Pander. В слое 2 в т. 19К1 – *Acodus delicatus* Branson et Mehl, *Drepanodus arcuatus* Pander, *Drepanoistodus forceps* (Lind.) и на простирации от этой точки в т. К66 – *Acodus delicatus* Branson et Mehl, *Drepanodus conulatus* Lind, *Scandodus furnishi* Lind. Конодонты, обнаруженные во всех этих точках принадлежат уровню среднего аренига. В т. К66 алевролиты содержат многочисленные отпечатки беззамковок и остракод.

Более высокие уровни этого типа разреза распространены в горах Шайтан-тау, к северо-западу от д. Новокурской, где ранее отмечались находки верхнеордовикских конодонтов (Н.Т. Видюков и др., 1995 г.) (см. рис. 10). Вся структура характеризуется западной вергентностью. На поднятиях картируются отложения ордовика и силура, тектонически перекрытые губерлинской свитой и де-

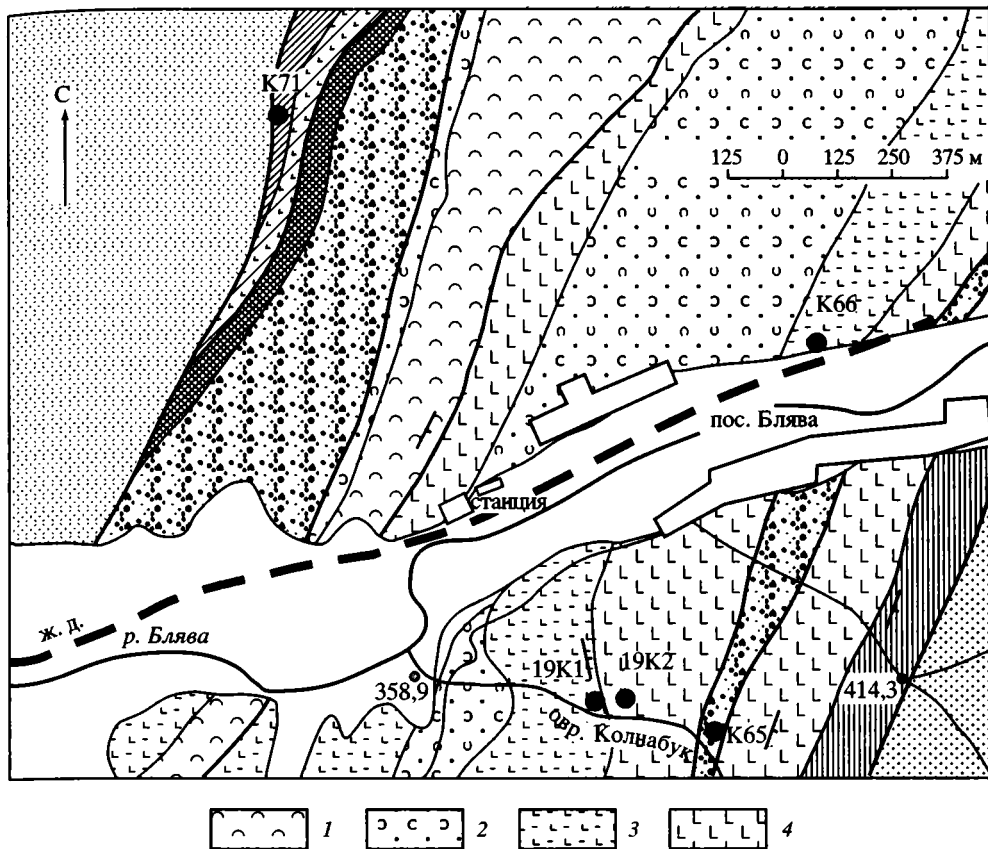


Рис. 11. Схема распространения палеозойских комплексов в районе пос. Блява

1-4 – кураганская свита: 1 – туффиты в верхней части разреза (аналог губерлинской свиты), 2 – переслаивающиеся песчаники и туффиты, 3 – туффиты с горизонтами базальтов, 4 – базальты с горизонтами туффитов. Остальные условные обозначения см. на рис. 4

вонским кремнисто-базальтовым комплексом с микститами. Основной массив гор Шайтантау сложен сакмарской свитой силура, выполняющей ядро синформы. На крыльях последней обнажены ордовикские породы. Видимое основание разреза представлено плохо обнаженными красноцветными, с линзами сероцветных, алевролитами, часто туфогенными. Скальные обнажения приурочены к закаленным контактам вдоль силлов долеритов с шаровой отдельностью. Во многих точках порода обогащена детритом беззамковок и остракод. В т. 7 нами обнаружены *Periodon aculeatus* Hadding ($O_2l_2-k_1$).

На восточном крыле антиформы выше этой толщи залегают серо-зеленые и красные кремнистые туффиты с редкими линзами пестрых туфогенных песчаников. В кремнистых породах обнаружены *Hamarodus brevirameus* (Walliser), *Protopanderodus liripipus* Kennedy, Barnes et Uyeno, *Panderodus gracilis* (Branson et Mehl), *Scabbardella altipes* (Henningsmoen) ($O_3k_2-a\delta$) (т. 1) – 50–150 м. В этой же точке присутствует, очевидно, переотложенный, *Periodon aculeatus* Hadding. Залегающие выше отложения отделены тектоническим нарушением, вблизи которого наблюдаются мелкие складки. Это серые кремнистые туффиты, кото-

рые слагают вершины восточных гряд гор Шайтантау. Здесь в нижней части обнаружены *Periodon aculeatus* Hadding (т. 2) – ($O_2l_2-k_1$) и выше – *Plectodina furcata* (Hinde), *Phragmodus undatus* Branson et Mehl, *Hamarodus brevirameus* (Walliser), *Periodon grandis* (Ethington), *Protopanderodus liripipus* Kennedy, Barnes et Uyeno, *Panderodus gracilis* (Branson et Mehl), *Scabbardella altipes* (Henningsmoen), *Dapsilodus mutatus* (Branson et Mehl), *Oulodus* sp. ($O_3k_2-a\check{s}$)(т. 3). На простирании, в т. 4, собраны *H. brevirameus* (Walliser), *P. undatus* Branson et Mehl, *Protopanderodus liripipus* Kennedy, Barnes et Uyeno ($O_3k_2-a\check{s}$). Мощность сероцветной пачки – 50–150 м.

Выше согласно залегают углеродистые глинисто-кремнистые и доломитистые сланцы сакмарской свиты с *Ozarkodina aldridgei* Uyeno et Barnes, *Dapsilodus obliquicostatus* (Branson et Mehl) (т. 5) и в т. 6 – с граптолитами *Lagarograptus acinaces* (Tornquist) (S_1ln) – 250–300 м. По-видимому, сероцветные кремнистые туффиты и сакмарская свита слагают тектонический покров, располагающийся выше существенно красноцветной толщи. Об этом свидетельствуют возраст конодонтов и структурные соотношения, в том числе то, что у западных отрогов гор Шайтантау сакмарская свита залегает непосредственно на нижней пачке красноцветной толщи. Интересно отметить, что среднеордовикские конодонты в т. 2 немногочисленны и приурочены к отпрепарированным поверхностям кремней. Верхнеордовикские конодонты как в сероцветной, так и в красноцветной пачках образуют массовые скопления в слойках мощностью 5–10 мм, обогащенных перемытой тефрой песчаной размерности. Красноцветная алевролитовая толща по составу коррелируется с кураганской свитой в районе ст. Блява. Залегающие выше кремнистые отложения иногда выделяются как новокурская [Формации..., 1978] или письменская толщи [Пучков и др., 1990; Пучков, 2000] в верхней части кураганской свиты.

Кураганская свита с потоками базальтов и новокурская толща слагают северо-восточное крыло Утягуловской синформы на левом берегу р. Сакмара к востоку от деревень Чураево и Терекля (см. рис. 9). Крыло, в строении которого участвуют тектонические покровы и микститы, нарушено продольными разломами, многократно повторяющимися в плане элементы структуры. У д. Терекля (Юмагузино 1-е), на правом берегу р. Терекля (левый приток р. Сакмара), у подножия гряды, обнажаются красные, неравномерно покрашенные в серо-зеленый цвет туфогенные песчаники и алевролиты. Склон и вершина гряды сложены кремнистыми тефроидами, преимущественно серого и серо-зеленого цвета, а в нижней части, – с прослоями красного цвета. Кремнистые породы расчленены пестроцветными туфогенными песчаниками и гравелитами. Слои круто ($60-70^\circ$) падают на запад (опрокинутое залегание).

В 40 м выше кровли красноцветной толщи, в серых тефроидах, обогащенных тефрой песчаной размерности, в т. К8а обнаружены многочисленные конодонты верхнего карадока: (1) *Hamarodus brevirameus* (Walliser), (2) *Amorphognathus* cf. *superbus* (Rhodes), (3) *Prioniodus* cf. *gerdae* Bergstrom, (4) *Protopanderodus* cf. *liripipus* Kennedy et al., (5) *Periodon grandis* (Ethington), (6) *Scabbardella* cf. *altipes* (Henningsmoen), (7) *Panderodus gracilis* (Branson et Mehl). В 50 м выше по разрезу в сходных породах в т. К8 обнаружен комплекс, в котором присутствуют формы (1), (5) предыдущей точки и, кроме того: (8) *Protopanderodus liripipus* Kennedy et al., (9) *Drepanodus robustus* (Hadding), (10) *Istorinus* sp., (11) *Baltioniodus* sp., (12) *Amorphognathus* sp., (13) *Panderodus* sp. Сходный комплекс обнаружен в 70 м выше, в пачке, где кремнистые породы заметно омарганцованы. В комплексе (т. К6) присутствуют формы (1), (5), (7), (8),

Таблица 1. Состав петрогенных оксидов вулканитов баулуской свиты на южном склоне горы Баулус / (пробы из коллекции Д.В. Борисёнка)

Номера анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO
1	75.87	0.27	10.42	1.43	2.10	0.07	0.80
2	74.67	0.26	12.10	1.58	1.28	0.06	0.37
3	51.58	2.28	14.37	6.73	3.78	0.18	2.86
4	49.90	1.63	14.88	4.43	5.01	0.14	5.02
5	47.00	1.51	14.15	3.65	5.48	0.18	7.77
6	45.89	1.54	13.78	4.28	5.26	0.17	8.49
7	50.21	1.42	13.54	3.82	4.49	0.13	7.87
8	48.74	1.53	15.55	3.34	5.20	0.11	6.11
9	48.61	1.60	15.13	4.03	5.04	0.13	6.03
10	48.33	2.25	14.25	7.59	4.44	0.18	4.15
11	54.13	2.01	14.67	5.46	2.94	0.08	2.29
12	51.07	1.85	14.41	5.06	4.92	0.15	5.13
13	48.17	1.55	12.20	6.83	0.456	0.14	6.54
14	60.83	0.4	12.89	4.56	4.35	0.18	3.72
15	74.80	0.26	10.82	3.05	0.27	0.02	1.21
Номера анализов	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма	H ₂ O ⁻
1	1.25	3.58	2.15	0.07	1.48	99.49	0.30
2	1.53	5.48	1.02	0.06	1.69	100.10	0.36
3	6.88	5.85	1.02	0.63	4.08	100.24	0.75
4	8.59	4.39	1.49	0.37	4.27	100.12	0.79
5	9.19	4.12	0.28	0.35	6.43	100.11	1.24
6	9.78	2.99	0.78	0.34	6.35	99.65	1.33
7	8.97	2.88	1.11	0.032	5.19	99.95	1.01
8	9.45	4.00	0.92	0.30	4.32	99.57	0.62
9	9.00	4.17	0.90	0.36	4.81	99.81	0.66
10	7.00	5.23	1.40	0.45	4.17	99.44	0.68
11	6.47	6.96	0.15	0.74	3.52	99.42	0.69
12	6.79	3.31	3.91	0.40	3.05	100.05	0.66
13	8.26	3.67	2.63	0.18	4.70	99.43	0.76
14	2.46	5.26	1.92	0.03	2.50	99.10	0.59
15	0.56	5.94	0.70	0.03	2.02	99.68	0.60

Примечание. Анализы проведены в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН. Содержание оксидов – в вес. %.

(11) предыдущих точек, а также *Drepanoistodus suberectus* (Branson et Mehl), *Spinodus* sp. Комплексы точек К6 и К8 принадлежат уровню верхов карадока – ашгилла. Толща кремнистых туффилов перекрывается здесь углеродистыми сланцами сакмарской свиты.

Фрагмент разреза, включающий контакт красноцветной алевролитовой и кремнистой тефроидной толщ, отмечается южнее, вблизи пересечения дорог на Чураево и Кувандык. В серых кремнях в т. 38 (см. рис. 9) здесь обнаружены *Protopanderodus liripipus* Kennedy, Barnes et Uyeno, *Periodon grandis* (Ethington), *Panderodus gracilis* (Branson et Mehl), *Plectodina* sp. верхнего карадока – ашгилла. Кураганская свита с толщей кремнистых тефроидов, охарактеризованных находками конодонтов, известна на берегах р. Письменка в районе д. Кидрясово [Кориневский, 1988].

Таблица 2. Химический состав вулканитов баулуской свиты в Утягуловской синформе (пробы из коллекции Д.В. Борисёнка)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	51.48	48.65	49.80	49.80	50.98	48.08	48.80	49.04	48.36	48.42	48.72	49.40	55.48	48.90
TiO ₂	1.23	1.28	1.34	1.52	1.31	1.74	1.31	1.39	1.41	1.77	1.28	1.13	1.03	1.32
Al ₂ O ₃	14.16	14.15	13.50	13.74	14.15	13.65	13.98	14.24	14.12	14.20	14.20	14.30	14.78	14.70
Fe ₂ O ₃	4.51	4.69	5.25	6.50	4.90	5.04	4.90	8.00	5.23	6.14	4.79	6.07	4.03	6.42
FeO	5.23	5.92	4.61	4.97	5.38	7.11	5.93	4.24	5.75	5.46	5.17	5.68	5.93	3.70
MnO	0.16	0.16	0.16	0.21	0.15	0.20	0.18	0.18	0.21	0.18	0.15	0.18	0.17	0.17
MgO	6.34	7.05	5.24	6.23	5.01	7.47	9.29	6.69	7.31	7.03	6.42	7.55	4.81	6.14
CaO	7.24	8.90	8.96	7.54	8.97	8.74	7.30	8.09	8.31	8.64	8.34	6.94	3.53	8.18
Na ₂ O	4.96	3.30	4.66	4.95	4.99	4.00	4.01	4.15	4.64	4.13	5.07	4.51	6.33	4.28
K ₂ O	0.16	1.07	0.60	0.16	0.12	0.24	0.59	0.58	0.11	0.24	0.34	0.34	0.50	1.01
P ₂ O ₅	0.10	0.10	0.11	0.12	0.11	0.13	0.10	0.12	0.12	0.15	0.12	0.10	0.07	0.12
ppp	4.05	4.47	5.30	4.13	3.62	3.38	3.70	3.32	4.34	3.60	4.92	3.46	2.66	4.42
Сумма	99.65	99.74	99.53	99.87	99.69	99.78	100.09	100.04	99.91	99.96	99.52	99.66	99.32	99.36
H ₂ O ⁻	0.98	1.14	0.87	0.92	0.58	0.85	0.96	0.67	0.70	0.63	0.70	0.71	0.42	0.95
La	2.8	3.1	3.2	3.5	3.2	3.5	3.2	3.8	3.3	4.4	3.4	3.8	2.8	3.5
Ce	10.0	11.0	9.6	9.5	9.3	11.0	9.4	11.0	10.0	13.0	10.0	11.0	8.4	11.00
Nd	7.5	8.4	9.0	9.6	9.0	11.0	9.1	9.6	9.0	12.0	9.0	8.7	6.9	9.6
Sm	2.6	2.8	3.5	3.7	3.3	4.2	3.3	3.5	3.3	4.7	3.3	2.9	2.4	3.6
Eu	0.87	0.97	1.10	1.00	0.88	1.30	1.10	1.00	0.95	1.50	1.00	0.96	0.78	1.10
Tb	0.74	0.72	0.76	0.93	0.80	0.99	0.82	0.91	0.93	1.20	0.92	0.72	0.61	1.00
Yb	2.8	2.7	3.0	3.5	2.9	4.0	2.8	3.3	3.4	4.5	2.9	3.0	2.5	3.2
Lu	0.39	0.4	0.48	0.55	0.47	0.62	0.47	0.48	0.52	0.68	0.45	0.46	0.39	0.51
Nb	1.5	1.7	2.2	2.5	2.5	2.5	2.5	2.2	2.3	3.0	1.5	1.0	1.1	2.5
Zr	73	74	73	87	75	99	73	80	84	110	78	66	49	76
Y	26	26	28	33	27	34	26	27	29	36	27	25	22	28
Rb	3.1	12.0	18.0	1.5	2.9	2.2	8.8	8.7	1.4	3.6	4.7	4.6	4.1	28.0
Sr	150	500	220	150	140	130	340	190	180	90	240	170	110	220
Ba	29	120	12	50	8	54	40	39	19	21	15	16	<5	5
V	350	360	350	420	310	420	360	310	390	390	290	330	430	360
Ni	62	77	61	45	49	63	65	110	55	79	110	71	11	61
Cr	320	310	200	160	200	130	290	290	160	240	270	200	32	190
Co	53	53	53	52	52	63	52	59	55	57	58	52	52	56

Таблица 2 (окончание)

Компонент	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO ₂	48.48	46.22	49.20	47.28	48.97	49.43	48.14	56.68	52.38	75.68	74.34	66.52	45.33	47.92
TiO ₂	2.19	1.37	1.04	0.87	1.31	0.91	2.25	0.36	1.63	0.30	0.34	1.40	1.05	1.38
Al ₂ O ₃	14.04	15.19	14.05	14.06	15.02	14.37	12.85	16.50	15.09	11.49	12.76	13.24	14.39	16.03
Fe ₂ O ₃	5.42	5.62	4.80	6.63	4.99	4.90	7.96	6.47	7.12	2.13	1.29	1.75	5.17	2.14
FeO	7.62	6.29	4.96	3.66	5.10	5.50	7.67	3.87	2.10	0.91	0.91	4.37	3.03	7.07
MnO	0.26	0.21	0.16	0.16	0.18	0.15	0.40	0.44	0.18	0.06	0.09	0.13	0.48	0.15
MgO	7.55	7.60	7.51	6.34	7.20	7.80	5.40	1.00	2.06	1.51	0.88	1.30	3.78	6.63
CaO	3.02	9.41	9.64	14.34	8.04	8.18	6.12	1.95	6.80	0.10	1.08	2.32	9.21	10.53
Na ₂ O	3.56	3.53	4.13	1.42	4.06	3.17	3.79	6.7	5.86	5.37	4.82	5.67	5.58	2.24
K ₂ O	1.31	0.41	0.20	0.04	0.44	0.07	0.22	0.5	0.45	0.09	0.53	0.23	0.11	0.48
P ₂ O ₅	0.18	0.09	0.09	0.07	0.11	0.06	0.23	0.12	0.13	0.08	0.06	0.23	0.11	0.12
ппп	5.71	3.88	4.18	4.84	4.63	4.90	4.39	5.07	5.74	1.83	2.34	2.22	11.00	4.55
Сумма	99.34	99.82	99.96	99.71	100.05	99.44	99.42	99.66	99.54	99.45	99.44	99.38	99.24	99.24
H ₂ O ⁻	0.85	0.42	0.77	0.63	0.83	1.08	1.47	0.68	0.53	0.47	0.10	0.36	1.62	0.62
La	5.1	2.6	2.8	2.4	3.3	2.9	2.1	7.6	84.0	5.7	5.6	5.9	9.9	3.6
Ce	13.0	7.9	8.0	6.4	9.2	9.1	6.3	21.0	180.0	15.0	13.0	19.0	21.0	11.0
Nd	11.0	7.2	7.3	5.7	7.8	8.7	5.3	16.0	72.0	9.9	8.1	13.0	12.0	9.6
Sm	3.8	2.8	2.2	2.0	2.7	3.2	1.9	5.3	11.0	2.8	2.1	4.2	3.2	3.5
Eu	1.20	0.91	0.81	0.71	1.00	1.00	0.64	1.60	2.60	0.79	0.69	1.20	0.90	1.20
Tb	1.10	0.71	0.62	0.52	0.79	0.99	0.55	1.20	1.40	0.69	0.39	0.96	0.83	0.94
Yb	3.2	2.7	2.0	2.1	2.7	3.0	2.2	3.7	3.4	2.5	1.5	3.2	2.9	3.2
Lu	0.44	0.41	0.29	0.32	0.42	0.41	0.34	0.54	0.5	0.37	0.26	0.48	0.47	0.55
Nb	4.7	1.6	1.9	<1	1.2	<1	8.8	130	1.7	3.5	2.5	4.6	1.7	1.3
Zr	120	71	60	49	79	49	140	610	78	66	51	150	62	78
Y	35	26	23	19	28	21	38	43	25	23	16	45	25	30
Rb	12.0	4.2	3.0	1.0	4.6	2.6	3.5	15.0	8.3	1.9	9.0	4.0	3.2	7.6
Sr	93	250	120	28	210	61	310	130	140	42	370	280	140	120
Ba	61	<5	6	7	8	<5	52	9	12	<5	26	32	44	360
V	490	330	320	310	320	310	410	9	390	21	56	73	350	290
Ni	33	74	67	41	130	87	45	13	26	8	8	9	36	63
Cr	20	170	230	130	290	180	46	4	9	6	7	12	19	220
Co	74	66	46	44	54	58	80	26	45	5	4	25	44	45

Примечание. 1–28 – номера анализов. Анализы проведены в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН. Содержание оксидов – в вес.%, элементов – в г/г.

Таким образом, туфогенно-кремнистый тип, который содержит в нижней части потоки базальтов, охватывает стратиграфический интервал от среднего аренига по ашгилл включительно.

В целом, последние три типа связаны фациально и, отчасти, стратиграфически, характеризуя островную вулканическую дугу и смежные зоны. По петрохимическим особенностям базальтоиды (O-S₁) района Блявинских месторождений относятся к известково-щелочной и толеитовой сериям. И.Б. Серавкин с коллегами [Вулканизм..., 1992] отмечает присутствие в разрезе баулуской свиты субщелочных оливиновых базальтов. Этими же авторами подчеркивается близость вулканитов блявинской свиты к толеитовой серии. Они сопоставляют их с вулканитами основания современных островных дуг и наиболее примитивных островодужных комплексов. Действительно, на различных диаграммах толеиты отдельных анализов в районе Медногорских колчеданных месторождений сопоставляются с островодужными, СОХ и вулканических островов. В той части разреза, которая подстигает уровень с колчеданами и выделялась как утягуловская свита, присутствуют трахиандезиты и трахидациты. По мнению И.Б. Серавкина [Вулканизм..., 1992], эти породы принадлежат островодужным обстановкам.

Согласно полученным нами данным (табл. 1, 2), базальтоиды баулуской свиты характеризуются повышенным содержанием TiO₂ и P₂O₅, суммы щелочей, суммарного железа и, в целом, пониженным содержанием глинозема и кальция. Низкое содержание MgO и высокое соотношение общего FeO/MgO, вероятно, свидетельствует о фракционировании оливина в промежуточных очагах при подъеме к поверхности. Также наблюдается некоторое обеднение Ni и Cr, вследствие концентрации этих элементов в оливине и хромите, по сравнению с расплавом.

В вулканитах наблюдается слабое обогащение крупными катионами с низкой валентностью (Sr, Rb, La, Ce). Базальты обеднены Nd по отношению к Sm и Rb по отношению к Sr. Это, наряду с невысокими содержаниями крупноионных литофильных элементов, говорит об истощенном источнике, потерявшем указанные элементы в процессе более ранних стадий магмообразования или каких-либо других причин. Наряду с Ti, базальты обогащены также высоковалентными элементами (Zr, Nb). Для них характерны высокие содержания Nb и, соответственно, низкие Zr/Nb отношения (менее 10). Вулканиты обладают низкими содержаниями легких РЗЭ, что обуславливает низкое La/Yb отношение (около 1), что также говорит о происхождении базальтов из истощенной мантии.

В целом, по содержанию петрогенных элементов, микроэлементов и РЗЭ вулканиты баулуской свиты обнаруживают сходство с океаническими базальтами промежуточного или переходного типа – Т-MORB (от примитивных N-MORB к обогащенным элементами-примесями E-MORB). По распределению РЗЭ базальты также сходны с низкокалиевыми сериями энсиматических островных дуг.

Базальтоиды губерлинской свиты, слагающие различные тектонические пластины в бассейне р. Губерля, различаются между собой геохимическими особенностями [Борисёнок, Рязанцев, статья в настоящем сборнике]. В пластине, наиболее приближенной к Хабаровинскому офиолитовому массиву, базальты имеют низкие содержания TiO₂ – 0,87–1,56%, FeO/MgO = 1,1–1,4. По соотношениям Zr, Ti, Y, Sr, а так же РЗЭ базальты наиболее близки к СОХ, внутриплитным океаническим и островодужным толеитам. В северной полосе базальты более

титанистые (1,63–2,24% TiO₂). Тренд РЗЭ, нормированный по примитивной мантии, имеет довольно высокий градиент, с явным обогащением легкими лантаноидами и крупноионными литофилами (Rb, Ba, K) относительно СОХ. По соотношениям Zr, Ti, Y, Sr эффузивы близки базальтам океанических островов и внутриплитным океанического дна.

К комплексу приурочены колчеданные руды, связанные с деятельностью “черных курильщиков”, которые типичны для СОХ и внутриплитных океанских обстановок, задуговых, междуговых бассейнов, но отмечаются и на островных дугах [Гатинский и др., 2000; Миронов и др., 1999]. Несмотря на различные геохимические характеристики, базальтоиды баулуской, блявинской и губерлинской свит объединяет принадлежность к дифференцированной серии, в которой преобладают базальты, андезито-базальты, риолиты и дациты, а породы среднего состава находятся в подчиненном количестве. Формирование этого комплекса, по-видимому, происходило на энсиматической островной дуге, или вблизи ее. Колчеданосные комплексы уральского типа сравниваются с комплексами современных островных дуг, таких как Идзу-Бонинская, Новогейбридская, Тонга, Кермадек. Отмечается, что эти дуги на ранних стадиях характеризуются контрастной и непрерывной вулканогенными формациями [Гатинский и др., 2000].

В туфогенно-кремнистом типе (кураганская свита, O₁₋₃) преобладают аргиллиты, кремнистые аргиллиты и силициты, местами радиолариты, туфосилициты, кремнистые туффиты, тефроиды песчаной и алевритовой размерностей андезитового и кислого составов. В обломочных туффитах, помимо обломков осадочных пород, отмечаются зерна витрокластиков, кварца, плагиоклазов, обломки основных и кислых эффузивов, их туфов. По соотношению Ti/Zr преобладающим предполагается средний состав исходных эффузивов, тогда как для кремнистых туффитов – кислый [Формации... 1978]. Синхронный вулканогенному туфогенно-кремнистый с базальтами и тефроидами комплекс кураганской свиты характеризует склон, подножие дуги и сопряженный с ней прогиб.

КРЕМНИСТО-ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫЙ ТИП

Кремнисто-черносланцевый тип представлен сакмарской свитой силура и перекрывающими ее кремнями девона. В покровах на периферии Блявинской и Утягуловской синформ эти отложения надстраивают разрез новокурской туфогенно-кремнистой толщи верхнего ордовика или тектонически отделены от покровов, сложенных кураганской свитой. В ядре Блявинской синформы породы этого типа тектонически залегают на баулуской и блявинской свитах. Отложения кремнисто-черносланцевого типа, как правило, тектонически перекрываются кремнисто-базальтовой с микститами толщиной девона. Тектонические покровы, сложенные этим типом, замещаются микститами, образованными за счет разрушения этих покровов.

Сакмарская свита представлена углисто-глинисто-кремнистыми, кремнистыми и доломитисто-кремнистыми сланцами. Как уже отмечалось выше, на восточном склоне гор Шайтантау (см. рис. 10) выше кремнистых тефроидов новокурской толщи согласно залегают углеродистые глинисто-кремнистые и доломитистые сланцы сакмарской свиты с *Ozarkodina aldridgei* Uyeno et Barnes, *Dapsilodus obliquicostatus* (Branson et Mehl) (т. 5) и в т. 6 – с граптолита-

Таким образом, туфогенно-кремнистый тип, который содержит в нижней части потоки базальтов, охватывает стратиграфический интервал от среднего аренига по ашгилл включительно.

В целом, последние три типа связаны фациально и, отчасти, стратиграфически, характеризуя островную вулканическую дугу и смежные зоны. По петрохимическим особенностям базальтоиды (O-S₁) района Блявинских месторождений относятся к известково-щелочной и толеитовой сериям. И.Б. Серавкин с коллегами [Вулканизм..., 1992] отмечает присутствие в разрезе баулуской свиты субщелочных оливиновых базальтов. Этими же авторами подчеркивается близость вулканитов блявинской свиты к толеитовой серии. Они сопоставляют их с вулканитами основания современных островных дуг и наиболее примитивных островодужных комплексов. Действительно, на различных диаграммах толеиты отдельных анализов в районе Медногорских колчеданных месторождений сопоставляются с островодужными, СОХ и вулканических островов. В той части разреза, которая подстилает уровень с колчеданами и выделялась как утягуловская свита, присутствуют трахиандезиты и трахидациты. По мнению И.Б. Серавкина [Вулканизм..., 1992], эти породы принадлежат островодужным обстановкам.

Согласно полученным нами данным (табл. 1, 2), базальтоиды баулуской свиты характеризуются повышенным содержанием TiO₂ и P₂O₅, суммы щелочей, суммарного железа и, в целом, пониженным содержанием глинозема и кальция. Низкое содержание MgO и высокое соотношение общего FeO/MgO, вероятно, свидетельствует о фракционировании оливина в промежуточных очагах при подъеме к поверхности. Также наблюдается некоторое обеднение Ni и Cr, вследствие концентрации этих элементов в оливине и хромите, по сравнению с расплавом.

В вулканитах наблюдается слабое обогащение крупными катионами с низкой валентностью (Sr, Rb, La, Ce). Базальты обеднены Nd по отношению к Sm и Rb по отношению к Sr. Это, наряду с невысокими содержаниями крупноионных литофильных элементов, говорит об истощенном источнике, потерявшем указанные элементы в процессе более ранних стадий магмообразования или каких-либо других причин. Наряду с Ti, базальты обогащены также высоковалентными элементами (Zr, Nb). Для них характерны высокие содержания Nb и, соответственно, низкие Zr/Nb отношения (менее 10). Вулканиты обладают низкими содержаниями легких РЗЭ, что обуславливает низкое La/Yb отношение (около 1), что также говорит о происхождении базальтов из истощенной мантии.

В целом, по содержанию петрогенных элементов, микроэлементов и РЗЭ вулканиты баулуской свиты обнаруживают сходство с океаническими базальтами промежуточного или переходного типа – Т-MORB (от примитивных N-MORB к обогащенным элементами-примесями E-MORB). По распределению РЗЭ базальты также сходны с низкокальцевыми сериями энсиматических островных дуг.

Базальтоиды губерлинской свиты, слагающие различные тектонические пластины в бассейне р. Губерля, различаются между собой геохимическими особенностями [Борисёнок, Рязанцев, статья в настоящем сборнике]. В пластине, наиболее приближенной к Хабарнинскому офиолитовому массиву, базальты имеют низкие содержания TiO₂ – 0,87–1,56%, FeO/MgO = 1,1–1,4. По соотношениям Zr, Ti, Y, Sr, а так же РЗЭ базальты наиболее близки к СОХ, внутриплитным океаническим и островодужным толеитам. В северной полосе базальты более

титанистые (1,63–2,24% TiO₂). Тренд РЗЭ, нормированный по примитивной мантии, имеет довольно высокий градиент, с явным обогащением легкими лантаноидами и крупноионными литофилами (Rb, Ba, K) относительно СОХ. По соотношениям Zr, Ti, Y, Sr эффузивы близки базальтам океанических островов и внутриплитным океанического дна.

К комплексу приурочены колчеданные руды, связанные с деятельностью “черных курильщиков”, которые типичны для СОХ и внутриплитных океанских обстановок, задуговых, междуговых бассейнов, но отмечаются и на островных дугах [Гатинский и др., 2000; Миронов и др., 1999]. Несмотря на различные геохимические характеристики, базальтоиды баулуской, блявинской и губерлинской свит объединяет принадлежность к дифференцированной серии, в которой преобладают базальты, андезито-базальты, риолиты и дациты, а породы среднего состава находятся в подчиненном количестве. Формирование этого комплекса, по-видимому, происходило на энсиматической островной дуге, или вблизи ее. Колчеданносные комплексы уральского типа сравниваются с комплексами современных островных дуг, таких как Идзу-Бонинская, Новогейбридская, Тонга, Кермадек. Отмечается, что эти дуги на ранних стадиях характеризуются контрастной и непрерывной вулканогенными формациями [Гатинский и др., 2000].

В туфогенно-кремнистом типе (кураганская свита, O₁₋₃) преобладают аргиллиты, кремнистые аргиллиты и силициты, местами радиолариты, туфосилициты, кремнистые туффиты, тефроиды песчаной и алевритовой размерностей андезитового и кислого составов. В обломочных туффитах, помимо обломков осадочных пород, отмечаются зерна витрокластике, кварца, плагиоклазов, обломки основных и кислых эффузивов, их туфов. По соотношению Ti/Zr преобладающим предполагается средний состав исходных эффузивов, тогда как для кремнистых туффитов – кислый [Формации... 1978]. Синхронный вулканогенному туфогенно-кремнистый с базальтами и тефроидами комплекс кураганской свиты характеризует склон, подножие дуги и сопряженный с ней прогиб.

КРЕМНИСТО-ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫЙ ТИП

Кремнисто-черносланцевый тип представлен сакмарской свитой силура и перекрывающими ее кремнями девона. В покровах на периферии Блявинской и Утягуловской синформ эти отложения надстраивают разрез новокурской туфогенно-кремнистой толщи верхнего ордовика или тектонически отделены от покровов, сложенных кураганской свитой. В ядре Блявинской синформы породы этого типа тектонически залегают на баулуской и блявинской свитах. Отложения кремнисто-черносланцевого типа, как правило, тектонически перекрываются кремнисто-базальтовой с микститами толщиной девона. Тектонические покровы, сложенные этим типом, замещаются микститами, образованными за счет разрушения этих покровов.

Сакмарская свита представлена углисто-глинисто-кремнистыми, кремнистыми и доломитисто-кремнистыми сланцами. Как уже отмечалось выше, на восточном склоне гор Шайтантау (см. рис. 10) выше кремнистых тефроидов новокурской толщи согласно залегают углеродистые глинисто-кремнистые и доломитистые сланцы сакмарской свиты с *Ozarkodina aldridgei* Uyeno et Barnes, *Dapsilodus obliquicostatus* (Branson et Mehl) (т. 5) и в т. 6 – с граптолита-

ми *Lagarograptus acinaces* (Tomquist) (S₁ln) – 250–300 м. Толща перекрывающих кремней в этой структуре редуцирована за счет тектонического срезания. В районе д. Юмагузино-2 на правом берегу р. Кураган (см. рис. 6) сакмарская свита залегает выше кураганской свиты, в которой линзовидно чередуются красные туфогенные алевролиты, кремнистые туффиты, реже базальты и известняки. На белесых поверхностях слоев углеродистых сланцев в т. Б134 обнаружен смешанный, за счет переотложения, комплекс конодонтов (см. рис. 6). Это лландоверийские *Dapsilodus obliquicostatus* (Branson et Mehl), *Panderodus unicosatus* (Br. et Mehl), *Ozarkodina pirata* Uyeno et Barnes, *Oulodus* sp., *Panderodus gracilis* (Br. et Mehl), а также *Protopanderodus cooperi* (Sweet et Bergstrom) – нижний карадок, *Drepanoistodus suberectus* (Br. et Mehl) – O₂₋₃, *Scabbardella altipes* (Henningmoen) – O₃. Присутствие переотложенных форм подчеркивает первичные стратиграфические соотношения сакмарской и кураганской свит.

Наиболее полные разрезы этого типа изучены в ядре Блявинской синформы в районе Комсомольского колчеданного месторождения (см. рис. 4). Углеродистые сланцы налегают на базальты блявинской свиты. Структура нарушена серией чешуйчатых надвигов, неоднократно повторяющих последовательность в плане. Разрез начинается с углисто-глинисто-кремнистых сланцев с прослоями кремней и алевролитов (сакмарская свита – 100–200 м). Свита перекрывается пачкой плитчатых, а выше – комковатых кремней. В подошве – по данным бурения, сакмарская свита подстилается линзами (мощностью 10–60 м) валунно-галечных конгломератов с глыбами до 1.5 м. В обломках – кремнистые породы и базальты из перекрывающего покрова [Маслов и др., 1993]. По-видимому, это олистостром, маркирующий поверхность тектонического срыва. Возраст свиты определяется по граптолитам, начиная с самых низов среднего лландовери. На Комсомольском месторождении в разрезе скважины последовательно отмечаются находки граптолитов верхнего лландовери, венлока и пржидолия [Маслов и др., 1993].

В средней части разреза углеродистых сланцев в т. К81 нами найдены конодонты *Apsidognathus tuberculatus* Walliser, *Panderodus unicosatus* (Branson et Mehl), *Dapsilodus obliquicostatus* (Br. et Mehl), *Panderodus gracilis* (Br. et Mehl), *Ozarkodina* sp., *Oulodus* sp. – зоны *celloni*, *amorphognatoides* верхнего лландовери – нижнего венлока. Выше сакмарской свиты залегают слоистые серо-зеленые кремни (60 м) в т. К81а с конодонтами *Ancirodelloides transitans* (Bischoff et Sannemann), *A. eleanorae* (Lane et Ormiston), *Ozarcodina remscheidensis* (Ziegler) среднего лохкова. В серых комковатых кремнях в т. К74 – *Pandorinellina exigua philipi* (Klapper), *P. ex gr. steinhornensis* (Ziegler) нижней–средней праги. На кремни, вероятно, с тектоническим контактом, налегает кремнисто-базальтовая ишмуратовская свита. Фрагменты кремнисто-черносланцевого типа широко распространены по краям Блявинской и Утягуловской синформ и выделяются как акчурунская свита [Маслов и др., 1993]. При этом из кремней наиболее распространенными являются находки пражско-эмских конодонтов, что могло бы определять верхний возрастной предел комплекса. Вместе с тем, новые данные свидетельствуют о том, что верхняя граница этого типа разреза является плавающей и может охватывать интервал, включая средний девон.

К востоку от д. Чураево (см. рис. 9) обширные выходы кремней ассоциируют с офиолитокластовыми микститами. Кремни, как правило, подстилаются офикальцитами, а между ними располагаются линзы афировых базальтов. Офиолитокласты имеют также контакт с протяженными линзами кремнеобло-

мочных брекчий. В разрезе кремней, залегающих на офикальцитах, непосредственно выше подошвы в точках K54 и K57a собраны одинаковые комплексы *Ancyrodelloides transitans* (Bishoff et Sannemann), *Ozarkodina* cf. *remsheidensis* (Ziegler) среднего лохкова. В более высоких частях разреза, в т. E28, на трех уровнях в интервале 60 м обнаружены эмсские комплексы с *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.) и *Polygnathus* sp. При этом два верхних горизонта разделены пачкой кремнеобломочных конгломератов, гравелитов и песчаников. В кремнеобломочных брекчиях, расслоенных кремнеобломочными песчаниками в т. K2 собраны *Pandorinellina* ex gr. *steinhornensis* (Ziegler), *Pseudooneotodus* sp. праги–эмса. Таким образом, возраст кремней, помещенных в эту структуру, ограничивается лохковско-эмсским уровнем.

Более молодые кремни обнаружены на юге Утягуловской синформы, на ее замыкании (см. рис. 6). Здесь выше офиолитокластового микстита с офикальцитами залегают кремнистая толща. В меридиональном фрагменте структуры ряд точек охарактеризован конодонтами пражско-эмсского уровня. Южнее, на замыкании структуры, выше коричневых плитчатых параллельно-слоистых кремней (40 м), залегают серо-зеленые кремни, из которых в т. B130 собраны *Polygnathus* cf. *xylus ensensis* Ziegler et Klapper верхнего эйфеля – нижнего живета. Здесь же обнаружены переотложенные элементы *Pandorinellina* ex gr. *steinhornensis* (Ziegler) пражско-эмсского возраста. Выше (тектонически?) залегают кварцевые риолиты баулуской свиты ордовика и кремнисто-базальтовая ишмуратовская свита девона.

Фрагменты кремнисто-черносланцевого разреза и сопровождающие его олигомиктовые микститы установлены в ядре Хмелевской синформы (см. рис. 7). Здесь породы, по-видимому, находятся в перевернутом залегании и кремнистая толща с микститом в основании располагается выше кремнисто-базальтовой толщи девона (контакт между толщами неясный). В слоистых кремнях в т. B112 собраны *Polygnathus* cf. *inversus* Klapper et Johnson, *Pandorinellina* cf. *exigua exigua* (Philip), *Pandorinellina steinhornensis miae* (Bultinck) среднего эмса. В 0,8 м выше – *Tortodus kockelianus kockelianus* (Bishoff et Ziegler) верхнего эйфеля и переотложенные пражско-эмские *Pandorinellina* ex gr. *steinhornensis* (Ziegler), *Polygnathus dehiscens* Philip et Jackson, *Belodella* sp. Таким образом, стратиграфический диапазон, которому принадлежит этот тип разреза, охватывает интервал от нижнего силура по средний девон. При этом кремнистые толщи, которые его слагают, имеют “плавающую” верхнюю и, возможно, нижнюю границы. Широкий возрастной диапазон и состав определяют сходство данного типа разреза с конденсированным кремнистым. Как те, так и другие, выполняли глубоководные впадины. Кремнисто-черносланцевый тип представляет собой чехол бассейна между отмершей ордовикской островной дугой и пассивным краем Восточно-Европейского кратона. Кроме того, он накапливался на отмершей, разрушенной и погруженной дуге и в бассейне между этой дугой и Магнитогорской девонской дугой. Требуется дополнительных исследований изучение соотношений кремнистых пород этого типа с вулканогенной ишмуратовской. Не исключено, что они связаны стратиграфическим переходом со скользящей границей. Необходимы дополнительные исследования проблемы нижней и верхней возрастных границ этого комплекса. Все сказанное выше относится к элементам реальных разрезов. Однако, как будет показано в описании микститовых типов, в олистостроме в бассейне р. Губерля нами обнаружены кремни с нижнефаменскими конодонтами. Кроме того, в олистостроме, который

протягивается полосой из Сакмарской зоны от междуречья рек Большая Каяла, Малая Каяла и Губерля к р. Дергаиш, к северу от д. Мазово в структуру Присакмаро-Вознесенской зоны, в девонских (по конодонтам) кремнях обнаружены переотложенные силурийские и ордовикские конодонты, отличающиеся от девонских степенью вторичных изменений. Такие же данные получены по кремням, чередующимся с офикальцитами в районе д. Байгускарово в структуре Присакмаро-Вознесенской зоны [Борисёнок, Рязанцев, статья в настоящем сборнике]. Эти факты позволяют реконструировать интервал кремнисто-черносланцевого (и сходного кремнистого конденсированного) типа от ордовика до нижнего фамена включительно.

КОНДЕНСИРОВАННЫЙ КРЕМНИСТЫЙ ТИП

Этот тип наиболее полно [Артюшкова, 1991; Маслов и др., 1993; Рязанцев и др., 2000] изучен вдоль западного края Сакмарской зоны, где он подстилает флиш зилаирской серии. На хребте Сарбай, на крыле Рысаевской антиформы (см. рис. 3), выше кровли полимиктового олистострома, в котором присутствуют фаунистически доказанные блоки ордовика и нижнего девона, тектонически залегает толща кремнистых пород мощностью 120 м (сарбайская свита). Непосредственно выше подошвы в (т. 121) нами обнаружены *Ancyrodelloides transitans* (Bischoff et Sannemann) (D₁l), *Polygnathus varcus* Stauff., выше – *Polygnathus cf. xylus* Stauff., *Icriodus* sp. (D₂žv₂) и вблизи кровли – *Polygnathus dubius* Hinde, *Ancyrodella* ex gr. *gigas* Mill. et Young, *Palmatolepis* sp. (D₃f₂).

Для пород характерна пестрая окраска и различные текстуры. В разрезе чередуются серо-зеленые, голубоватые, бурые плитчатые, комковатые, тонкослоистые разности. Серо-голубые кремни с живетскими конодонтами обогащены конседиментационным пиритом. Выше залегает зилаирская серия, представленная ритмично чередующимися мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Как отмечалось ранее [Рязанцев и др., 2000], кремнистая толща смята в сложные складки, дисгармоничные общей структуре. Толща прерывисто прослеживается от хребта Сарбай к северу, в горах Шиньтау (рис. 12) и далее западнее гор Шайтантау (см. рис. 10) [Рязанцев и др., 2000], где по конодонтам также охватывает интервал от нижнего девона по франкий ярус. Стратиграфический объем, заключенный в тектоническом покрове, изменяется за счет дисгармоничной складчатости и срезания нижних уровней покрова. Наиболее наглядно это видно в железнодорожной выемке у ст. Сарбаево (см. рис. 3). Здесь на полимиктовый с многочисленными кремнистыми обломками и обрывками пластов олистостром [Руженцев, Хворова, 1973] налегают слоистые светло-серые, белые, желтоватые и голубоватые кремни. В 5 м выше подошвы кремней в т. E72 собраны нижнефранские *Polygnathus decorosus* Stauff., *Polygnathus* sp. У пересечения трассы Кувандык–Медногорск и руч. Тунеряк (см. рис. 12) наблюдается синклиналиная складка, ядро которой сложено флишем зилаирской серии. К северу от трассы крыло представлено кремнями на северном продолжении хребта Шиньтау. К югу от трассы в зачистке – скальные обнажения кремней южного крыла. В светло-серых, голубоватых полупрозрачных кремнях здесь собраны конодонты *Palmatolepis hassi* Muller et Muller, *Polygnathus timanicus* Ovnat. верхнего франа.

По данным геологической съемки (Н.Т. Видюков и др., 1995 г.), сарбайская свита распространена на восточном краю Сакмарской зоны. Кроме того, мож-

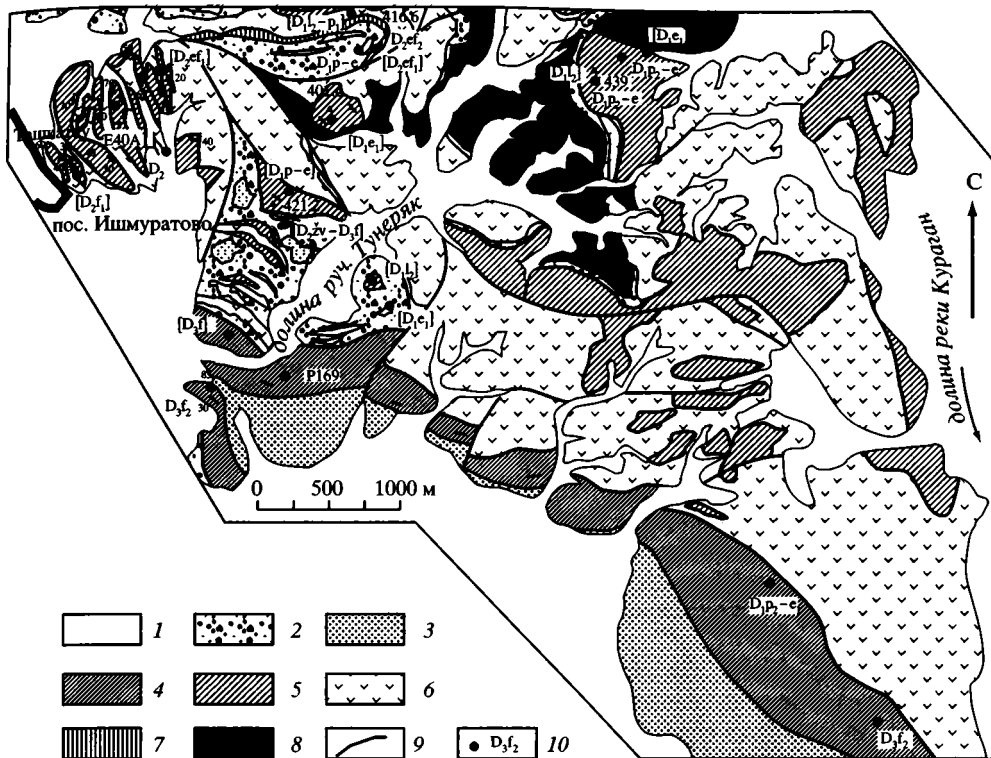
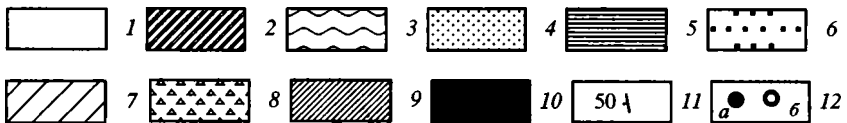
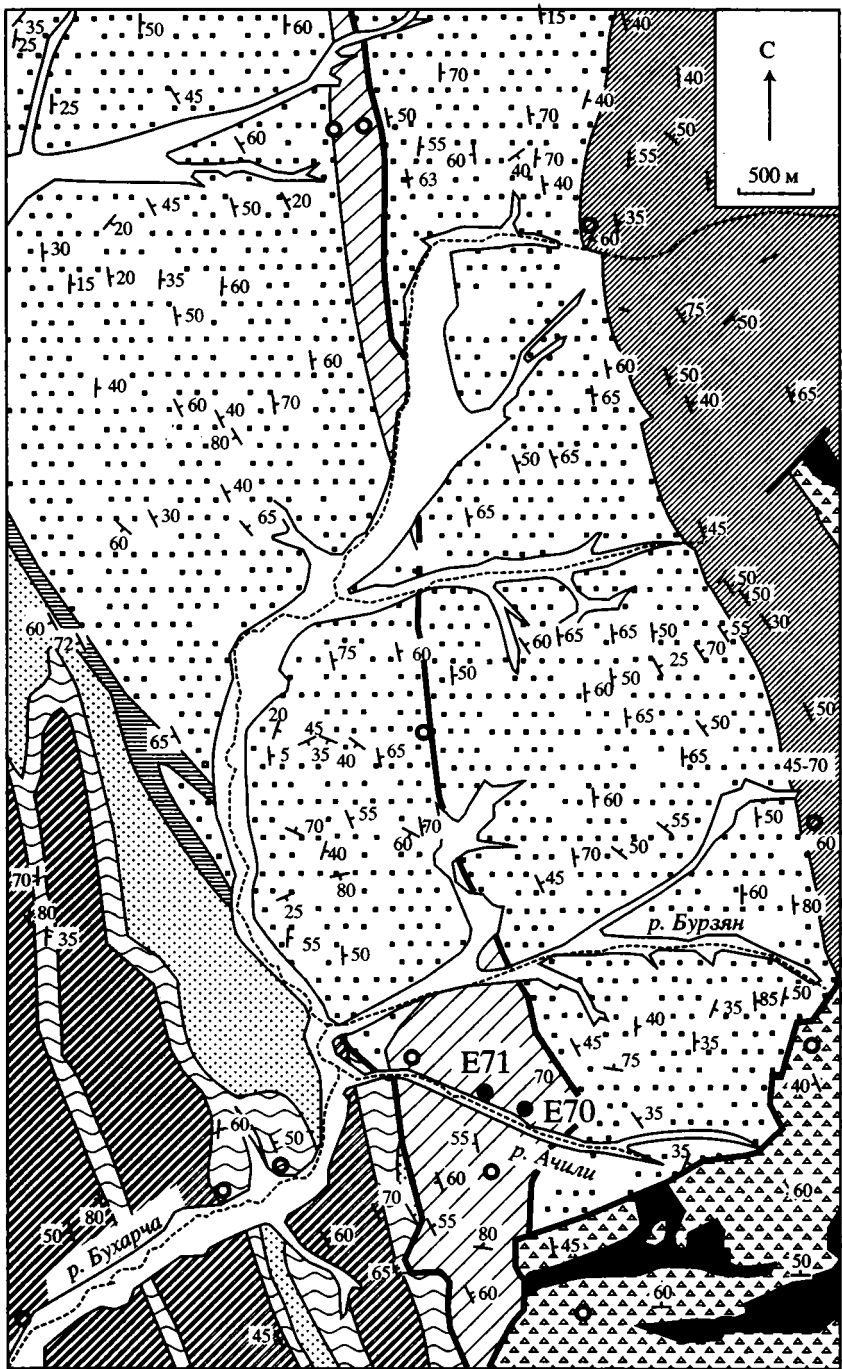


Рис. 12. Схема распространения палеозойских комплексов к востоку от пос. Ишмуратово
 1 – рыхлые кайнозойские отложения; 2 – полимиктовый олистостром ($D_3-C_1?$); 3 – флиш зилаирской свиты (D_3); 4 – кремнистый конденсированный разрез (сарбайская свита – D_{1-3}); 5 – кремнистые породы сарбайской свиты и акчуринской толщи, нерасчлененные; 6 – базальты; 7 – красные кремни в разрезе ишмуратовской свиты; 8 – серпентиниты; 9 – тектонические контакты; 10 – точки с конодонтами и их возраст, в квадратных скобках – данные: [Маслов и др., 1993; Аристов и др., 2000; Руженцев и др., 2001]

но предположить ее присутствие на восточном и западном крыльях Сакмарской синформы, на границе с зилаирской серией, где выходы кремней условно относились к акчуринской или сакмарской свитам. На различных уровнях нижнего девона в тонких прослоях кремни содержат обильную примесь тефры.

ФЛИШЕВЫЙ ТИП

На крыльях Рысаевской и Сарбайской антиформ, вдоль хребта Шиньтау, на кремнистых породах конденсированного разреза согласно, вероятно, с постепенным переходом, залегают ритмично переслаивающиеся мелкозернистые песчаники и алевролиты серо-зеленого цвета, относящиеся к зилаирской серии. Породы имеют граувакковый состав. На данной территории возраст серии (свиты) ограничивается верхним девонem (Н.Т. Видюков и др., 1995 г.; В.Ф. Кондратенко, 1996 г.). Определенную путаницу и неудобства создает выделение в стратиграфических схемах зилаирской серии, состоящей из зилаирской и перекрывающей ямашлинской свит, или еще большего числа свит, а также включение, или невключение, в состав серии турнейской мазитовской свиты [Кулагина,



1996; Мизенс, 2002; Пазухин и др., 1996; Пучков, 2000]. По комплексу органических остатков зилаирская свита охватывает интервал мендымского и кушелгинского горизонтов франа – нижнего фамена. Преимущественно граувакковый флиш верхнего девона с уровнями глинисто-кремнистых пород, начиная с верхов турне и до среднего карбона, сменяется, в основном, калькаренитовым флишем. В породах присутствуют уровни, сложенные детритом мелководной органики – брахиопод, криноидей, мшанок и др. На различных уровнях в верхнем девоне и карбоне отмечаются микститы, аллохтонный материал в которых представлен преимущественно мелководными известняками. На этом фоне контрастно выделяется уровень глинисто-кремнистых сланцев. В бассейне р. Бухарча (Н.Т. Видюков и др., 1995 г.; В.Ф. Кондратенко, 1996 г.) они выделяются как киинская свита (рис. 13). Опорные разрезы свиты описаны южнее, на широте южного окончания Сакмарского аллохтона [Мизенс, 2002; Пучков, 2000]. Там она представлена гониатитовыми глинистыми известняками, глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами, кремнями. Сходные по облику и составу породы изучены нами к западу от Рысаевской антиформы (см. рис. 3). В пределах первого и второго участков разрез представлен вишнево-красными слоистыми алевролитами, аргиллитами, глинисто-кремнистыми сланцами с горизонтами и пачками серо-зеленых и фишашковых алевролитов и аргиллитов. В породах на сближенных уровнях наблюдаются радиолярии, конодонты и отпечатки наземной листовой флоры. Конодонты принадлежат различным уровням верхнего девона.

На западном крыле Рысаевской антиформы (см. рис. 3), к югу от ст. Сарбаево, выше кремнистых пород девона (сарбайской свиты), разрез которых венчается кремнями верхнего франа, согласно залегают серо-зеленые песчаники и алевролиты с игольчатой отдельностью, с которых начинается разрез зилаирской серии. В 50 м западнее подошвы протягивается линзовидное тело, протяженностью до 1 км, пестрых кремнистых параллельно-слоистых алевролитов мощностью до 40 м. Преобладают красноватые, в меньшей степени, – серо-зеленые окраски. Породы слагают гриву, в 10 м к западу от вершины которой из серо-зеленых пород в т. E74 собраны *Mesotaxis asymmetricus* (Bischoff et Ziegler), *Palmatolepis transitans* Müller, *Pandorinellina* cf. *insita* (Stauf.) нижнего франа. На вершине в красных разностях – *Palmatolepis hassi* Müller et Müller, *Polygnathus* sp. верхнего франа.

Западнее, после интервала (10 м) алевролитов и песчаников, аналогичных по облику породам зилаирской свиты, залегают пачка (20–30 м) глыбовых кремнеобломочных брекчий, с обломками темно-серых и черных кремнистых туффитов. Из матрикса, сложенного матовыми белыми рыхлыми кремнистыми алевролитами, нами ранее собраны фаменские *Palmatolepis glabra prima* Ziegler et Huddle [Рязанцев и др., 2000]. В 2003 г., при повторных сборах, в т. E75А обнаружены *Palmatolepis perlobata* Ulrich et Bassl. нижнего фамена, а в т. E75 – *Palmatolepis perlobata* Ulrich et Bassl., *Polygnathus* sp. – D₃fm₁, зона *rhomboidea*. За-



Рис. 13. Схема соотношения комплексов Сакмарской и Зилаирской зон

1 – рыхлые кайнозойские отложения; 2–7 – терригенные, терригенно-карбонатные и глинисто-кремнистые флишидные отложения; 2 – иткуловской (C_{1v}), 3 – куруильской (C_{1t2}), 4 – мазитовской (C_{1t1}), 5 – ямашлинской (D₃–C_{1t1}), 6 – зилаирской (D₃), 7 – киинской (D₃) свит; 8 – полимиктовый покровно-olistостромовый комплекс (D₃–C₁?); 9 – кремнистые породы конденсированного кремнистого и кремнисто-черносланцевого типов, нерасчлененные; *0 – офiolитокластовые микститы; 11 – элементы залегания; 12 – точки сборов органических остатков авторов (а) и их предшественников (б)

паднее не обнажено, а за руслом оврага в полях редко наблюдается элювий терригенных пород, похожих на зилаирский флиш. На восточном крыле Рысаевской антиформы, по данным Маслова и др. [Маслов и др., 1993], выше сарбайской свиты залегает пачка серо-зеленых аргиллитов с линзами пестрых кремней, мощностью от 2–3 см до 2 м и более, сменяющихся пестрыми глинистыми кремнями. Кремни содержат франские конодонты, которые, по данным авторов, характерны для мукасовского горизонта восточного склона Урала. Вероятно, этот уровень соответствует уровню точки E74 на западном крыле антиклинали.

Киинская свита, выделяемая к север-северо-западу от г. Кувандык, в бассейнах рек Бухарча, Малая Бухарча, образует широкие (1.5 км) и протяженные выходы (см. рис.13). Со всех сторон она окружена обнажениями пород зилаирской свиты. На правом берегу руч. Ачили, к западу от выходов зилаирского флиша, в котором картируются линейные складки западной вергентности, залегает пачка (150 м) преимущественно серо-зеленых и голубоватых ритмично-слоистых мелкозернистых песчаников и алевролитов с горизонтами красных алевролитов и кремнистых алевролитов. В зеленых породах собраны отпечатки наземной листовой флоры. В красных прослоях из т. E71 собраны конодонты *Palmatolepis cf. glabra glabra* Ulrich et Bassler, *Polygnathus* sp., принадлежащие нижнему фамену, верхам зоны *crepida-rhomboides-marginifera*. Западнее в разрезе преобладают красноватые алевролиты и кремнистые алевролиты. В 430 м к западу от т. E71 в красных алевролитах собраны *Palmatolepis glabra glabra* Ulrich et Bassler, *Palmatolepis marginifera* Ziegler, *Palmatolepis glabra elongata* Holmes, принадлежащие нижнему фамену, зоне *marginifera*. В данной структуре киинская свита слагает, по-видимому, синформу, залегающую выше зилаирской свиты. По крутому надвику на западе она имеет контакт с мазитовской и куруильской свитами нижнего карбона. Севернее киинская свита образует узкую (250 м) полосу среди обширного поля зилаирской свиты. Здесь также проявлена западная вергентность, и к востоку зилаирский флиш имеет ширину 1.5 км, а к западу – 3 км. На западе зилаирский флиш параллельно и, скорее всего, согласно, перекрывается ямашлинской свитой. Разрез последней (около 100 м) представлен переслаивающимися известняками, алевролитами, глинистыми сланцами и кремнями с конодонтами среднего и верхнего фамена [Пазухин и др., 1996]. Выше согласно залегает последовательный ненарушенный разрез карбона.

Для более южных районов высказывалась точка зрения о тектоническом смещении различных по глубокководности (киинской и зилаирской свит) элементов флишевого прогиба [Пучков, 2000]. Данные, полученные в Кувандыкском районе, согласуются с этими выводами. Действительно, киинская свита в бассейне р. Бухарча и глинисто-кремнистая толща к югу от ст. Сарбаево по составу и облику абсолютно идентичны. Но в районе ст. Сарбаево неполный разрез ее и ассоциирующих кремнеобломочных брекчий охватывает интервал от нижнего и верхнего франа до средней части нижнего фамена, т.е. содержит элементы древнее, чем верхи залегающей ниже сарбайской свиты. Вообще, по описанию, эта толща имеет сходство по составу и возрасту с ибрагимовской свитой, выделяемой в восточной части Зилаирской зоны [Пазухин и др., 1996]. Положение в структуре позволяет предполагать, что глинисто-кремнистые отложения тектонически залегают на аллохтоне, сложенном сарбайской и перекрывающей зилаирской свитами. Таким образом, зилаирский флиш принимает участие в структуре двух аллохтонов. Первый имеет в основании конденсированный кремнистый разрез сарбайской свиты, а второй – алевролитовую, глинисто-

кремнистую флишоидную киинскую свиту и ее более древний фациальный аналог. Оползание покровов происходило в глубоководный бассейн, и они перекрываются ямашлинской, а затем мазитовской (турне) свитами. Богатая примесь в терригенных породах последней слюды свидетельствует о размыве и дальнейшем нивелировании поднятий, со склонов которых происходило сползание верхних покровов. Ямашлинская и мазитовская свиты определяют время накопления неоавтохтона.

На востоке, между Сакмарской и Уралтауской зонами, зилаирская серия вскрывается в ядрах антиформ (Б.Ф. Хромых и др., 1967 г.; Ю.Г. Братухин и др., 1965 г.; Н.Т. Видюков, 1995 г.). В этих структурах породы зилаирской серии неравномерно расланцованы.

КРЕМНИСТО-БАЗАЛЬТОВЫЙ С МИКСТИТАМИ ТИП

Кремнисто-базальтовый с микститами тип принадлежит нижнему и среднему отделам девона. На северо-восточном крыле Утягуловской синформы (см. рис. 9) образования этого типа налегают на вулканиты губерлинской свиты среднего–верхнего ордовика. В ядре Блявинской и Утягуловской синформ (см. рис. 4, 6) и к западу от гор Шайтантау (см. рис. 10) они располагаются структурно выше тектонических пластин, сложенных углеродистыми сланцами сакмарской свиты силура и перекрывающих ее кремней нижнего–среднего девона, либо структурно выше кремнеобломочного олистострома, образованного за счет разрушения этих тектонических пластин. Породы этого типа также тектонически сближены с баулуской и блявинской свитами. Ранее на рассматриваемом уровне выделялись девонские чанчарская, утягуловская и ишмуратовская свиты, причем первая рассматривалась как вулканогенно-микститовая [Маслов и др., 1993]. Более поздними исследованиями [Аристов и др., 2000; Карякин и др., 2002; Руженцев и др., 2001] показано, что девонские вулканиты с кремнистыми и кремнисто-микститовыми уровнями образуют непрерывную, сложно построенную толщу, расчленить которую на регионально картируемые уровни не представляется возможным, и предложено выделять как единый стратон – ишмуратовская свита [Аристов и др., 2002].

На северо-восточном крыле Утягуловской синформы (см. рис. 9) выше базальтов губерлинской свиты, расслоенных красными туфогенными алевролитами, залегает толща базальтов (400 м), в которых отмечаются изолированные линзовидные глыбы кварцевых и аркозовых песчаников, серых и серо-зеленых кремней и кремнеобломочных брекчий; местами кремни образуют тонкие (0.2–2 м) горизонты, расслаивая базальты. В ряде точек в кремнях, в том числе тех, которые расслаивают базальты, обнаружены конодонты *Pandorinellina* ex gr. *steinhornensis* (Ziegler) уровня прагий–эмс. В ядре Утягуловской синформы (см. рис. 6) структурно выше кремнеобломочного покровно-олистостромового комплекса, в котором обнаружены конодонты нижнего–среднего девона залегают серо-зеленые афировые базальты с линзами (5–15 м) серо-зеленых плитчатых и комковатых кремней. В т. К-19 здесь обнаружены *Pandorinellina* ex gr. *steinhornensis* (Ziegler), а в т. К-18 – *Pandorinellina* cf. *steinhornensis* (Ziegler), *Bellodella* sp.

В ядре Блявинской синформы (см. рис. 4), в районе Комсомольского колчеданного месторождения, на правом берегу р. Херсонка в пластинах, ограниченных чешуйчатыми надвигами, повторяется последовательность, в которой при-

сутствует ишмуратовская свита. В нижней части пластин обнажаются углеродистые и кремнисто-углеродистые сланцы сакмарской свиты, выше залегают серо-зеленые плитчатые кремни, из которых в т. К-816 собраны конодонты среднего лохкова, а в т. К-74 – пражские. Залегающие выше афировые базальты расслоены горизонтами (5–10 м) серых комковатых кремней. В т. К-86a1 собраны *Pandorinellina* ex gr. *steinhornensis* (Ziegler), *Pseudooneotodus* sp. уровня прайг-эмс, а в К-86a2 – *Polygnathus* cf. *inversus* Klapper et Johnson, *Pandorinellina* sp. – “средний” эмс, зона *inversus*.

На правом берегу р. Чебакла (см. рис. 7) протягивается синформа, ядро которой сложено кремнеобломочным олистостромом, а крылья – кремнисто-базальтовыми комплексами ордовика и девона. На западном крутом крыле синформы (залегание субвертикальное) наблюдается следующая последовательность:

Мощность, м

- | | |
|---|-----|
| 1. Базальты афировые с горизонтом (15 м) в средней части серо-зеленых кремней | 50 |
| 2. Кремни крупноплитчатые, светло-зеленые и светло-коричневые | 25 |
| 3. Базальты афировые с горизонтом (20 м) линзовидно переслаивающихся черных радиоляриевых кремней и серых известняков | 80 |
| 4. Базальты и линзы серо-зеленых кремней | 200 |

Выше залегают глыбовые кремнеобломочные брекчии с аргиллитовым матриксом и линзами кремнеобломочных гравелитов и песчаников. В кремнях слоя 1 (т. P308) собраны *Pandorinellina exigula philipi* (Klapper) – D_{1p}; в слое 2 (т. P307) – *Pandorinellina* ex gr. *steinhornensis* (Ziegler), *P. exigua exigua* (Phillip) – верхний эмс и переотложенный *Polygnathus* cf. *dehiscens* Phillip et Jackson (нижний эмс); в слое 3 – *Pandorinellina* cf. *expansa* Uyeno et Mason (верхний эмс – нижний эйфель).

Довольно полный разрез вулканогенной толщи изучен в бассейне рек Кураган и Тунеряк в районе д. Ишмуратово (см. рис. 12). Ранее здесь была выделена ишмуратовская свита, в разрезе которой отмечались прослои кремней со среднедевонскими конодонтами [Маслов и др., 1993; Артюшкова и др., 1991]. Работами С.В. Руженцева с соавторами [Аристов и др., 2000; Карякин и др., 2002; Руженцев и др., 2001] установлено, что структурно выше вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований ордовика–силура залегают базальтовая толща, в которой в нижней части обнаружены эйфельские конодонты, а в верхней – конодонты пограничных слоев живета–франа. Базальты расслоены горизонтами кремнистых пород, но наиболее типичны линзы и пачки кремнеобломочных пород, представляющих собой олистостромы. Авторами объединены в единую последовательность уровень с базальтами и полимиктовый олистостром, не содержащий слоев эффузивов. Именно в олистостроме, на южном склоне высоты 421.2, найдены конодонты, принадлежащие пограничному уровню живета и франа.

В целом, на этой площади представлен элемент антиформы, верхний структурный уровень которой сложен тектоническим покровом. В основании последнего располагается сарбайская свита (конденсированный кремнистый разрез девона), стратиграфически перекрытая флишем зилаирской свиты. Структурно ниже, как и в Рысаевской антиформе, которая является продолжением этой структуры, распространены обрывки тектонических покровов, сложенных базальтами, кремнями, ультрабазитами и полимиктовыми олистостромами.

В структуре выделяется ряд частных антиформ.

В ядре одной из них находятся серпентинизированные гарцбургиты, с которыми связано несколько проявлений хризотил-асбеста. В районе высоты 439.7

они через горизонт кремнеобломочных брекчий полого (30–45°) перекрываются серыми слоистыми кремнями с бугристыми поверхностями, которые слагают также гряды на восточном склоне и у подошвы этой горы. На склоне вместе с коренными выходами кремней в ряде мест отмечаются высыпки углеродистых сланцев, типичных для сакмарской свиты. Из кремней на вершине гряды С.В. Руженцевым с коллегами [Руженцев и др., 2001] собраны конодонты верхнего лохкова, а нами в т. 03-117 – *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.), *P. postexelsa* Wang et Ziegl. (D_{1p2}-e). В 100 м ниже по восточному склону, в т. 03-118, найдены конодонты *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.) аналогичного уровня. Этот фрагмент разреза имеет черты сходства с кремнисто-черносланцевым разрезом на крыльях Утягуловской синформы, где он также располагается выше уровня с ультрабазитами.

Другая антиформа, у которой сохранилась восточная периклиналь, протягивается в широтном направлении к северу от высоты 401.6 и на высоте 416.6. В ядре здесь обнажается полимиктовый олистостром с глыбами и обрывками пластов серых кремней, базальтов и аркозых со слюдой песчаников кидрясовской (O₁) свиты. На олистостроме залегают тектонический покров серо-зеленых базальтов, в которых вблизи подошвы (2–5 м) протягивается пласт мощностью 3–5 м красных параллельно-слоистых кремней, круто (60–75°) падающий на замыкании на восток. По данным С.В. Руженцева и В.А. Аристова, кремни охарактеризованы конодонтами нижнего эйфеля [Аристов и др., 2000; Руженцев и др., 2001]. Из кровли пласта в т. E44Б нами собраны многочисленные отпечатки, среди которых определены *Polygnathus cf. trigonicus* Bisch et Ziegl., *Tortodus cf. kockelianus australis* (Jackson) верхнего эйфеля. В 10 м ниже кровли покрова – олистоплак серых кремней, расположенный поперечно по отношению к подошве покрова, в т. E44А содержит *Pandorinellina ex gr. steinhornensis* (Ziegl.), *Panderodus* sp., *Belodella* sp. (D_{1p}-e).

Фрагмент покрова базальтов, расслоенных красными кремнями, изучен нами, вслед за В.А. Масловым с коллегами [Маслов и др., 1993], в 1 км к востоку от д. Ишмуратово. Здесь красные слоистые кремни, окруженные базальтами, слагают ядро антиклинали. Площадь их выходов не превышает 50 м². Нам удалось обнаружить несколько отпечатков, в том числе *Polygnathus ex gr. linguiformis* Hinde среднедевонского возраста. По данным наших предшественников [Маслов и др., 1993], здесь обнаружены *Polygnathus trigonicus* Bisch. et Ziegl., *P. robusticostatus* Bisch. et Ziegl. Авторы отмечают, что этот комплекс начинается свое распространение с зоны *australis*.

Структурно выше этой точки базальты перекрываются серыми кремнями, которые на горе Башкатау, бронируя базальты, слагают несколько синклинальных складок. Здесь в серо-коричневых кремнях были известны находки *Polygnathus eiflii* Bisch. et Ziegl., *P. linguiformis linguiformis* Hinde [Маслов и др., 1993], а по данным С.В. Руженцева [Руженцев и др., 2001], – конодонтов нижнего эйфеля.

На наш взгляд, эта структура приближена к сарбайскому покрову и может представлять его элемент. Это относится и к фрагменту разреза кремней, бронирующих вершину и северный склон высоты 421.2, которые вместе с кремнями сарбайского покрова образуют крылья антиформы; в ядре нее находится полимиктовый олистостром и фрагменты сарбайского покрова. Кремни и подстилающий олистостром, по крайней мере, три раза, повторяются в линзе, падающей к северу среди базальтов к северо-востоку от вершины. В этой линзе хорошо отпрепарирован олистостром, мощностью до 5 м, представленный

полимиктовыми несортированными песчаниками с глыбами и линзовидными обрывками пластов кремней и базальтов. К югу от высоты 421.2 олистостром обнажен хуже. Здесь его прорывают многочисленные тела фельзитов – остатки вулканического аппарата. Помимо глыб кремней, в которых обнаружены обрывки пластов кремней с конодонтами, принадлежащими интервалу вблизи границы живета и франа [Руженцев и др., 2001], здесь есть редкие глыбы офи-кальцитов.

В итоге, можно сказать, что в пределах опорного участка к разрезу вулканогенной толщи, выделяемой как ишмуратовская свита, наиболее достоверно принадлежат лишь красные кремни, охарактеризованные конодонтами верхнего эйфеля. Отнесение других кремней, распространенных в этой структуре, к разрезу недостаточно обосновано, так же, как и отнесение полимиктового олистострома к разрезу вулканогенной серии.

Ранее нами описано сонахождение живетско-франских кремней и базальтоидов на левом берегу р. Сакмара к востоку от д. Новокурский [Рязанцев и др., 2000]. Отмечался необнаженный контакт между ними и условно делался вывод о возможной принадлежности кремней и базальтов единому разрезу. Учитывая, что в кремнях, помимо форм, находящихся *in situ*, присутствуют формы, включая пражско-эмские, мы считаем, что кремни являются фрагментом кремнистого разреза широкого возрастного диапазона, возможно, сарбайской свиты, а в данной структуре слагают аллохтон, не имея с базальтами стратиграфических соотношений.

В целом, кремнисто-базальтовый с микститам комплекс охватывает интервал от пражского яруса до эйфельского включительно.

Анализ петролого-геохимических особенностей девонских вулканитов (ишмуратовская свита) не позволяет однозначно судить о геодинамической обстановке их формирования. По данным Ю.В. Карякина с соавторами [Карякин и др., 2002], вулканиты толщи представляют единую дифференцированную умеренно титанистую, низкоглиноземистую толеитовую серию базальт-андезибазальт-андезитового состава. Здесь отмечаются базальты с геохимическими характеристиками океанических толеитов, а также островодужные толеиты. По соотношениям Nb/Zr – Ba/Zr точки ложатся в поля базальтов задуговых бассейнов.

Возвращаясь к тому, что ранее на площади распространения рассматриваемого комплекса выделялась чанчарская (вулканогенно-микститовая) свита [Маслов и др., 1993], можно отметить, что она не соответствует стратотипу по химизму вулканитов. Еще в работе В.Н. Колесникова [1974] было показано отсутствие трахибазальтов с калиевым типом щелочности в вулканитах, относимых к чанчарской свите в Медногорском районе. По возрасту и переслаиванию базальтов с кремнеобломочными породами вулканиты Медногорского района сопоставляются с мостостроевской свитой Присакмаро-Вознесенской зоны [Пучков, 2000]. Наиболее вероятная геодинамическая позиция комплекса – это формирование в структуре аккреционной призмы. Такая точка зрения высказана С.В. Руженцевым [Руженцев и др., 2001]. Уточняя эту модель, мы высказываем предположение, что формирование комплекса связано с погружением под аккреционную призму спрединговой зоны.

МИКСТИТОВЫЕ ТИПЫ

Микститы – олистостромы и покровно-олистостромовые комплексы – распространены на разных структурных и стратиграфических уровнях. Впервые олистостромы описаны в этом районе С.В. Руженцевым и И.В. Хворовой [1973]. Нами был обоснован позднедевонский возраст для полимиктовых олистостромов, так как в глыбах кремней, которые сочетаются в структуре с базальтами и глыбами черных сланцев, были обнаружены живетско-франские конодонты [Рязанцев и др., 2000]. После геологических съемок В.Т. Тищенко и др. (1988 г.) в этом районе была выделена чанчарская свита раннедевонского возраста, в которой базальты содержали глыбовые уровни полимиктового состава [Маслов и др., 1993]. С.В. Руженцевым с соавторами [Аристов и др., 2000; Руженцев и др., 2001] было обосновано присутствие олистостромовых кремнеобломочных горизонтов и пачек внутри средне-верхнедевонского эффузивного разреза. Полимиктовые олистостромы при этом помещались на более высокие уровни девона.

Наиболее молодые по возрасту олистолитов олистостромы обнаружены нами в бассейне р. Губерля [Рязанцев и др., 2002]. Как отмечалось выше, здесь по серии чешуйчатых взбросо-надвигов многократно повторяются в плане выходы ордовикской губерлинской свиты и олистостром (см. рис. 8). Олистостром сложен глыбами преимущественно темно-серых кремнистых пород. На некоторых уровнях кремни сопровождаются известняками, или олистостром наполняется обломками пород офиолитовой ассоциации. В кремнях обнаружены конодонты лохкова, эмса, живета, верхнего франа и нижнего фамена. В районе т. Б83 породы олистострома и губерлинской свиты неравномерно рассланцованы (ранее здесь выделялась каялинская свита кембрия или верхнего докембрия). В этой точке в олистоплаке кремней найдены *Palmatolepis hassi* Müll. et Müll. верхнего франа. Важной является т. 88 на правом берегу р. Губерля в 800 м от северной окраины д. Белошапка по азимуту 315 и в 350 м от отметки 309.6 по азимуту 215. Здесь обнаружены *Palmatolepis triangularis* Sann нижнего фамена (зона *triangularis*), что позволяет сделать вывод о том, что олистостром формировался в послераннефаменское время. Олистостром находится внутри ареала зонального метаморфизма. Учитывая, что возраст самого молодого метаморфизма оценивается как визейский [Glasmacher et al., 2000], возраст олистострома ограничен интервалом фамен – ранний карбон.

Широкое распространение в структуре имеют кремнеобломочные олистостромы и покровно-олистостромовые комплексы, образованные за счет перемещения и разрушения тектонических покровов, сложенных породами кремнисто-черносланцевого типа разреза. Как отмечалось выше, тектонический покров, сложенный в ядре Блявинской синформы сакмарской свитой и перекрывающими ее кремнями нижнего девона, подстилается олистостромом, образованным за счет разрушения покрова. Латерально покров замещается кремнеобломочной толщей, в которой линзовидно переслаиваются глыбовые и псаммитовые разности и содержатся крупные пластовые отторженцы кремней. Из этого уровня известны многочисленные находки силурийских граптолитов и девонских конодонтов. Кремнистые в сочетании с кремнеобломочными уровнями принято выделять как акчуринскую толщу [Маслов и др., 1993]. Толща часто залегает на офиолитокластовом микстите, а перекрывается (тектонически?) ишмуратовской базальтовой с микститами свитой. Она широко распространена по периферии Блявинской, Утягуловской и в ядре Хмелевской синформ. Новые

данные свидетельствуют о присутствии в разрезе кремнеобломочной толщи кремнистых пород нижнего и среднего девона. Как отмечалось при описании кремнисто-черносланцевого типа, в районе д. Юмагузино-1 (см. рис. 9) кремнеобломочные микститы с эмсскими конодонтами в обломках кремней слагают покровно-олистостромовый комплекс вместе с офиолитокластовыми микститами и покровами, сложенными лохковско-эмсскими кремнями. В данном случае возраст микститов ограничивается эмсом. Микститы имеют скользящую верхнюю границу, о чем свидетельствует то, что в других местах кремни в микститах имеют среднедевонский возраст.

Офиолитокластовые микститы распространены очень широко по периферии Утягуловской, Блявинской и Хмелевской синформ. На геологических картах они показаны обычно серпентинитовыми меланжами. В составе этого покровно-олистостромового комплекса принимают участие пластины и блоки, сложенные различными породами офиолитовой ассоциации, представляя ее полный разрез. Наиболее типичны серпентинизированные гарцбургиты. В районе д. Акчура они содержат жилы пегматоидных ортопироксенитов и габбро. Крупные блоки на западном и восточном крыльях Утягуловской синформы образуют массивные габбро и габбро-амфиболиты, прорванные штоками плагиогранитов и содержащие рои долеритовых даек типа “дайка в дайке”. Достаточно условно можно считать, что это – фрагменты ассоциаций, представленных в Хабаровинском и Кемпирсайском массивах, для пород которых многие абсолютные датировки свидетельствуют о силурийском и девонском возрасте [Пушкарев, Калеганов, 1993, Melcher et al., 1999]. На этом структурном уровне присутствуют осадочные обломочные породы, также представляющие в обломках офиолитовую ассоциацию. В первую очередь это – серпентинитовые брекчии, конгломерато-брекчии и псаммитовые разности, которые, в основном, служат матриksom для крупных глыб и пластин. Повсеместно распространены офикальциты, залегающие на блоках серпентинитов, серпентинитокластовых породах, расслоенные серпентинитовыми песчаниками и алевролитами. Широким распространением пользуются кремнистые и кремнеобломочные породы, которые либо венчают разрез дезинтегрированных офиолитов, либо заключены внутрь разреза офикальциев. Отмечаются кремнисто-базальтовые линзы, залегающие на дайковом комплексе.

Между руслом руч. Терекля и дорогой к д. Чураево (см. рис. 9) внутри поля распространения кремней и офиолитокластов находятся многочисленные мощные – до 40 м, протяженные линзы рифогенных известняков. Большой объем в них занимают колонии табулят и строматопорат. По кораллам, брахиоподам, фораминиферам и водорослям определен эмсский возраст известняков (Н.Т. Видюков и др., 1995 г.). Известняки не образуют шлейфов обломочных пород внутри структуры микститов. Вероятно, это рифовые постройки, основанием которым служили офиолито- и кремнекласты и пластины близких по возрасту кремнистых пород.

К западу от д. Хмелевка, на левом берегу руч. Кызымбадка (см. рис. 7), офиолитокластовый комплекс представлен глыбами габбро, пироксенитов, серпентинитов с массивными хромитами, долеритов, габбро и кремнистых пород. Матрикс представлен серпентинитами, серпентинитовыми брекчиями и песчаниками. Офиолитокласты имеют тектонический контакт с пластиной нижнедевонских кремнистых пород. Два утеса внутри офиолитокластового уровня (рис. 14) сложены среднезернистыми меланогаббро, которые сменяются сначала мономиктовыми габбровыми брекчиями (5 м), а затем – полимиктовыми конгломератами

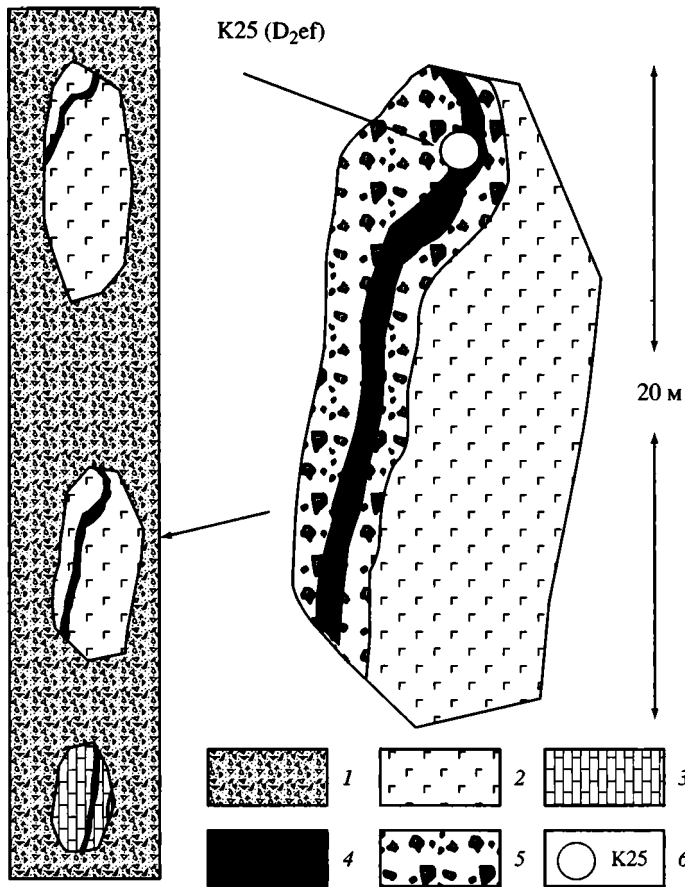


Рис. 14. Элемент структуры офиолитокластового микстита в районе балки Кызымбадка

1 – серпентинитокластовые брекчи, песчаники; 2 – мезократовые габбро и габбровые брекчи; 3 – офикальциты; 4 – красные алевролиты; 5 – полимиктовые седиментобрекчи; 6 – точка сбора конодонтов

то-брекчиями (2 м), расслоенными красными алевролитами (0.2–0.3 м). Последние содержат зерна пироксенов и основных плагиоклазов. В алевролитах обнаружены конодонты *Polygnathus* ex gr. *costatus* Klapp., *Tortodus intermedius* (Bult.), *Belodellas* sp., характерные для эйфельского яруса (по-видимому, нижнего подъяруса). В расслоенном поблизости утесе офикальциты расслоены такими же красными алевролитами, но с зернами серпентинитов.

Особое место в структуре офиолитокластовых микститов занимают офикальциты. Офикальциты рассматриваются нами как продукты аналогов современных гидротермальных полей, приуроченных к выходам на дно бассейна ультрабазитов. Их формирование сопровождается процессом серпентинизации. Гидротермальные поля имеют температурную зональность. Низкотемпературные образования, присущие “белым курильщикам” типа Lost City являются безрудными, а к высокотемпературным (поле Логачева) приурочены медно-колчеданные с кобальтом руды [Богданов, 1997]. На Южном Урале к ультрабазитам и пережывающим офикальцитам приурочены колчеданные кобальт-медные руды

данные свидетельствуют о присутствии в разрезе кремнеобломочной толщи кремнистых пород нижнего и среднего девона. Как отмечалось при описании кремнисто-черносланцевого типа, в районе д. Юмагузино-1 (см. рис. 9) кремнеобломочные микститы с эмскими конодонтами в обломках кремней слагают покровно-олистостромовый комплекс вместе с офиолитокластовыми микститами и покровами, сложенными лохковско-эмскими кремнями. В данном случае возраст микститов ограничивается эмсом. Микститы имеют скользящую верхнюю границу, о чем свидетельствует то, что в других местах кремни в микститах имеют среднедевонский возраст.

Офиолитокластовые микститы распространены очень широко по периферии Утягуловской, Блявинской и Хмелевской синформ. На геологических картах они показаны обычно серпентинитовыми меланжами. В составе этого покровно-олистостромового комплекса принимают участие пластины и блоки, сложенные различными породами офиолитовой ассоциации, представляя ее полный разрез. Наиболее типичны серпентинизированные гарцбургиты. В районе д. Акчура они содержат жилы пегматоидных ортопироксенитов и габбро. Крупные блоки на западном и восточном крыльях Утягуловской синформы образуют массивные габбро и габбро-амфиболиты, прорванные штоками плагиогранитов и содержащие рои долеритовых даек типа “дайка в дайке”. Достаточно условно можно считать, что это – фрагменты ассоциаций, представленных в Хабарнинском и Кемпирсайском массивах, для пород которых многие абсолютные датировки свидетельствуют о силурийском и девонском возрасте [Пушкарев, Калеганов, 1993, Melcher et al., 1999]. На этом структурном уровне присутствуют осадочные обломочные породы, также представляющие в обломках офиолитовую ассоциацию. В первую очередь это – серпентинитовые брекчии, конгломерато-брекчии и псаммитовые разности, которые, в основном, служат матриksom для крупных глыб и пластин. Повсеместно распространены офикальциты, залегающие на блоках серпентинитов, серпентинитокластовых породах, расслоенные серпентинитовыми песчаниками и алевролитами. Широким распространением пользуются кремнистые и кремнеобломочные породы, которые либо венчают разрез дезинтегрированных офиолитов, либо заключены внутрь разреза офикальциев. Отмечаются кремнисто-базальтовые линзы, залегающие на дайковом комплексе.

Между руслом руч. Терекля и дорогой к д. Чураево (см. рис. 9) внутри поля распространения кремней и офиолитокластов находятся многочисленные мощные – до 40 м, протяженные линзы рифогенных известняков. Большой объем в них занимают колонии табулят и строматопорат. По кораллам, брахиоподам, фораминиферам и водорослям определен эмский возраст известняков (Н.Т. Видюков и др., 1995 г.). Известняки не образуют шлейфов обломочных пород внутри структуры микститов. Вероятно, это рифовые постройки, основанием которым служили офиолито- и кремнекласты и пластины близких по возрасту кремнистых пород.

К западу от д. Хмелевка, на левом берегу руч. Кызымбадка (см. рис. 7), офиолитокластовый комплекс представлен глыбами габбро, пироксенитов, серпентинитов с массивными хромитами, долеритов, габбро и кремнистых пород. Матрикс представлен серпентинитами, серпентинитовыми брекчиями и песчаниками. Офиолитокласты имеют тектонический контакт с пластиной нижнедевонских кремнистых пород. Два утеса внутри офиолитокластового уровня (рис. 14) сложены среднезернистыми меланогаббро, которые сменяются сначала мономиктовыми габбровыми брекчиями (5 м), а затем – полимиктовыми конгломератами

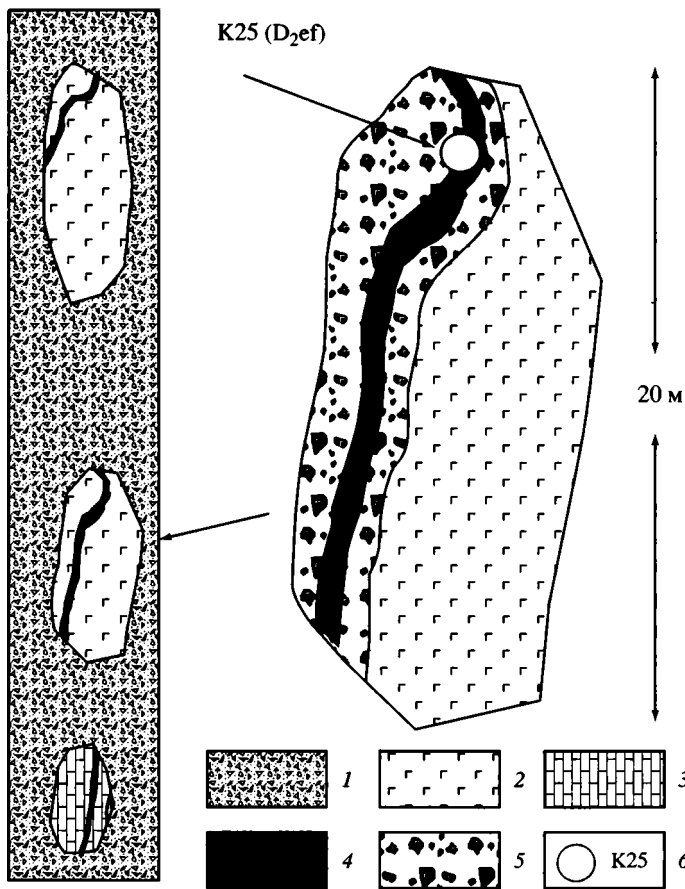


Рис. 14. Элемент структуры офиолитокластового микстита в районе балки Кызымбадка

1 – серпентинитокластовые брекчи, песчаники; 2 – мезократовые габбро и габбровые брекчи; 3 – офикальциты; 4 – красные алевролиты; 5 – полимиктовые седиментобрекчи; 6 – точка сбора конодонтов

то-брекчиями (2 м), расслоенными красными алевролитами (0.2–0.3 м). Последние содержат зерна пироксенов и основных плагиоклазов. В алевролитах обнаружены конодонты *Polygnathus* ex gr. *costatus* Klapp., *Tortodus intermedius* (Bult.), *Belodellas* sp., характерные для эйфельского яруса (по-видимому, нижнего подъяруса). В расположенном поблизости утесе офикальциты расслоены такими же красными алевролитами, но с зернами серпентинитов.

Особое место в структуре офиолитокластовых микститов занимают офикальциты. Офикальциты рассматриваются нами как продукты аналогов современных гидротермальных полей, приуроченных к выходам на дно бассейна ультрабазитов. Их формирование сопровождается процессом серпентинизации. Гидротермальные поля имеют температурную зональность. Низкотемпературные образования, присущие “белым курильщикам” типа Lost City являются безрудными, а к высокотемпературным (поле Логачева) приурочены медно-колчеданные с кобальтом руды [Богданов, 1997]. На Южном Урале к ультрабазитам и перекрывающим офикальцитам приурочены колчеданные кобальт-медные руды

(Ишкинино, Дергамыш), относящиеся к атлантическому типу [Зайков и др., 2001; Herrington et al., 2002].

В Сакмарском аллохтоне уровни, сложенные офикальцитами, тесно связаны с кремнями. Наиболее типичные последовательности представлены на левом берегу р. Терекля на севере Утягуловской синформы (см. рис. 9). В видимом основании здесь залегают метаморфизованные элементы офиолитовой ассоциации – в основном, – полосчатые габбро-амфиболиты. Выше – тектонизированные (будинированные, катаклазированные) серпентиниты с линзами массивных хромитовых руд, блоками долеритов дайкового комплекса, расслоенные серпентинитокластовыми тектоноседиментационными породами. В верхней части серпентиниты пронизаны разноориентированными карбонатными прожилками и перекрываются офикальцитовыми брекчиями двух типов. В одном серпентинитовые обломки включены в карбонатный цемент, в другом – в серпентинитокластовом алевролите и песчаниках содержатся обломки тонкослоистых микритовых карбонатов. Мощность офикальцитов – 20 м.

Выше залегают афировые базальты (10 м), сменяющиеся на этом участке серыми и зеленовато-серыми узловато-слоистыми кремнями с конодонтами интервала от среднего лохкова до эмса (см. описание кремнисто-черносланцевого типа). Кремни, залегающие на офиолитокластовом уровне, прерывисто прослеживаются на крыльях сопряженных Утягуловской и Блявинской синформ и на южном замыкании Утягуловской синформы, как отмечалось выше, содержат конодонты интервала от лохкова до верхов эйфеля – низов живета.

К северу от д. Рамазаново дезинтегрированные офиолиты и ассоциирующие кремни слагают наиболее обширные выходы. Здесь наблюдается серия тектонических пластин, образующих вместе фрагмент антиформы. На востоке в меридионально ориентированных пластинах залегают габбро-амфиболиты, местами превращенные в очковые милониты, косо рассеченные пологолежащими сериями пластинчатых даек. Присутствуют пластины, сложенные массивными габбро, базальтами, брекчиями с габбровой кластикой и блоки гранитов. Локально развиты субвулканические тела кварцевых риолитов, вблизи которых в офикальцитах появляются выделения рибекита. Мощность кремнистых уровней и офиолитокластов изменяется от 10 до 80 м. Для офиолитокластов типичны последовательности, в которых на карбонатизированных по трещинам серпентинитах залегают слоистые серо-зеленые серпентинитокластовые брекчии и конгломерато-брекчии с линзами серпентинитовых песчаников. Выше залегают красные серпентинитовые брекчии с базальным карбонатным цементом. Местами присутствуют линзы серых и красноватых карбонатов с редкими песчаными серпентинитовыми обломками. Один из кремнистых уровней, выше офикальцитов, в основании (3 м) содержит *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegl.) – D_{1p_2-e} , а выше кремнеобломочного уровня (25 м) – *Polygnathus linguiformis bulytynki* Wedd. – $D_{1e_2}-D_{2ef_1}$.

Проблема соотношения офикальцитов и ассоциирующих девонских кремней окончательно не решена. Не исключено, что, помимо тектонических, имеются стратиграфические соотношения. В пользу последнего может свидетельствовать ассоциация офиолитокластов и кремнистых пород в районе д. Рамазаново, где отсутствуют другие породы, а кремни и офиолитокласты находятся в частом чередовании при малых мощностях. Это служит основанием для того, чтобы возраст офикальцитов условно принимать как девонский. Офикальциты

вместе с базит-ультрабазитовыми комплексами Хабарнинского и Кемпирсайского массивов характеризуют кору силурийско-девонского океанического бассейна. Кремнистые и кремнеобломочные породы принадлежат структуре чехла. Обращает на себя внимание слабое развитие эффузивов. Фрагмент разреза с базальтами наблюдается к северу от д. Рамазаново, где фтаниты и подушечные базальты слагают тонкую (около 20 м), полого лежащую тектоническую пластину. Эти породы на западе граничат с блоком дайкового комплекса, а на востоке – с габбро, инъецированными жилами анортозитов. В черных кремнях в т. Б142 собраны *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde эйфельско-живетского уровня.

В целом, офиолиты, офиолитокластовые породы с офикальцитами характеризуют активный спрединговый бассейн. Перечисленные образования, в том числе и микститы, являются типичными для современных обстановок вблизи пересечения СОХ и трансформных разломов. При этом многие признаки являются характерными для зон низкоскоростного, “сухого, с дефицитом бюджета магмы” спрединга [Богданов, 1997; Разницын, 2003]. Для Хабарнинского и Кемпирсайского массивов отмечается формирование части комплексов, с девонскими датировками при плавлении и метасоматозе офиолитов, образованных в спрединговой зоне [Пушкарев, Калеганов, 1993; Melcher et al., 1999]. Эта переработка связывается с субдукцией под Магнитогорскую дугу. Рифовые эмские известняки могли развиваться на поднятом крыле трансформного разлома, но не исключено, что они характеризуют амагматичную дугу и поднятия в структуре аккреционной призмы.

Учитывая имеющиеся данные, можно сделать вывод о том, что время формирования микститов и, в частности олистостромов, охватывает значительный интервал и формировались они, вероятно, в различных геодинамических обстановках. Олистостромовые уровни заключены внутри базальтовой девонской толщи и появляются, по-видимому, с верхов нижнего девона. Относительно верхнего возрастного предела формирования олистостромов имеются лишь косвенные данные. Во-первых, это – раннефаменский возраст наиболее молодых кремней в олистоплаках. Во-вторых, это то, что в бассейне рек Губерля, Малая и Большая Каяла олистостром находится в пределах метаморфического ореола и простирается в структуру зоны Уралтау. Наиболее молодой метаморфизм к западу от поднятия Уралтау оценивается цифрой 340 млн лет [Glasmacher et al., 2000], что определяет возможный раннекаменноугольный верхний возрастной предел олистостромов. Геодинамическую природу молодых полимиктовых олистостромов нельзя объяснить принадлежностью к аккреционной призме. Как будет показано ниже, к этому времени произошло столкновение вулканической дуги с краем кратона и погружение континентальной коры под дугу, которая прекратила свое существование. Эти олистостромы связаны, по-видимому, с эксгумацией блоков погруженной континентальной коры, которая сопровождалась образованием поднятий внутри флишевого прогиба и оползанием покровов с этих поднятий – сарбайского и киинского в конце зилаирского времени.

Офиолитокластовые микститы, в которых значительный объем занимают осадочные породы, характеризуют, в основном, внутриплитные океанские обстановки. Последующее разрушение этих комплексов могло проходить в структуре аккреционной призмы.

Полимиктовые и офиолитокластовые микститы к северу от д. Рамазаново, к востоку от д. Ишмуратово и в ядре Рысаевской антиформы прорыва-

ются мелкими изометричными и линейными субвулканическими телами базокварцевых риолитовых порфиров и фельзитов, вероятно, каменноугольного возраста.

ОБЩАЯ СТРУКТУРА И ЭТАПЫ ЕЕ ФОРМИРОВАНИЯ

Сакмарская зона – это элемент аллохтона, представленного системой тектонических покровов и разделяющих их микститов, сложенных различными комплексами активной окраины.

Морфологически аллохтон – это синформно изогнутая антиклиналь (антиформа), которую можно определить так же, как складку-покров, синформную антиклиналь, шарьяж. Внутренние части антиформы сложены тектоническими покровами с вулканогенными и туфогенными породами, расслоенными микститами. На крыльях залегает тектонический покров, сложенный конденсированным кремнистым разрезом девона и флишем зилаирской серии. Наиболее высокий уровень в структуре аллохтона слагается покровом, в основании которого располагается глинисто-кремнистая толща франа – нижнего фамена, перекрывающаяся зилаирским флишем. Неоафтохтон, по-видимому, начинается с верхов зилаирской серии и мазитовской свиты турне. Только дозилаирские комплексы в этой структуре принято относить к Сакмарской зоне.

На современном срезе проявлено, в основном, ядро и нижнее крыло антиформы (шарьяжа), но в отдельных элементах структуры присутствует и верхнее крыло. Как маркирующие уровни в структуре представлены покровы (от ядра к крылу), сложенные: 1 – вулканогенным комплексом смешанного состава ($O-S_1$); 2 – туфогенно-кремнистым (O_{1-3}); вулканогенно-туфогенным (O_{2-3}) и кремнисто-черносланцевым (S_1-D_2) комплексами; 3 – терригенным аркозовым (O_1t); 4 – конденсированным кремнистым (D_{1-3}) и флишевым (D_3) комплексами; 5 – флишевым (D_3) комплексом. Корневой для Сакмарского аллохтона является Присакмаро-Вознесенская зона. Аллохтон надвинут на Зилаирский прогиб, в котором зилаирский флиш на западе стратиграфически перекрывает шельфовые отложения ордовикско-франского возраста [Пазухин и др., 1996; Пучков и др., 2001]. Формирование шарьяжа произошло в позднем палеозое.

Существует много точек зрения на историю формирования структур и комплексов Южного Урала, но большинство современных концепций рассматривает эти комплексы как образованные в условиях конвергентной окраины. Представления о развитии этой окраины эволюционируют у авторов по мере накопления новых данных. Это касается и авторов данной публикации, у которых между собой на данный момент не совпадают некоторые точки зрения, в частности по вопросу о полярности зоны субдукции. Ниже приводится модель А.В. Рязанцева. Перед ее изложением отметим, что наиболее полная и развернутая модель развития окраины изложена в работах В.Н. Пучкова [Пучков, 2000]. Ключевым элементом в этих геодинамических построениях является столкновение Магнитогорской энсиматической островной дуги и пассивной окраины континента на рубеже среднего и позднего девона. Эта концепция представлена в ряде работ [Matte et al., 1993; Lennykh et al., 1995; Dobretsov et al., 1996] и апробирована экспериментами физического моделирования [Chemenda et al., 1997; Константиновская, 2003].

Дополняя эти построения, нужно подчеркнуть некоторые полученные нами новые данные. Во-первых, это – обоснование позднеордовикского возраста колчеданосных вулканических серий и связанных с ними вулканогенно-туфогенных толщ среднего ордовика. Это позволило вернуться к представлениям о существовании ордовикской “Губерлинской” островной дуги [Руженцев, 1976]. Во-вторых, это – отнесение офиолитокластовых микститов к внутриплитным образованиям спредингового бассейна и новые данные о их девонском возрасте. В-третьих, это – получение данных о молодом – послераннефаменском, вероятно, раннекаменноугольном – возрасте олистостромов. В четвертых это – установление аллохтонов с флишем зилаирской свиты, подстилающейся отложениями разных фаций.

Ордовикские и среднепалеозойские комплексы в Сакмарской зоне, слагая аллохтоны, тем не менее, во многих случаях связаны стратиграфическими или фациальными переходами. Это дает основание связывать их в единые латеральные ряды на определенных возрастных срезах, коррелируя с комплексами При-сакмаро-Вознесенской зоны (рис. 15).

В ордовике, в тремадокское время, произошло раскрытие бассейна на окраине Восточно-Европейского кратона. Предшествующие конвергентные события на этой окраине фиксируются переотложенным глаукофаном-кросситом в песчаниках кидрясовской свиты [Исаев, 1989]. Кроме того, о доордовикских коллизионных событиях свидетельствуют метаморфиты белорецкого комплекса [Glasmacher et al., 1999] и их вероятные аналоги в структуре Сакмарской зоны. Раскрывающемуся бассейну отвечают кидрясовская и низы кураганской свиты, акайская свита на юге Сакмарской зоны [Пучков, 2000] и поляковский вулканический комплекс на границе При-сакмаро-Вознесенской и Западно-Магнитогорской зон [Рязанцев и др., 1999, 2003]. Возможно, кору начального этапа раскрытия этого бассейна представляет Катралинский массив, имеющий в отдельных частях признаки массивов лерцолитового типа. Начиная с середины ордовика появляются признаки вулканической дуги (Губерлинской), заложенной на коре этого бассейна (губерлинская и балуская свиты). На уровне карадока–ашгилла островодужным вулканитам смешанного состава баулуской свиты отвечают кремнистые тефроиды верхней (новокурской) толщи кураганской свиты – отложения преддугового (Кураганского) прогиба.

В силуре происходит отмирание, разрушение и погружение Губерлинской дуги. Вероятно, этим объясняется залегание выше рудоносного баулуского комплекса существенно толеитовых базальтов блявинской свиты. Кроме эффузивов блявинской свиты и их аналогов, в При-сакмаро-Вознесенской зоне (дергайшская свита) [Борисёнок, Рязанцев, статья в настоящем сборнике], более однозначно комплексы, располагающиеся на ордовикской дуге в данном пересечении, не проявлены. Проблемы продолжения существовавшей в силуре Тагильской дуги на юг решаются по-разному [Пучков, 2000]. На этом этапе нами предполагаются заложение новой зоны субдукции восточнее (в современных координатах) Губерлинской дуги и начало спрединга в бассейне между этой зоной и отмершей дугой (силурийские датировки офиолитов в Кемпирсайском массиве) [Melcher et al., 1999]. Чехол этого бассейна (Дергамышского) представлен кремнисто-черносланцевым типом разреза.

В раннем–среднем девоне над заложенной в силуре зоной субдукции началось развитие энсиматической Магнитогорской дуги. Именно с этого времени большинство авторов приводят данные в пользу того, что комплексы При-сак-

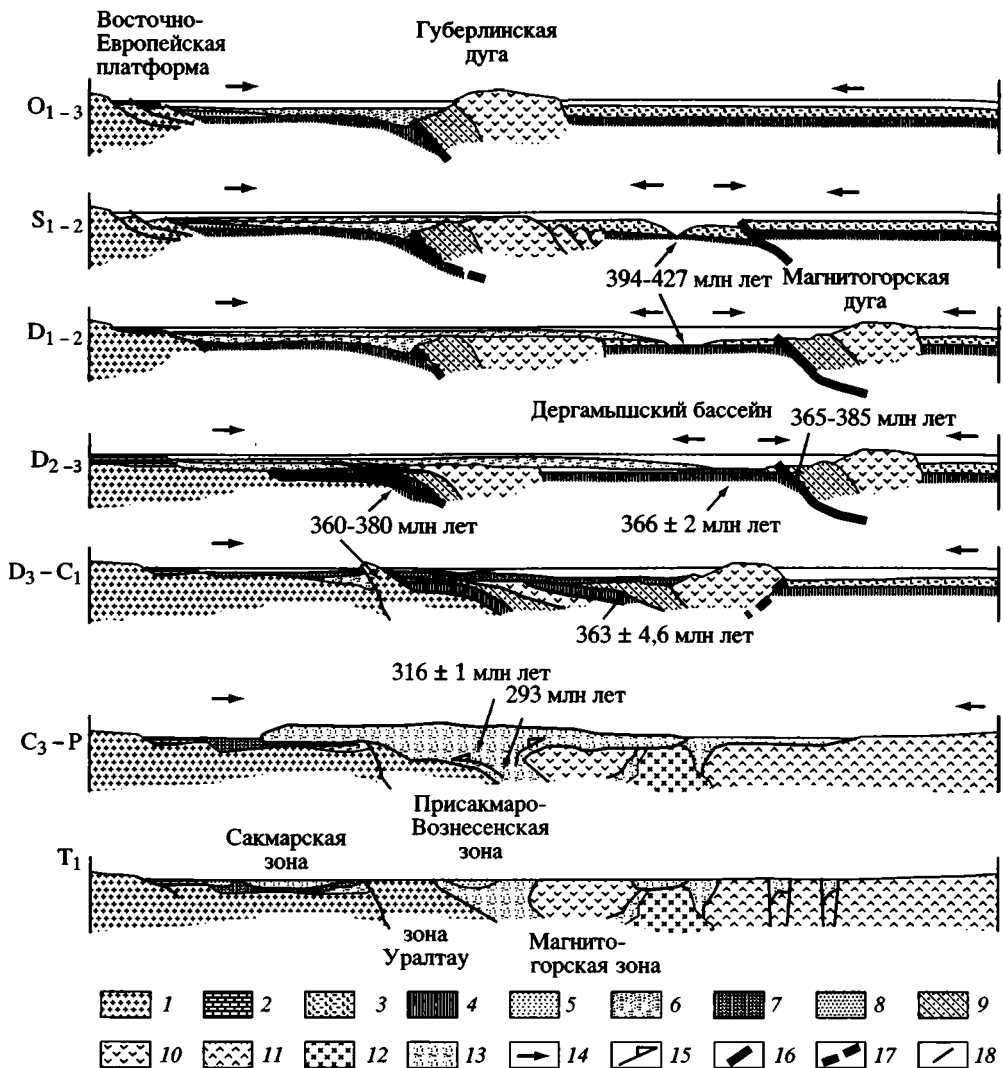


Рис. 15. Схематизированные геодинамические профили для палеозойд Южного Урала. Составлены А.В. Рязанцевым

1 – континентальная кора; 2 – платформенный чехол; 3, 4 – океаническая кора: 3 – верхняя часть, 4 – нижняя часть; 5 – терригенно-аркозный тип разреза; 6 – кремнисто-черносланцевый и туфогенно-кремнистый типы разреза; 7 – флиш; 8 – моласса; 9 – комплексы аккреционной призмы; 10 – острово-вулканные комплексы; 11 – комплексы активной окраины палеозойд Казахстана; 12 – позднепалеозойские гранитоиды; 13 – шарьяжи; 14 – направления относительного перемещения плит; 15 – направление выдвигания пород в шарьяже; 16, 17 – зоны субдукции: 16 – активные, 17 – отмершие; 18 – разломы. Цифрами показаны значения абсолютного возраста комплексов по литературным данным

маро-Вознесенской, а, соответственно, и Сакмарской зон представляют преддуговую обстановку и их сближение происходило в структуре аккреционной призмы [Пучков, 2000; Руженцев и др., 2001]. На границе Западно-Магнитогорской и Присакмаро-Вознесенской зон на тектонические покровы, сложенные кремнисто-базальтовым ордовикским поляковским комплексом (силурийская аккре-

ционная призма), налегает вулканогенно-осадочный комплекс основания Магнитогорской дуги (мансуровская свита). Базальный горизонт ее представлен конгломерато-бречиями, в обломках которых присутствуют ордовикские кремни и черные сланцы сакмарской свиты [Рязанцев и др., 1999]. В Сакмарской и Присакмаро-Вознесенской зонах представлен значительный фрагмент структур, заключенных между фронтом Магнитогорской дуги и отмершей ордовикской Губерлинской дугой. Спрединг характеризуют базит-ультрабазитовые серии Кемпирсайского массива с возрастом 420–400 млн лет [Melcher et al., 1999; Lawrence, Wasserburg, 1985; Fershtater et al., 1997]. Чехол Дергамышского бассейна представлен различными, преимущественно батиальными, осадками. В основном это – кремнистые породы и продукты их разрушения – ачуринская толща и ее аналоги (D₁₋₂). Последние, вероятно, накапливались вблизи уступов трансформных разломов или в структуре аккреционной призмы. К воздымающимся уступам трансформ или к поднятиям в структуре аккреционной призмы приурочены рифовые известняки. Чехол пассивной плиты этого бассейна представлен кремнями сарбаевской свиты. Кремни в пассивной и активной частях бассейна содержат урвни, обогащенные тефрой смешанного состава. Сближение зоны спрединга с аккреционной призмой обусловило образование кремнисто-базальтового с микститами (ишмуратовского и его аналогов) комплекса. В Присакмаро-Вознесенской зоне на уровне верхнего эмса появляются островодужные серии (баймак-бурибайская свита), а проградация бассейна в сторону дуги определяется перекрытием вулканических комплексов терригенными флишоидными (преддуговой прогиб) и кремнистыми породами [Пучков, 2000].

В среднем–позднем девоне сохраняются геодинамические тенденции, что выражено в вулканизме и накоплении микститов в структуре аккреционной призмы и в дальнейшей миграции оси Магнитогорской островной дуги на восток. В Дергамышском бассейне продолжается спрединг. Здесь устанавливаются комплексы, типичные для современных зон “сухого” медленного спрединга на пересечении с трансформными разломами. Это офиолиты с незначительным объемом эффузивов, офиолитокласты, широко распространенные продукты гидротермальных полей (офикальциты), в том числе и колчеданосные кобальт-медные (месторождения Ишкинино и Дергамыш в Присакмаро-Вознесенской зоне [Зайков и др., 2001; Herrington et al., 2002]). Сульфиды Дергамышского месторождения имеют Re–Os абсолютный возраст 366 ± 2 млн лет [Galloun et al., 2003]. На пассивной плите бассейна продолжается непрерывное накопление кремнистого чехла.

Вместе с тем, это время отмечено признаками начавшейся коллизии пассивного края континента и отмершей Губерлинской островной дуги, сопровождающейся погружением континентальной коры под предостроводужный блок. Это данные о возрасте эклогитов и глаукофановых сланцев максютовского комплекса, укладываемые в диапазон 360–380 млн лет [Шацкий и др., 1997; Matte et al., 1993; Glodny et al., 2002]. Коллизия с отмершей ордовикской, а не с продолжающей развиваться по фамен включительно Магнитогорской дугой отличает представленную геодинамическую модель от модели В.Н. Пучкова [2000]. Отличие заключается также в реконструкции спредингового (Дергамышского) бассейна между Магнитогорской и Губерлинской дугами. Если бы коллизия континентальной коры происходила с Магнитогорской дугой, согласно экспериментальным моделям, надсубдукционный вулканизм должен прекращаться [Chemenda et al., 1997; Константиновская, 2003], что отмечалось в работе В.Н. Пучкова. К этому этапу относится появление базит-ультрабазитовых ком-

плексов, имеющих интрузивные контакты с более ранними офиолитами [Melcher et al., 1999; Пушкарев, Калеганов, 1993]. Часто это породы повышенной щелочности. Присутствуют ультрамафиты с флогопитом. Происхождение их может быть обусловлено погружением спрединговой зоны под аккреционную призму, с выплавлением при повышенном флюидном потоке. Подчеркиваем, что на этом этапе коллизия отмершей дуги с пассивным краем континента во многом обусловлена синхронным спредингом в Дергамышском бассейне.

В позднедевонско-раннекаменноугольное время отмечено появление полимиктового грауваккового флиша. Эта формация имеет двойственную геодинамическую природу. В начале этапа это – преддуговой флиш, в восточных зонах с тефрой. Позже эта формация отражает коллизионные процессы, когда закрывается Дергамышский бассейн. Внутри прогиба, заполняющегося флишем, по-видимому, кратковременно, происходит эксгумация элементов шовной зоны с метаморфическими, в том числе, высокобарическими комплексами. Последнее определяется присутствием обломочного глаукофана в песчаниках зилаирской свиты [Пучков, 2000]. Рост поднятия внутри флишевого прогиба с эксгумацией высокобарических комплексов подтверждается экспериментально [Константиновская, 2003]. С ростом поднятия связаны, по-видимому, верхние аллохтоны в Сакмарской структуре. Это покровы, в которых зилаирский флиш подстилается сарбайскими кремнями или пестроцветными глинисто-кремнистыми отложениями (“киинские фации”). При этом тектонические срывы происходили не только по подошве кремней, но и внутри блоков эксгумированных метаморфических пород. Именно поэтому покровы с метамофитами структурно сближены с сарбайскими кремнями. В покровно-олистостромовом комплексе, на который сползли покровы, самые молодые обнаруженные олистолиты – раннефаменские [Рязанцев и др., 2002]. Вероятно, к раннему карбону относится образование рассматриваемых покровов и олистостромов. Нивелирование поднятий внутри флишевого прогиба и начало накопления толщ неаавтохтона относится к концу зилаирского – мазитовскому времени (турне). Размыв слабо-расчлененных поднятий с эксгумированными метаморфитами обусловил обогащение терригенных пород мазитовской свиты слюдой.

Начиная с верхов турне или, в других частях, – с визе и до середины карбона, в разрезах прогиба преобладают калькаренитовый флиш, или шельфовые карбонаты. На различных уровнях присутствуют олистолиты, сложенные шельфовыми известняками. Существовавшая по фамен включительно островная вулканическая дуга прекратила свое существование.

Следует отметить, что коллизионный процесс начал проявляться в это время и в других зонах. В частности, это – образование гранито-гнейсов Сысертско-Ильменогорской зоны ($363 \pm 4,6$ млн лет) [Дегтярев и др., 2003]. Более молодые датировки отмечаются у Ю.Л. Ронкина [Ронкин и др., 1993]. Согласно модели В.Н. Пучкова [2000], после коллизии Магнитогорской дуги произошел перескок зоны субдукции к ее тыловой зоне и изменение полярности субдукции со сменой типа вулканизма.

В позднем карбоне предполагается и доказывается коллизия структур конвергентных окраин Восточно-Европейского кратона и палеозойд Казахстана. Происходит скупивание земной коры по поверхностям надвигов, и начинается коллизионный магматизм. Главный Уральский разлом (Присакмаро-Вознесенская зона) был “запечатан” интрузиями [Пучков, 2000]. По нашему мнению, именно перед этим событием из Присакмаро-Вознесенской зоны в виде шарьяжа были выдавлены (шарьированы) палеозойские комплексы, включая зилаир-

ский и каменноугольный флиш. Этим коллизионным событиям отвечают карбоновые датировки (293 млн лет) высокобарических метаморфитов куртинского комплекса [Glasmacher et al., 1999; Пучков, 2000], а также интродуцирование верхнеуфалейским комплексом (316 ± 1 млн лет) высокобарических комплексов [Hetzl, Romer, 1999].

В перми размыв орогена и шарьяжа выражен заполнением Предуральского краевого прогиба полимиктовыми терригенными породами. В конгломератах татарского яруса отмечаются карбонатные породы, кремнистые породы, песчаники [Пучков, 2000].

В раннем триасе происходит воздымание зоны Уралтау, эрозия Сакмарского аллохтона и отделение его от корневой Присакмаро-Вознесенской зоны. По обе стороны от поднятия накапливаются мощные толщи конгломератов, в том числе валунных [Твердохлебов, 1971; Рождественский, Зинягина, 1993]. В обломках представлены породы, типичные для центральной части Сакмарского аллохтона и зоны Уралтау.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 00-05-64104, 02-05-64503, 03-05-64360); Программы ОНЗ РАН “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса: от палеоокеана к континенту”; Программы ФЦП “Интеграция”.

ЛИТЕРАТУРА

- Аристов В.А., Борисёнок Д.В., Глушаков Д.А. и др. Эволюция девонского бассейна в области сочленения Восточно-Европейской платформы и Южного Урала // Геология девонской системы. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 6–9. (Материалы Междунар. симпоз.).
- Аристов В.А., Руженцев С.В., Дегтярев К.Е., Борисёнок Д.В. Стратиграфия девона Сакмарской и Сакмаро-Вознесенской зон Южного Урала // Общие и региональные вопросы геологии. М.: ГЕОС, 2000. Вып. 2. С. 46–48.
- Артюшкова О.В. О конденсированных разрезах девона северной части Сакмарской зоны на Южном Урале // Палеонтология и стратиграфия девона и карбона Южного Урала. Уфа: ИГ БНЦ РАН, 1991. С. 41–45.
- Артюшкова О.В., Маслов В.А., Тищенко В.Т. Новые данные по стратиграфии палеозоя северной части Сакмарской и Присакмарской зон Южного Урала. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1991. 29 с.
- Богданов Ю.А. Гидротермальные рудопроявления рифтов Срединно-Атлантического хребта. М.: Научный мир, 1997. 167 с.
- Борисёнок Д.В. Раннепалеозойские вулканогенные комплексы спрединга в Сакмарской и Присакмаро-Вознесенской зонах Южного Урала // Современные вопросы геологии. М.: Научный мир, 2003. С. 137–139.
- Борисёнок Д.В., Рязанцев А.В. Аллохтоны комплексов палеозойской активной окраины на западном склоне Южного Урала // Современные вопросы геотектоники. М.: Научный мир, 2001. С. 85–88.
- Борисёнок Д.В., Рязанцев А.В. Вулканогенные комплексы нижнего палеозоя в области сочленения Сакмарской и Присакмаро-Вознесенской зон Южного Урала // Наст. сб.
- Бородаев Ю.С., Корень Т.Н., Петровский А.Д. О находке граптолитов в карьере Блявинского медно-колчеданного месторождения на Южном Урале // ДАН СССР. 1963. Т. 150, № 5. С. 1107–1108.
- Вулканизм Южного Урала / И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов и др. М.: Наука, 1992. 197 с.
- Гатинский Ю.Г., Рундквист Д.В., Волова Г.Л. и др. Зоны субдукции: Действующие силы, геодинамические типы, сейсмичность и металлогения // Вестн. ОГГГН РАН. 2000. Т. 1, № 2(12) / URL: http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/2-2000/subduction.htm#begin

- Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Сальникова Е.Б.* и др. Позднедевонский гранито-гнейсовый комплекс Южного Урала // Докл. РАН. 2003. Т. 391, № 4. С. 502–506.
- Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В.* и др. Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс: Имин УрО РАН, 2001. 315 с.
- Захаров О.А., Пучков В.Н.* О тектонической природе максютовского метаморфического комплекса на Южном Урале. Уфа: УНЦ РАН, 1994. 30 с.
- Иванов К.С.* К вопросу о возрасте максютовского метаморфического комплекса // *Метаморфогенная металлогения Урала*. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 64–66.
- Иванов К.С.* Проблемы стратиграфии и тектоники вулканогенных толщ Сакмарской зоны и полосы Главного Уральского разлома // *Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала*. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 5–24.
- Иванов К.С., Иванов С.Н., Пучков В.Н.* и др. Возраст вулканогенных толщ и колчеданного оруденения Сакмарской зоны Урала // ДАН СССР. 1989. Т. 306, № 5. С. 1189–1192.
- Иванов К.С., Пучков В.Н.* Геология Сакмарской зоны Урала: (Новые данные). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 87 с.
- Исаев В.А.* Литология и условия образования нижнеордовикских отложений Сакмарской зоны Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 83 с.
- Казанцева Т.Т.* Аллохтонные структуры и формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1987. 158 с.
- Камалетдинов М.А.* Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.
- Каретин Ю.С.* Геология и вулканические формации района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4. Екатеринбург, 2000. 275 с.
- Карякин Ю.В., Руженцев С.В., Аристов В.А., Кузнецов Н.Б.* Девонская вулканическая серия Сакмарской зоны Урала // *Тектоника и геофизика литосферы*. М.: ГЕОС, 2002. С. 237–243. (Материалы XXXV Тектон. совещ.; Т. 1).
- Колесников В.Н.* Вулканогенные формации Сакмарской зоны Оренбургского Урала // *Вулканизм Южного Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. С. 121–129.
- Константиновская Е.А.* Тектоника восточных окраин Азии: Структурное развитие и геодинамическое моделирование. М.: Научный мир, 2003. 224 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 549).
- Кориневский В.Г.* Находки ордовикских конодонт на Южном Урале // *Сов. геология*. 1988. № 2. С. 66–71.
- Кориневский В.Г.* Опорные разрезы нижнего ордовика Южного Урала (терригенные фации). Свердловск: УрО АН СССР, 1989. 67 с.
- Кориневский В.Г.* Возраст рудовмещающей толщи Блявинского медно-колчеданного месторождения на Урале // *Сов. геология*. 1992. № 7. С. 24–27.
- Кулагина Е.И.* Фациальные типы турнейских отложений в опорных разрезах западного склона Южного Урала // *Ежегодник–1995*. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1996. С. 51–53.
- Ленных В.И.* Региональный метаморфизм докембрийских толщ западного склона Южного Урала и хребта Уралтау. Свердловск, 1968, 66 с.
- Масленников В.В.* Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданоносных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала). Миасс: Геотур, 1999. 348 с.
- Маслов В.А., Черкасов В.Л., Тищенко В.Т.* и др. Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медно-колчеданных районов Южного Урала. Уфа: УНЦ РАН, 1993. 217 с.
- Мизен Г.А.* Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне – ранней перми юга Урала. Екатеринбург: ИГИГ УрО РАН, 2002. 200 с.
- Миронов Ю.В., Ельянова Е.А., Зорина Ю.Г., Мирлин Е.Г.* Вулканизм и океанское колчеданообразование. М.: Научный мир, 1999. 176 с.
- Пазухин В.Н., Пучков В.Н., Барышев В.Н.* Новые данные по стратиграфии зилаирской серии (Южный Урал) // *Ежегодник–1995*. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1996. С. 27–29.
- Пучков В.Н.* Тектоника Урала: Современные представления // *Геотектоника*. 1997. № 4. С. 30–45.
- Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.
- Пучков В.Н., Иванов К.С.* О возрасте губерлинской свиты Южного Урала // *Ежегодник–1984*. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1985. С. 20–21.

- Пучков В.Н., Иванов К.С., Наседкина В.А.* Первые сведения о кремнистых толщах ордовика на западном склоне Урала // Новые данные по геологии Урала, Западной Сибири и Казахстана. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 16–20.
- Пучков В.Н., Светлакова А.Н., Разуваев В.И.* Геологическая интерпретация сейсмического профиля “Уралсейс” (Западный домен) // Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (Проект “Уралсейс”). Тверь: ГЕРС, 2001. С. 148–154.
- Пушкарев Е.В., Калеганов Б.А.* К-Аг датирование магматических комплексов Хабарнинского габбро-гипербазитового массива (Южный Урал) // Докл. РАН. 1993. Т. 328, № 2. С. 241–245.
- Разницын Ю.Н.* Роль тектонической расслоенности литосферы в образовании связанных с ультрабазитами гидротермальных полей и метановых факелов в Атлантическом океане // Геотектоника. 2003. № 6. С. 3–17.
- Рождественский А.П., Зиняхина И.К.* Развитие рельефа Южного Урала в мезозое и кайнозое: Триасовый период. Уфа, 1993. 43 с.
- Ронкин Ю.Л., Носков А.Г., Журавлев Д.З.* Sm-Nd изотопная система сысертского гнейсово-мигматитового комплекса // Ежегодник–1992. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1993. С. 135–139.
- Руженцев С.В.* Краевые офиолитовые аллохтоны: (Тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. 170 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 283).
- Руженцев С.В., Аристов В.А., Дегтярев К.Е., Карякин Ю.В.* Тектонические покровы и олистостромовый комплекс Кувандык-Медногорского района (Сакмарская зона Южного Урала) // Тектоника неогена: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 2001. С. 159–163 (Материалы XXXIV Тектон. совещ.; Т. 2).
- Руженцев С.В., Хворова И.В.* Среднепалеозойские олистостромы в Сакмарской зоне Южного Урала // Литология и полез. ископаемые. 1973. № 6. С. 21–32.
- Рязанцев А.В., Борисёнок Д.В., Дубинина С.В.* и др. Ордовикский вулканизм конвергентной окраины на Южном Урале и возраст колчеданного оруденения // Вулканизм и геодинамика. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2003. С. 312–317. (Материалы II Всерос. симп. по вулканологии и палеовулканологии).
- Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Борисёнок Д.В.* Тектоническое сближение палеозойских комплексов в девонской аккреционной призме // Общие и региональные вопросы геологии. М.: ГЕОС, 2000. С. 5–24. Вып. 2.
- Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Борисёнок Д.В.* Раннефаменские и более древние девонские конodontы в кремнистых аллохтонах на р. Губерля (Южный Урал) // Геология девонской системы. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С.109–113 (Материалы Междунар. симпози.).
- Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Курковская Л.А.* Ордовикский кремнисто-базальтовый комплекс Южного Урала и его связь с офиолитами // Общие и региональные вопросы геологии. М.: ГЕОС, 1999. Вып. 1. С. 5–23.
- Сенченко Г.С., Морозов С.Г., Иванова Т.В.* Сверхглубокая скважина в Зилаирском синклинии на Южном Урале // Сов. геология. 1977. № 7. С. 98–104.
- Твердохлебов В.П.* О раннетриасовом пролювии Приуралья и времени проявления складко- и горообразовательных процессов на Южном Урале // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 4. С. 42–50.
- Формации Сакмарского аллохтона (Южный Урал) / И.В. Хворова, Т.А. Вознесенская, Б.П. Золотарев и др.; Под ред. И.В. Хворовой. М.: Наука, 1978. 232 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 311).
- Шарфман В.С., Цетлин В.П.* О возрасте губерлинской свиты на Южном Урале // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1968. Т. 43, вып. 2.
- Шацкий В.С., Ягоуц Э., Козьменко О.А.* Sm-Nd датирование высокобарического метаморфизма Максютковского комплекса (Южный Урал) // ДАН. 1997. Т. 352, № 6. С. 812–815.
- Эз В.В., Гафт Д.Е., Кузнецов Б.И.* Морфология и условия образования голоморфной складчатости на примере Зилаирского синклинария Южного Урала. М.: Наука, 1965. 101 с.
- Chemenda A., Matte Ph., Sokolov V.A.* Model of Paleozoic obduction and exhumation of high pressure/low temperature rocks // Tectonophysics. 1997. Vol. 276, N 1/4 (Europrobe volume). P. 217–227.
- Dobretsov N.L., Shatsky V.S., Coleman R.G.* et al. Tectonic setting and petrology of ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Maksjutovo Complex, Ural Mountains, Russia / Intern. Geol. Rev. 1996. Vol. 38. P. 136–160.

- Fershtater G.B., Montero P., Pushkarev E.V. et al.* Uralian magmatism: An overview // *Tectonophysics*, 1997. Vol. 276. P. 87–102.
- Gannoun A., Tessalina S., Bourdon B. et al.* Re-Os isotopic constraints on the genesis and evolution of the Dergamish and Ivanovka Cu (Co, Au) massive sulphide deposits, South Urals, Russia // *Chem. Geol.* 2003. S. 196. P. 193–207.
- Gasmacher U., Bauer W., Clauer N., Puchkov V.* Age of metamorphism and nappe emplacement, west of the Main Uralian fault, Southern Urals, Russia // *The collisional stage of development of the mobile belts*. Ekaterinburg: Inst. of Geol. and Geochem., 2000. P. 30–31.
- Gasmacher U.A., Reynolds P., Alexeyev A.A. et al.* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Thermochronology west of the Main Uralian fault, Southern Urals, Russia // *Geol. Rund. Sch.* 1999. Bd. 87. P. 515–525.
- Glodny J., Bingen B., Austrheim H. et al.* Precise eclogitization ages deduced from Rb/Sr mineral systematics: The Maksyutov complex, Southern Urals, Russia // *Geochim. cosmochim. acta*. 2002. Vol. 66, N 7. P. 1221–1235.
- Herrington R.J., Armstrong R.N., Zaykov V.V. et al.* Massive sulfide deposits in the South Urals: Geological setting within the framework of the Uralide Orogen // *Mountain building in the Uralides*. Wash. (D.C.), 2002. P. 155–182 (AGU Geophys. Monogr.; Vol. 132).
- Hetzl R., Romer R.* U-Pb dating of the Verkhniy Ufaley intrusion, Middle Urals, Russia: A minimum age for subduction and amphibolite facies overprint of the East European continental margin // *Geol. Mag.* 1999. Vol. 136, N 5. P. 593–597.
- Lawrence E.R., Wasserburg G.J.* The age and emplacement of obducted oceanic crust in the Urals from Sm-Nd and Rb-Sr systematics // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1985. Vol. 72. P. 389–404.
- Lennykh V.I., Valizer P.M., Beane R. et al.* Petrotectonic evolution of the Maksyutovo Complex, Southern Urals, Russia: Implications for ultrahigh-pressure metamorphism // *Intern. Geol. Rev.* 1995. Vol. 37. P. 584–600.
- Matte Ph., Maluski H., Gaby R. et al.* Geodynamic model and $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ dating for the generation and emplacement of the high pressure (HP) metamorphic rocks in SW Urals // *C.r. Acad. sci. Ser. II*. 1993. Vol. 317. P. 1667–1674.
- Melcher F., Grum W., Thalhammer T.V., Thalhammer O.A.R.* The giant chromite deposits at Kempirsai, Urals: Constraints from trace element (PGE, REE) and isotope data // *Miner. Deposita*. 1999. Vol. 34, N 3. P. 250–272.

**ВУЛКАНОГЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ
НИЖНЕГО ПАЛЕОЗОЯ
В ОБЛАСТИ СОЧЛЕНЕНИЯ САКМАРСКОЙ
И ПРИСАКМАРО-ВОЗНЕСЕНСКОЙ ЗОН
ЮЖНОГО УРАЛА**

В основе проблемы геодинамической интерпретации нижнепалеозойских и силурийских комплексов Сакмарской и Присакмаро-Вознесенской зон лежат вопросы возрастного датирования и формационного расчленения вулканических образований. Многие комплексы Сакмарской и Присакмаро-Вознесенской зон коррелируются по возрасту и составу, что служит основанием для того, чтобы считать Присакмаро-Вознесенскую зону корневой для аллохтонов Сакмарской зоны. В пользу такого вывода свидетельствует также структура Сакмарской зоны, представленная лежащей, синформно изогнутой антиформой (шарьяжем) [Борисёнок, Рязанцев, 2001]. С этим согласуется переход структур и комплексов Сакмарской зоны непосредственно в Присакмарско-Вознесенскую югу от замыкания зоны Уралтау (рис. 1).

Здесь в бассейне рек Губерля, Большая и Малая Каяла на уровне ордовика выделялись осадочная кидрясовская и вулканогенно-осадочная губерлинская свиты, а метаморфические породы относились к кембрию, или венду-кембрию. Тремадокский возраст кидрясовской свиты обоснован находками трилобитов и брахиопод. Среднеордовикский, или ранне-среднеордовикский возраст губерлинской свиты принимался по корреляции с фаунистически охарактеризованной кураганской свитой Сакмарской зоны. Позже, сначала в известняках [Шарфман, Цетлин, 1968], а затем в кремнях [Пучков, Иванов, 1985], на площади, где выделялась губерлинская свита, были обнаружены девонские органические остатки. После находок в кремнях конодонтов нижне-го-среднего девона было принято считать губерлинскую свиту невалидной и она была исключена из стратиграфических схем. Распространенные здесь вулканогенно-осадочные, с микститами, отложения было предложено считать аналогами косистекской свиты девона. При геолого-съёмочных и картографических работах В.Т. Тищенко с соавторами (1983, 1988 гг.) показывали, что в губерлинскую свиту объединены гетерогенные разновозрастные образования. При этом присутствие среди них ордовикских образований исключалось.

Проведенное нами изучение этой территории (рис. 2) с детальными поисками конодонтов позволило установить, что здесь распространены, в основном, вулканогенно-осадочные отложения ордовика и олистостором, в котором присутствуют олистолиты кремней с конодонтами от лохковского яруса нижнего девона по нижнефаменский подъярус верхнего девона. Ордовикские конодонты

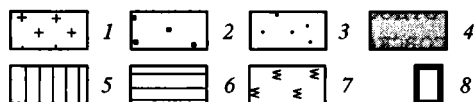
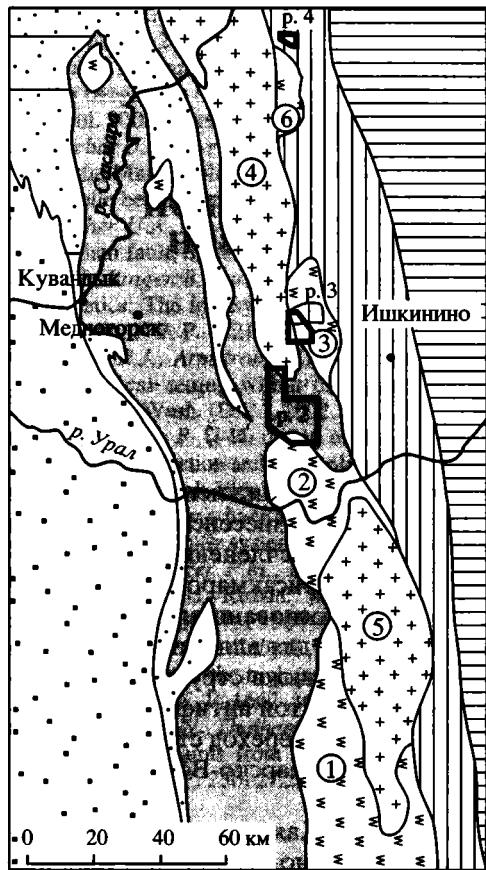


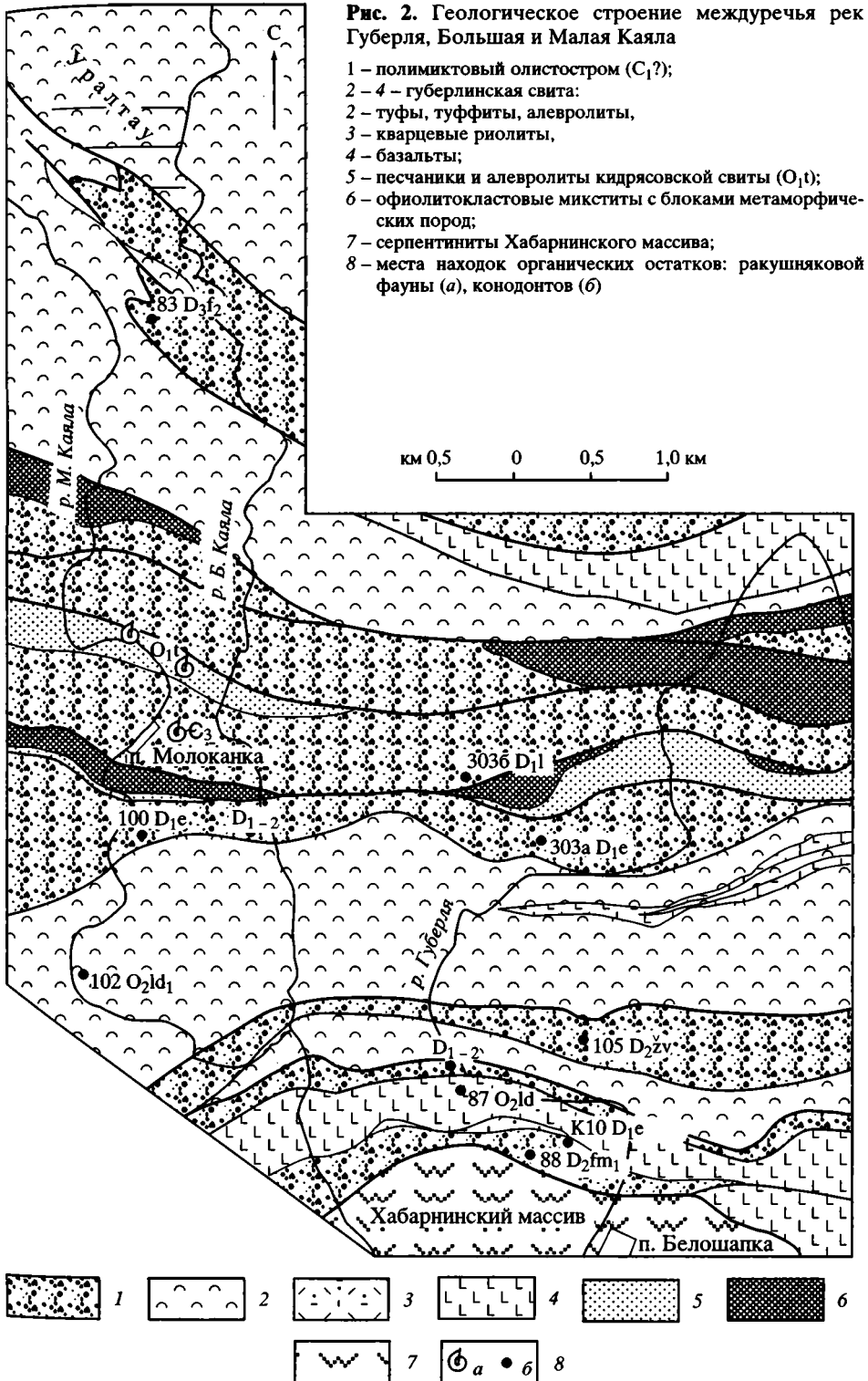
Рис. 1. Схема тектонической зональности Южного Урала

1 – метаморфические комплексы зоны Уралтау (4) и Эбетинской антиформы (5); 2 – Предуральский краевой прогиб; 3 – терригенный флиш зиларской серии; 4 – Сакмарская зона; 5 – Присакмаро-Вознесенская зона; 6 – Магнитогорская зона; 7 – базит-гипербазитовые массивы (обозначены цифрами в кружках: 1 – Кемпирсайский, 2 – Хабарнинский, 3 – Халиловский, 6 – Байгускаровский); 8 – районы исследования

определялись С.В. Дубининой, а девонские – С.В. Дубининой совместно с В.А. Аристовым. Локально развиты терригенные отложения кидрясовской свиты тремадока. Вулканиды и вулканогенно-осадочные породы, по-видимому, образуют тектонические покровы, залегающие на олистостроме. Выходы этих образований повторяются по серии чешуйчатых взбросо-надвигов с общей северной вергентностью. В целом, структура представляет собой периклинальное замыкание Уралтауской антиформы (зоны). Элементы структуры прерывисто прослеживаются с изменением простираний от субширотных к северо-восточным. Далее к междуречью рек Дергаиш и Губерля, севернее д. Мазово, простирания меняются на субмеридиональные.

Олистостром содержит, преимущественно глыбы кремней, среди которых преобладают породы серых и зеленовато-серых окрасок. Некоторые уровни обогащены обломками и крупными пластовыми отторженцами известняков, из которых известны находки девонской макрофауны. Отмечаются глыбы с тонким (10–50 см) чередованием известняков и кремней. Реже в олистостроме встречаются глыбы базальтов и кремнистых туффилов. По конодонтам кремни в обломках охватывают все отделы девона. На правом берегу р. Губерля в т. 303б найдены лохковские *Ozarkodina remscheidensis* (Ziegler), а в т. 303а – эмские *Pandorinellina exigua exigua* (Phillip). В т. 100 на левом берегу р. Малая Каяла в глыбе переслаиваются известняки и зеленовато-серые кремни. В последних обнаружены эмские *Steptotaxis?* sp.n. S. Uyeno, *Belodella* sp. Здесь же присутствуют переотложенные верхнеордовикские *Belodina* cf. *compressa* (Branson et Mehl). Сразу следует отметить, что для кремней этого олистострома весьма типично присутствие переотложенных форм диапозона от ордовика до более древних уровней девона. Переотложенные формы чаще бывают дезинтегрированы и изменены до углисто-черных окрасок. В т. 105 на левом берегу р. Губерля кремни содержат нижнеживетские *Polygnathus* cf. *timorensis* Klapper,

Рис. 2. Геологическое строение междуречья рек Губерля, Большая и Малая Каяла



Philip et Jackson и переотложенные пражско-эмские *Pandorinellina* ex gr. *steinhornensis* (Ziegler).

Степень метаморфических преобразований вулканогенно-осадочных пород, олистострома и офиолитокластовых микститов нарастает в северном направлении, достигая актинолитовой субфации фации зеленых сланцев. Здесь ранее выделялась каялинская свита среднекембрийского или даже вендского возраста. Нами в разрезе олистострома на водоразделе рек Большая и Малая Каяла в 2700 м к северу от пос. Молоканка (т. 83) в глыбе кремней обнаружены среднефранские *Palmatolepis hassi* Müll. et Müll.

Среди находок фауны в кремнистых олистоплаках [Борисёнок и др. 2002; Рязанцев и др., 2002] важной является т. 88 на правом берегу р. Губерля в 800 м от северной окраины д. Белошапка по азимуту 315 и в 350 м по азимуту 215 от отметки 309.6. Здесь помимо олистоплаков и глыб кремней присутствуют обрывки пластов серых афировых базальтов, кремнистых туффитов, кремнисто-углеродистых сланцев. В кремнях обнаружены *Palmatolepis triangularis* Sannem нижнего фамена (зона *triangularis*). В 200 м к северо-востоку от этой точки в крупном пластовом отторженце в т. К10 собраны нижеэмские (зона *dehiscens*) *Polygnathus dehiscens* Philip et Jackson, *Pandorinellina steinhornensis miae* (Bultinck), *Belodella triangularis* (Stauffer). Возрастной диапазон, который охватывают кремни в этом олистостроме, соответствует конденсированному кремнистому разрезу (сарбайская свита) западных частей Сакмарской зоны [Артюшкова, 1991; Рязанцев и др., 2000]. Присутствие переотложенных конодонтов позволяет судить о том, что бассейн с конденсированным накоплением кремней развивался с ордовика. Олистостром формировался в послераннефаменское, скорее всего, – в раннекаменноугольное время.

В 1 км к югу от д. Молоканка, на левом берегу р. Малая Каяла, хаотически сочетаются крупные линзовидные тела и глыбы серпентинитов с хромитами, габбро, пироксенитов, базальтов и офикальцитов. В некоторых местах офиолитокластовые уровни приобретают черты серпентинитового меланжа. Здесь же среди неметаморфизованных пород обнаруживаются многочисленные мелкие обломки гранатовых и силлиманитовых кристаллических сланцев и кварцитов со стильномеланом. Первичными породами являются метааркозы. Здесь же присутствуют кристаллические сланцы, образованные по основным и ультраосновным магматическим породам. Эти породы претерпели метаморфизм вплоть до амфиболитовой фации (эпидотовая субфация).

Фрагменты разреза губерлинской свиты слагают полосы, в которых в разных соотношениях по объему в разрезе сочетаются туффиты, базальты, туфы и лавы кислого состава.

В полосе шириной 0.5–1 км вдоль северного обрамления Хабарнинского массива преобладают подушечные базальты, ассоциирующие с потоками и субвулканическими телами риолитов. В базальтах встречаются мелкие межподушечные линзы карбонатов и красных кремнистых туфоалевролитов. Последние часто слагают “примазки” на поверхностях подушек. На правом берегу р. Губерля, в 1120 м по азимуту 115 от слияния Большой и Малой Каялы (51°13.87' с.ш., 058°04.39' в.д.), в тонком (10 см) прослое красных туфоалевролитов в т. 87 нами был собран комплекс лландейльских конодонтов *Ansella nevadensis* (Ethington et Schumacher), *Periodon aculeatus* Hadding, *Dapsilodus similis* (Rhodes), *Walliserodus* sp.

Севернее, за узкой полосой олистострома, в разрезе преобладают грубообломочные туфы кварцевых риолитов. Далее на север, за следующей полосой

олистострома, в разрезе преобладают розовые и фишашково-зеленые туффиты, темно-зеленые туфы базальтов, туфы и субвулканические тела кварцевых риолитов. На левом берегу р. Губерля протягивается широкая (100–300 м) полоса базальтов. Базальты расслоены горизонтом красных алевролитов, чередующихся с фишашковыми туффитами и линзой (мощность 0.5–0.8 м, протяженность несколько метров) известняков. В горизонте (10–20 м) красных алевролитов, расслаивающих туффиты на левом берегу р. Малая Каяла, в 1370 м по азимуту 285 от слияния рек Большая и Малая Каяла, в 100 м севернее от отметки 225.5, нами был собран комплекс лландейльских конодонтов (т. 102) *Pygodus serra* (Hadding), *Periodon aculeatus* Hadding, *Eoplacognathus* cf. *robustus* Bergstrom, *Dapsilodus mutatus* (Branson et Mehl), *Protopanderodus varicostatus* (Sweet et Bergstrom), *Drepanoistodus suberectus* (Branson et Mehl), *Plectodina* sp., *Ansellia* sp., *Phragmodus* sp. Полученные данные позволяют ставить вопрос о восстановлении в стратиграфической схеме ордовикской губерлинской свиты.

Как отмечалось выше, описанные комплексы протягиваются на северо-восток и далее на север, в район д. Мазово (рис. 3). Здесь они находятся вблизи Главного Уральского разлома (ГУР). На западе на них накладывается метаморфизм и описанные выше образования имеют нечеткие границы с комплексами зоны Уралтау (элементы максютовского комплекса). На востоке вулканогенные и осадочные породы находятся в окружении ультраосновных пород Халиловского массива. Вблизи зоны ГУР, к западу от него, протягиваются, повторяясь в плане, полосы фаунистически охарактеризованной кидрясовской свиты тремадока, олистостром с линзовидными телами девонских кремней и базальтов, зеленоватые и красные туффиты и базальты губерлинской свиты, офиолитокластовые микститы, в том числе с глыбами офикальцитов. Преобладают восточные падения пластов (60–45°), т.е. структура погружается под Халиловский массив. Набор пород и структурные соотношения позволяют предполагать, что Хабарнинский и Халиловский массивы первично представляли собой единый массив, нарушенный сдвигом.

На левом берегу р. Дергаиш, на северной окраине дер. Мазово представлен фрагмент следующей последовательности:

Мощность, м

- | | |
|---|-----|
| 1. Светло-желтые аркозовые песчаники и гравелиты кидрясовской свиты | 40 |
| 2. Линзовидные прерывистые тела серых афировых базальтов с мелкими линзами карбонатов | 10 |
| 3. Линзовидные тела и глыбы узловато-слоистых серых кремней | 2–3 |
| 4. Параллельно- и линзовиднослоистые туфогенные алевролиты красного и зеленого цвета (губерлинская свита) | 60 |

Слои 2 и 3 представляют собой аллохтоны в разрезе олистострома с алевролитовым матриксом. В т. E21 в кремнях найдены пражско-эмские *Pseudoneotodus beckmanni* Bisch. et Sann., *Eognathodus* sp., *Pandorinellina steinhornensis miae* (Bultinck). Кроме того, здесь присутствуют переотложенные средневерхнеордовикские *Belodina* cf. *confluens* Sweet.

Севернее, на этом же структурном уровне, в точках E18, E20 нами, совместно с Н.Б. Кузнецовым, в серых кремнях найдены нижнедевонские *Pandorinellina steinhornensis* (Ziegl.) и многочисленные переотложенные ордовикские и силурийские формы. На кремни этого уровня наложен высокоградный метаморфизм и на коротких расстояниях они сначала испытывают бластез, а затем превращаются в кристаллические сланцы, которые относятся к максютовскому

Philip et Jackson и переотложенные пражско-эмские *Pandorinellina* ex gr. *steinhornensis* (Ziegler).

Степень метаморфических преобразований вулканогенно-осадочных пород, олистострома и офиолитокластовых микститов нарастает в северном направлении, достигая актинолитовой субфации фации зеленых сланцев. Здесь ранее выделялась каялинская свита среднекембрийского или даже вендского возраста. Нами в разрезе олистострома на водоразделе рек Большая и Малая Каяла в 2700 м к северу от пос. Молоканка (т. 83) в глыбе кремней обнаружены среднефранские *Palmatolepis hassi* Müll. et Müll.

Среди находок фауны в кремнистых олистоплаках [Борисёнок и др. 2002; Рязанцев и др., 2002] важной является т. 88 на правом берегу р. Губерля в 800 м от северной окраины д. Белашапка по азимуту 315 и в 350 м по азимуту 215 от отметки 309.6. Здесь помимо олистоплаков и глыб кремней присутствуют обрывки пластов серых афировых базальтов, кремнистых туффитов, кремнисто-углеродистых сланцев. В кремнях обнаружены *Palmatolepis triangularis* Sannem нижнего фамена (зона *triangularis*). В 200 м к северо-востоку от этой точки в крупном пластовом отторженце в т. K10 собраны нижеэмские (зона *dehiscens*) *Polygnathus dehiscens* Philip et Jackson, *Pandorinellina steinhornensis* miae (Bultinck), *Belodella triangularis* (Stauffer). Возрастной диапазон, который охватывают кремни в этом олистостроме, соответствует конденсированному кремнистому разрезу (сарбайская свита) западных частей Сакмарской зоны [Артюшкова, 1991; Рязанцев и др., 2000]. Присутствие переотложенных конодонтов позволяет судить о том, что бассейн с конденсированным накоплением кремней развивался с ордовика. Олистостром формировался в послераннефаменское, скорее всего, – в раннекаменноугольное время.

В 1 км к югу от д. Молоканка, на левом берегу р. Малая Каяла, хаотически сочетаются крупные линзовидные тела и глыбы серпентинитов с хромитами, габбро, пироксенитов, базальтов и офикальцитов. В некоторых местах офиолитокластовые уровни приобретают черты серпентинитового меланжа. Здесь же среди неметаморфизованных пород обнаруживаются многочисленные мелкие обломки гранатовых и силлиманитовых кристаллических сланцев и кварцитов со стильпномеланом. Первичными породами являются метааркозы. Здесь же присутствуют кристаллические сланцы, образованные по основным и ультраосновным магматическим породам. Эти породы претерпели метаморфизм вплоть до амфиболитовой фации (эпидотовая субфация).

Фрагменты разреза губерлинской свиты слагают полосы, в которых в разных соотношениях по объему в разрезе сочетаются туффиты, базальты, туфы и лавы кислого состава.

В полосе шириной 0.5–1 км вдоль северного обрамления Хабарнинского массива преобладают подушечные базальты, ассоциирующие с потоками и субвулканическими телами риолитов. В базальтах встречаются мелкие межподушечные линзы карбонатов и красных кремнистых туфоалевролитов. Последние часто слагают “примазки” на поверхностях подушек. На правом берегу р. Губерля, в 1120 м по азимуту 115 от слияния Большой и Малой Каялы (51°13.87' с.ш., 058°04.39' в.д.), в тонком (10 см) прослое красных туфоалевролитов в т. 87 нами был собран комплекс лландейльских конодонтов *Ansella nevadensis* (Ethington et Schumacher), *Periodon aculeatus* Hadding, *Dapsilodus similis* (Rhodes), *Walliserodus* sp.

Севернее, за узкой полосой олистострома, в разрезе преобладают грубообломочные туфы кварцевых риолитов. Далее на север, за следующей полосой

олистострома, в разрезе преобладают розовые и фишашково-зеленые туффиты, темно-зеленые туфы базальтов, туфы и субвулканические тела кварцевых риолитов. На левом берегу р. Губерля протягивается широкая (100–300 м) полоса базальтов. Базальты расслоены горизонтом красных алевролитов, чередующихся с фишашковыми туффитами и линзой (мощность 0.5–0.8 м, протяженность несколько метров) известняков. В горизонте (10–20 м) красных алевролитов, расслаивающих туффиты на левом берегу р. Малая Каяла, в 1370 м по азимуту 285 от слияния рек Большая и Малая Каяла, в 100 м севернее от отметки 225.5, нами был собран комплекс лландейльских конодонтов (т. 102) *Pygodus serra* (Hadding), *Periodon aculeatus* Hadding, *Eoplacognathus* cf. *robustus* Bergstrom, *Dapsilodus mutatus* (Branson et Mehl), *Protopanderodus varicostatus* (Sweet et Bergstrom), *Drepanoistodus suberectus* (Branson et Mehl), *Plectodina* sp., *Ansellia* sp., *Phragmodus* sp. Полученные данные позволяют ставить вопрос о восстановлении в стратиграфической схеме ордовикской губерлинской свиты.

Как отмечалось выше, описанные комплексы протягиваются на северо-восток и далее на север, в район д. Мазово (рис. 3). Здесь они находятся вблизи Главного Уральского разлома (ГУР). На западе на них накладывается метаморфизм и описанные выше образования имеют нечеткие границы с комплексами зоны Уралтау (элементы максютовского комплекса). На востоке вулканогенные и осадочные породы находятся в окружении ультраосновных пород Халиловского массива. Вблизи зоны ГУР, к западу от него, протягиваются, повторяясь в плане, полосы фаунистически охарактеризованной кидрясовской свиты тремадока, олистостром с линзовидными телами девонских кремней и базальтов, зеленоватые и красные туффиты и базальты губерлинской свиты, офиолитокластовые микститы, в том числе с глыбами офикальцитов. Преобладают восточные падения пластов (60–45°), т.е. структура погружается под Халиловский массив. Набор пород и структурные соотношения позволяют предполагать, что Хабарнинский и Халиловский массивы первично представляли собой единый массив, нарушенный сдвигом.

На левом берегу р. Дергаиш, на северной окраине дер. Мазово представлен фрагмент следующей последовательности:

Мощность, м

1. Светло-желтые аркозовые песчаники и гравелиты кидрясовской свиты 40
2. Линзовидные прерывистые тела серых афировых базальтов с мелкими линзами карбонатов 10
3. Линзовидные тела и глыбы узловато-слоистых серых кремней 2–3
4. Параллельно- и линзовиднослоистые туфогенные алевролиты красного и зеленого цвета (губерлинская свита) 60

Слои 2 и 3 представляют собой аллохтоны в разрезе олистострома с алевролитовым матриком. В т. E21 в кремнях найдены пражско-эмские *Pseudoneotodus beckmanni* Bisch. et Sann., *Eognathodus* sp., *Pandorinellina steinhornensis miae* (Bultinck). Кроме того, здесь присутствуют переотложенные средневерхнеордовикские *Belodina* cf. *confluens* Sweet.

Севернее, на этом же структурном уровне, в точках E18, E20 нами, совместно с Н.Б. Кузнецовым, в серых кремнях найдены нижнедевонские *Pandorinellina steinhornensis* (Ziegl.) и многочисленные переотложенные ордовикские и силурийские формы. На кремни этого уровня наложен высокоградный метаморфизм и на коротких расстояниях они сначала испытывают бластез, а затем превращаются в кристаллические сланцы, которые относятся к максютовскому

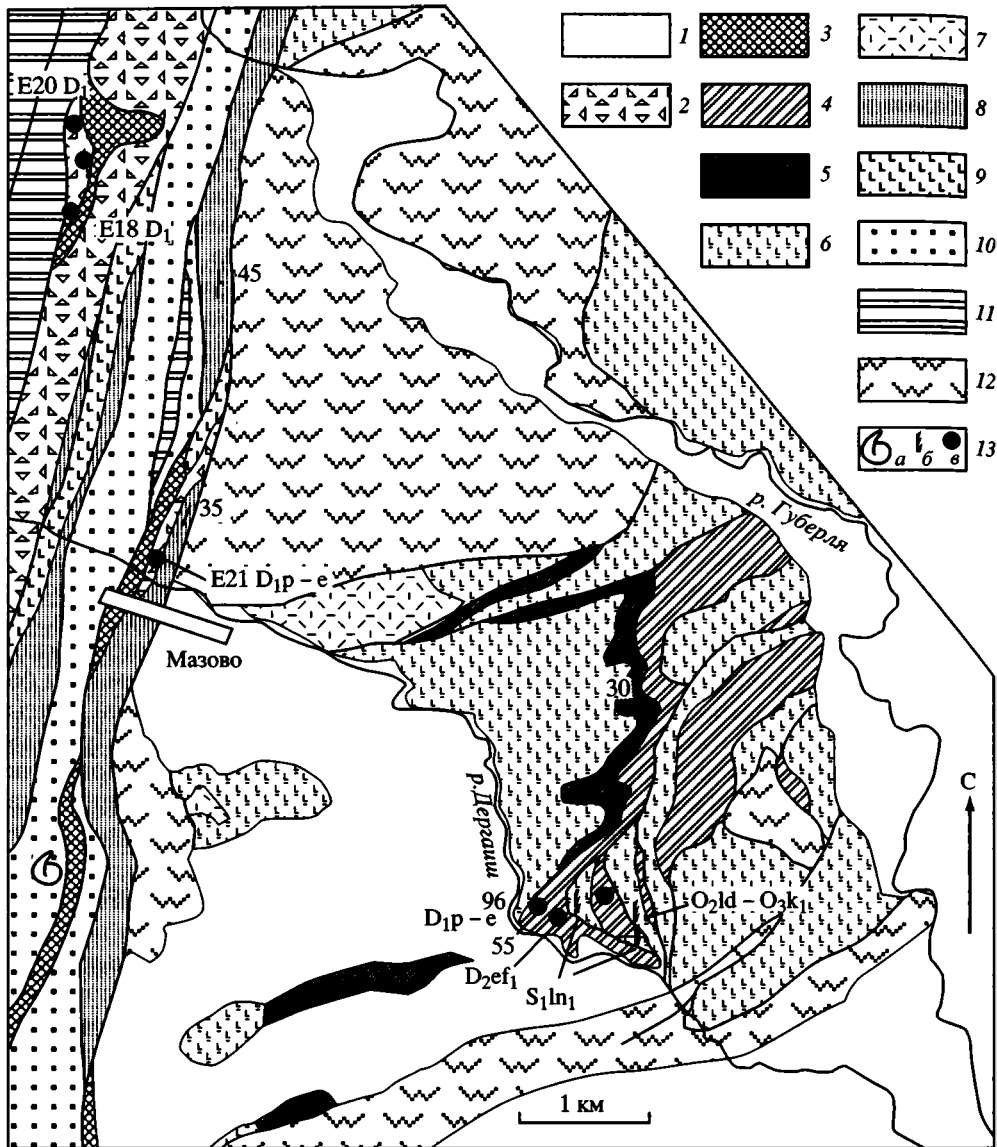


Рис. 3. Схема геологического строения центральной и западной частей Халиловского массива в районе д. Мазово

1 – рыхлые кайнозойские отложения; 2 – олистостром с глыбами кремней и базальтов (C_1 ?); 3 – офиолитокластовые микститы; 4 – мазовская свита (D_{1-2}), кремни и кремнеобломочные породы; 5 – сакмарская свита ($S_{1-2}-D_1l$), углеродистые кремнистые сланцы; 6, 7 – дергайшская свита (O_2-S_1): 6 – базальты с горизонтами кремней и известняков, 7 – кварцевые риолиты и их туфы; 8, 9 – губерлинская свита (O_2): 8 – красные и зеленые туффиты, 9 – базальты; 10 – кидрясовская свита (O_1), аркозовые и полимиктовые песчаники, гравелиты и алевролиты с линзами черных кремней; 11 – метаморфические породы зоны Уралтау; 12 – серпентиниты и габбро Халиловского массива; 13 – места находок органических остатков: ракушечниковой фауны (а), граптолитов (б), конодонтов (е)

комплексу (карамолинская свита). Метаморфические преобразования испытывают и другие части разреза этой структуры.

Восточнее зоны ГУР в тектоническом окне, ниже гипербазитов Халиловского массива, развиты вулканы, относящиеся к дергаишской свите и перекрывающиеся углеродисто-кремнистыми сланцами сакмарской свиты и мазовской свитой кремнистых и кремнеобломочных пород [Тищенко, Черкасов, 1985]. Дергаишская свита представлена афировыми базальтами с многочисленными горизонтами и линзами осадочных пород. Последние представлены часто чередующимися тонкими (0.5–10 см) слоями серых известняков, черных и серых кремней. В серых кремнях присутствует тефра кислого состава. К этому же вулканическому комплексу, по-видимому, принадлежат субвулканические тела и потоки кварцевых риолитов, тяготеющие к нижней части разреза. Мелкие дайки кварцевых и базокварцевых риолитов прорывают базальты на разных уровнях. Базальты по находкам граптолитов из известняков датировались ранним лландовери [Тищенко, Черкасов, 1985]. Новые данные показывают, что их возрастной диапазон охватывает также средний и поздний ордовик. На левом берегу р. Дергаиш напротив устья руч. Яман-Касы ($51^{\circ}28.39' 058^{\circ}04.21'$) из карбонатных межподушечных корок растворением были выделены фрагменты граптолитов *Criptograptus cf. teretinsculus* (His.), *Ortograptus* sp. – $O_2l-O_3k_1$ (сборы В.А. Аристова, С.В. Руженцева, Д.В. Борисенка, определения А.Р. Орловой).

Сакмарская свита ранее была охарактеризована послойными сборами граптолитов, которые охватывают интервал от низов среднелландоверийского подъяруса нижнего силура до верхнелохковского подъяруса нижнего девона. Кремнистые породы мазовской свиты отнесены к нижнему–среднему девону и были охарактеризованы конодонтами зоны *serotinus* [Тищенко, Черкасов, 1985]. В верхней части обрыва у р. Дергаиш к юго-западу от триангуляционного пункта в т. Б96 нами дополнительно собраны пражско-эмские конодонты *Pandorinellina ex gr. steinhornensis* (Ziegler). На этой же гряде восточнее были найдены конодонты нижнего эйфеля [Аристов и др., статья в настоящем сборнике].

Комплексы, распространенные к востоку от д. Мазово, хорошо коррелируются с комплексами Сакмарской зоны. В дополнение к проводившимся ранее сопоставлениям [Иванов, 1996; Маслов и др., 1993] отметим, что вулканогенный разрез имеет сходство по составу и стратиграфическому положению с колчеданосным вулканогенным комплексом района Блявинских месторождений (балуася и блявинская свиты) [Рязанцев и др., 2003; Рязанцев и др., статья в настоящем сборнике]. Последний охватывает интервал среднего ордовика – нижнего силура. Как и в данном районе, к западу от Комсомольского месторождения на вулканиках залегает сакмарская свита, а выше – кремнистые и кремнеобломочные породы акчуринской толщи. Сакмарская свита района д. Мазово в верхней части содержит верхнелохковские граптолиты, а перекрывающая ее мазовская свита принадлежит пражскому, эмскому и эйфельскому ярусам. Фациальный аналог мазовской свиты в Сакмарской зоне – акчуринская толща – в нижних частях во многих точках охарактеризована лохковскими конодонтами [Рязанцев и др., статья в настоящем сборнике].

Комплексы, сходные с распространенными в Сакмарской зоне, устанавливаются и севернее, в структуре Присакмаро-Вознесенской зоны. В районе Байгускаровского ультрабазитового массива (см. рис. 1) комплексы Присакмаро-Вознесенской зоны по Главному Уральскому разлому полого (около 40°) надвинуты на метаморфические породы зоны Уралтау [Серавкин, 2003; Вализер и др., 1985]. В районе д. Байгускарово, на левом берегу р. Дергамыш,

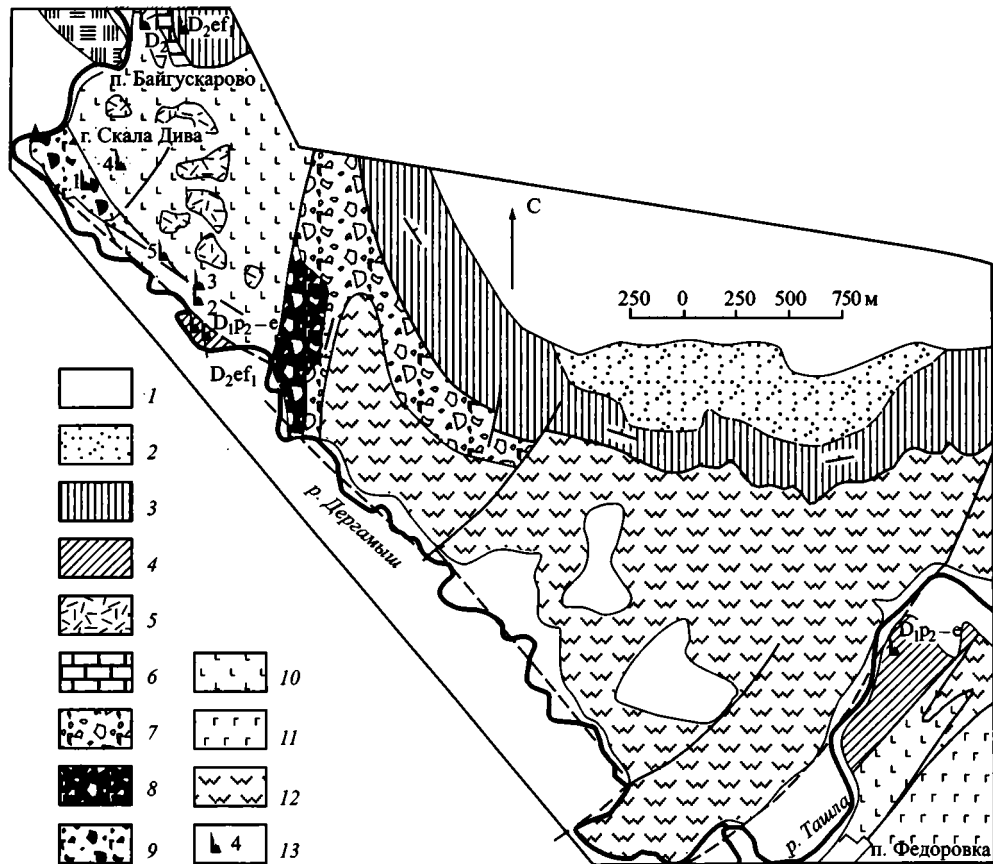


Рис. 4. Схема распространения палеозойских комплексов на левом берегу р. Дергамыш, в районе д. Байгускарово

1 – рыхлые кайнозойские отложения; 2 – терригенный флиш зилаирской свиты (D_3); 3 – кремнистые породы, аналоги сарбайской свиты (D_{1-3}); 4 – кремнистые и кремнеобломочные породы, аналоги мазовской свиты (D_{1-2}); 5 – субвулканические тела кварцевых риолитов ($C_1?$); 6 – офиальциты (серпентинитокластовые брекчи с карбонатным цементом); 7 – серпентинитокластовые конгломераты и конгломерато-брекчи; 8 – олистостром с обломками амфиболитов; 9 – полимиктовый олистостром с обломками серпентинитов и кремней; 10 – базальтовая толща (O_{2-3}); 11 – габбро; 12 – серпентиниты; 13 – места находок конодонтов, их номера и возраст

эродировано ядро антиформы, в котором обнажаются серпентиниты, офиолитокластовые, полимиктовые и кремнеобломочные микститы, отделенные разломами от эффузивной толщи (рис. 4). Северо-восточное крыло антиформы сложено тектоническим покровом, в основании которого располагаются девонские кремни, стратиграфически перекрытые терригенным флишем зилаирской серии.

Эффузивы ранее относились к силуру [Вализер и др., 1985]. В разрезе преобладают подушечные базальты с редкими линзами кремней, фтанитов и яшм. Судя по изгибам этих линз, толща интенсивно дислоцирована. Вулканы прорываются субвулканическими телами кислого состава. В других местах ими прорываются девонские образования. Субвулканические тела имеют, вероятно, раннекаменноугольный возраст. По данным О.В. Артюшковой и В.А. Маслова [1998],

в прослоях яшмоидов среди базальтов в 100 м северо-восточнее скалы Дива найдены конодонты, характерные для лладейского–карадокского ярусов. Работами Д.В. Борисенка дополнена фаунистическая характеристика разреза. Судя по описанию, на участке, откуда были собраны конодонты, указанные в работе О.В. Артюшковой и В.А. Масловым, в горизонте яшм и красных кремнистых алевролитов мощностью 2–4 м и протяженностью не менее 200 м, в 600 м от д. Байгускарово (51°54,930', 057°59,068') (т. 4) были собраны *Periodon grandis* (Ethington) верхнего ордовика. В линзе фтанитов среди базальтов, в 1,5 км от окраины д. Байгускарово, по азимуту 150 (51°54,551', 057°59,451'), собран комплекс верхнеордовикских конодонтов (т. 2) – *Scabbardella altipes* subsp. В Orhard, *Panderodus gracilis* (Branson et Mehl), *Plectodina* sp. В 5 м выше по разрезу, после уровня с базальтами, в голубовато-зеленых кремнях, чередующихся с фтанитами и редкими прослоями сидерита, обнаружены (т. 3) *Scabbardella altipes* (Henningsmoen), *Dapsilodus mutatus* (Branson et Mehl) верхнего ордовика. По составу и возрасту эти вулканиты сопоставляются с баулуской свитой Сакмарской зоны.

Особый интерес представляют данные об офиолитах Байгускаровского массива и ассоциирующих микститах. Считается, что массив имеет форму пластины, мощностью 3–5 км, которая при ширине около 10 км и протяженности 25 км полого падает на восток [Вализер и др., 1985]. Массив сложен, в основном, апогарцбургитовыми серпентинитами, реже встречаются дуниты, лерцолиты и верлиты. Ультрамафиты прорываются габброидами. С плутоническими породами ассоциируют разнообразные микститы.

Важнейшее значение имеют офиолитокластовые микститы, с которыми связано колчеданное месторождение Дергамыш. Для многих микститов устанавливается осадочный генезис. В оруденелых серпентинитокластовых брекчиях месторождения Дергамыш отмечается градационная слоистость. Распространенные здесь породы являются типичными для современных гидротермальных полей Центральной Атлантики, связанных с выходящими на поверхность океанического дна серпентинизирующимися гарцбургитами.

В районе д. Байгускарово, на левом берегу р. Дергамыш, среди микститов отмечаются породы с окатанными обломками (конгломераты, валунники). В породах наблюдается нормальная, в том числе, градационная слоистость. Фрагмент разреза обнажается в 700 м южнее д. Байгускарово, на левом берегу р. Дергамыш, где слои круто (60–80°) падают на северо-восток. От уреза воды в скалах обнажаются:

Мощность, м

1. Конгломераты, в том числе и валунные, с обломками серпентинитов в серпентинитокластовом матриксе, местами с карбонатным цементом.....12
2. Конгломерато-брекчии с обломками серпентинитов, габбро, кремней2
3. Конгломерато-брекчии кремнеобломочные с редкими обломками серпентинитов и габбро, переслаивающиеся с полимиктовыми гравелитами и песчаниками.....10
4. Кремнистые туфоалевролиты.....3
5. Переслаивающиеся гравелиты, песчаники, алевролиты с градационной слоистостью.....5

Далее, после задержанного интервала, наблюдаются выходы вулканогенной толщи. В кремнистых обломках слоя 3 собран комплекс конодонтов (т. 1) *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegler) – D_{1p2}–e.

В северо-западной части Байгускаровского массива выходы серпентинитов окаймляются полосой серпентинитокластовых пород (песчаников, гравелитов,

конгломератов), которые подчеркивают периклинальное замыкание этой структуры. Структурно выше этого уровня залегают блоки амфиболитов, иногда гранатовых, погруженных в алевролитовый матрикс.

На левом берегу р. Дергамыш, у д. Байгускарово, в структуре сочетаются фрагменты разреза эффузивной толщи ордовика, серпентинитокластовый микстит, представленный офикальцитами и элементы кремнистых разрезов [Вознесенский и др., 2003; Серавкин, 2003]. Вулканиды и офикальциты прорываются субвулканическими телами кварцевых риолитов. Детальное описание последовательности приведено в работе А.И. Вознесенского с коллегами [Вознесенский и др., 2003]. От уреза воды здесь обнажаются:

Мощность, м

1. Базальты массивные, афировые, миндалекаменные.....	15
2. Офикальциты красные (конгломерато-брекчии с обломками серпентинитов и карбонатным цементом)	25
3. Андезиты и андезидациты синевато-серые	10
4. Базальты подушечные	7
5. Кремни узловато-слоистые с желваками сургучного и серо-зеленого цвета	4-5
6. Офикальциты (конгломерато-брекчии с обломками серпентинитов в карбонатном цементе)	65-70
7. Кремни плитчатые, красные, серые и зеленые	более 30

В кремнях слоя 5 отмечались находки лохковских конодонтов [Вознесенский и др., 2003]. В этих отложениях нами собраны среднедевонские конодонты *Polygnathus* ex gr. *linguiformis* Hinde и переотложенные более древние девонские, силурийские и ордовикские формы. В кремнях слоя 7, по данным С.В. Руженцева и В.А. Аристова, найдены конодонты *Polygnathus costatus costatus* (D_{2ef1}) [Рязанцев и др., 2004; Аристов и др., статья в настоящем сборнике]. Соотношения слоев 2, 6 и 7 с подстилающими образованиями, по-видимому, тектонические. Вулканиды слоев 1, 3, 4 принадлежат разрезу ордовикской вулканогенной толщи, широкое поле выходов которой примыкает к этому участку. Кремни слоя 4 имеют сходство с кремнями, которые в структуре Сакмарской зоны ассоциируют с офикальцитами и имеют сходный возраст [Рязанцев и др., 2004; Рязанцев и др., статья в настоящем сборнике].

Более крупные выходы фрагментов кремнистого разреза этого типа наблюдаются на левом берегу р. Ташла и на левом берегу р. Дергамыш, где конодонты имеют пражско-эмский и раннеэйфельский возраст [Руженцев, Аристов, 2003; Аристов и др., статья в настоящем сборнике].

Офикальцитовые конгломерато-брекчии неслоистые и в этом пересечении имеют неотчетливую сортировку обломочного материала. В слое 2 размер обломков колеблется в интервале 1–20 см, а в слое 6 достигают размера 1.5 × 5 м. Среди мелких обломков присутствуют карбонатизированные серпентиниты и карбонаты, а в слое 6 – глинистые силициты с остатками радиолярий и серпентинитокластовые брекчии. Цемент представлен песчано-глинистой карбонатной массой, насыщенной гидроксидами железа [Вознесенский и др., 2003]. Форма обломков изменяется от угловатой до округлой. Офикальциты, по нашему мнению, являются продуктами гидротермальных полей на дне океанического бассейна. Возраст их, по-видимому, девонский и близок возрасту ассоциирующих кремней, представляющих собой осадочный чехол бассейна. Более точное обоснование возраста сделано по абсолютным датировкам сходных рудоносных образований на месторожде-

нии Дергамыш. Re–Os изотопные данные по сульфидным рудам указывают на возраст 366 ± 2 млн лет [Gannoun et al., 2003]. Офикальциты и ассоциирующие кремни распространены во многих местах Сакмарской зоны, образуя наиболее обширные выходы к северу от д. Рамазаново, на левом берегу р. Сакмара.

Кремни слоя 7, по-видимому, принадлежат основанию кремнистого разреза, который наращивается фаменским граувакковым флишем зилаирской свиты. По данным В.А. Аристова с коллегами [Аристов и др., статья в настоящем сборнике] в обрывах р. Ташлы (за пределами рис. 4) кремни, подстилающие зилаирский флиш, содержат *Palmatolepis hassi* Mull. et Mull., *Polygnathus* cf. *foliatus* Bruant (D_3f_2). Этот элемент разреза сопоставляется с конденсированным кремнистым разрезом (D_{1-3}) сарбайской свиты Сакмарской зоны.

Для сопоставления необходимо отметить, в общих чертах, особенности структуры в районе д. Ишкинино (см. рис. 1). В ядре и на крыльях меридионально ориентированной антиформы здесь наблюдается система тектонических покровов и микститы. Нижний структурный уровень занимают покровы, сложенные серпентинизированными гарцбургитами, на которых залегают офикальцитовые брекчии. Последние в отдельных местах в матриксе содержат сульфиды. Присутствуют также брекчии, состоящие из обломков сульфидов и серпентинитов. С серпентинитами и брекчиями связано 16 линз массивных колчеданных кобальт-никелевых руд [Зайков и др., 2001]. Ниже и выше залегают базальты. Выше располагается полимиктовый олистостром, в обломках которого присутствуют серые кремни, красные кремнистые туффиты, офикальциты. Последние образуют глыбы размером более 2 м. На олистостроме залегает тектонический покров, сложенный черными углеродистыми кремнями. Кремни содержат пражско-эмские конодонты [Руженцев, Аристов, 2003]. В подстилающем олистостроме обломки кремней содержат эмские конодонты [Аристов и др., статья в настоящем сборнике]. По характеру рудной минерализации комплекс ультраосновных пород и связанных с ними микститов имеет сходство с образованиями поля Логачева в Центральной Атлантике [Зайков и др., 2001]. Вместе с Дергамышским месторождением они представляют один тип. Безрудным продуктом гидротермальных полей аналогичной геодинамической обстановки являются офикальциты, широко распространенные в Сакмарской и Присакмаро-Вознесенской зонах.

Изучение геохимических характеристик вулканитов к северу от Хабарнинского массива и в Присакмаро-Вознесенской зоне позволило выявить в их составе некоторые вариации.

В табл. 1, представлены подушечные базальты губерлинской свиты (обр. 10–15), слагающие полосу шириной 0.5–1 км вдоль северного обрамления Хабарнинского массива и ассоциирующие с потоками и субвулканическими телами риолитов. Вулканиты имеют пониженные содержания TiO_2 (0.87–1.56), низкую глиноземистость (14.77–14.93), умеренные содержания щелочей ($(Na_2O + K_2O) = 3.23–4.06$). Невысокое отношение общего FeO и MgO (1.1–1.4) свидетельствует о низкой степени кристаллизационной дифференциации. Незначительно повышенное содержание РЗЭ, нормированное по примитивной мантии (рис. 5, А), характеризуется равномерным распределением, при этом La/Yb отношение имеет значение около 1, или меньше. Распределение элементов-примесей, нормированных по MORB (см. рис. 5, Б), довольно равномерно, с небольшими максимумами крупноионных литофилов (Rb, Ba, K, Sr). На диаграмме Zr–Ti/100–Y*3 (см. рис. 5, В) фигу-

Таблица 1. Химические составы вулканитов Сакмарской и Присакмаро-Вознесенской зон Южного Урала

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	75.25	75.85	74.29	73.94	47.26	48.90	48.89	48.14	47.15	47.16	45.72
TiO ₂	0.20	0.15	0.13	0.12	1.28	1.44	2.24	2.11	1.63	0.93	1.50
Al ₂ O ₃	11.12	10.65	11.88	11.03	18.69	14.53	14.71	14.92	14.60	18.83	14.84
Fe ₂ O ₃	1.34	1.37	1.60	2.06	4.55	5.59	4.59	3.37	3.17	2.35	2.41
FeO	2.13	2.47	2.07	2.40	3.34	5.14	6.98	6.78	6.15	4.51	7.26
MnO	0.18	0.14	0.13	0.12	0.17	0.22	0.16	0.14	0.15	0.18	0.15
MgO	0.37	0.46	0.68	0.60	5.24	6.48	5.86	6.48	6.28	6.10	6.73
CaO	3.38	1.38	2.22	2.66	9.85	7.24	8.01	8.52	10.94	8.36	11.76
Na ₂ O	3.53	5.60	2.39	2.73	3.87	4.00	3.63	3.92	3.71	3.78	3.38
K ₂ O	0.26	0.06	1.55	1.31	0.32	1.68	0.35	0.33	0.34	1.51	0.24
P ₂ O ₅	0.07	0.06	0.60	0.64	0.18	0.20	0.34	0.28	0.27	0.11	0.17
Cr	63	46	38	37	210	150	210	230	330	280	250
Ni	17	14	4	10	93	38	200	200	220	150	72
Co	9	7	8	6	42	46	64	68	55	43	62
V	27	7	2	10	260	310	180	240	180	200	250
Rb	4.5	<1	28.0	32.0	2.0	19.0	7.7	7.2	8.7	26.0	2.7
Ba	160	<5	440	350	170	360	140	200	170	150	120
Sr	170	77	180	160	500	350	200	290	210	210	220
Nb	1.7	2.5	2.7	2.0	6.9	7.0	14.0	20.0	14.0	3.0	4.2
Zr	44	71	52	56	117	88	150	170	130	70	120
Y	22	32	28	29	27	28	25	25	20	19	30
Th	1.8	2.1	4.2	4.2	1.2	<1	1.2	1.2	1.0	<1	<1
U	1.3	1.3	1.3	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
La	5.4	6.2	6.5	6.2	6.6	7.9	11.0	16.0	13.0	3.3	5.1
Ce	13	17	15	15	14	19	24	33	26	8.8	13
Nd	8.4	11	9	9	11	13	17	21	16	6.9	11
Sm	2.2	3.2	2.3	2.6	3.5	3.7	5.1	5.5	4.7	2.4	3.6
Eu	0.62	0.77	0.77	0.66	1.20	1.30	1.60	1.70	1.50	0.77	1.40
Tb	0.58	0.81	0.69	0.63	0.75	0.88	0.84	0.87	0.85	0.57	0.96
Yb	2.4	3.6	3.1	3.0	2.6	2.5	1.9	1.9	1.8	1.8	3.2
Lu	0.35	0.57	0.49	0.50	0.38	0.39	0.26	0.30	0.27	0.24	0.46

Таблица 1 (окончание)

Компонент	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	48.65	47.59	47.96	47.98	47.46	79.86	74.96	68.11	74.60	43.64
TiO ₂	0.87	0.88	1.55	1.56	2.02	0.28	0.27	0.37	0.25	0.77
Al ₂ O ₃	14.66	14.43	14.77	14.94	14.90	8.66	9.51	11.61	9.77	14.42
Fe ₂ O ₃	3.11	2.96	2.71	2.21	6.04	0.98	2.07	2.94	1.80	3.27
FeO	6.26	6.19	7.28	7.94	7.13	1.00	1.55	2.36	0.99	2.45
MnO	0.18	0.18	0.15	0.15	0.20	0.02	0.06	0.07	0.03	0.24
MgO	7.73	7.93	6.83	6.93	6.14	0.70	2.00	5.24	1.16	1.79
CaO	9.80	11.70	10.47	10.33	6.85	1.84	2.18	1.56	2.24	13.54
Na ₂ O	3.67	3.11	3.61	3.73	3.52	4.09	5.67	3.63	0.92	1.91
K ₂ O	0.39	0.12	0.16	0.15	0.22	0.14	0.10	0.49	4.34	4.55
P ₂ O ₅	0.09	0.10	0.18	0.18	0.19	0.09	0.08	0.04	0.07	0.13
Cr	310	300	260	260	35	19	17	353	6	199
Ni	89	110	100	59	24	11	12	31	6	76
Co	47	53	59	57	56	11	4	12	1	29
V	220	240	280	280	519	42	32	131	17	292
Rb	6.2	1.0	1.6	1.7	<1	1.5	<1	8.6	46.0	46.0
Ba	80	98	140	36	79	149	22	33	651	687
Sr	160	130	210	200	129	67	29	55	21	77
Nb	2.3	1.6	3.7	4.3	2.8	2.4	2.9	1.3	1.4	1.6
Zr	53	56	120	120	120	67	65	29	50	45
Y	21	24	30	30	33	30	29	12	13	20
Th	1.0	<1	1.1	1.3	–	–	–	–	–	–
U	<1.0	<1	1.1	<1	–	–	–	–	–	–
La	1.7	1.7	5.0	4.8	7.0	5.9	6.3	9.7	4.2	4.4
Ce	5.2	4.9	14.0	11.0	18.0	14.0	15.0	15.0	11.0	10.0
Nd	5.1	5.0	11.0	10.0	14.0	9.7	11.0	6.5	6.9	7.7
Sm	2.2	2.1	3.8	3.8	4.9	2.9	3.6	1.4	1.9	2.6
Eu	0.79	0.88	1.30	1.40	1.40	0.78	0.75	0.41	0.47	0.78
Tb	0.60	0.64	0.85	0.88	1.10	0.81	0.87	0.29	0.34	0.59
Yb	2.1	2.2	3.0	3.1	3.93	3.6	1.3	1.3	2.3	–
Lu	0.34	0.34	0.46	0.46	0.60	0.43	0.58	0.22	0.20	0.35

Примечание. Пробы 1–15 – из коллекции Д.В. Борисенка и А.В. Рязанцева, 16–21 – из коллекции Г.Е. Некрасова. Содержание оксидов – в вес.%, элементов – в г/т. Прочерки – нет данных. Пояснения см. в тексте.

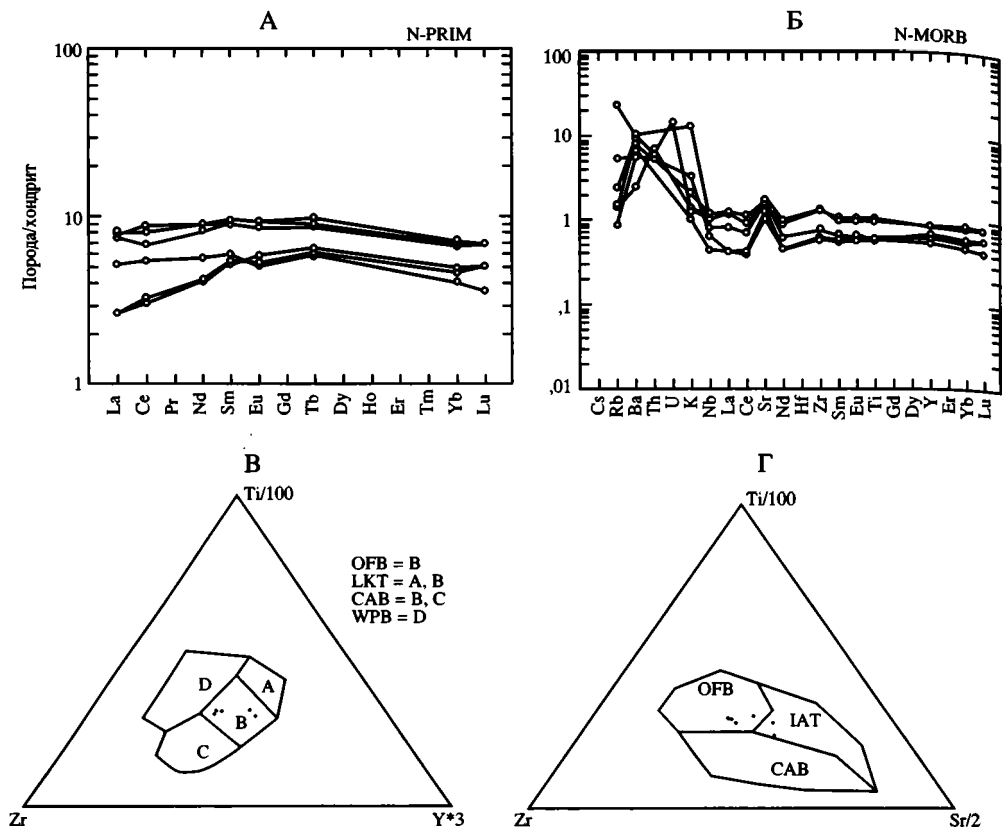


Рис. 5. Геохимические диаграммы базальтов (в 0.5 км к С от пос. Белошапка)

А, Б – распределение: А – РЗЭ, Б – элементов-примесей; В, Г – дискриминационные диаграммы [Pearce, Cann, 1973]: В – Zr–Ti/100–Y*3, Г – Zr–Ti/100–Sr/2

ративные точки ложатся в поле В и отвечают, вероятнее всего, базальтам СОХ. На диаграмме Zr–Ti/100–Sr/2 (см. рис. 5, Г) точки ложатся в поля базальтов океанического дна и островодужных толеитов. Учитывая геохимические особенности, а также связь этих образований в структуре и разрезе с кислыми вулканитами, близкое структурное и пространственное положение с фрагментами разреза губерлинской свиты, значительная часть которых сложена туффитами кислого и смешанного состава, мы предполагаем, что формирование их происходило на ранних стадиях развития энсиматической островной дуги. Базальты, имеющие сходный по конодонтам возраст к востоку от Кемпирсайского массива, рассматривались как элемент разреза офиолитовой ассоциации этого массива [Иванов, 1988, 1998]. Имеющиеся к настоящему времени разнообразные, в том числе девонские, датировки из массивов Кемпирсайско-Хабарнинской группы позволяют считать, что пространственная связь с массивами недостаточна для объединения в офиолитовую ассоциацию.

Сходную геохимическую специфику имеют базальты дергаишской свиты (см. табл. 1, обр. 5–6), развитые к востоку от д. Мазово (рис. 6).

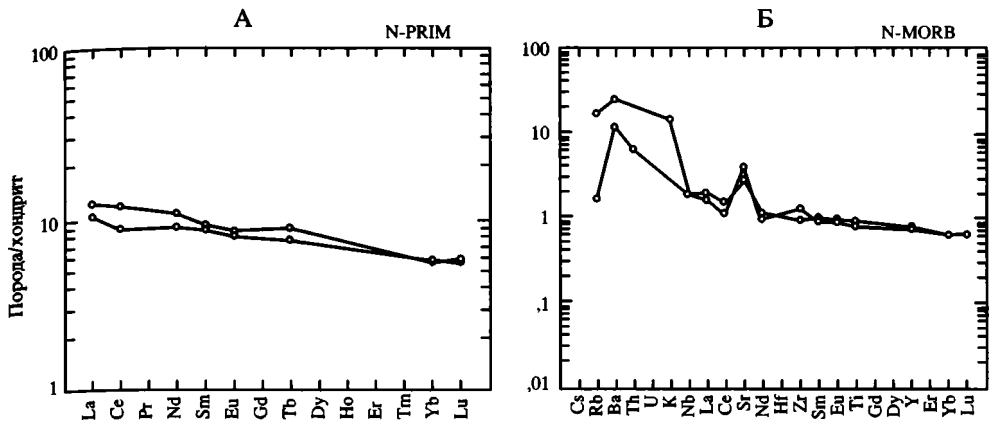


Рис. 6. Геохимические диаграммы базальтов дергаишской свиты
 Распределение: А – РЗЭ; Б – элементов-примесей

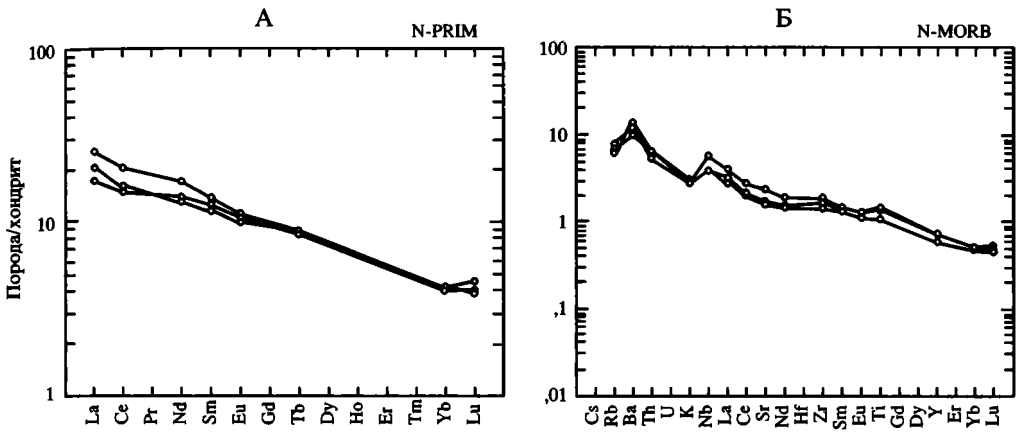
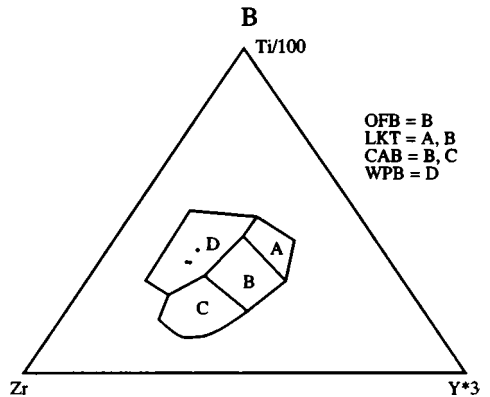


Рис. 7. Геохимические диаграммы базальтов
 (в 2 км к ССВ от пос. Белошাপка)

А, Б – распределение: А – РЗЭ, Б – элементов-примесей в базальтах; В – дискриминационная диаграмма [Pearce, Cann, 1973] $Zr-Ti/100-Y^*3$



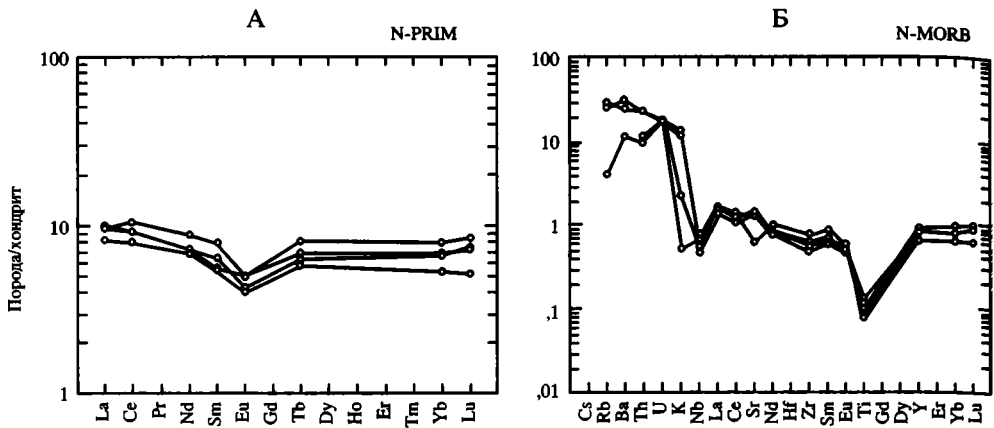


Рис. 8. Геохимические диаграммы для туфов (в 1 км к ССВ от пос. Белошапка)
 Распределение: А – РЗЭ; Б – элементов-примесей

Иной состав имеют базальты губерлинской свиты (см. табл. 1, обр. 7–9), слагающие полосу шириной 100–300 м в 2 км к ССВ от д. Белошапка (см. рис. 2). Базальты чередуются с туффитами кислого и смешанного состава и туфами кварцевых риолитов. Содержание TiO_2 в них повышено (1.63–2.24). Тренд РЗЭ (рис. 7, А), нормированный по примитивной мантии, имеет довольно высокий градиент с явным обогащением легкими лантаноидами. Отмечается обогащение крупноионными литофильными элементами (Rb, Ba, K) относительно MORB (см. рис. 7, Б). На диаграмме $Zr-Ti/100-Y^*3$ (см. рис. 7, В) фигуративные точки попадают в поле базальтов океанических островов. Туфы кварцевых риолитов (см. табл. 1, обр. 1–4) имеют повышенное содержание SiO_2 (73.94–75.85) и низкое содержание TiO_2 (0.12–0.2). График распределения элементов-примесей, нормированных по MORB (рис. 8, Б), демонстрирует отчетливые минимумы по Nb и Ti и обогащение крупноионными литофильными элементами (Rb, Ba, K). На кривой распределения РЗЭ (см. рис. 8, А), при общем повышенном содержании, отмечается отрицательная европиевая аномалия, что, видимо, связано с процессами кристаллизационной дифференциации и выпадением плагиоклаза. Совокупность петрохимических и геологических характеристик говорит о вероятной островодужной природе этого вулканогенно-осадочного комплекса.

Ордовикские вулканиты в районе д. Байгускарово (табл. 2; см. табл. 1, обр. 16, 19, 21) по содержаниям РЗЭ и высокозарядных элементов в целом близки к базальтам СОХ, отличаясь небольшим дефицитом Nb и Ti и повышенным содержанием крупноионных литофильных элементов, в частности K, Rb. Последнее объясняется гидротермальной переработкой вблизи субвулканических тел ($C_1?$) кварцевых риолитов (см. табл. 1, обр. 17, 18, 20). По общему спектру элементов и ассоциации в разрезе с андезитами, авторы относят данные вулканиты к островодужным. По возрасту и составу этот комплекс сопоставляется с нижней частью разреза колчеданоносного комплекса Сакмарской зоны.

Базальты, ассоциирующие в структуре с ультрабазитами Ишкининского месторождения, судя по геохимическим особенностям, формировались на островной дуге [Симонов и др., 2000].

Таблица 2. Состав петрогенных оксидов вулканитов ордовикской толщи на левом берегу р. Дергамыш к югу от д. Байгускарово (пробы из коллекции Д.В. Борисёнка)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	42.89	47.42	70.59	49.83	49.59	49.85	49.64
TiO ₂	0.39	1.21	0.33	1.04	2.01	1.82	1.10
Al ₂ O ₃	8.97	10.10	10.29	14.68	12.09	12.66	14.54
Fe ₂ O ₃	8.08	6.68	3.60	8.33	9.38	5.85	10.93
FeO	0.88	2.42	1.90	2.12	4.57	5.68	2.07
MnO	0.24	0.12	0.10	0.25	0.29	0.34	0.17
MgO	7.78	8.17	2.25	2.52	5.39	6.60	3.06
CaO	14.01	8.73	1.53	7.61	6.47	6.60	6.49
Na ₂ O	1.63	1.65	5.55	6.35	4.64	4.81	6.34
K ₂ O	0.63	0.96	0.73	0.08	0.12	0.11	0.08
P ₂ O ₅	0.03	0.06	0.04	0.05	0.09	0.08	0.05
шп	14.21	11.77	3.32	7.32	5.05	4.70	5.92
сумма	99.74	99.29	100.23	100.18	99.69	99.1	100.39
H ₂ O [*]	3.59	3.96	0.83	1.18	1.62	1.47	1.49

Примечание. 1–7 – номера анализов. Анализы проведены в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН. Содержание оксидов даны в вес. %.

По общим признакам и оруденению, связанному с “черными курильщиками”, ордовикские вулканиты Сакмарской и Присакмаро-Вознесенской зон сопоставляются с вулканитами энзиматических островных дуг. В силуре произошло, вероятно, изменение геодинамической обстановки, отмирание и разрушение дуги.

Исследования проводятся при поддержке РФФИ (проекты №№ 02-05-64283, 04-05-65093) и Программы ОНЗ РАН “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса: от палеоокеана к континенту”.

ЛИТЕРАТУРА

- Аристов В.А., Борисёнок Д.В., Руженцев С.В.* Конодонтовая стратиграфия девонских отложений западного склона Южного Урала // *Наст. сб.*
- Артюшкова О.В.* О конденсированных разрезах девона северной части Сакмарской зоны на Южном Урале // *Палеонтология и стратиграфия девона и карбона Южного Урала.* Уфа: ИГ БНЦ РАН, 1991. С. 41–45
- Артюшкова О.В., Маслов В.А.* Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения дофаменских комплексов Верхнеуральского и Магнитогорского районов. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1998. 156 с.
- Борисёнок Д.В.* Новые данные по геологии Байгускаровского района (Южный Урал) // *Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента.* Сыктывкар: Геопринт, 2002. С.15–17 (Информ. материалы 11-й науч. конф).
- Борисёнок Д.В., Рязанцев А.В.* Аллохтоны комплексов палеозойской активной окраины на западном склоне Южного Урала // *Современные вопросы геотектоники.* М.: Научный мир, 2001. С. 85–88.

- Борисёнок Д.В., Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Калинина Е.А.* Верхнеордовикский вулканогенный колчеданоносный комплекс в структуре Сакмарского аллохтона на Южном Урале // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России: Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 79–80. (Материалы XIV Геол. съезда Республики Коми; Т. 2).
- Борисёнок Д.В., Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Разнищина Е.В.* Ордовикские и девонские комплексы на южном окончании поднятия Уралтау // Современные вопросы геологии. М.: Научный мир, 2002. С. 157–161. (Материалы 2-й молодеж. конф. памяти А.Л. Яншина).
- Бородаев Ю.С., Корень Т.Н., Петровский А.Д.* О находке граптолитов в карьере Блявинского медно-колчеданного месторождения на Южном Урале // ДАН СССР. 1963. Т. 150, № 5. С. 1107–1108.
- Вализер П.М., Зайков В.В., Зайкова Е.В.* и др. Путеводитель к полевым геологическим маршрутам на территории Южного Урала рабочих групп 2.1 и 2.2 летом 1985 г. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 86 с.
- Вознесенский А.И., Книппер А.Л., Коротеев В.А.* и др. Нижнедевонская переотложенная серпентинито-класовая кора выветривания (Южный Урал) // Литология и полез. ископаемые. 2003. № 3. С. 227–236.
- Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В.* и др. Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс: Имин УрО РАН, 2001. 315 с.
- Иванов К.С.* О возрасте офиолитов Кемпирсайско-Хабарнинской ассоциации Урала // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 65–74.
- Иванов К.С.* Проблемы стратиграфии и тектоники вулканогенных толщ Сакмарской зоны и полосы Главного Уральского разлома // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 5–24.
- Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала: Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Екатеринбург, 1998. 252 с.
- Маслов В.А., Черкасов В.Л., Тищенко В.Т.* и др. Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медно-колчеданных районов Южного Урала. Уфа, 1993. 217 с.
- Пучков В.Н., Иванов К.С.* О возрасте губерлинской свиты Южного Урала // Ежегодник–1984. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1985. С. 20–21.
- Руженцев С.В., Аристов В.А.* Девонские микстит-турбидитовые серии в аккреционной структуре Южного Урала // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы. М.: ГЕОС, 2003. С. 161–165. (Материалы XXXVI Тектон. совещ.; Т. 2).
- Рязанцев А.В., Борисёнок Д.В., Дубинина С.В.* и др. Ордовикский вулканизм конвергентной окраины на Южном Урале и возраст колчеданного оруденения // Вулканизм и геодинамика. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2003. С. 312–317. (Материалы II Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии).
- Рязанцев А.В., Борисёнок Д.В., Дубинина С.В.* и др. Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе Медногорских колчеданных месторождений // Наст. сб.
- Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Борисёнок Д.В.* Тектоническое сближение палеозойских комплексов в девонской аккреционной призме // Общие и региональные вопросы геологии. М.: ГЕОС, 2000. Вып. 2. С. 5–24.
- Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Борисёнок Д.В.* Раннефаменские и более древние девонские конодонты в кремнистых аллохтонах на р. Губерля (Южный Урал) // Геология девонской системы. Сыктывкар: Геопринт, 2002. С. 109–113. (Материалы Междунар. симпоз.).
- Рязанцев А.В., Калинина Е.А., Аристов В.А., Кузнецов Н.Б.* Офикальциты и ассоциирующие девонские кремнии в структуре Сакмарской и Присакмаро-Вознесенской зон на Южном Урале // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 82–84. (Материалы XIV геол. съезда Республики Коми; Т. 4).
- Серавкин И.Б.* Путеводитель Южно-Уральской геологической экскурсии (13–18 сентября 2003 г.). Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2003. 70 с. (II Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии: Вулканизм и геодинамика, 9–12 сент. 2003 г.).

- Симонов В.А., Зайков В.В., Бушман Б.И. и др.* Условия формирования базальтоидов Ишкининского колчеданного месторождения. Миасс: Имин УрО РАН, 2000. С. 174–181.
- Тищенко В.Т., Черкасов В.Л.* Новые данные по стратиграфии силурийских и нижнедевонских образований в южной (оренбургской) части западного крыла Магнитогорского прогиба // Биостратиграфия и литология палеозоя Южного и Среднего Урала. Уфа: БФ АН СССР, 1985. С. 3–8.
- Шарфман В.С., Цетлин В.П.* О возрасте губерлинской свиты на Южном Урале // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1968. Т. 43, вып. 2. С. 53–56.
- Gannoun A., Tessalina S., Bourdon B. et al.* Re–Os isotopic constraints on the genesis and evolution of the Dergamish and Ivanovka Cu (Co, Au) massive sulfide deposits, South Urals, Russia // Chem. Geol. 2003. Vol. 196. P. 193–207.

ОФИОЛИТЫ ЮЖНОГО УРАЛА: РЕЛИКТЫ ЕДИНОЙ ОКЕАНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ?

Разнообразие строения и состава офиолитовых ассоциаций соотнесено с обстановками их формирования в большом количестве публикаций (например: [Пейве и др. 1971; Nicolas, 1989]). Как правило, выводы авторов базируются на прямых сопоставлениях офиолитов с разрезами коры тех или иных структур современных океанических и окраинно-морских бассейнов, а также на предположении о зависимости строения мантийных и коровых разрезов офиолитов от тектонической обстановки в области подъема астенотомантийного диапира, скорости спрединга океанского дна и т.д. Все это дает дополнительную информацию для палеореконструкций области спрединга – например, пассивных или активных океанических окраин, срединно-океанических хребтов или задуговых зон спрединга, трансформных разломов и других обстановок.

Различные типы офиолитовых разрезов были описаны и в уральских офиолитовых массивах [Савельева, 1987; Savelieva et al., 2002]. В то же время, очевидно, что существование неких фиксированных крайних типов разрезов офиолитов не исчерпывает разнообразия путей эволюции океанической литосферы. Строение их разрезов также определяется преобразованиями океанической литосферы в ходе спрединга, дальнейшей эволюции во внутриплитных обстановках и при внутриокеаническом скупивании. Исключительно широкое распространение офиолитов на Урале и обилие относительно слабо тектонически дезинтегрированных крупных массивов позволяют ставить вопрос: характеризуют ли эти пространственно сближенные массивы некогда единую структуру с корой океанического типа или это коллаж разновозрастных фрагментов океанической литосферы, сформировавшихся в различных обстановках?

Габбро-ультрамафитовые массивы Урала изучаются почти столетие. Разный методологический подход, в том числе, преобладающий детальный петрографический, обусловил обилие региональных определений магматических формаций, комплексов и даже петрографических названий пород. Например, комплексы габброидов, ассоциирующих с гарцбургитами Хабаровинского массива, – “восточнохабарнинский стратиформный” и “молостовский” [Ферштатер и др., 1982; Маегов, 1979; Балыкин и др., 1991] – различаются (по данным самих же авторов) только условиями залегания, формой и размерами тел. Оба эти комплекса, вероятно, близки к “кызылкаинским” габброидам Кемпирсайского массива [Савельев, Савельева, 1991], но их формирование связывается с различными обстановками. На соотношения так называемых “кирпичнинско-аккремановских” расслоенных габбро с “восточнохабарнинскими” и “молостовскими” в Хабаровинском массиве также существуют различные точки зрения. Это затрудняет создание целостной картины формирования офиолитов и палеореконст-

рукции. Петрологическая характеристика мантийных и плутонических комплексов пород часто дается в отрыве от характеристик вулканитов, диабазовых даек и структуры окружающих осадочно-вулканогенных формаций.

Задачи статьи – рассмотреть положение в палеозойской структуре и дать сводную характеристику мантийных и коровых частей офиолитового разреза трех крупнейших, пространственно сближенных габбро-ультрамафитовых массивов Южного Урала – Кемпирсайского, Хабарнинского и Халиловского и на основании этого анализа показать, являются ли они реликтами литосферы единого бассейна или представляют собой фрагменты, возможно разновозрастные, океанической литосферы, формирование которых происходило в различных обстановках.

Ответ на этот вопрос прояснит: 1) геодинамическую обстановку ранних этапов формирования Уральского бассейна с корой океанического типа, включая условия подъема мантийного диапира; 2) дальнейшую эволюцию коры этого бассейна; 3) металлогенические особенности трех массивов, южный из которых (Кемпирсайский) вмещает уникальные месторождения хромитов.

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОФИОЛИТОВЫХ МАССИВОВ

В структуре палеозоид Южного Урала Кемпирсайский, Хабарнинский и Халиловский габбро-ультрамафитовые массивы занимают различное положение. Кемпирсайский – приурочен к аллохтонным комплексам Сакмарской зоны, Хабарнинский – располагается на стыке Сакмарской и Присакмаро-Вознесенской зон с Уралтауской и Эбетинской антиформами, а Халиловский – целиком находится в Присакмаро-Вознесенской зоне (рис. 1). Несмотря на определенные различия, эти зоны имеют много общих черт в строении, составе и возрасте слагающих комплексов.

Для обеих зон характерно широкое распространение ордовикско-силурийских терригенных, кремнисто-туфогенных, базальт-риолитовых и кремнисто-базальтовых; силурийских базальтовых и черносланцевых; девонских вулканогенных, кремнистых, туфогенных и олистостромовых толщ. Эти комплексы слагают пакеты тектонических пластин, расслоенные серпентинитами и серпентинитовым меланжем и дислоцированные в серию синформ и антиформ. В покровной структуре как Сакмарской, так и Присакмаро-Вознесенской зон участвуют и габбро-ультрамафитовые массивы.

Наиболее показательным является структурное положение Хабарнинского массива. Массив располагается в седловине, возникновение которой обусловлено ундуляцией шарниров Уралтауской и Эбетинской антиформ (южного погружения шарнира Уралтауской и северного – шарнира Эбетинской антиформы). Этот участок слагают сложно дислоцированные и зонально метаморфизованные комплексы Сакмарской и Присакмаро-Вознесенской зон. Детально изучено строение южного крыла Уралтауской антиформы, где обнажается пакет тектонических пластин, сложенных вулканогенными толщами среднего ордовика (губерлинская свита и ее возрастные аналоги) и олистостромом. В олистостроме присутствуют крупные отторженцы терригенных пород нижнего ордовика (кядрясовская свита), а также глыбы кремней лохковского, эмского, живетского, франского и раннефаменского возрастов. Отдельные уровни в олистостромовой толще насыщены офиолитокластовым материалом [Борисёнок и др., 2002].

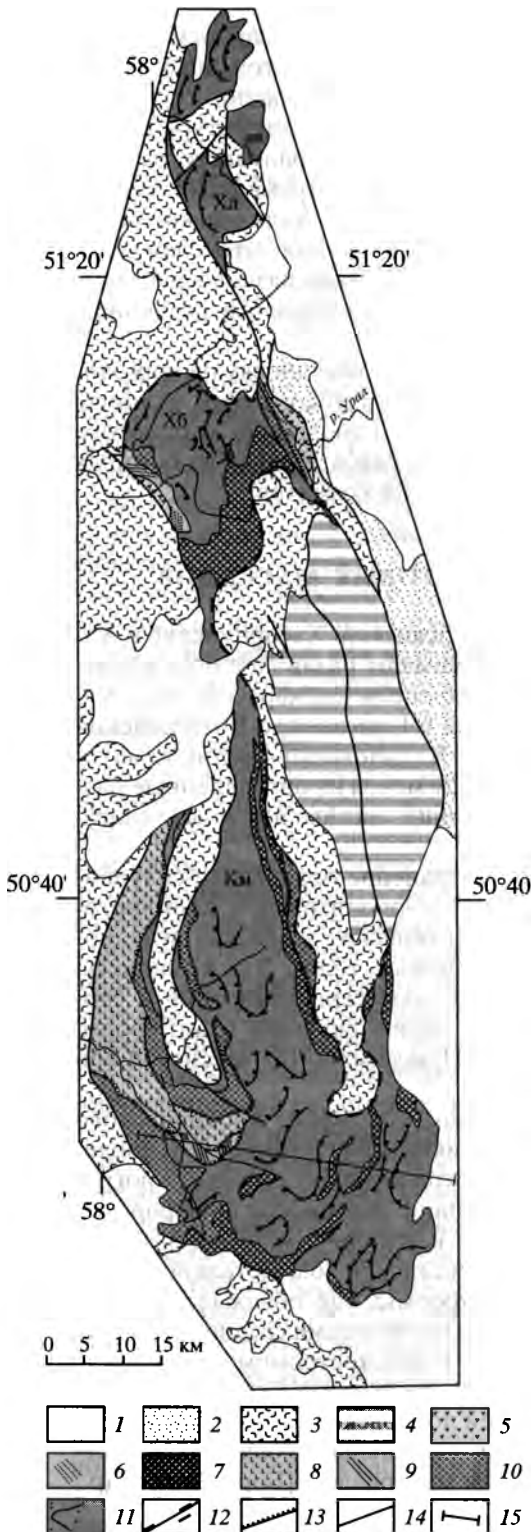
Рис. 1. Схема размещения офиолитовых массивов Южного Урала

1 – кайнозойские отложения; 2 – верхнедевонский флиш (зилайская серия); 3 – ордовикско-верхнедевонские вулканогенно-осадочные, кремнистые, кремнисто-сланцевые и олистостромовые комплексы; 4 – дордовикские комплексы; 5, 6 – комплексы верхней части офиолитового разреза Хабаровинского массива: 5 – нижне-среднедевонские (?) андезиты и андезито-базальты, 6 – комплекс параллельных даек и габбро-плагиогранитная ассоциация; 7 – комплекс дифференцированных дунитов, верлитов, клинопироксенитов и габбро-норитов; 8, 9 – комплексы верхней части офиолитового разреза Кемпирсайского массива: 8 – среднеордовикские базальты с линзами яшм, 9 – комплекс параллельных даек и изотропных габбро; 10 – дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс и расслоенные оливковые габбро, троктолиты, габбро-нориты; 11 – мантийные рестигы (гарцбургиты, дуниты, в резко подчиненном количестве – леерциты) с ориентировками структур полосчатости и уплощенности минералов; 12 – подошвы тектонических аллотонов; 13 – подошвы тектонических пластин, образованных различными комплексами офиолитовых разрезов; 14 – прочие разрывные нарушения; 15 – линия профиля (см. рис. 2)

Офиолитовые массивы: Хл – Халиловский, Хб – Хабаровинский, Км – Кемпирсайский

По всей вероятности, близкое строение имеет северное крыло Эбетинской антиформы, где широко распространены кремнисто-сланцевые и обломочные толщи, в которых собраны органические остатки ордовикского и силурийского возраста [Иванов и др., 1984]. К западу от Хабаровинского массива, уже в пределах Сакмарской зоны, в строении дислоцированных пакетов тектонических пластин, наряду с кремнисто-туфогенными, кремнисто-вулканогенными и кремнистыми толщами ордовикского и девонского возраста, участвуют силурийские черносланцевые комплексы (сакмарская свита) [Руженцев, 1976; Иванов и др., 1984; Рязанцев и др., 2000].

Хабарнинский габбро-ультрамафитовый массив по отношению к обрамляющим комплексам Уралтауской, Эбетинской антиформ и Сакмарской зоны занимает наиболее высокое структурное положение и тектонически их перекрывает. Общая мощность этого покрова достигает 1500 м. Таким



образом, ультрамафиты и габброиды массива слагают бескорневой тектонический покров, который подстилается пакетом тектонических пластин, сложенных различными ниже-среднепалеозойскими комплексами. В западной и восточной частях этого аллохтона присутствуют верхние части офиолитового разреза, включающие комплекс параллельных даек и вулканогенные породы.

Самый крупный на Южном Урале – Кемпирсайский габбро-ультрамафитовый массив – располагается к югу от Хабаровинского, с которым его соединяет узкая полоса выходов серпентинитов. Восточным и северным ограничениями массива являются комплексы западного крыла и южной периклинали Эбетинской антиформы. Они аналогичны образованиям ее северного крыла, однако здесь, кроме ордовикско-девонских толщ, широко распространены доордовикские дифференцированные вулканиты. Так же, как и на северном крыле, эти образования слагают пакеты тектонических пластин, расслоенные серпентинитовыми blastomилонитами и серпентинитовым меланжем [Иванов и др., 1984; Савельев, Савельева, 1991]. Ультрамафиты и габброиды Кемпирсайского массива тектонически перекрывают комплексы Эбетинской антиформы, слагая очень крупный тектонический покров, мощность которого достигает 12–16 км в юго-восточной части массива [Сегалович, 1973]. Западный и южный контакты этого покрова имеют достаточно пологие (до 30°), соответственно, западные и южные падения.

К западу от Кемпирсайского массива распространены кремнисто-вулканогенные, кремнистые и черносланцевые ордовикско-девонские комплексы Сакмарской зоны, имеющие сложное покровно-сладчатое строение [Руженцев, 1976; Иванов, Пучков, 1984]. Эти комплексы имеют тектонические взаимоотношения с ультрамафитами и габброидами Кемпирсайского массива, причем в основном эти контакты субвертикальные. Только на отдельных участках видны перекрытия интенсивно дислоцированными кремнисто-сланцевыми, вулканогенными и терригенными комплексами ультрамафитов и габброидов Кемпирсайского массива. Юго-западный контакт Кемпирсайского массива также является тектоническим. Он представляет собой пологий (10–20°) надвиг юго-западного падения, по которому пакет пластин ордовикско-девонских комплексов Сакмарской зоны надвинут на ультрабазиты Кемпирсайского массива [Савельев, Савельева, 1991]. Таким образом, Кемпирсайский массив слагает крупный и мощный аллохтон, который подстилается и перекрывается тектоническими пластинами, сложенными различными ордовикско-девонскими комплексами. В юго-западной части Кемпирсайского массива, так же, как и в Хабаровинском, появляются верхние части офиолитового разреза (фрагменты комплекса параллельных даек и среднеордовикских кремнисто-базальтовых разрезов).

Халиловский массив расположен северо-восточнее Хабаровинского и находится в западной части Присакмаро-Вознесенской зоны. Его западным ограничением являются метаморфизованные ордовикско-девонские комплексы восточного крыла Уралтауской антиформы, а на востоке ультраосновные породы массива перекрыты мезозойско-кайнозойскими толщами Орской впадины (см. рис. 1). От других массивов он отличается наибольшей степенью серпентинизации и тектонической дезинтеграции. Халиловский массив совместно с ордовикско-среднедевонскими вулканогенными, черносланцевыми, кремнистыми и олистостромовыми толщами участвует в строении сложного пакета тектонических пластин [Щербачков, 1990; Маслов и др., 1993; Борисёнок, Рязанцев, статья

в настоящем сборнике] и может рассматриваться как отчлененный левым сдвигом на 25–30 км фрагмент Хабарнинского массива.

Таким образом, все рассмотренные габбро-ультрамафитовые массивы слагают различного размера пластины среди ниже-среднепалеозойских кремнисто-вулканогенных и олистостромовых комплексов.

На основании анализа строения, состава и возраста стратифицированных образований, участвующих совместно с габбро-ультрамафитовыми массивами в покровно-складчатой структуре, могут быть сделаны выводы об этапах ее становления. Так как в состав подстилающих пакетов тектонических пластин входят различные комплексы ордовикского, силурийского, ниже-среднедевонского, франского и раннефаменского возраста, а также учитывая многоэтапность деформаций габбро-ультрабазитовых массивов, можно предполагать, что завершение процессов становления покровно-складчатой структуры Сакмарской и Присакмаро-Вознесенской зон относится к после-раннефаменскому, скорее всего, к раннекаменноугольному времени.

СТРОЕНИЕ ОФИОЛИТОВЫХ МАССИВОВ

Три крупных массива – Кемпирсайский, Хабарнинский и Халиловский – обнаружены на южном фланге офиолитового пояса Урала. Они являются телами сложной каплевидной формы, которые прерывисто протягиваются в меридиональном направлении почти на 170 км (см. рис. 1). С юга на север – от Кемпирсайского массива к Халиловскому – уменьшаются их размеры и возрастает степень тектонической дезинтеграции. Так, площадь только ультраосновного тела Кемпирсайского массива составляет около 1500 км² при мощности в его юго-восточной части до 12–16 км [Сегалович, 1973], Хабарнинского – около 400 км² при максимальной мощности не более 1.5 км, а Халиловского – около 300 км² при мощности наиболее крупных тектонических пластин до 0.5 км.

Во всех массивах присутствуют фрагменты всех членов офиолитового разреза, большую часть которого составляют мантийные ультрамафиты, преимущественно, гарцбургиты. В состав офиолитов мы включаем:

- ультрамафиты реститового генезиса (мантийные тектониты) – гарцбургиты, в подчиненном количестве – лерцолиты, энстатитовые дуниты и дуниты;
- клинопироксеновые дуниты, реже – плагиоклазовые дуниты, клинопироксениты, в подчиненном количестве – верлиты и плагиоклазовые верлиты, вебстериты;
- расслоенные оливиновые габбро, троктолиты, габбро, реже – габбро-нориты;
- диабазы параллельных даек и роев; габбро-диабазы, изотропное такситовое габбро, часто роговообманковое, а также плагиограниты;
- расслоенные (дифференцированные) габброиды, биотит- и амфиболсодержащие, сопровождаемые большим количеством малых интрузий, даек, ступенчатых жил – габбро, габбро-нориты, пироксениты, в том числе, – вебстериты, амфиболовое габбро, амфиболиты и амфиболлизированные пироксениты с флогопитом.

В пластинах, перекрывающих и подстилающих габбро-ультрабазитовые массивы, присутствуют фрагменты кремнисто-базальтовых разрезов среднеордовикского, раннесилурийского и ранне-среднедевонского возраста, неко-

торые из которых, возможно, принадлежат к самым верхам офиолитового разреза [Иванов, Пучков, 1984; Иванов, 1988; Иванов, 1998, Рязанцев и др. 2000]. В подошве габбро-ультрамафитовых аллохтонов часто присутствуют амфиболиты, часть из них могла сформироваться по породам офиолитового разреза.

Мантийные тектониты

Наиболее полно изучены ультрамафиты мантийного разреза самого крупного *Кемпирсайского массива*. Массив вытянут в северо-северозападном направлении почти на 90 км, на севере он представляет собой падающее на запад узкое тело, а в южной – широкой (до 40 км) – части имеет грибообразную форму с асимметричной, полого наклоненной к западу “шляпкой” и мощной “ножкой” вдоль его восточного края. Таким образом, глубинные горизонты разреза вскрыты в юго-восточной части массива, а верхние – обнажены в западной, вдоль контакта с троктолитами, дунитами, верлитами. В юго-восточной части массива, где вскрыты глубинные горизонты, встречены перцолиты, в том числе, плагиоклазосодержащие, и там же широко развиты хромитоносные дуниты, составляющие до 40–50% объема этой части разреза. Дуниты дробно чередуются с перцолитами, энстатитовыми дунитами, гарцбургитами и образуют пластообразные тела, жилы мощностью от 1–2 м до сотен метров, субогласные с полосчатостью перидотитов или секущие ее (рис. 2). Крупные тела дунитов тяготеют к осевым частям складок течения в гарцбургитах и встречаются также в средней и верхней частях мантийного разреза. Большая часть площади массива и, вероятно, основная часть разреза, сложена гарцбургитами. Полосчатое распределение оливина, энстатита, хромшпинелида \pm диоксида и линейно-плоскостные ориентировки минералов проявлены в различной мере по всему массиву. В южной части – полосчатость и линейно-плоскостные текстуры очерчивают крупные (10–15 км в поперечнике) складки течения с юго-западной и субширотной ориентировками субгоризонтальных шарниров, осложненных мелкими флексурами и складками [Савельев, Савельева, 1991]. Дискордантные ориентировки полосчатости и уплощенности установлены при наложении мелких открытых складок на крупные каплевидные структуры, что характерно для многоэтапных пластических деформаций. Судя по совпадающим ориентировкам линейности и уплощенности в гарцбургитах и секущих их дунитах, пластические деформации продолжались и после образования дунитовых тел.

На севере массива полосчатость очерчивает простые открытые складки течения с субмеридиональной ориентировкой шарниров и конформными ориентировками полосчатости и уплощенности (см. рис. 1).

Петроструктуры гарцбургитов, энстатитовых дунитов и дунитов значительно различаются по площади массива. Большая часть крупнозернистых, протогранулярных и, реже, – порфирикластических структур гарцбургитов западной, центральной и, локально, – юго-восточной частей массива была образована в ходе субсолидусного пластического течения (проникающих сдвиговых деформаций) путем трансляционного скольжения дислокаций и, в меньшей мере, – путем рекристаллизации. Скольжение осуществлялось по системе $[100] \{0kl\}$, где N_g оливина образует четкий максимум, совпадающий с минеральной линейностью.

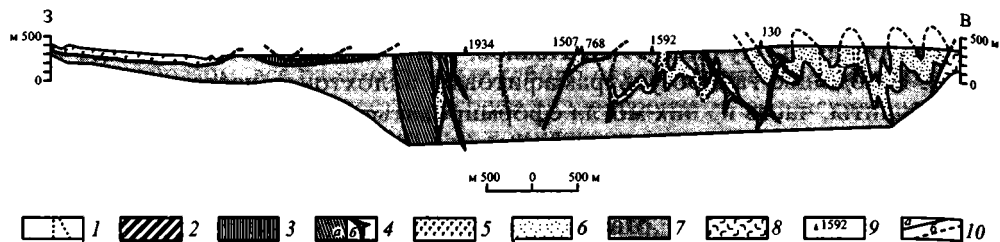


Рис. 2. Геологический разрез южной части Кемпирсайского массива (с учетом данных картировочного бурения). Положение профиля см. на рис. 1

1 – дайки диабаз-спессартитов; 2 – среднеордовикские кремнисто-базальтовые толщи; 3 – диабазовые дайки и их рои; 4 – дифференцированные верлиты, пироксениты, габбро, часто амфиболизированные, и амфиболиты (кызылкаинский комплекс): а – мощные (сотни метров) пластовые тела и дайки, б – дайки и жилы мощностью 1–30 м; 5 – расслоенное оливниновое габбро, троктолиты, габбро-нориты (кокпектинский комплекс); 6 – дуниты; 7 – гарцбургиты; 8 – ниже-среднепалеозойские вулканогенно-осадочные комплексы; 9 – положение скважин картировочного бурения и их номера; 10 – разрывные нарушения (подошвы тектонических платформ): а – достоверные, б – предполагаемые

Иная картина наблюдается в мелкозернистых гранобластовых, мозаичных и милонитовых структурах ультрамафитов юго-восточной части массива и в области сопряжения губинных и средних горизонтов разреза. Здесь максимум N_g размытый, очень слабый, несмотря на то, что линейность и уплощенность в этих породах выражены хорошо. В гарцбургитах и энстатитовых дунитах устанавливается значительное смещение слабого максимума N_g оливина от плоскости уплощенности F , что говорит о нестационарном пластическом течении масс с вращением [Денисова, 1996].

Изучение состава ультраосновных пород и слагающих их минералов по двум полным пересечениям массива [Савельева, Перцев, 1995; Savelieva et al., 1997] показало следующее.

1. В образцах ультрамафитов всего разреза присутствует ряд последовательных поколений минералов, образующих как равновесные, так и неравновесные ассоциации. Выделены парагенезисы – от ранних к поздним:

– оливин1 $Mg^{\#} = 89.4-91.2$ + энстатит1 (высокоглиноземистые, высокохромистые, относительно энстатитов второй генерации, ядра крупных зерен) $f = 9.0-11.2 \pm$ диопсид1 $f = 5.0-7.0$ (ядра крупных зерен) + хромшпинелид1 $Cr^{\#} = 16-25$ (в лерцолитах) и $Cr^{\#} = 38-55$ (в гарцбургитах);

– оливин2 + энстатит2 (каймы, необласты) + диопсид2 (каймы, необласты) + хромшпинелид 2 более хромистый, чем хромшпинелид 1;

– энстатит3 + паргасит + флогопит + хромшпинелид3 глиноземистый относительно хромшпинелидов 1 и 2.

2. Состав минералов широко варьирует не только в зависимости от позиции минерала в структуре породы – например, протобласт/необласт – и участка анализируемого зерна – центр/край, – но, главное, от положения образца в общем разрезе реститов – удаленности его от границы с плутоническими габброидами (от границы коровых и мантийных реститовых комплексов), а также от положения образца относительно локальных зон рекристаллизации.

Основная закономерность строения разреза состоит в существовании “расслоенности” ультраосновных реститов, выраженной в расположении относительно слабо деплетированных лерцолитов в глубинной части разреза, а более деплетированных гарцбургитов – в верхней. Смена состава пород и структур

пластических субсолидусных деформаций происходит в направлении контакта перидотит – расслоенное габбро. Это направленное изменение состава пород, происходившее в процессе субсолидусного пластического течения в режиме снижения температуры, было интерпретировано как образование синдеформационного профиля деплетирования мантийного вещества в ходе его частичного плавления и отделения базальтоидной выплавки при подъеме астенотантийного диапира. Восстанавливающиеся новые минеральные равновесия в каймах крупных зерен и необластах характеризуются последовательным снижением содержания алюминия, хрома в энстатитах и диопсидах, кальция – в энстатитах, и титана, натрия – в диопсидах, при одновременном увеличении хромистости и железистости хромшпинелида.

Различия состава пород западной и восточной частей массива, особенности глубинной части мантийного разреза, избилующего зонами высокотемпературных милонитов с исключительно четкими деформационными структурами и мельчайшими необластами (менее 0.01 мм), резкая смена типов структур позволяют предполагать, что в целом картина (строение ультраосновного тела) отражает глубинное совмещение различных доменов астенотантийных масс по вязким сдвигам. Судя по составу милонитов, образование таких “шовных” сдвиговых зон происходило при температуре около 1200° и высоких скоростях деформаций. Присутствие флюида (флогопит, амфибол) способствовало развитию высокоскоростных деформаций.

Ультрамафиты *Хабарнинского массива* представлены преимущественно гарцбургитами с небольшим количеством дунитовых тел и в крайне малых количествах – лерцолитами (только в скважинах), которые, наряду с более молодыми комплексами офиолитового разреза, входят в состав крупного (мощностью до 1.5 км) аллохтона, перекрывающего палеозойские образования Сакмарской и Присакмаро-Вознесенской зон [Перфильев, 1979; Щербаков, 1990]. В западной части массива гарцбургитовый разрез наращивается дунит-верлит-пироксенит-габбро-норитовой серией (кирпичинская ассоциация) и далее – габбро-плагιοгранитным комплексом, комплексом параллельных даек и пиллоу-лавами. На юго-востоке гарцбургиты подстилаются дунит-пироксенит-габбровым (восточнохабарнинским) комплексом, с которым в современной структуре имеют преимущественно тектонические взаимоотношения. В то же время, на контакте гарцбургитов и оливиновых клинопироксенитов были обнаружены “эруптивные брекчи”, а также выявлены ксенолиты гарцбургитов в пироксенитах и габбро-норитах. Эти данные свидетельствуют о прорывании дунит-гарцбургитового комплекса восточнохабарнинскими пироксенитами и габброидами [Балыкин и др., 1991; Разумовский, Астраханцев, статья в настоящем сборнике].

По структуре и составу мантийные перидотиты этого массива близки гарцбургитам западной части Кемпирсайского массива. В них также сохранились первичные деформационно-метаморфические текстуры – полосчатость, минеральная уплощенность, линейность и крупнозернистые протогранулярные и порфиорокластические петроструктуры. Однако в целом линейно-плоскостные и полосчатые текстуры здесь хуже выражены, невыдержанны и часто затушеваны низкотемпературными деформациями. Субвертикальная минеральная уплощенность и полосчатость северо-западного простирания распространены в центральной и северо-западной частях массива. Ориентировка склонения агрегатной линейности (угол 40–65°) меняется от северо-западного до юго-восточного направлений, тогда как линейность хромшпинелида

склоняется преимущественно к югу; угол ее склонения резко варьирует. С.А. Щербаков [1990] выделяет две фазы высокотемпературных деформаций ультрамафитов, связывая наиболее выдержанные северо-западные ориентировки структур пластического течения гарцбургитов и ориентировки, а также время формирования дунитовых тел, шлиров и жил энстатитов со второй фазой деформаций. Количество дунитовых тел в гарцбургитах увеличивается в юго-восточной части массива, и их ориентировка конформна ориентировке структур подстилающих дунитов.

Первичный парагенезис гарцбургитов представлен оливином Fo₉₁₋₉₃ (70–80%), энстатитом En₉₀₋₉₃ (15–25%), диопсидом (1–3%) и хромшпинелидом (1.5–2.5%). Количество окиси алюминия и окиси хрома в энстатитах, так же, как и состав акцессорного хромшпинелида ($Cr^{\#} = 37-58$), аналогичны таковым в гарцбургитах западной части Кемпирсайского массива.

Мантийные ультрамафиты *Халиловского массива* участвуют в строении пакета тектонических пластин вместе с кремнисто-базальтовыми, чернослацевыми и кремнисто-терригенными толщами ордовика – среднего девона. Наиболее мощная пластина достигает 500 м, также имеются многочисленные блоки ультрамафитов в серпентинитовом меланже. Гарцбургиты составляют основной объем ультраосновного тела; дуниты, образующие в гарцбургитах протяженные полосы и линзы мощностью до 20 м, относительно широко распространены в южной части массива. Лерцолиты встречены в восточной и центральной частях массива, но из-за плохой обнаженности их пространственное распределение неясно. Внутренняя структура массива, типы полосчатости, линейно-плоскостных структур и их ориентировки близки таковым в северо-восточной части Хабаровинского массива [Щербаков, 1990]. Полосчатость описывает плавную дугообразную структуру, обращенную выпуклостью на запад с преимущественным падением на восток под углами 50–85° (см. рис. 1). Плоскостные ориентировки (F-foliation) совпадают с полосчатостью, линейность ориентирована по падению плоскости F, что позволяет интерпретировать структуру как крыло крупномасштабной складки пластического течения. На отдельных участках массива установлены мелкомасштабные изоклиальные складки с субгоризонтальными шарнирами, осложняющие крупную складку [Щербаков, 1990]. Параллельно этим шарнирам развита линейность (по хромшпинелидам) второй генерации. Таким образом, так же, как в Кемпирсайском и Хабаровинском массивах, высокотемпературные пластические деформации в Халиловском массиве были полифазными. Петроструктурный анализ пород показал, что предпочтительные ориентировки оливина образованы при трансляционном скольжении дислокаций по системе {0kl}[100] [Щербаков, 1990], т.е., с учетом составов синдеформационных парагенезисов, отражают условия высокотемпературного сплошного течения в мантии.

Состав и структура минеральных парагенезисов гарцбургитов аналогичны, по имеющимся данным, таковым в Хабаровинском и западной части Кемпирсайского массивов: оливин Fo₉₀₋₉₃ (70–80%), энстатит En₉₀₋₉₃ (15–25%), диопсид (1–3%) и хромшпинелид (1.5–2.0%). Хромистость акцессорного хромшпинелида гарцбургитов составляет 42–48%, дунитов 52–55%.

Во всех трех массивах гарцбургиты и дуниты содержат жилы и шлиры энстатитов, диопсидитов и вебстеритов.

Хромитовые месторождения, связанные с мантийными тектонитами

С ультрамафитами Кемпирсайского массива связаны крупнейшие в мире месторождения высокохромистых металлургических руд, которые располагаются в его юго-восточной части и приурочены к наиболее глубинной части мантийного разреза (область перехода лерцолитов к гарцбургитам, изобилующая дунитовыми телами) [Павлов и др., 1968]. В пределах Главного рудного поля гигантские рудные тела образуют линейные группы, расположенные конформно (вдоль) субгоризонтальным шарнирам струйных, каплевидных структур пластического течения мантийных ультрамафитов. Удлинение и склонение всех рудных тел согласуется с ориентировкой линейности во вмещающих гарцбургитах и дунитах. В западной части массива, в гарцбургитах с дунитовыми линзами верхней части мантийного разреза, присутствуют редкие линзовидные и жиллообразные тела высокоглиноземистых магнезиальных хромитов. В зоне перехода мантийных тектонитов к расслоенным габброидам, в низах плутонического разреза, среди дунитов с линзами и полосами верлитов распространены мало-мощные линзовидно-пластовые струйчатые тела бедновкрапленных высокожелезистых глиноземистых хромитов.

Халиловские месторождения хромитов приурочены к дунитам среди гарцбургитов, возможно, с реликтами лерцолитов [Бетехтин, Кашин, 1937]. Руды здесь высокохромистые, магнезиальные, аналогичные по составу хромитам Главного рудного поля в юго-восточной части Кемпирсайского массива.

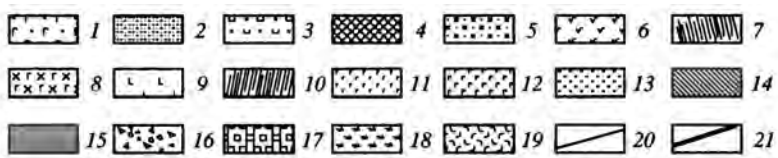
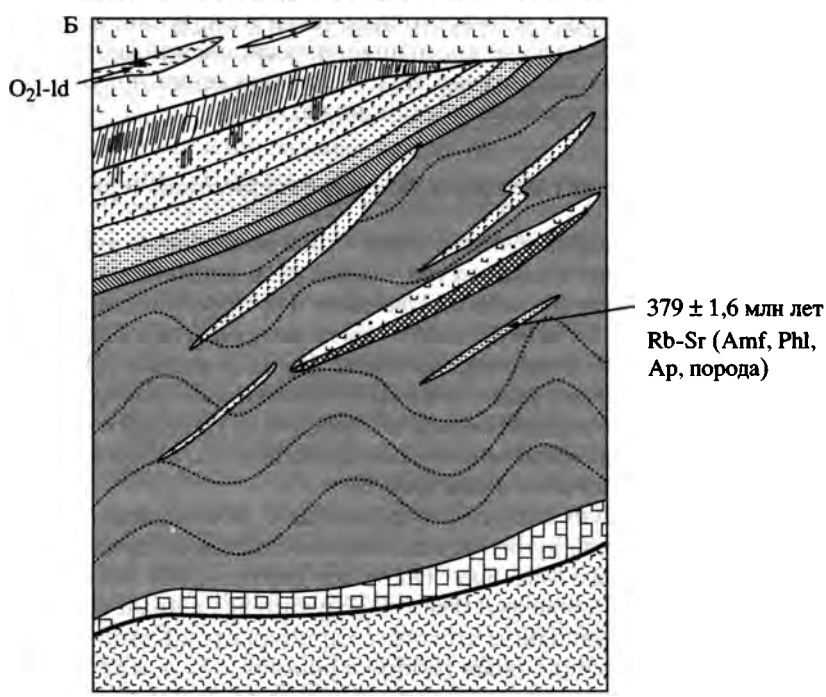
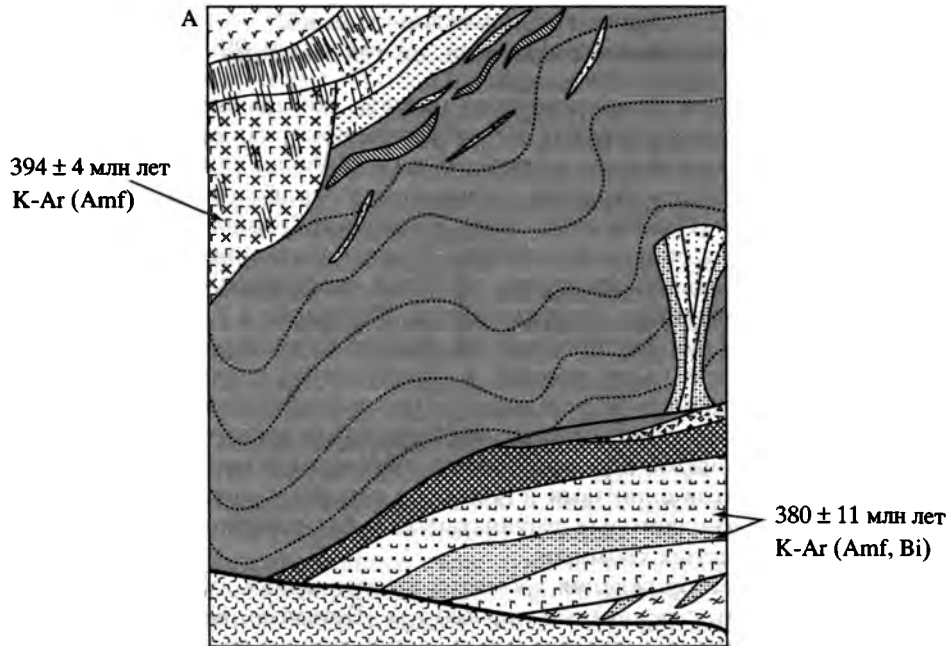
В Хабаровинском массиве промышленных скоплений хромитов в мантийных реститах не обнаружено, а известные месторождения приурочены к дунитам восточнохаварнинского комплекса (см. ниже).

Дунит-верлит-клинопироксенитовая серия

Клинопироксеновые дуниты, реже – плагиоклазовые дуниты, клинопироксениты, в подчиненном количестве – верлиты и плагиоклазовые верлиты, вебстериты – присутствуют во всех массивах. Их пространственное положение в структуре массива не всегда может быть интерпретировано однозначно, поскольку полосчатые дунит-пироксениты формировались не одноактно. В целом, породы этой серии расположены в области (на границе) перехода от мантийных реститовых перидотитов к габброидам; с гарцбургитами же ассоциируют различные (разновременные) комплексы габбро, а пироксениты в ряде случаев бывают разобщены с ними (рис. 3).

Наиболее четкую структурную позицию и относительно широкое распространение породы дунит-верлит-пироксенитовой серии имеют в западной части Хабаровинского массива. Такое же структурное положение занимают дуниты, плагиоклазовые дуниты и чередующиеся с ними верлиты и клинопироксениты на юго-западном контакте гарцбургитов Кемпирсайского массива с расслоенными оливиновыми габбро в районе р. Кокпекты. Мы назовем эти серии, связанные прямыми переходами с ранними расслоенными габброидами и в ряде случаев – с гарцбургитами, полосчатой (расслоенной) дунит-верлит-пироксенитовой серией первого (раннего) этапа формирования офиолитовой ассоциации.

На юго-западе Кемпирсайского массива в левом борту долины р. Кокпекты гарцбургиты с дунитами сменяются в западном направлении чередующи-



мися плагиоклазовыми дунитами, верлитами, троктолитами и оливиновыми габбро. Границы полосчатости этих пород конформны их контакту с гарцбургитами и наклонены на запад; полосчатость дунит-верлитов-троктолитов залегает круче, нежели их граница с гарцбургитами [Савельев, Савельева, 1991]. Таким образом, полосчатая серия здесь перекрывает гарцбургиты, слагающая нижнюю часть разреза расслоенных габброидов. Мощность этой серии составляет около 200–500 м. Уплотненные линзы и прослои дунитов достигают 50 м мощности и прослеживаются по простиранию на 6–7 км. В кровле дунитовых тел – прослоев, на контакте с троктолитами, развиты овоидные плагиоклазовые верлиты, пойкилоофитовые, пойкилитовые порфиرويدные верлиты и плагиоклазовые дуниты. В подошве дунитов переход к оливиновым габбро-троктолитам резкий; иногда в дунитах присутствуют мелкие рассеянные зерна интерстициального плагиоклаза или диоксида. Местами дуниты содержат уплотненные шпирсы и полосы мелко- и среднезернистых струйчато-полосчатых и нодулярных хромитов.

В Хабарнинском массиве породы дунит-верлит-пироксенитовой серии обнаружены в его северо-восточной и западной частях. В северо-восточной части они отделены от гарцбургитов крупным субмеридиональным разломом и слагают крутопадающую на восток пластину, образованную чередующимися дунитами, верлитами, оливиновыми габбро, габбро-норитами и габбро, мощностью 250–600 м (аккермановская ассоциация). Полосчатость имеет преимущественно северо-восточное и восточное падения от 30° до 80° [Варлаков, Матвеев, 1978; Разумовский, Астраханцев, статья в настоящем сборнике].

В западной части Хабарнинского массива дунит-верлит-пироксенитовый (расслоенный) комплекс (кирпичниинская ассоциация) находится в субвертикальном залегании, а его разрез наращивается с востока на запад. Здесь в гарцбургитах вблизи контакта с расслоенным комплексом увеличивается количество дунитовых тел, а также присутствует много жильных тел верлитов, пироксенитов и габбро. Далее разрез этого комплекса представляет собой серию расслоенных интрузий дунитов–верлитов–плагиоклазовых верлитов, которые пересекаются также расслоенными телами габбро–габбро-норитов. Вмещающими для тех и других являются породы дунит-гарцбургитового комплекса (см. рис. 3) [Разумовский, Астраханцев, 2002; Разумовский, Астраханцев, статья в настоящем сборнике].



Рис. 3. Схемы соотношений основных комплексов Хабарнинской (А) и Кемпирсайской (Б) офиолитовых ассоциаций

1–5 – комплекс поздних дифференцированных дунитов, верлитов, пироксенитов и габброидов: 1 – габбро-нориты, 2 – вебстериты, 3 – оливиновые клинопироксениты, 4 – дуниты и верлиты, 5 – диориты и сиениты; 6–8 – комплексы верхних частей Хабарнинской офиолитовой ассоциации: 6 – ниже-среднедевонские (?) подушечные лавы андезитов и андезибазальтов, 7 – комплекс параллельных даек, 8 – габбро-плагиогранитная ассоциация; 9, 10 – комплексы верхних частей Кемпирсайской офиолитовой ассоциации: 9 – среднеордовикские подушечные базальты с линзами яшм, 10 – комплекс параллельных даек; 11–14 – дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс и ранние расслоенные оливиновые габбро: 11 – габбро и оливиновые габбро, 12 – троктолиты и габбро-нориты, 13 – клинопироксениты, 14 – дуниты и верлиты; 15 – мантийные рститы (гарцбургиты, дуниты, редко – лерцолиты); 16 – эруптивные брекчи; 17 – ортоамфиболиты тектонической подошвы офиолитовых аллохтонов (по всем породам офиолитовой ассоциации); 18 – орто- и параамфиболиты ранних этапов внутрибассейнового суживания (интродуцированные поздними пироксенитами и габброидами); 19 – ниже-среднепалеозойские комплексы, подстилающие офиолитовые аллохтоны; 20 – тектонические контакты между различными членами офиолитовых ассоциаций; 21 – подошвы офиолитовых аллохтонов

Расслоенные оливиновые габбро, троктолиты и габбро первого (раннего) этапа формирования офиолитовой ассоциации

В Кемпирсайском массиве формация расслоенных габброидов (кокпектинская) представлена преимущественно в его западной части [Балыкин и др., 1991; Савельев, Савельева, 1991]. В долине р. Кокпекты она с постепенным переходом наращивает разрез гарцбургитов и полосчатой дунит-верлит-троктолитовой серии. По существу, последняя слагает нижние части разреза расслоенных габбро; общая мощность всего разреза габброидов составляет около 1.7 км. На некоторых участках габброиды слагают маломощные (от 5 до десятков метров) тектонические пластины, субгоризонтально залегающие на гарцбургитах вдоль западного контакта массива или на диабазовых дайках (см. рис. 1). Эти же габброиды, метаморфизованные в гранат-амфиболитовой фации, тектонически подстилают гарцбургиты вдоль северо-восточного контакта массива (вместе с метагаббро более поздней формации). В самом крупном Кокпектинском теле габброидов полосчатость пород очерчивает крупные брахиформные складки, вытянутые в северо-западном направлении с общим наклоном осевой плоскости к юго-западу. Породы представлены оливиновым габбро, троктолитами и габбро с маломощными прослоями анортозитов, мелано- и лейкотроктолитов и плагиоверлитов. Строение разреза меняется от груборитмичного (доли метра – десятки метров) до тонкого (первые сантиметры) чередования пород. Встречаются пегматоидные троктолиты, оливиновое габбро и секущие жилы пегматоидных габбро и анортозитов с хромшпинелидом. В средней и верхней частях разреза габброиды имеют довольно однородный состав среднезернистого мезократового габбро (часто с оливином) с полосчатыми текстурами, деформированными в открытые малоамплитудные складки.

По химическому составу габброиды принадлежат к единой группе пород с четким толеитовым трендом дифференциации, низкими содержаниями щелочей, титана и фосфора [Ферштатер и др., 1982; Савельев, Савельева, 1991]. От низов разреза, где преобладают высокомагнезиальные оливиновые габбро и троктолиты с железистым и высокохромистым хромшпинелидом, к верхней части разреза незначительно возрастают железистость пород и содержание окиси титана и снижается основность плагиоклаза. Обратная корреляция железистости пироксенов и кальциевости плагиоклазов соотносена с котектическим ходом кристаллизации базитовой магмы [Балыкин и др., 1991; Ферштатер и др. 1982].

В Хабарнинском массиве габброиды раннего этапа, так же, как и в Кемпирсайском массиве, тесно связаны с расслоенным комплексом. Они распространены в северо-восточной и западной частях массива, представлены оливиновыми габбро, троктолитами, габбро-норитами и габбро, которые наращивают разрезы дунит-верлит-клинопироксеного комплекса. Оливиновое габбро, битовнитовые габбро-нориты обладают массивной или полосчатой текстурами, габбровой или субофитовой структурами, состоят из плагиоклаза Ap_{78-88} , клинопироксена $f = 13-17\%$, ортопироксена $f = 13-25\%$, \pm оливина, \pm амфибола и титаномагнетита. Химический состав этих габброидов аналогичен составу кемпирсайских расслоенных габбро (см. выше). Характер распределения и концентрации РЗЭ в последних типичны для габбро, комплементарных нормальных MORB; положительные Eu-аномалии и слож-

ная изломанная форма кривых распределения редких земель отражают различные пропорции оливина, плагиоклаза и пироксенов, что типично для кумулятов, образующихся при кристаллизационной дифференциации в магматической камере [Pallister, Knight, 1981].

**Диабазы комплекса параллельных даек и роев,
габбро-диабазы, изотропное такситовое габбро,
часто роговообманковое**

Эти породы слагают верхние части офиолитовых разрезов Кемпирсайского и Хабарнинского массивов. В Халиловском массиве диабазы представлены как блоками в серпентинитовом меланже, так и телами, секущими дуниты и гарцбургиты.

В Кемпирсайском массиве рассматриваемые комплексы обнажены в его западной части. Соотношения изотропных габбро и диабазов дайкового комплекса с постилающими расслоенными габброидами и гарцбургитами, как правило, тектонические. Однако в ряде случаев наблюдались и прямые первичные интрузивные контакты (см. рис. 3). В окрестностях с. Троицкого в габброидах присутствуют разобщенные жилы диабазов мощностью 0.05–2.5 м; в направлении выходов толеитовых лав количество даек увеличивается, они ступаются в рой параллельных субвертикальных даек северо-западного простирания, с закалочными контактами. В том же массиве, по руч. Шандаша, массивные, такситовые и пегматоидные роговообманковые габбро и габбро-диабазы сменяются к западу, вверх по разрезу, диабазовыми дайками с пластинами подушечных лав и фтанитов. Дайки северо-северо-восточного простирания имеют односторонние закалки, обращенные на восток; поздние поколения даек обнаруживают симметричные двусторонние закалки. Жилы кварцевых порфиров и плагиогранитов тяготеют к дайкам ранних поколений. На отдельных участках среди даек содержатся многочисленные скрины диопсидового и амфиболового габбро [Савельев, Савельева, 1991].

Изотропные габбро и диабазы дайкового комплекса Кемпирсайского массива по общему содержанию РЗЭ и степени обеднения легкими лантаноидами близки к базальтам MORB, что сближает их с формацией ранних расслоенных габброидов [Savelieva et al., 1997]. Можно предположить, что формирование обеих этих формаций связано с частичным плавлением одного мантийного источника.

Габброидный и дайковый комплексы Хабарнинского массива по строению и составу пород имеют значительные отличия от соответствующих образований Кемпирсайского массива. Здесь комплекс параллельных даек, обнаженный в северо-восточной и западной частях массива и тесно связанный с габбро-плагиогранитной ассоциацией, в последние годы детально изучен [Разумовский, 2002; Разумовский, Астраханцев, 2002; Разумовский, Астраханцев, статья в настоящем сборнике]. В лучше обнаженной и изученной западной части массива габбро-плагиогранитная ассоциация образована габбро, габбро-диоритами и плагиогранитами, которые слагают силлы, дайки и некки, сливающиеся в сложный штотверк. Эти породы, формировавшиеся в гипабиссальных условиях, прорывают гарцбургиты, породы расслоенного комплекса и ранние габброиды. Крупный штотверк плагиогранитов среди пород дайкового комплекса известен и в северо-восточной части массива.

Дайки диабазов развиты в пределах всей зоны развития пород габбро-плагиогранитной ассоциации, а в подошве дайкового комплекса слагают отдель-

ные тела и маломощные пакеты среди нижележащих гарцбургитов и габброидов (см. рис. 3). В дайковом комплексе в западной части массива выделено несколько различающихся по структурно-вещественным особенностям фрагментов, соответствующих нескольким спрединговым центрам. В каждом из таких фрагментов присутствуют дайки также нескольких генераций, при этом для большинства даек характерны близширотные простирания. Предполагается, что формирование комплекса параллельных даек происходило в условиях рассеянного спрединга [Разумовский, Астраханцев, статья в настоящем сборнике].

В северо-восточной части массива плагиограниты и дайковый комплекс имеют тектонические взаимоотношения с породами полосчатого комплекса и слагают крутопадающую на восток пластину. С севера на юг простирания дайковых пакетов меняются с северо- на юго-восточное.

Как на западе, так и на северо-востоке массива дайковый комплекс непосредственно связан с толщей подушечных лав основного и средне-основного состава.

Породы габбро-плагиогранитной ассоциации и дайкового комплекса Хабарнинского массива по составу соответствуют андезито-базальтам и андезитам с бонининовой тенденцией, которые содержат в 2–5 раз меньше TiO_2 и в 2 раза больше Sr, чем базальты MORB и Кемпирсайского массива [Маегов, 1984; Пушкарев, Хазова, 1991]. На основании этих данных можно предполагать, что формирование дайкового комплекса Хабарнинского массива происходило в надсубдукционном окраинно-морском бассейне в условиях рассеянного спрединга.

Вулканогенные комплексы

Вулканогенные комплексы основного и средне-основного состава завершают разрезы офиолитов Южного Урала. В большинстве случаев вулканогенные толщи имеют тектонические взаимоотношения с другими частями офиолитового разреза. Поэтому принадлежность толщ подушечных лав к тем или иным офиолитам, а, следовательно, и возраст последних, часто может быть установлена только на основании петрогеохимических данных.

К западу от Кемпирсайского массива в непосредственной близости от габбрового и дайкового комплексов распространена толща подушечных лав акайской свиты. Базальты этой свиты слагают полосу шириной 2–5 км, протягивающуюся более чем на 20 км в субмеридиональном направлении, и имеют только тектонические взаимоотношения с мафитами и ультрамафитами Кемпирсайского массива. В состав акайской свиты входят миндалекаменные и мелкопорфировые подушечные базальты, литокластические туфы и лавобрекчии основного состава с подчиненными пачками и прослоями кристаллокластических туффов, туфоаргиллитов, кремнистых туффов, яшмоидов. В прослоях яшм среди базальтов к востоку от устья р. Кокпекты собраны конодонты среднего ордовика [Иванов, 1998]. Такие же конодонты собраны из блока базальтов с яшмами в меланже к юго-западу от Кемпирсайского массива на р. Уйсалкара [Иванов, 1988]. По петрогеохимическим характеристикам эффузивы акайской свиты близки к диабазам дайкового комплекса Кемпирсайского массива и соответствуют базальтам MORB [Savelieva et al., 1997; Иванов, 1998].

Таким образом, можно предполагать среднеордовикский возраст для верхних частей Кемпирсайской офиолитовой ассоциации.

В Хабарнинском массиве вулканогенные толщи присутствуют на небольших участках в его западной и восточной частях. В обоих случаях они связа-

ны непосредственными переходами с дайковым комплексом. Наиболее детально эти соотношения изучены в западной части, где вулканиты представлены залегающими субвертикально подушечными лавами, межподушечное пространство выполнено гялокластикой и карбонатным материалом [Разумовский, Астраханцев, статья в настоящем сборнике]. Среди эффузивов редко присутствуют линзы лавобрекчий, прослои кремнистых алевролитов, в которых органические остатки не обнаружены. В северо-восточной части массива вулканогенная толща распространена к востоку от дайкового комплекса, где слагает полосу протяженностью до 10 км, шириной до 2.5 км. Толща образована потоками афировых и миндалекаменных, иногда подушечных, базальтов и андезито-базальтов, разделенных горизонтами лавобрекчий. В южной части выходов вулканогенной толщи на левом берегу р. Урал в прослое красных плитчатых яшм среди базальтов собраны конодонты среднедевонского возраста [Иванов и др., 1984].

По составу вулканогенные породы Хабарнинского массива в основном соответствуют базальтам-андезибазальтам и по геохимическим характеристикам аналогичны породам габбро-плагиогранитной ассоциации и дайкового комплекса, что позволяет связывать их формирование со спредингом в надсубдукционном окраинно-морском бассейне [Пушкарев, Хазова, 1991].

Таким образом, на основании этих данных можно сделать вывод о ранне-среднедевонском возрасте верхних частей Хабарнинской офиолитовой ассоциации. Этот вывод подтверждается результатами K–Ar датирования амфиболов из габбро, диоритов и плагиогранитов габбро-плагиогранитной ассоциации, для которых получена изохрона с возрастом 394 ± 4 млн лет [Пушкарев, Калеганов, 1993].

Девонские вулканогенно-осадочные комплексы, имеющие сходные геохимические характеристики, широко распространены в Сакмарской зоне. В строении этих разрезов участвуют миндалекаменные эффузивы, лавобрекчии и туфы, среди этих пород присутствуют как прослои красных яшм, так микститовые горизонты (ишмуратовская свита и ее аналоги) [Маслов и др., 1993; Аристов и др., 2000; Рязанцев и др., 2000; Руженцев и др., 2001; Рязанцев и др., статья в настоящем сборнике]. Эти эффузивы образуют единую дифференцированную умеренно титанистую низкоглиноземистую серию базальт-андезибазальт-андезитового состава. На основании геохимических особенностей предполагается формирование этих комплексов в окраинно-морском бассейне или на склоне энсиматической островной дуги [Карякин и др., 2002].

Вулканогенно-осадочные толщи, распространенные в пределах Халиловского массива, участвуют в сложной покровно-складчатой структуре совместно с мантийными реститами и имеют с ними только тектонические взаимоотношения. В разрезе стратифицированных комплексов эффузивы занимают наиболее низкое положение и выделяются как дергаишская свита. Свита сложена пиллоу-лавами, лавобрекчиями основного состава и сопутствующими телами диабазов. Кроме того, к нижней части разреза приурочены потоки и субвулканические тела кислого состава. Среди вулканитов встречаются редкие линзочки, прослои кремнистых туффигов, известняков. В битуминозных известняках и известняковых межподушечных корок собраны граптолиты среднего-позднего ордовика и раннего лландовери. Базальты перекрываются черными сланцами сакмарской свиты (средний лландовери – лохков) и кремнисто-терригенными породами мазовской свиты (нижний-средний девон) [Тищенко, Черкасов, 1985; Маслов и др., 1993; Борисёнок, Рязанцев, статья в настоящем сборнике]. По

строению разреза, возрасту и геохимическим особенностям вулканиты дергаишской свиты близки к широко распространенным в Сакмарской зоне контрастным базальт-риолитовым вулканическим комплексам (баулуская и блявинская свиты), с которыми связано колчеданное оруденение [Иванов и др., 1989; Маслов и др., 1993; Рязанцев и др., статья в настоящем сборнике; Борисёнок, Рязанцев, статья в настоящем сборнике]. Формирование подобных комплексов предполагается при рифтогенезе энзиматических островных дуг [Hochstaedler et al., 2000; и др.].

Определить принадлежность базальтов дергаишской свиты к верхним частям офиолитового разреза Халиловского массива из-за незначительного распространения и слабой изученности plutонических комплексов в настоящее время не представляется возможным.

Дунит-верлит-пироксенит-габбровые комплексы второго (позднего) этапа формирования офиолитовой ассоциации

Эти комплексы выделяются в Кемпирсайском (кызылкаинский дифференцированный пироксенит-габбровый) и в Хабарнинском (восточнохабарнинский дунит-клинопироксенит-габбровый и молостовский) массивах. Блоки габброидов в серпентинитовом меланже в пределах Халиловского массива в настоящее время не могут быть четко сопоставлены с определенными габбровыми комплексами Кемпирсайского и Хабарнинского массивов.

Комплексы включают сильно варьирующую по форме залегания и составу ассоциацию дунитов, пироксенитов, габбро, габбро-норитов, амфиболовых габбро, габбро-амфиболитов и амфиболитов, а также флогопитовых пироксенитов и габбро. В различных сочетаниях эти породы слагают: 1) крупные пластообразные интрузивные тела, приуроченные к подошве и кровле реститовых ультрамафитов Кемпирсайского и подошве Хабарнинского массивов; 2) дайки, жилы, их рой и крупные ступенчатые, “лестничные”, жилы и силлы, пересекающие гарцбургиты и расслоенное оливиновое габбро. Соотношение поздних габброидов с диабазами параллельных даек не вполне ясно, поскольку они встречаются вместе в сильно тектонизированных зонах.

В Кемпирсайском массиве наиболее крупные, полого залегающие тела дифференцированных габброидов расположены вдоль юго-западной и восточной периферий ультраосновного массива, а также пронизывают его, соединяя тела габброидов, залегающие в его кровле и подошве. Дайки и жилы имеют различные залегания от субвертикального до горизонтального, многие из них имеют четко выраженную ступенчатую форму. Большая часть жил и даек сложена либо пироксенитами, либо габбро, как правило, амфиболизированными и переходящими в амфиболиты. В крупных дайках и силлах (мощностью 30–40 м) видна направленная расслоенность: дуниты последовательно сменяются плагиоклазовыми дунитами – оливиновыми и плагиоклазовыми клинопироксенитами – габбро (габбро-норитами) – лейкогаббро и, иногда, – кварцевыми диоритами. Для дунитов, пироксенитов и габброидов характерно присутствие флогопитовых разностей. Мощность прослоев меняется от 0.5 до 10 м. Границы расслоенности и метаморфическая полосчатость в дайках деформированы в складки синкристаллизационного течения.

В Хабарнинском массиве рассматриваемые породы представлены восточнохабарнинским и молостовским комплексами [Ферштатер и др., 1982; Эвгеосин-

клинальные..., 1984; Балыкин и др., 1991]. Четкие интрузивные контакты с гарцбургитами имеют только породы молостовского комплекса, для восточно-хабарнинских пород характерны преимущественно тектонические соотношения с мантийными реститами. Однако присутствие ксенолитов гарцбургитов в породах восточнохабарнинского комплекса свидетельствует об их первичных интрузивных взаимоотношениях. Это подтверждается наличием среди гарцбургитов жил амфиболовых габброидов и пироксенитов, которые по составу близки расслоенным габбро-норитам и амфиболовым габбро крупных тел. Скв. 570, расположенной в юго-восточной части массива, пересечены контакты гарцбургитов с пироксенитами–дунитами и оливиновых клинопироксенитов с габбро-норитами, погружающимися под гарцбургитовое тело. Наиболее примечательным, на наш взгляд, здесь является присутствие “эруптивных брекчий” на контакте гарцбургитов и пироксенитов мощностью около 40 м. Брекчии состоят из цемента, сложенного роговообманковыми габбро и амфиболовыми клинопироксенитами, в котором заключены остроугольные обломки дунитов, метагарцбургитов и клинопироксенитов [Балыкин и др., 1991]. Состав и текстура этих брекчий аналогичны таковым брекчий верлитов, секущих гарцбургиты, габбро и диабазы офиолитов Семайла, Оман. Природа брекчий интерпретирована в обоих случаях одинаково – они образованы при внедрении водосодержащей флюидизированной базитовой магмы в гарцбургиты.

Восточно-Хабарнинский массив представляет собой расслоенное интрузивное тело, круто (50–60°) погружающееся на запад под гарцбургиты. В строении массива участвуют (снизу вверх): габбро-нориты, вебстериты, оливиновые клинопироксениты, верлиты и дуниты с телами клинопироксенитов (см. рис. 3). Общая мощность расслоенного тела достигает 3–4 км. Характерной чертой габброидов восточнохабарнинского комплекса является повышенное содержание в них калия и стронция. Эта особенность выражена в присутствии в габбро-норитах биотита, бурой роговой обманки (в отдельных телах до 70%), микропертивого ортоклаза; в вебстеритах и оливиновых клинопироксенитах также присутствуют биотит и роговая обманка. Типичны также сфен и апатит (до 15%). Дуниты и перидотиты восточнохабарнинского комплекса имеют некоторые характерные черты (постоянное присутствие клинопироксена, паргасита и биотита, железистость которых растет с увеличением количества клинопироксена; дискретность состава оливина; высокая железистость хромшпинелидов; пойкилитовая гипидиоморфная структура пород), указывающие на их кумулятивную природу [Балыкин и др., 1991]. С дунитами восточнохабарнинского комплекса связаны небольшие хромитовые месторождения и рудопроявления, имеющие существенные отличия от руд Кемпирсайского массива.

Мелкие интрузивные тела дифференцированных габброидов, отличающиеся от таковых восточнохабарнинского комплекса по условиям залегания и степени дифференциации, выделены в молостовский комплекс [Эвгеосинклинальные..., 1984; Балыкин и др., 1991]. Породы этого комплекса слагают кольцевые небольшие (до 2 × 1 км) близизометричные массивы, прорывающие гарцбургиты. Интрузивы образованы гомодромной серией: клинопироксениты (роговообманковые и биотитовые), реже горнблендиты – габбро (кварц- и ортоклазсодержащие) – монзониты или кварцевые диориты – сиениты (кварцевые или фельдшпатоидные) – адамеллиты – граниты. При этом краевые части массивов сложены пироксенитами и габброидами, а центральные – горнблендитами, диоритами, сиенитами и гранитами. Положение и внутреннее строение интрузивов молостовского комплекса позволяют рассматривать их как апофизы расслоен-

ного Восточно-Хабарнинского массива, образованные водонасыщенным и по этому наименее вязким расплавом.

По геохимическим характеристикам породы дунит-верлит-пироксенит-габбровых комплексов второго этапа значительно отличаются от более ранних комплексов габброидов офиолитового разреза. Уровень концентрации и характер распределения РЗЭ в этих породах и минералах указывают на обогащенность легкими лантаноидами мантийного субстрата, служившего источником расплавов дунит-верлит-пироксенит-габбровых серий [Пушкарев и др., 1996]. Формирование такого субстрата могло происходить при взаимодействии деплетированного мантийного источника с основными расплавами вдали от центров спрединга, возможно, в надсубдукционных обстановках.

Амфиболиты приконтактной части массивов

Амфиболиты развиты вдоль контактов офиолитовых массивов, образуя сложно построенные, неоднородные по составу и уровню метаморфизма зоны, полого или под углами 50–60° погружающиеся под ультрамафиты и габбро, а в ряде мест – и под диабазы. Пологое в целом залегание аллохтонов и их складчатые деформации, обуславливающие появление амфиболитов в эрозионных окнах, создают впечатление “амфиболитовой оболочки” вокруг габбро-ультрамафитовых тел. Однако уже в 70–80-х годах XX в. была установлена динамотермальная природа этих метаморфических образований, связанная с движением офиолитовых аллохтонов, и выявлена гетегогенность субстрата, по которому они развивались [Пейве и др., 1971; Соболев, Панеях, 1984].

Вдоль восточного контакта Кемпирсайского массива, в западном крыле Эбетинской антиформы, линейные зоны, сложенные метаморфическими породами, имеют зональное строение: от ультрамафитов к востоку обнажаются гранатовые амфиболиты, иногда с реликтами эклогитов – цоизитовые амфиболиты – зеленые сланцы. Анализ минеральных парагенезисов этих амфиболитов показал [Перцев, Савельев, 1994], что метаморфизм габброидов в западных разрезах проходил с формированием амфибол-шпинелевых ассоциаций при температуре не более 800 °С, а в восточных – с развитием гранат(пироп)±клинопироксен-плаггиоклаз-амфиболовых ассоциаций – при температурах 820–900 °С. В разрезах Мамытского массива, представляющего часть Кемпирсайского аллохтона в восточном крыле Эбетинской антиформы, устойчивые плаггиоклаз-клинопироксен-гранатовые ассоциации метабазитов образованы при еще более высоких температурах – 960–990 °С. Петрографические и микроструктурные наблюдения показали, что среди разнообразных структур амфиболитов выделяются две большие группы: коронитовые – массивные и сланцеватые – бластомилонитовые, гнейсовидные. Они характеризуют разные условия деформации, а именно – величины сдвиговых напряжений: коронитовые структуры (гранат+клинопироксен или шпинель+амфибол), образуются при низком напряжении, с локальной диффузией элементов, а гнейсовидные, сланцеватые – в ходе пластического течения и рекристаллизации при высоком сдвиговом напряжении. Последнее обусловило значительно большую химическую подвижность компонентов. Принимая во внимание высокие температуры метаморфизма, преобладание амфибола над клинопироксеном, отражающее смещение равновесия $Amph \leftrightarrow Grt + Crx$ влево, можно предполагать высокую химическую активность воды, присутствие которой расширяет поле устойчивости амфибола.

Присутствие воды способствовало снижению эффективной вязкости пород, что выразилось распространением структур интенсивного пластического течения в амфиболитах.

Химический состав амфиболитов, реликты протолита в виде будин и наблюдаемые прямые переходы пород показывают, что амфиболиты имеют гетерогенную природу и развивались: по оливиновому высокомагнезальному габбро, троктолитам и пироксенитам ранних комплексов; по габбро-норитам, дифференцированным габбро с прослоями пироксенитов, в том числе, по высокожелезистым, относительно высокотитанистым высококалиевым габбро поздних комплексов; по диабазам и габбро-диабазам; по толеитовым базальтам. В то же время, в восточной части Хабаровинского массива известны метаосадочные породы и амфиболиты, сформировавшиеся по эффузивам повышенной щелочности рифтогенного типа, метаморфизованные в гранулитовой фации. Они рассечены дайками габбро-норитов, вебстеритов и горнблендитов восточнохаварнинского комплекса [Балыкин и др., 1991, Информация и хроника..., 2002, 2003].

Таким образом, формирование амфиболитов происходило в несколько этапов, разделенных внедрением габброидов и пироксенитов восточнохаварнинского комплекса, и было связано неоднократным проявлением процессов тектонического расслоения и деформациями океанической литосферы при внутрибассейновом скупивании или при зарождении энсиматической островной дуги.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сопоставление материалов по структурному положению, строению и составу трех крупнейших офиолитовых массивов Южного Урала позволяет выявить как сходные черты, так и различия, и попытаться ответить на вопрос, поставленный в названии статьи: являются ли эти массивы реликтами единой структуры или представляют собой коллаж фрагментов океанической коры, имевших различную эволюцию.

Все офиолитовые массивы имеют сходное положение в палеозойской структуре этой части Южного Урала. Они в виде тектонических пластин различного размера, мощности и степени тектонической дезинтеграции входят в состав сложно построенных аллохтонов, сложенных ниже-среднепалеозойскими комплексами активной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента [Рязанцев и др., статья в настоящем сборнике]. Среди этих комплексов присутствуют образования энсиматических островных дуг и краевоморских бассейнов с океанической корой. Их тесная ассоциация с офиолитовыми массивами, широкое распространение серпентинитовых меланжей, офикальцитов и офиолитокластовых микститов позволяют считать, что формирование и дальнейшая трансформация всех рассмотренных офиолитовых разрезов связаны с эволюцией различных структур активной окраины.

В строении и составе различных частей Кемпирсайского и Хабаровинского офиолитовых разрезов имеются как многие черты сходства, так и очевидные различия (см. рис. 3). Офиолиты Халиловского массива включают мантийные ультрамафиты, что не позволяет судить об эволюции коровой части этого разреза.

Во всех массивах преимущественное площадное распространение и максимальную мощность имеют ультраосновные породы, в основном, гарцбургиты, представляющие мантийную реститовую часть офиолитового разреза. Наиболее полно мантийные ультрамафиты представлены в самом южном, Кемпир-

сайском массиве, где среди реститовых гарцбургитов широко развиты дуниты, и в глубинной части разреза вскрыты лерцолиты шпинелевые и, в редких случаях, лерцолиты плагиоклазосодержащие. В этом же массиве установлены наиболее сложные многоэтапные структуры высокотемпературных пластических и хрупкопластических деформаций реститовых мантийных ультрамафитов и зоны высокотемпературных (1200–950 °С) бластомилонитов, формировавшихся в присутствии флюида. Зоны бластомилонитов маркируют совмещение различных мантийных доменов по вязким глубинным сдвигам. Подобные зоны и относительно слабо истощенные лерцолиты почти отсутствуют в Хабаровинском и неизвестны в Халиловском массивах, где вскрыты крупнозернистые гарцбургиты, сопоставимые по составу и структуре с гарцбургитами центральной и западной частей Кемпирсайского массива. Таким образом, в двух северных массивах представлены только верхние части мантийного разреза, тогда как его глубинные горизонты, очевидно, тектонически дезинтегрированы или не были выведены на поверхность. Существенно гарцбургитовый истощенный состав части мантийных реститов всех массивов сопоставим с деплетированными перидотитами западной окраины Тихого океана, Омана и некоторых массивов Ньюфаундленда [Nicolas, 1989].

Клинопироксеновые дуниты, клинопироксениты, верлиты и вебстериты, реже – их плагиоклазосодержащие разновидности полосчатой серии расположены в области перехода от мантийных реститов к габброидам. В строении этого комплекса в Кемпирсайском и Хабаровинском массивах отмечаются некоторые различия. В первом случае дуниты, верлиты и троктолиты слагают достаточно крупное расслоенное тело между гарцбургитами и габбро, во втором – полосчатый комплекс представляет собой серию взаимно пересекающихся расслоенных интрузий дунит-верлит-пироксенитового состава, вмещающими для которых являются мантийные реститы. Ранние расслоенные габбро в обоих массивах сменяют вверх по разрезу дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс. Кроме того, в разрезе Хабаровинской ассоциации габброиды также образуют относительно небольшие тела, прорывающие гарцбургиты. Несмотря на некоторые различия в строении разрезов, ранние габброиды как Кемпирсайского, так и Хабаровинского массивов имеют близкие составы и характеризуются как породы с толеитовым трендом дифференциации и низкими содержаниями щелочей, титана и фосфора, близкие к комплексам, развитым в срединно-океанических хребтах.

В строении и составе комплексов верхних частей Кемпирсайского и Хабаровинского офиолитовых разрезов имеется значительно больше черт различия, нежели сходства.

Изотропные такситовые габбро и диабазы дайкового комплекса и базальтовый комплекс Кемпирсайской офиолитовой ассоциации, несмотря на распространенные тектонические соотношения как между собой, так с ранними габброидами, скорее всего, представляют собой единый разрез. При этом все коровые части разреза имеют сходные геохимические характеристики, типичные для комплексов срединно-океанических хребтов. На этом основании и учитывая среднеордовикский возраст подушечных базальтов, можно предполагать, что такой возраст имеет вся коровая часть Кемпирсайской офиолитовой ассоциации. Однако такому выводу противоречат датировки амфиболитов подошвы Кемпирсайского массива (397 ± 20 млн лет), полученные Sm–Nd изохронным методом [Edwards, Wasserburg, 1985]. По нашему мнению, это время может отражать процессы, проходившие на ранних этапах трансформации ордовикской океанической коры в процессах внутрибассейнового дробления и скупивания.

Процессы трансформации океанической коры ордовикского возраста наиболее ярко отражены в Хабаровинской офиолитовой ассоциации. В этом массиве габбро-плагиогранитный, дайковый и лавовый комплексы не могут быть объединены в одну ассоциацию с расслоенными габброидами и полосчатым комплексом. Соотношения между ними указывают на формирование изотропных габбро, плагиогранитов и дайкового комплекса при уже полностью сформированных расслоенных габброидах. При этом ранние габбро, с одной стороны, изотропные габбро, диабазы дайкового комплекса и лавы – с другой имеют существенные различия в вещественном составе и на всех диаграммах обособляются друг от друга [Эвгеосинклиналиные..., 1984; Ферштатер, Беа, 1996]. Составы ранних габброидов и полосчатого комплекса близки к аналогичным породам Кемпирсайского массива и обладают характеристиками базальтов MORB. Геохимическое сходство источника для плутонических комплексов и базальтов офиолитов позволяет объединить их в единый разрез, для верхней части которого определены среднеордовикский возраст. Все более верхние части разреза имеют отчетливые признаки формирования при спрединге в надсубдукционных обстановках. Данные об абсолютном возрасте габбро-плагиогранитной ассоциации (394 ± 4 млн лет) и находки среднедевонских конодонтов в лавовой толще свидетельствуют о ранне-среднедевонском возрасте спрединговых комплексов Хабаровинского массива [Пушкарев, Калеганов, 1993; Иванов и др., 1984]. Таким образом, ордовикский спединговый комплекс в Хабаровинском массиве отсутствует. Можно предположить, что в процессе трансформаций, которым подверглась ордовикская океаническая кора в раннем—среднем девоне, этот комплекс, скорее всего, был удален тектонически, а нижнекоровые части разреза затем были еще и магматически эродированы девонской габбро-плагиогранитной ассоциацией.

Спрединг в девонском краевоморском бассейне, вероятно, происходил со значительным дефицитом бюджета магмы и сопровождался, наряду с лавовыми излияниями, формированием метаморфических пород, офикальцитов и офиолитокластовых микститов.

Дальнейшие трансформации океанической коры связаны с внедрением интрузивов поздней дунит-верлит-пироксенит-габбро-норитовой формации, которые являются неотъемлемой частью как Хабаровинской, так Кемпирсайской офиолитовых ассоциаций. Эти породы слагают расслоенные, дайкообразные и концентрически-зональные тела, прорывающие мантийные реститы и ранние оливиновые габбро (последнее – только в западной части Кемпирсайского массива)

Как было показано выше, геохимические характеристики пород этой формации свидетельствуют о том, что их формирование могло происходить при взаимодействии деплетированного мантийного источника с основными флюидонасыщенными расплавами. Морфология дайковых и ступенчато-жильных тел значительной части поздних дифференцированных габброидов, а также интенсивный син- и посткристаллизационный метаморфизм пород в присутствии флюида дают основание предполагать, что плавление сопровождалось деформациями океанической литосферы, которые, вероятно, происходили уже вдали от центров спрединга при попадании в структуру аккреционной призмы.

Эти процессы происходили уже в средне-позднедевонское время, о чем свидетельствуют определения абсолютного возраста различных пород поздней дунит-верлит-пироксенит-габбро-норитовой формации. Для горнблендитов, пироксенитов и габброидов Восточно-Хабаринского массива по амфиболу и би-

отиту K–Ag методом получены датировки 380 ± 11 млн лет [Пушкарев, Калеганов, 1993]. Для пироксенитовой дайки кызылкаинского комплекса в западной части Кемпирсайского массива по амфиболу, флогопиту и апатиту Rb–Sr методом получена изохрона $379,3 \pm 1,6$ млн лет [Melcher et al., 1999]. Близкие датировки Sm–Nd методом получены по минералам и породам молостовского комплекса (устное сообщение Е.В. Пушкарева).

В дальнейшем офиолитовые аллохтоны были включены в аккреционную призму, структура которой в основном сформировалась в позднедевонское–раннекаменноугольное время. В среднекаменноугольное время фрагменты офиолитовых разрезов вместе с пластинами ордовикско-девонских вулканогенно-кремнистых комплексов в виде крупных лежачих складок были шарьированы на край Восточно-Европейского континента [Руженцев, 1976]. Деформации этих лежачих складок в серию синформ и антиформ, а также расчленение покровов сдвигами относятся уже к концу палеозойского времени.

Подводя итог проведенному анализу, на вопрос, поставленный в заголовке статьи, можно ответить следующим образом. Начало формирования офиолитовых ассоциаций Кемпирсайского, Хабаровинского и Халиловского массивов скорее всего происходило в пределах единой океанической структуры, близкой к современным срединно-океаническим хребтам, в среднеордовикское время (вся Кемпирсайская, нижняя часть Хабаровинской и Халиловская ассоциации). Дальнейшая эволюция фрагментов этой структуры существенно различалась. Ордовикские спрединговые комплексы в Хабаровинском массиве тем или иным способом были удалены, тогда как в Кемпирсайском массиве они сохранились. Только в Хабаровинском офиолитовом разрезе запечатлен ранне-среднедевонский спрединг в надсубдукционном краевоморском бассейне. В среднем–позднем девоне уже вдали от спрединговых центров при попадании в структуру аккреционной призмы происходили интенсивные деформации океанической литосферы, сопровождавшиеся внедрением в ультрамафиты и ранние габброиды Кемпирсайского и Хабаровинского массивов расслоенных и концентрически-зональных интрузий поздней дунит-верлит-пироксенит-габбро-норитовой серии. Дальнейшая эволюция этих фрагментов океанической литосферы также была сходной.

Различные аспекты проблем, затронутых в настоящей работе, обсуждались с Е.В. Пушкаревым, С.В. Руженцевым, А.А. Разумовским и А.В. Рязанцевым, которым авторы выражают свою искреннюю благодарность.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты №№ 02-05-64652, 03-05-64782), Программы ОНЗ РАН “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса: от палеоокеана к континенту”.

ЛИТЕРАТУРА

- Аристов В.А., Руженцев С.В., Дегтярев К.Е. и др. Стратиграфия девона Сакмарской и Сакмаро-Вознесенской зон Южного Урала // Общие и региональные вопросы геологии. М.: ГЕОС, 2000. Вып. 2. С. 46–48.
- Балькин П.А., Конников Э.Г., Кривенко А.П. и др. Петрология постгарцбургитовых интрузивов кемпирсайско-хаварнинской офиолитовой ассоциации (Южный Урал). Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 160 с.
- Бетехтин П.Ц., Кашин Р.П. Минералогия Халиловских месторождений хромистого железняка на Южном Урале // Хромиты СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937. Т. 1. С. 157–246.
- Борисёнок Д.В., Рязанцев А.В. Вулканогенные комплексы раннего палеозоя в области сочленения Сакмарской и Присакмаро-Вознесенской зон Южного Урала // Наст. сб.

- Борисёнок Д.В., Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Разнищина Е.В.* Ордовикские и девонские комплексы на южном окончании поднятия Уралтау // Современные вопросы геологии. М.: Научный мир, 2002. С. 157–162. (Материалы 2-й молодеж. конф. памяти А.Л. Яншина).
- Варлаков А.С., Матвеев С.И.* Аккермановская дунит-клинопироксенит-габбровая интрузия Хабаровинского гипербазитового массива // Магматизм и метаморфизм ультраосновных и щелочных пород Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 3–17.
- Денисова Е.А.* Деформационные структуры околорудных ультрабазитов из массивов Крака и Кемпирсай (Южный Урал) // Динамометаморфизм и петроструктурная эволюция пород мафит-ультрамафитовой ассоциации. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1996. С. 51–54. (Материалы науч. семинара).
- Иванов К.С.* О возрасте офиолитов Кемпирсайско-Хабарнинской ассоциации Урала // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 65–74.
- Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала: Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук, Екатеринбург, 1998. 252 с.
- Иванов К.С., Иванов С.Н., Пучков В.Н.* и др. Возраст вулканогенных толщ и колчеданного оруднения Сакмарской зоны Урала // ДАН СССР. 1989. Т. 306, № 5. С. 1189–1192.
- Иванов К.С., Пучков В.Н.* Геология Сакмарской зоны Урала: (Новые данные). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 87 с.
- Иванов К.С., Пучков В.Н., Бабенко В.А.* Находки конодонтов и граптолитов среди метаморфизованных толщ на Южном Урале // ДАН АН СССР. 1990. Т. 310, № 3. С. 676–679.
- Иванов К.С., Пучков В.Н., Пелевин И.А.* Новые данные по геологии обрамления Хабаровинского габбро-гипербазитового массива // Ежегодник–1983. Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1984. С. 27–29.
- Информация и хроника: Поле–2001 // Ежегодник–2001. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2002. С. 347–380.
- Информация и хроника: Полевые экспедиционные работы – 2002 г. // Ежегодник–2002. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2003. С. 373–402.
- Карякин Ю.В., Руженцев С.В., Аристов В.А., Кузнецов Н.Б.* Девонская вулканическая серия Сакмарской зоны Урала // Тектоника и геофизика литосферы. М.: ГЕОС, 2002. С. 237–243. (Материалы XXXV Тектон. совещ.; Т. 1).
- Маегов В.И.* О природе габброидов восточной части Хабаровинского массива // Метаморфические породы в офиолитовых комплексах Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. С. 52–62. (Тр. Ильмен. гос. заповедника; Вып. 26).
- Маегов В.И.* Геохимия габброидов Хабаровинского массива и ассоциирующих с им пород // Ежегодник–1983. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 86–89.
- Маслов В.А., Черкасов В.Л., Тищенко В.Т.* и др. Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медно-колчеданных районов Южного Урала. Уфа: УНЦ РАН, 1993. 217 с.
- Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И.* Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1968. 197 с.
- Пейве А.В., Штрейфс Н.А., Перфильев А.С.* и др. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала // Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 9–24.
- Перфильев А.С.* Формирование земной коры Уральской геосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.
- Перцев А.Н., Савельев А.А.* Габбро-амфиболиты в подошве офиолитов Кемпирсайского массива на Южном Урале: Петрологические и тектонические аспекты формирования // Геотектоника. 1994. № 3. С. 21–35.
- Пушкарев Е.В., Калеганов Б.А.* К-Аг датирование магматических комплексов Хабаровинского габбро-гипербазитового массива (Южный Урал) // Докл. РАН. 1993. Т. 328, № 2. С. 241–245.
- Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б., Беа Ф.* Геохимия РЗЭ как критерий принадлежности восточнохабарнинского комплекса к гипербазит-габбровым ассоциациям платиноносного типа // Ежегодник–1995. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1996. С. 90–93.
- Пушкарев Е.В., Хазова Н.А.* Комплекс параллельных даек Хабаровинского массива: Спрединг в условиях океанического хребта или островной дуги? // Ежегодник–1990. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1991. С. 40–43.

- Разумовский А.А. Латеральная неоднородность подошвы комплекса параллельных даек офиолитового разреза Хабаровинского массива // Современные вопросы геологии. М.: Научный мир, 2002. С. 230–233. (Материалы 2-й молодеж. конф. памяти А.Л. Яншина).
- Разумовский А.А., Астраханцев О.В. Особенности геологического строения коровой части разреза офиолитовой ассоциации Хабаровинского массива // Там же. 2002. С. 233–237.
- Разумовский А.А., Астраханцев О.В. Структурные особенности дайкового комплекса офиолитовой ассоциации Хабаровинского массива (Южный Урал) // Наст. сб.
- Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны (Тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. 170 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 283).
- Руженцев С.В., Аристов В.А., Дегтярев К.Е., Карякин Ю.В. Тектонические покровы и олистромовый комплекс Кувандык-Медногорского района (Сакмарская зона Южного Урала) // Тектоника неогей: Общие и региональные аспекты. М.: ГЕОС, 2001. С. 159–163. (Материалы XXXIV Тектон. совещ.; Т. 2).
- Рязанцев А.В., Борисёнок Д.В., Дубинина С.В. и др. Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе Медногорских колчеданных месторождений // Наст. сб.
- Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Борисёнок Д.В. Тектоническое сближение палеозойских комплексов в девонской аккреционной призме // Общие и региональные вопросы геологии. М.: ГЕОС, 2000. Вып. 2. С. 5–24.
- Савельев А.А., Савельева Г.Н. Офиолиты Кемпирсайского массива: Основные черты структурно-вещественной эволюции // Геотектоника. 1991. № 6. С. 57–75.
- Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
- Савельева Г.Н., Перцев А.Н. Мантийные комплексы в офиолитах Южного Урала (Кемпирсайский массив) // Петрология. 1995. Т. 3, № 2. С. 115–132.
- Сегалович В.И. Геофизическая модель Кемпирсайского ультраосновного массива в свете новых представлений о тектонике Урала // ДАН СССР. 1973. Т. 213, № 1. С. 669–672.
- Соболев С.Ф., Панелях Н.А. Природа динамотермального метаморфического комплекса ранней стадии обдукции гипербазитовой пластины Хабаровинского массива // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 70–85.
- Тищенко В.Т., Черкасов В.Л. Новые данные по стратиграфии силурийских и нижнедевонских образований в южной (оренбургской) части западного крыла Магнитогорского прогиба // Биостратиграфия и литология палеозоя Южного Урала. Уфа: БФ АН СССР, 1985. С. 3–8.
- Ферштатер Г.Б., Беа Ф. Геохимическая типизация Уральских офиолитов // Геохимия. 1996. № 3. С. 195–218.
- Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Пушкарев Е.В., Чащухина В.А. Габбро и гранитоиды, ассоциированные с гипербазитами Кемпирсайского и Хабаровинского массивов на Южном Урале. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. 74 с.
- Шербаков С.А. Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М.: Наука, 1990. 120 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 450).
- Эвгосинклиальные габбро-гранитные серии. М.: Наука, 1984. 264 с.
- Edwards L. R., Wasserburg G.J. The age and the emplacement of obducted oceanic crust in the Urals from Sm-Nd and Rb-Sr systematics // Earth and Planet. Sci. Lett. 1985. Vol. 72. P. 389–404.
- Hochstaedler A.G., Gill J.B., Taylor B. et al. Across-arc geochemical trends in the Izu-Bonin arc: constraints on source composition and mantle melting // J. Geophys. Res. 2000. Vol. 105. P. 495–512.
- Melcher F., Grum W., Thalhammer T.V., Thalhammer O.A.R. The giant chromite deposits at Kempirsai, Urals: Constraints from trace element (PGE, REE) and isotope data // Miner. deposita. 1999. Vol. 34, N 3. P. 250–272.
- Nicolas A. Structure of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Dordrecht: Kluwer, 1989. 367 p.
- Pallister J.S., Knight R.J. Rare-earth element geochemistry of Semail ophiolite near Ibra, Oman // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86, N B4. P. 2673–2698.
- Savelieva, G. N., Sharaskin A.Ya., Saveliev A.A. et al. Ophiolites of the Southern Uralides adjacent to the East European continental margin // Tectonophysics. 1997. Vol. 276. P. 117–137.
- Savelieva G.N., Sharaskin A.Ya., Saveliev A.A. et al. Ophiolites and zoned mafic-ultramafic massifs of the Urals: A comparative analysis and some tectonic implications // Mountain building in the Uralides: Pangea to present. Wash. (D.C.), 2002. P. 135–153. (AGU, Monogr. Ser.).
- Sharma M., Wasserburg G.J., Papanastassiou D.A. et al. High $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ in extremely depleted mantle rocks // Earth and Planet. Sci. Lett. 1995. Vol. 135. P. 101–114.

**СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ
ДАЙКОВОГО КОМПЛЕКСА
ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ
ХАБАРНИНСКОГО МАССИВА**

В основе концепции тектоники литосферных плит, инициированной началом активных океанических исследований, лежала идея разрастания молодой океанической коры, получившая название спрединга. В настоящее время накоплен обширный материал по формированию спрединговых структур в различных обстановках современных океанов и переходных зон океан–континент. Модели спрединга разрабатываются главным образом по материалам исследований в океанах, в то же время, возможности наземной геологии по информативности получаемых данных значительно превосходят методы геологии морской. Исследование фрагментов палеоокеанических структур в складчатых поясах дает возможность прямого геологического картирования тех слоев коры, которые весьма трудно доступны для изучения в океанах. В пределах складчатых областей мы видим тектонически разобщенные части офиолитового разреза, при этом, чем менее в них проявлена степень наложенной (обдукционной, коллизивной и пр.) переработки изначальной последовательности комплексов океанической литосферы, тем более интересным представляется объект для исследования. Предлагаемая работа основана на материале изучения Хабаровинского массива, в пределах которого присутствует фрагмент разреза спрединговой системы с сохранившимися первичными взаимоотношениями всех частей офиолитового разреза.

Комплекс пород “дайка в дайке” является наиболее ярким представителем спредингового процесса и безусловно заслуживает самостоятельного подробного рассмотрения. Целью данной статьи является реконструкция деталей истории формирования коры океанического типа на основе изучения особенностей строения разреза, внутренней структуры, латеральной изменчивости и соотношения с другими частями палеоокеанической литосферы дайкового комплекса офиолитовой ассоциации Хабаровинского массива.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Хабаринский массив слагает аллохтонную пластину в составе пакета тектонических покровов палеозойских вулканогенно-осадочных комплексов Сакмарской зоны Южного Урала [Камалетдинов, 1968; Камалетдинов, Казанцева, 1970; Пейве и др., 1971; Руженцев, 1976; и др.]. Хабаровинский массив представляет собой ассоциацию мафит-ультрамафитовых комплексов различной геодинамической природы. В его строении выделяются две крупные структурно-ве-

щественные единицы. Породы одной из них – дунит-клинопироксенит-вебстерит-габброноритовой (восточнохабарнинской), по особенностям своего геологического, минерального, петрохимического и геохимического состава сопоставимы с аналогичными породами Платиноносного пояса Урала [Варлаков, 1966; Царицын, 1971; Никитин и др., 1973; Никитин, 1975; Балыкин и др., 1991; Пушкарев, Ферштатер, 1995; Пушкарев и др., 1996; и др.]. Вторая образована комплексами пород офиолитовой ассоциации [Камалетдинов, Казанцева, 1970; Пейве и др., 1971; Перфильев, Руженцев, 1973; Абдулин и др., 1975; и др.]. На природу их взаимоотношений существуют две точки зрения. Согласно одной из них, каждой из перечисленных ассоциаций соответствует собственная аллохтонная пластина [Маегов, 1974; Щербаков 1990]. Согласно второй – контакт между ними первично интрузивный, при этом восточнохабарнинская ассоциация считается более молодой [Никитин, 1975; Тектоника Урала, 1977; Иванов, 1981; Балыкин и др., 1991; и др.]. Так как в пределах габброноритовой части восточнохабарнинской ассоциации отмечаются ксенолиты гарцбургитов и амфиболитов, нам представляется более верной вторая точка зрения – об интрузивном характере контакта.

Комплексы пород стратифицированного плутона восточнохабарнинской ассоциации структурно занимают нижнее положение. Выше расположены породы офиолитовой ассоциации, а именно: тектонизированные дунит-гарцбургиты, дунит-верлит-габброноритовая ассоциация (Кирпичнинско-Аккермановская), непрерывно дифференцированная габбро-плагиогранитная ассоциация и комплекс параллельных даек с комагматичными пиллоу-лавами.

Породы офиолитовой ассоциации, а именно: дунит-гарцбургитовая его часть, прорваны небольшими по размеру кольцевыми и дайкообразными интрузивами молостовского комплекса, сложенными оливиновыми и оливин-роговообманковыми клинопироксенитами, габброидами, горнблендитами и габброгранитоидами [Ферштатер и др., 1981; Балыкин и др., 1991; Пушкарев, Ферштатер, 1995; и др.]. На основании сходства петрогеохимических параметров пород молостовского комплекса с породами восточнохабарнинской ассоциации, а также особенностей геологического положения и внутреннего строения описываемых массивов, последние рассматриваются как апофизы главной стратиформной залежи (восточнохабарнинской), образованные обводненным и менее вязким расплавом [Балыкин и др., 1991].

В приподошвенной части Хабарнинского аллохтона фрагментарно развиты амфиболиты преимущественно апобазальтового состава [Зверев, Лобанова, 1973; Маегов, 1979; Соболев, Панях, 1983, 1992; и др.].

Все вышеперечисленные образования, в том числе амфиболиты подошвы, а также раму аллохтона, прорывают протяженные дайки так называемого комплекса жильных габбро-диабазов [Абдулин и др., 1975; Маегов, 1977; Варлаков, 1978; Щербаков, 1990; и др.].

Возраст офиолитовой ассоциации Хабарнинского массива на настоящий момент нельзя считать окончательно установленным. Для вулканогенно-осадочного комплекса, находящегося в ненарушенном офиолитовом разрезе, прямые палеонтологические датировки осадочных образований отсутствуют. Возраст вулканитов, комагматичных диабазам и лавам офиолитового разреза Кемпирсайского массива, по конодонтам определяется как среднеордовикский [Иванов, 1988, 1998; и др.]; ряд исследователей распространяет данный вывод и на офиолиты Хабарнинского массива. Среднеордовикские–раннесилурийские датировки по конодонтам получены и для вулканогенно-осадочных комплексов в об-

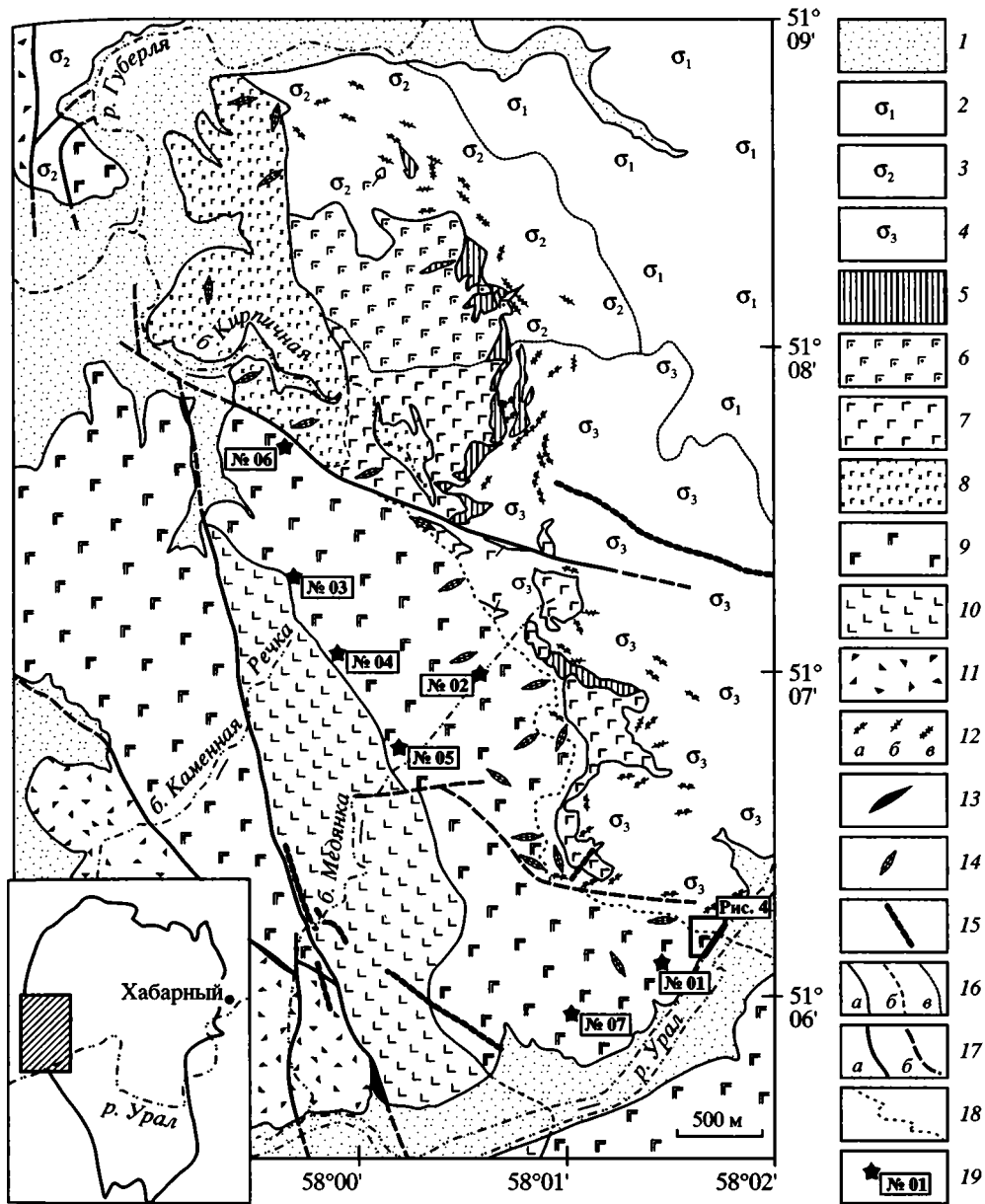


Рис. 1. Схема геологического строения фрагмента западной части Хабаровинского массива

1 – четвертичные отложения; 2 – серпентинизированные дуниты и гарцбургиты (нерасчлененные); 3 – лизардитовые аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты; 4 – антигоритовые аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты; 5 – верлиты, оливинные клинопироксениты, дуниты; 6 – габбро-нориты, оливинные габбро, плагиовестериты; 7 – габбронориты, габбро; 8 – амфиболовые габбро, габбродиориты, диориты; 9 – комплекс параллельных даек: габбро-диабазы, диабазы; 10 – вулканогенный комплекс: базальты, андезитобазальты, андезиты; 11 – меланж (нерасчлененный); 12 – жилы: а – габбро и габброноритов, б – верлитов, в – пироксенитов; 13 – приразломные тела серпентинитов; 14 – зоны развития плагиогранитов; 15 – поздние (неоавтохтонные) дайки жильных габбро-диабазов; 16 – геологические границы: а – достоверные, б – предполагаемые, в – постепенные; 17 – разрывные нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые; 18 – условная дискретно-постепенная подошва дайкового комплекса; 19 – участки детальных работ и их номера

На врезке – положение площади рис. 1 относительно контура Хабаровинского массива. Здесь и далее система координат Пулково 1942 г.

рамлении Хабаровинского и Халиловского массивов [Борисёнок, 2003; и др.]. В то же время, существует мнение о раннесилурийском–среднедевонском временном интервале для океанической стадии развития кемпирсайско-хабаровинского офиолита. Основанием служат многочисленные определения макрофауны из осадочных прослоев вулканогенных толщ, в свою очередь сопоставляемых с верхними фрагментами спрединговых комплексов для Кемпирсайского и Хабаровинского массивов [Семенов, 2000; и др.]. По результатам изохронного Rb–Sr, а также K–Ar определений предполагается, что возраст пород верхних частей кемпирсайско-хабаровинского офиолитового разреза не менее 413 млн лет [Балыкин и др., 1991; Пушкарев, Калеганов, 1993]. Близкие значения (397 ± 20 млн лет) были получены и Sm–Nd изохронным методом для габброидов, диабазов и базальтов Кемпирская [Edwards, Wasserburg, 1985]. Данные о возрастном диапазоне формирования между 420 и 400 млн лет были получены также Sm–Nd изохронным методом для пироксенитов, вебстеритов и габброидов северо-западной части Кемпирсайского массива [Melcher et al, 1999].

Коровая часть офиолитового разреза Хабаровинского аллохтона, вмещающая дайковый комплекс, известна в восточном обрамлении массива (Аккермановская ассоциация) [Маегов, 1977; Варлаков, Матвеев, 1978; Ферштатер и др., 1982; и др.] и наиболее полно представлена в западной его части – от р. Губерля на севере до устья балки Медянка и р. Урал на юге (рис. 1). Здесь в составе коровой части разреза выделяются: расслоенный комплекс (наиболее крупная интрузия – массив горы Кирпичной), образованный габброноритами, верлитами и, в подчиненном количестве, оливиновыми габбро, оливиновыми клинопироксенитами, дунитами, а также интрузивная гипабиссальная габбро-плагиогранитная ассоциация, комплекс параллельных даек; завершает офиолитовую ассоциацию толща подушечных лав. Разрез находится в близком к вертикальному залеганию и наращивается с востока на запад. Характерной особенностью строения коровой части западного фрагмента Хабаровинского офиолитового разреза является отсутствие единого, выдержанного по латерали плутонического комплекса перидотит-пироксенитов и габброидов. Данный комплекс является неотъемлемой частью офиолитового разреза [Penrouse field conference..., 1972] и в описываемом случае представляет собой горизонт взаимно пересекающихся расслоенных интрузий верлит-дунитового и габброноритового состава, вмещающими для которых являются породы дунит-гарцбургитового комплекса.

Фрагменты, сложенные комплексом “дайка в дайке”, распространены также в виде тектонических пластин и блоков в зоне меланжа вдоль западного контакта Хабаровинского аллохтона, в том числе и на достаточном удалении от границ последнего [Семенов, 2000].

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕННОСТИ

Вопросам геологического строения Хабаровинского массива посвящено несколько сот работ, обзор которых выходит за рамки данной публикации. Ниже приводятся результаты лишь тех исследователей, чьи работы были посвящены дайковому комплексу.

Первоначально, породы данного комплекса рассматривались либо в качестве габброидов, более древних по отношению к ультрабазитам (М.Б. Белецкая, В.Л. Малютин, 1948 г.; Х.С. Розман и др., 1952 г.; [Шарфман, 1961]), либо в качестве эффузивов, комагматичных габброидам Кирпичинского массива

(А.С. Варлаков и др., 1968 г., [Варлаков, 1978]). Плагииграниты Аккермановской ассоциации считались крайне кислыми дифференциатами ультраосновных пород (А.С. Варлаков и др., 1968 г.). Позже было установлено, что диабазы интрузируют ультрабазиты и габброиды (В.И. Хворов и др., 1971 г.). С середины 70-х годов прошлого века [Семенов и др., 1975; Маегов, 1977] описываемый комплекс в подавляющем большинстве работ рассматривается в качестве комплекса параллельных даек, образовавшегося в результате спрединга новообразованной коры океанического типа. По химическому составу дайковый комплекс либо относили к океаническим толеитам [Семенов и др., 1980], либо сопоставляли с толеитами и андезито-базальтами островных дуг [Маегов, 1984].

Первые детальные работы, связанные с изучением Хабаровинского дайкового комплекса, его структурный и геодинамический анализ были проведены группой ученых ГИН АН СССР. В пределах поля развития (картируемого ранее единым) дайкового комплекса была выделена толща подушечных лав. Внутри комплекса параллельных даек было выделено несколько генераций, разделенных промежуточными магматическими камерами, которые представлены силами. Отсутствие подводящих каналов, пересекающих дунит-гарцбургитовый комплекс, позволило предположить латеральное проникновение базальтовой магмы [Коптева и др., 1979]. Была установлена разновозрастность габбрового и дайкового комплексов, отсутствие переходов между ними, различие по химическому составу и невозможность развития единого магматического очага для формирования обоих комплексов [Перфильев, Херасков, 1980]. Становление горизонтов силлов в дайковом комплексе рассматривалось как возможность реализации тектонической расслоенности океанической литосферы высоких уровней [Перфильев, Херасков, 1980; Перфильев и др., 1989]. Первоначально, образование диабазовых комплексов для Хабаровинского массива этими авторами связывается с океанической стадией развития и противопоставляется краевоморским обстановкам [Перфильев, Херасков, 1980]. Позднее Хабаровинский дайковый комплекс упоминается как сформированный в условиях краевого моря, при наличии соизмеримых по масштабам первой и второй генераций диабазов и существовании нескольких, близких по возрасту зон магмовыведения [Куренков, Перфильев, 1984, 1987]. Незакономерность простираения разных генераций даек связывалась с переориентировкой осей спрединга во времени в связи со сложным состоянием магмогенерирующих зон, в том числе и неравномерным их прогрессиванием [Куренков, 1996, 1997; Куренков и др., 2002].

В пределах площади развития комплекса параллельных даек, вблизи его подошвы, была выделена непрерывно дифференцированная габбро-плагиигранитная ассоциация и показана ее раннеостроводужная природа [Ферштатер и др., 1982, 1984; Ферштатер, Беа, 1996]. Приводилось петро- и геохимическое обоснование островодужной природы и для всего дайкового комплекса [Пушкарев, Хазова, 1991]. В те же годы было высказано предположение о том, что Кирпичнинская расслоенная интрузия прорывает дунит-гарцбургитовый и дайковый комплекс [Щербаков, 1990]; впрочем, можно сказать с уверенностью; что данное утверждение не соответствует реально наблюдаемым соотношениям пород. В одной из наиболее современных работ весь дайковый комплекс разделен на несколько тектонических блоков, строение которых различно по простираениям пакетов, составу скринов и т.п. Перемещение и разворот блоков (в том числе на 90°) принимаются как произошедшие на стадии тектонического скупивания, породы комплекса “дайка в дайке” сопоставляются с толеитами N-MORB [Семенов, 2000].

Нами ранее освещены отдельные аспекты латеральной неоднородности подошвы комплекса параллельных даек и, в частности, установлено, что контакты дайкового комплекса на участке междуречья р. Урал и нижнего течения р. Губерля находятся в ненарушенном залегании, что противоречит мнению о их тектонической природе [Разумовский, 2002].

ПОЛЕВЫЕ ДАННЫЕ

Комплекс параллельных даек в пределах Хабаровнинского аллохтона развит в северо-восточной его части, а именно: к востоку от площади развития пород Аккермановской пироксенит-габбровой ассоциации, а также вдоль западного края аллохтона, к северу и югу от долины р. Урал.

Северо-восточный фрагмент (аккермановка)

К востоку от выходов пироксенитов и габброидов Аккермановской ассоциации контакт между расслоенным комплексом и диабазами комплекса “дайка в дайке” на всем своем протяжении не обнажен. При проведении съемочных работ (А.С. Варлаков и др., 1968 г.; В.И. Хворов и др., 1971 г. и др.) данный контакт определялся как тектонический (рис. 2). Подобная трактовка принимается и в работах других исследователей. По нашим наблюдениям, в среднезернистых габброноритах присутствуют отдельные секущие тела диабазов, по петрографическим особенностям хорошо сопоставимые с диабазами, образующими чуть восточнее комплекс параллельных даек. Также в районе р. Банка в составе дайкового комплекса располагается крупный шток гранитоидов с секущими телами диабазов. Данный массив по комплексу петрогеохимических и структурных признаков сопоставляется с соответствующими телами непрерывно дифференцированной габбро-плагиогранитной ассоциации, развитыми в подошве дайкового комплекса на западе аллохтона [Ферштатер и др., 1982]. Перечисленные данные позволяют предполагать для Аккермановской ассоциации первично интрузивный характер контакта дайкового комплекса с расслоенной серией. Однако в настоящий момент мы можем видеть, как габбронориты с малочисленными секущими диабазовыми дайками, или без таковых, тектонически сближены с пакетами параллельных даек, среди которых отмечаются единичные скринны мощностью 25–30 см, сложенные габброноритами. Таким образом, корневая (переходная) зона дайкового комплекса в Аккермановской ассоциации практически полностью тектонически удалена.

Породы комплекса параллельных даек в пределах Аккермановского фрагмента обнажены плохо, поэтому приводимые ниже данные по строению комплекса носят ориентировочный характер. Среди пород, слагающих комплекс “дайка в дайке” отмечены диабазы и габбро-диабазы с офитовой структурой, реже – порфиновые диабазы. Мощности даек составляют от 1.2 до 3 м; зоны заделки, имеющие криптокристаллическую структуру, не превышают по мощности 3–12 см. С севера на юг простираения дайковых пакетов изменяются от СВ (см. рис. 2), при падении на ЮВ под углами 30–40°, на севере, в районе р. Топкая, через субширотные и ВЮВ вертикальные или крутопадающие (60–70°) в северных румбах, в районе р. Разбойка, а между реками Разбойка и Банка преобладают ЮВ простираения контактов дайковых тел, при СВ падениях под углами 50–60°. Южнее субширотного участка течения р. Банка отмечаются СВ про-

стирания при крутых субвертикальных падениях в противоположных румбах. Ориентировки зон закалок в изученных обнажениях часто взаимно противоположны, видимых закономерностей в их направлениях не установлено.

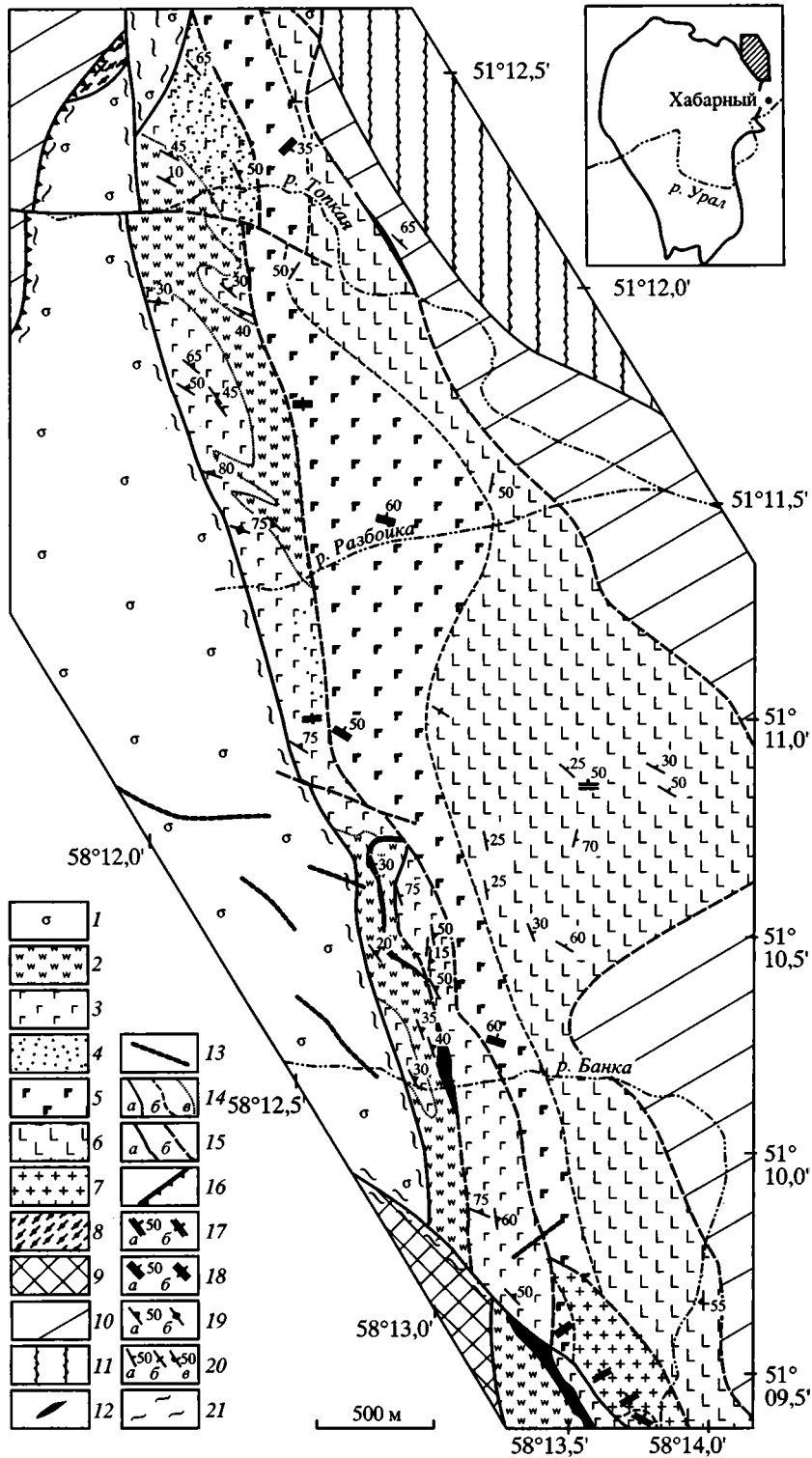
Ширина полосы выходов дайкового комплекса меняется от 250 м в районе р. Топкая до 750 м в долине р. Разбойка, уменьшаясь к югу, к р. Банка, до 180–230 м. К востоку от образований комплекса параллельных даек развиты породы вулканогенного комплекса, контакт между ними не обнажен, но в целом неплохо маркируется сменой пород в элювиально-делювиальных высыпках. Разрез вулканитов образован потоками (мощностью в первые метры) афировых и миндалекаменных базальтов – андезибазальтов, иногда с фрагментами подушечного строения. Встречаются резко зональные подушки с центральной афировой частью и краевой зоной, мощностью 5–6 см, имеющей миндалекаменную структуру. В этом случае размер миндалин, как правило, находится в пределах от 1.5 до 4 мм, они выполнены кварцем, либо кварц-альбитовым агрегатом. Миндалекаменные вулканиты, слагающие массивные потоки, обычно имеют карбонатное выполнение миндалин. Потоки часто разделены горизонтами (0.3–0.8 м) лавобрекчий с несортированными обломками размером от 0.5 до 15–20 см. Изредка среди вулканитов отмечаются отдельные секущие дайки габбро-диабазов и диабазов, обычно мощностью до 1.5 м, вероятнее всего служащие подводными каналами для вышележащих потоков лав. Восточнее породы вулканогенного комплекса по ярко выраженной разломной зоне тектонически перекрыты кремнисто-сланцевой толщей раннесилурийского (В.И. Хворов и др., 1971 г.; и др.) возраста.

Таким образом, подошва Аккермановского фрагмента комплекса параллельных даек в современной структуре – тектоническая, в момент образования даек матриксом внедрения служили габбронориты расслоенного комплекса. Сами же породы дайкового комплекса, по-видимому, не были подвержены интенсивной тектонизации, о чем может свидетельствовать выраженная закономерность смены простираций пакетов дайковых тел. Отсюда следует, что часто наблюдаемая взаимно противоположная ориентировка закалок в дайковых пакетах является первичной и может говорить о неравномерном характере растяжения. В пользу последнего также свидетельствует совместное нахождение различных петрографических типов пород, которые, по аналогии с западным, хорошо обнаженным фрагментом, скорее всего соответствуют различным генерациям даек.

Западный фрагмент (р. Губерля – р. Урал)

В пределах Хабарнинского массива нами наиболее детально изучен западный фрагмент области развития комплекса параллельных даек от р. Губерля на севере, до устья балки Медянка и р. Урал на юге (см. рис. 1). Значительная часть данного участка образована выходами комплекса “дайка в дайке”, находящегося в ненарушенном залегании относительно общей последовательности офиолитового разреза. На всей площади своего развития породы дайкового комплекса хорошо обнажены.

Подошва комплекса параллельных даек. В северной части описываемого района, в долине р. Губерля и вблизи балки Кирпичная, вмещающим субстратом для корневых частей комплекса параллельных даек являются породы непрерывно дифференцированной габбро-плагиигранитной ассоциации (рис. 3).



Породы данной ассоциации представлены габбро, габбродиоритами, диоритами и плагиогранитами. По особенностям своего петрохимического и минерального состава габбро, габбродиориты и диориты полностью аналогичны диабазам и габбро-диабазам различных частей разреза комплекса параллельных даек, что неоднократно отмечалось различными исследователями [Ферштатер, Беа, 1996; и др.], а также подтверждается и нашими данными.

Морфологически тела зоны верхнего габбро представлены силлами, дайками и жилами, сливающимися в штокверки и снова распадающимися на обособленные тела. Границы между отдельными телами, в случае их пересечения, не имеют зон закалки; как правило, наблюдается лишь незначительное уменьшение зернистости. Закаленные контакты у габброидов и диоритов неоднократно наблюдались лишь со скринами вмещающих пород, что однозначно свидетельствует об их внедрении в уже сформированный и остывший субстрат. Такие скрины представлены апогарцбургитовыми серпентинитами на севере (у р. Губерля) и верлитами – габброноритами к западу от массива горы Кирпичной. Протяженность наиболее крупных скринов составляет 100–150 м, при мощности не более 50–70 м, преобладают более мелкие скрины, протяженностью порядка 10–12 м, мощностью в первые метры. Пространственное положение скринов изменяется от субширотного до субмеридионального, что характеризует собой сложную систему ориентировки тел габброидов и габбродиоритов габбро-плагиогранитной ассоциации. Ранее нами часть скринов верлитового состава ошибочно была принята за тела, секущие габбродиоритовый субстрат [Разумовский, Астраханцев, 2002]. В настоящий момент достоверно установлено, что все тела верлитов, отмеченные в пределах поля развития габбродиоритов и габброидов, являются скринами. На контакте с ними габбро и габбродиориты имеют зоны закалки, а сами верлиты содержат ксенолиты только лишь габброноритов и никогда не цементируют обломки гипабиссальных образований.

На изученной площади среди тел, сложенных породами описываемой ассоциации, не отмечено случаев образования пакетов с односторонней закалкой, что с уверенностью позволяет отличать эти образования от собственно комплекса “дайка в дайке”. При этом, мощность наиболее крупных тел габброидов – габбродиоритов, по-видимому, достигает 50–80 м. Крупный штокверк ам-



Рис. 2. Схематическая геологическая карта северо-восточной части Хабаровинского массива. Составлена с использованием данных В.И. Хворова и др. (1971 г.), В.И. Маегова [1977], А.С. Варлакова, С.И. Матвеева [1978]

1 – серпентинизированные дуниты и гарцбургиты (нерасчлененные); 2,3 – породы расслоенного комплекса: 2 – с преобладанием клинопироксенитов, оливниновых клинопироксенитов, верлитов и оливнинового габбро, 3 – с преобладанием габброноритов и габбро; 4 – зона амфиболитизации габброноритов и развития амфиболового габбро; 5 – комплекс параллельных даек: габбро-диабазы, диабазы; 6 – вулканогенный комплекс: базальты, андезитбазальты, лавобрекчии; 7 – плагиограниты, кварцевые диориты; 8 – амфиболиты; 9 – породы восточнохаваринской ассоциации (нерасчлененные); 10 – ранне-среднепалеозойские вулканогенно-осадочные породы; 11 – девонско-каменноугольные осадочные породы; 12 – приразломные тела серпентинитов; 13 – поздние (неоавтохтонные) дайки жильных габбро-диабазов; 14 – геологические границы: а – достоверные, б – предполагаемые, в – постепенные; 15 – разрывные нарушения: а – достоверные, б – предполагаемые; 16 – надвиги; 17 – элементы залегания одиночных диабазовых даек: а – наклонное, б – вертикальное; 18 – элементы залегания пакетов диабазов и габбро-диабазов комплекса параллельных даек: а – наклонное, б – вертикальное; 19 – элементы залегания полосчатости в породах расслоенного комплекса: а – наклонное, б – вертикальное; 20 – элементы залегания слоистости для пород вулканогенного комплекса, полосчатости для амфиболитов и минеральной сланцеватости по пироксену для габброидов расслоенного комплекса: а – наклонное, б – вертикальное, в – опрокинутое; 21 – зоны расланцевания

На врезке – положение площади рис. 2 относительно контура Хабаровинского массива

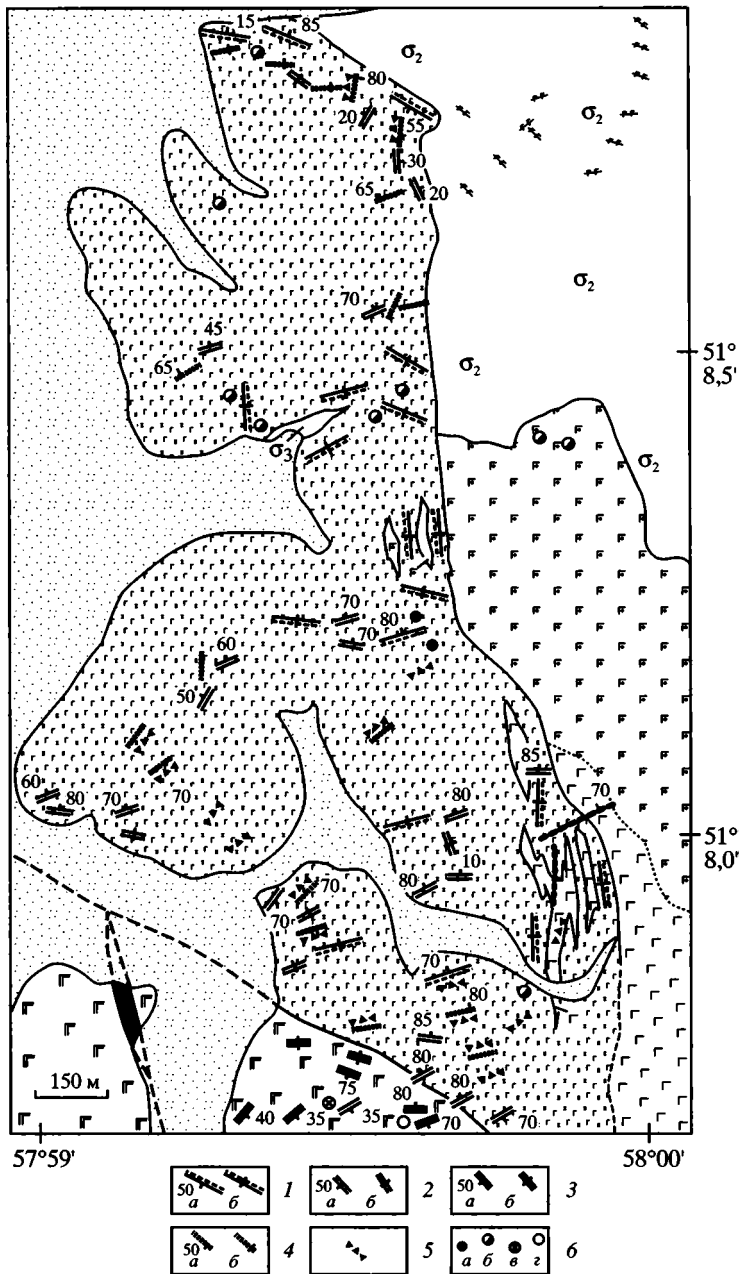


Рис. 3. Схематическая геологическая карта площади развития пород габбро-плагиогранитной ассоциации в долине р. Губерля

1 – элементы залегания тел амфиболового габбро, габбродиоритов и диоритов: *a* – наклонное, *b* – вертикальное; 2 – элементы залегания одиночных диабазовых даек и жил: *a* – наклонное, *b* – вертикальное; 3 – элементы залегания пакетов диабазов и габбро-диабазов комплекса параллельных даек: *a* – наклонное, *b* – вертикальное; 4 – жилы плагиогранитов: *a* – наклонные, *b* – вертикальные; 5 – зоны брекчий; 6 – скрины и ксеноблоки: *a* – верлитов, *b* – серпентинитов, *в* – габброндов, *г* – габбро-диабазов. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

фиболового габбро, развитый в южной части габброноритового массива горы Кирпичной (см. рис. 1), вероятнее всего также принадлежит габбро-плагиогранитной ассоциации.

В пределах всей зоны развития пород габбро-плагиогранитной ассоциации отмечаются отдельные диабазовые дайки (см. рис. 3). Их мощность составляет от 0.6 до 1 м, простирание различно, падение преобладает крутое, но отмечается и пологое, вплоть до горизонтальных залеганий. В целом, преобладающим является падение в северных румбах от 50 до 90°. Реже отмечаются обратные соотношения, когда удается наблюдать ксенолиты диабазов в габбро или же брекчии с диабазовыми обломками в габброидном матриксе.

К подошве комплекса “дайка в дайке” повсеместно тяготеют плагиограниты (см. рис. 1, 3), они формируются, как правило, в той же системе деформаций, в которой до этого происходило внедрение диабазовых даек. В большинстве случаев плагиограниты слагают матрикс магматических брекчий, в обломках которых присутствуют габброидориты и диориты, а также диабазы. При образовании брекчий нередки случаи телескопирования плагиогранитами диабазовых даек. При этом афанитовые породы закалки диабазовой дайки остаются в краевой части плагиогранитной жилы, а центральная часть, сложенная порфиrowыми диабазами, присутствует в виде разновеликих (как правило, 2–10 см) обломков в плагиогранитном матриксе. Реже развиты брекчии взламывания. В ряде случаев матрикс имеет более основной состав, приближаясь к диоритам и габбро. Брекчии с плагиогранитоидным матриксом прорываются новыми порциями диабазовых даек и, все вместе, редкими, маломощными, до 0.7 м, плагиогранитными жилами. Мощность отдельных зон брекчий колеблется от первых сантиметров до 5–7 м. Необходимо отметить, что развитие зон брекчирования с плагиогранитным матриксом, а также обособленных и/или сети ветвящихся плагиогранитных жил характерно для всего изученного участка от р. Губерля на севере, до устья балки Медянка и р. Урал на юге. Описываемые образования повсеместно тяготеют к подошве комплекса параллельных даек, но развиты спорадически и нигде не достигают таких масштабов по мощности и количеству проявлений на единицу площади, как в районе балки Кирпичной, в верхней части габбро-плагиогранитной ассоциации.

Южный контакт Кирпичнинского массива с апогарцбургитовыми серпентинитами проходит по ярко выраженной разломной зоне. Данный разлом прослеживается на северо-запад и отделяет комплекс параллельных даек от пород габбро-плагиогранитной ассоциации. Однако отдельные диабазовые дайки прорывают интенсивно тектонизированные породы разломной зоны, сохраняя простирания, мощности, состав и т.п., по обе стороны дизъюнктивного нарушения. Данные дайковые тела прослеживаются южнее, сливаясь в пакеты комплекса параллельных даек (см. рис. 3). Таким образом, можно предположить, что поздние дайки диабазов запечатывают тектонический контакт, получивший развитие на данном участке между тектонизированными перидотитами и габброноритами, а также между изотропным габбро и ранними телами габбро-диабазов комплекса “дайка в дайке”.

От верховьев балки Кирпичная, в верховьях балки Медянка и до р. Урал подошва дайкового комплекса проходит преимущественно по антигоритовым серпентинитам, развитым по породам дунит-гарцбургитового комплекса, и тяготеет к маломощному горизонту интрузий габброноритов и верлитов (иногда с фрагментами дунитов), развитых в тектонизированных перидотитах. Контакты

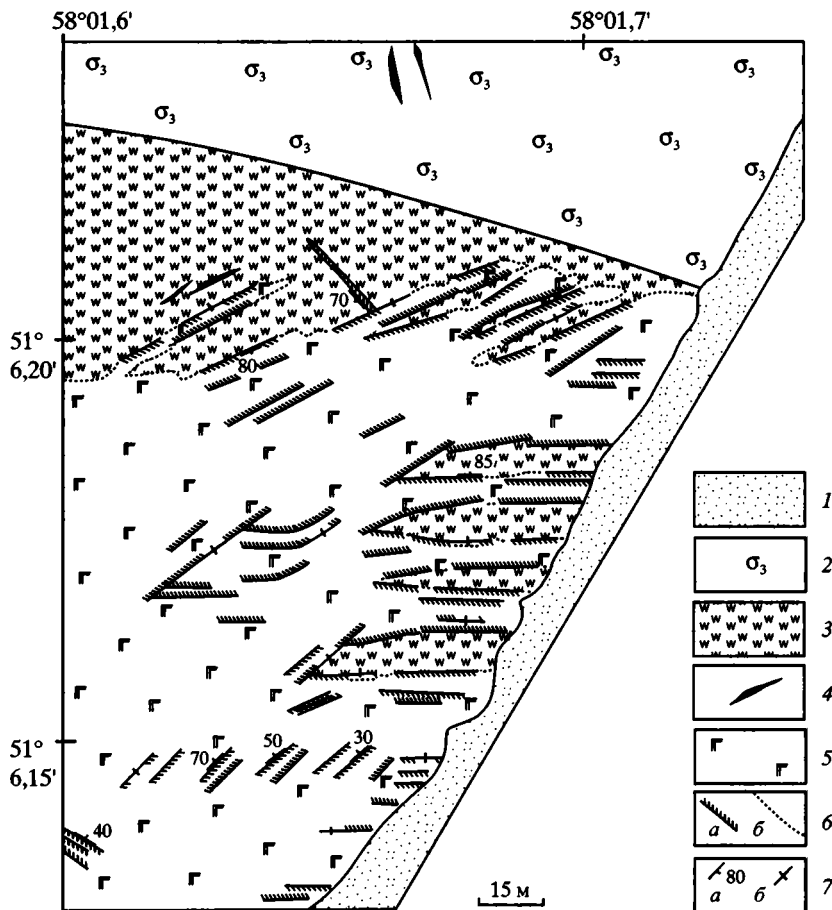


Рис. 4. Глазомерная схема геологического строения фрагмента подошвы комплекса параллельных даек в долине р. Урал. Положение рис. 4 см. на рис. 1

1 – четвертичные отложения; 2 – антигоритовые аподунитовые серпентиниты; 3 – верлиты, дуниты; 4 – жилы амфиболизированных габброидов; 5 – габбро-диабазы комплекса параллельных даек; 6 – типы контактов в комплексе параллельных даек: а – зоны закалки, б – основная линия границы дайкового комплекса; 7 – элементы залегания: а – наклонное, б – вертикальное

части из этих тел с серпентинитами срезаются нижними пакетами комплекса “дайка в дайке” (рис. 4; см. рис. 1). На всем своем протяжении контакт пород дайкового комплекса с нижнекоровыми и верхнемантийными образованиями хорошо обнажен. Отдельные габбро-диабазовые и диабазовые тела появляются во вмещающих образованиях не далее чем в 100–200 м от подошвы дайкового комплекса. При приближении к данному контакту наряду с отдельными телами появляются дайковые пакеты по два–четыре тела. Затем следует зона, в которой соотношение даек и вмещающих пород приближается к 50 : 50. Мощность этой зоны составляет до 100 м, или она может исчезать вовсе; ее появление характерно для участков, где дайковые пакеты в комплексе параллельных даек ориентированны близко перпендикулярно к собственно условной линии подошвы комплекса. Затем в дайковом комплексе следует зона насыщенная скринами вмещающих пород, количество которых резко убывает на запад – в

направлении вверх по разрезу. Состав скринов по разрезу также может существенно меняться (см. ниже).

Таким образом, в целом, на всей изученной площади, от р. Губерля – на севере до устья балки Медянка и р. Урал – на юге, для подошвы комплекса “дайка в дайке” является преобладающим ненарушенное залегание. Корневой зоной для комплекса параллельных даек на севере являются породы непрерывно дифференцированной габбро-плагиогранитной ассоциации. Южнее отдельные диабазовые дайки интродуцируют аподунит-гарцбургитовые антигоритовые серпентиниты с разрозненными телами габброидов и верлитов-дунитов. Повсеместно к нижней части дайкового комплекса тяготеет горизонт магматических брекчий с преимущественно плагиогранитным выполнением матрикса.

Детальное строение разреза комплекса параллельных даек. В строении комплекса “дайка в дайке” принимают участие габбро-диабазы и диабазы с офитовой структурой, порфировые диабазы с афанитовой основной массой; мало мощные жилы и зоны закалки крупных тел имеют криптокристаллическую структуру. Мощные тела габбро-диабазов, как правило, имеют краевую зону – являющуюся переходной между центральной раскристаллизованной средне-мелкозернистой габбро-диабазовой частью и криптокристаллической зоной закалки. Мощность подобных краевых зон в большинстве случаев составляет первые десятки сантиметров, реже достигая 1.1–1.3 м, для них характерным является порфиоровое строение. Между зонами преобладают постепенные переходы, реже границы фаций эндоконтактных изменений имеют резкий характер. Габбро-диабазы и диабазы характеризуются переменным размером зерен, иногда переход в порфиоровые разности трудноуловим (но не в случае краевых зон). Среди порфиоровых разностей количество вкрапленников, как правило, составляет от 5 до 15%, реже – больше. Размеры вкрапленников обычно не превышают первых миллиметров, реже достигают 1–2 см, структура основной массы сохраняет офитовое строение.

Нами были изучены особенности строения на всей площади развития дайкового комплекса, как по латерали, так и по разрезу. В ходе работ составлены детальные планы для наиболее интересных, с геологической точки зрения, и хорошо обнаженных участков (их расположение см. на рис. 1). Применялись методы полуинструментального картирования, опорная сеть состоит из 5 – 35 пикетов для каждого из представленных участков. Расстояние между пикетами меняется в пределах от 2 до 10 м. Количество пикетов и расстояния между ними, а также масштаб планов выбирался в зависимости от мощностей дайковых тел и сложности строения конкретных фрагментов комплекса “дайка в дайке”.

Участок детальных работ № 01 (рис. 5). Участок расположен в нижней части разреза комплекса параллельных даек в долине р. Урал. В его пределах можно выделить дайки трех типов. Основная часть площади образована наиболее ранними телами габбро-диабазов, с простираниями 140–150°, преобладают юго-западные падения под углами 60–80°, противоположные падения встречаются реже, но тоже всегда крутые. Дайки с двусторонними закалками, полудайки и пассивные дайки (без закаленных контактов) описываемой ранней генерации образуют выдержанные по простиранию тела, с единичными ответвлениями, преобладающие мощности 2–6 м. В скринах между дайками часто отмечаются крупнозернистые амфиболизированные габброиды, мощность скринов достигает 1.5 м, видимая протяженность не превышает 4 м. Существенно чаще

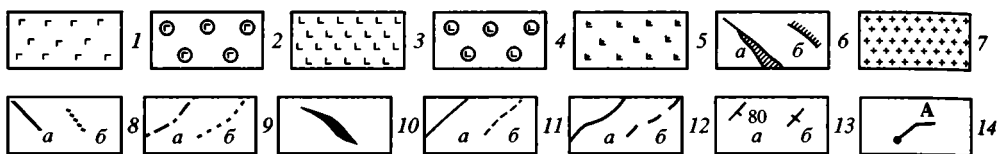
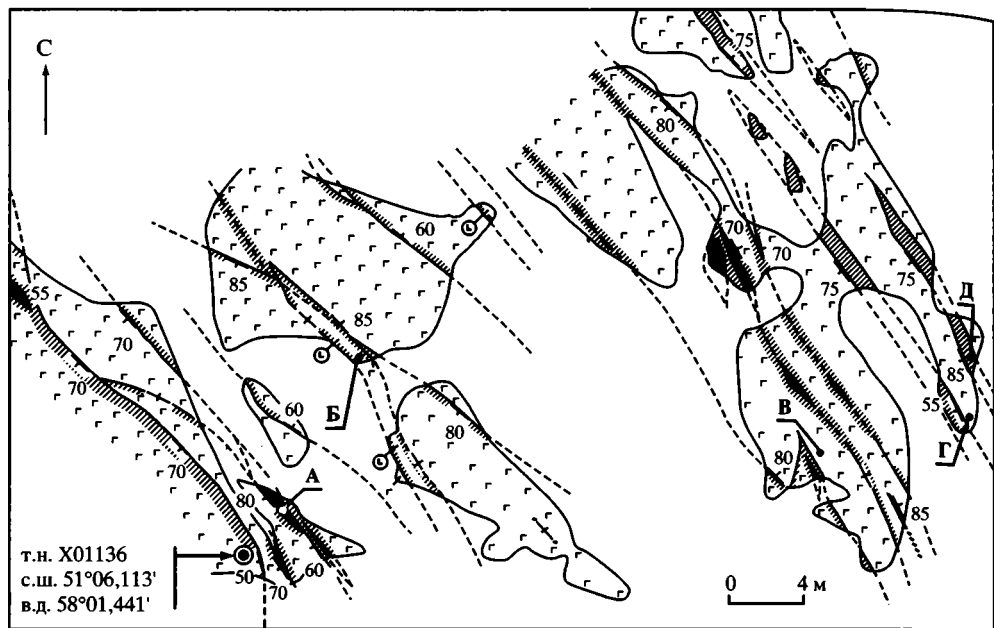


Рис. 5. Участок детальных работ № 01. Положение участка см. на рис 1

Условные обозначения к рис. 5–10

1 – среднезернистые габбро-диабазы; 2 – мелкозернистая переходная фация эндоконтактной зоны; 3 – мелкозернистые диабазы; 4 – порфириновые диабазы с афанитовой основной массой; 5 – меланократовые порфириновые диабазы; 6 – афанитовые диабазы: *a* – самостоятельные, маломощные тела, *б* – зоны закалки крупных тел; 7 – плагиограниты; 8 – жилы афанитовых диабазов (мощность вне масштаба): *a* – достоверные, *б* – предполагаемое положение; 9 – жилы плагиогранитов (мощность вне масштаба): *a* – достоверные, *б* – предполагаемое положение; 10 – скрины крупнозернистых амфиболизированных габброидов; 11 – геологические границы: *a* – достоверные, *б* – предполагаемые; 12 – разрывные нарушения: *a* – достоверные, *б* – предполагаемые; 13 – элементы залегания: *a* – наклонное, *б* – вертикальное; 14 – места отбора проб и их номера

Незаштрихованные участки соответствуют четвертичным отложениям

развиты маломощные (5–12 см) скрины. По вещественному составу и петроструктурным особенностям габброиды в скринах соответствуют аналогичным породам расслоенного комплекса.

Для даек габбро-диабазов в пределах эндоконтакта не характерны переходные зоны между центральной раскристаллизованной и криптокристаллической закалочной частями, либо мощность таких зон не превышает первых десятков сантиметров, что не позволяет им быть отраженными в данном масштабе. Отличительной особенностью даек габбро-диабазов ранней генерации описываемого участка является существенное развитие пассивных даек, а также случаи внедрения более поздних тел по закалкам ранее сформированных даек. Часто такие структуры “закалка в закалку” трассируются цепью скринов габброидов.

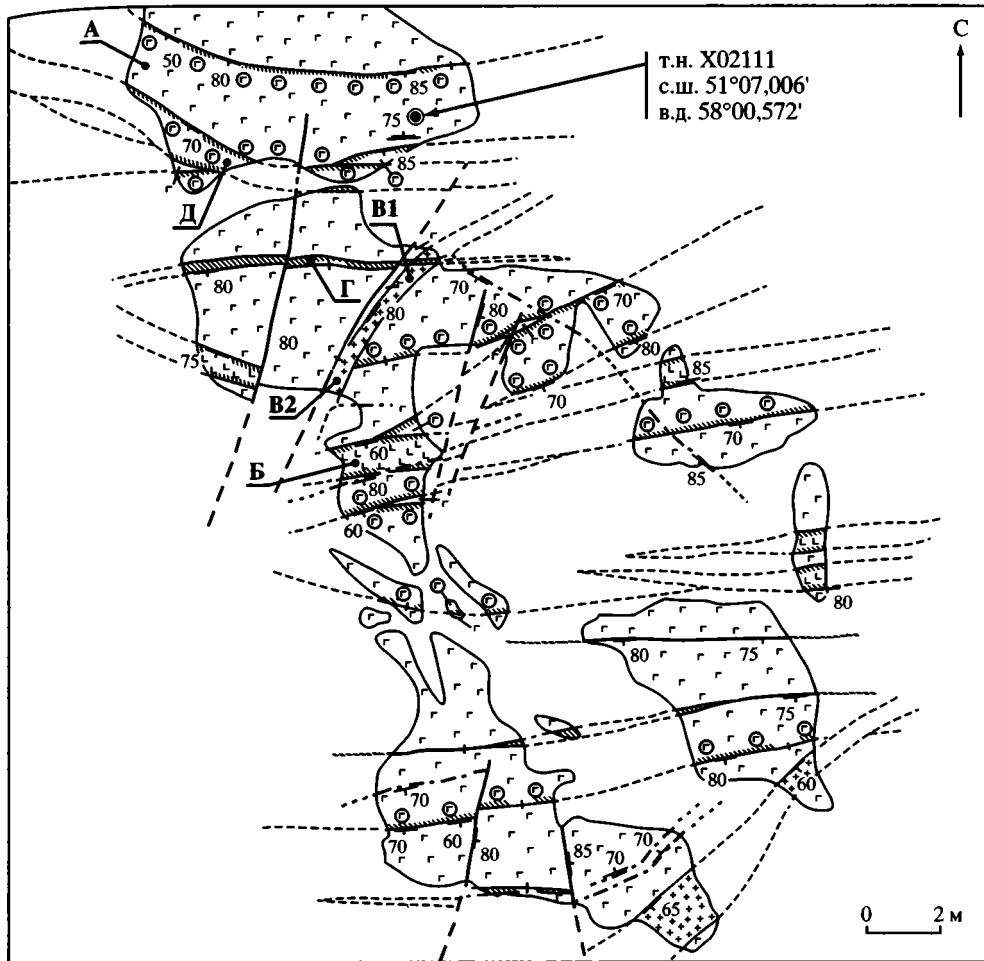


Рис. 6. Участок детальных работ № 02. Положение участка см. на рис. 1
Условные обозначения см. на рис. 5

Соотношения закалок полудак указывают на то, что ось растяжения находилась к северо-востоку от данного участка.

Дайки габбро-диабазов пересекают выклинивающиеся диабазовые жилы афанитового сложения с порфировыми включениями в центральной части наиболее мощных тел. Их простираения составляют $145\text{--}150^\circ$, мощности не превышают 1.2–1.3 м, характерно крутое падение в противоположных румбах.

Контакты между дайками ранней фоновой генерации срезаются более поздними телами порфировых диабазов с афанитовой основной массой. Их мощность составляет около 1.5 м, для них характерно извилистое строение контактов, субвертикальные углы падения и простираение в тех же СЗ–ЮВ румбах. Соотношений с жилами афанитовых диабазов не обнаружено, от последних их отличает извилистая форма, малая мощность зоны закалки и внешний облик центральной порфировой части.

В пределах участка развиты единичные жилки диабазов криптокристаллического строения мощностью в первые сантиметры субвертикального падения, секущие тела габбро-диабазов и ориентированные параллельно их контактам. Каких-либо соотношений с телами порфировых и афанитовых диабазов для описываемых жилок не отмечено, что позволяет им быть ответвлениями от любых трех основных выделенных на участке генераций, либо образовывать собственную генерацию.

Участок детальных работ № 02 (рис. 6). Участок расположен в нижней части разреза комплекса параллельных даек в верховьях балки Медянка. В его строении принимают участие базитовые тела трех типов (генераций), а также тела плагиогранитов. Дайки наиболее ранней – фоновой генерации образованы мощными телами габбро-диабазов, с хорошо выраженной переходной краевой зоной. Преобладающими являются субширотные простирания (азимут $70-80^\circ$), с южными падениями под углами $70-80^\circ$, существенно реже встречаются более пологие или субвертикальные контакты. Мощности полудаек достигают 6 м, минимальная мощность относимых к этой же генерации тел с двусторонней заалкой составляет 1–1.8 м, для них характерно менее выдержанное простирание. Вблизи северной границы участка дайки габбро-диабазов содержат скрин апогарцбургитовых серпентинитов. Пассивные дайки единичны, ориентировка заалок полудаек указывает на северное, относительно данного участка, положение оси растяжения.

Габбро-диабазы пересекаются менее мощными дайками мелкозернистых диабазов, мощностью до 1 м, по простиранию эти тела не выдержаны и могут выклиниваться в западном направлении. Для них характерны те же простирания, что и для тел габбро-диабазов, преобладают также крутые углы падения в южных румбах, реже меняясь, в пределах одного тела, на противоположные, также крутые ($80-85^\circ$).

Дайки габбро-диабазов и диабазов первой и второй генераций пересекаются жильными телами плагиогранитов, мощность наиболее крупного тела в раздуве достигает 1.5 м, по простиранию выдерживаются мощности порядка 50–70 см. Простирание плагиогранитных тел составляет $50-60^\circ$, падение юго-восточное под углами $60-80^\circ$. Для плагиогранитных тел характерно наличие оперяющих жилок, мощностью до 5 см, либо идущих субпараллельно мощным гранитоидным телам, либо ориентированных перпендикулярно к ним, либо субширотных. Падение различное, но всегда крутое под углами $70-85^\circ$.

В пределах данного участка все вышеперечисленные образования, включая и плагиограниты, секут маломощные (5–25 см) протяженные жилы афанитовых диабазов. Они характеризуются непостоянной мощностью при выдержанном широтном простирании. Преобладают углы падения либо вертикальные, либо крутые ($75-80^\circ$) в южных румбах.

Строение комплекса параллельных даек на описываемом участке осложнено разрывными нарушениями, имеющими сдвиговый характер. По ним смещены все развитые в пределах изученной площади образования, простирание сдвигов С–ССВ, падение плоскостей сместителя восточное, под углами порядка 80° , реже вертикальное. Видимая амплитуда сдвигов до 30–40 см, затухает к окончанию разрывных нарушений.

Участок детальных работ № 03 (рис. 7). Участок расположен в верхней части разреза комплекса параллельных даек, в непосредственной близости от подошвы вулканогенного комплекса. Дайковый комплекс здесь образован резко преобладающими телами габбро-диабазов. Их простирания со-

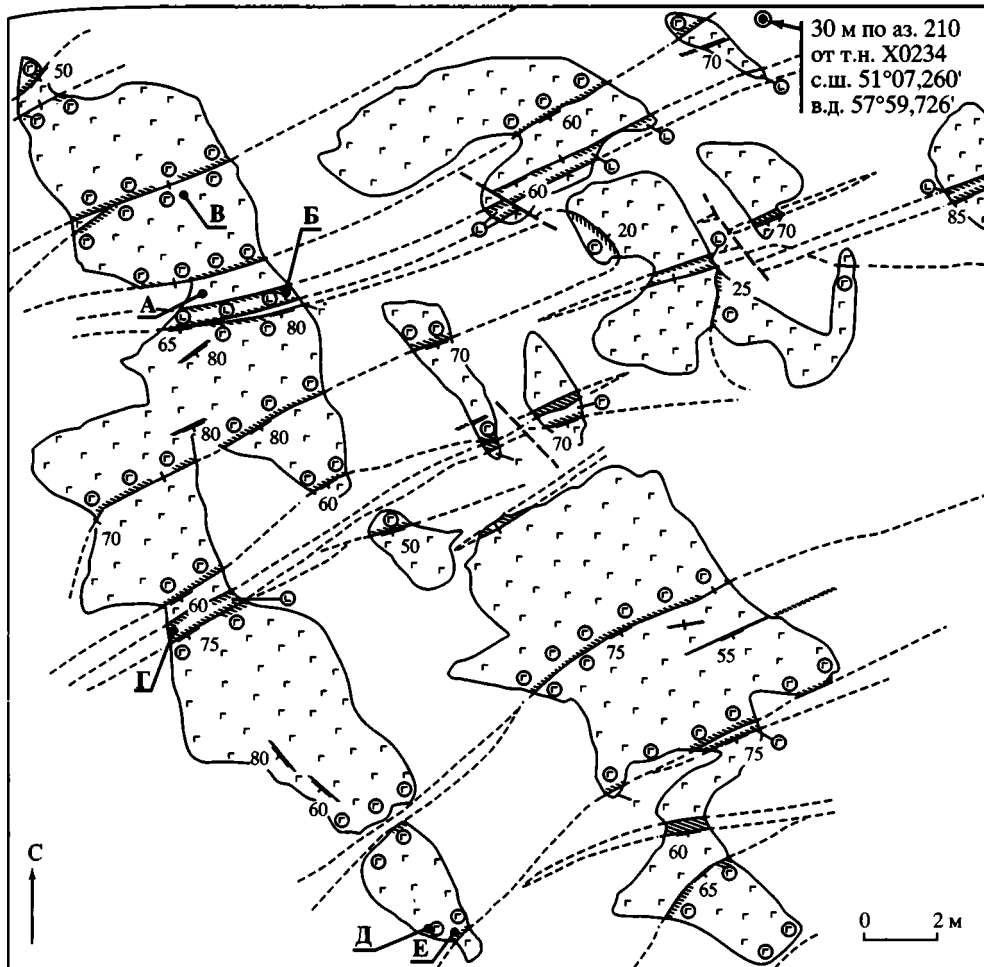


Рис. 7. Участок детальных работ № 03. Положение участка см. на рис. 1
Условные обозначения см. на рис. 5

ставляют $60-70^\circ$, преобладают юго-восточные падения с углами $60-75^\circ$, реже более пологие до 50° , или субвертикальные. Имеют место незначительные изгибы контактов при сохранении общего простирания. Мощность полудаек составляет, как правило, 3–4 м, максимум 8 м, мощности тел с двусторонней закалкой колеблются от 2 до 3.5 м. В пределах описываемого участка развиты и пассивные дайки мощностью от 0.5 до 2.5 м. Характерной особенностью некоторых тел габбро-диабазов является их тупое окончание как в западном, так и в восточном направлении. Дайки габбро-диабазов в пределах эндоконтакта имеют хорошо выраженные переходные зоны мощностью до 0.8 м. Скрины между дайками габбро-диабазов не отмечены ни в пределах описываемого участка, ни в ближайших сотнях метров вблизи него. Преобладают тела с двусторонней закалкой; их соотношения с границами полудаек, а также ориентировка закалок полудаек указывают на ССЗ, относительно данного участка, положение оси растяжения.

Помимо тел габбро-диабазов, которые, как отмечалось, резко преобладают и слагают наиболее раннюю генерацию, на представленном планшете развиты маломощные (до 0.7 м), выклинивающиеся жилы порфировых диабазов с афанитовым сложением основной массы. Их простирание лежит в тех же СВ-ЮЗ румбах, что и даек габбро-диабазов, углы падения меняются от субвертикальных до 60° на юго-восток.

Тела габбро-диабазов рассечены мелкими жилками криптокристаллических диабазов мощностью в первые сантиметры, прослеживающимися на 30–60 см. Их взаимоотношения с жилами порфировых диабазов не наблюдались. Отмечено две системы подобных жилок, наиболее развита совпадающая с генеральной, СВ-ЮЗ, система простираний. В юго-западной части участка отмечены жилки диабазов, ориентированные близко перпендикулярно к преобладающей системе простираний. В первом случае углы падения меняются от 55° на юго-восток до субвертикальных, во втором – имеет место юго-западное падение под углами 60–80°.

В пределах детального участка развиты субвертикальные сдвиги СЗ-ЮВ ориентировки. Смещение отмечено для даек габбро-диабазов и жил порфировых диабазов, амплитуда смещения не превышает 0.3–0.4 м.

Участок детальных работ № 04 (рис. 8). Участок расположен в верхней части разреза комплекса параллельных даек на водоразделе между балкой Кирпичной и балкой Медянка, в 0.5 км к ЮЮВ от описанного выше участка № 03, также вблизи подошвы вулканогенного комплекса. На данной площади преобладают дайки двух генераций. Наиболее ранняя образована мощными телами габбро-диабазов, эти тела характеризуются субширотными простираниями, преобладают углы падения 50–75°, на юг, более редки пологие, до 35°, а в единичных случаях и субвертикальные. Мощность полудаек колеблется от 2 до 7 м, пассивных тел и даек с двусторонней закалкой в пределах участка не отмечено, их также немного и в непосредственной близости от границ планшета. Дайки габбро-диабазов обладают хорошо выраженными переходными фациями в пределах эндоконтактных зон, их мощность достигает 0.8 м. Скрины между дайками габбро-диабазов не отмечены ни в пределах описываемого участка, ни в его ближайшем окружении. Ориентировка заалок полудаек указывает на северное, относительно данного участка, положение оси растяжения.

В центральной и южной частях описываемого участка дайки габбро-диабазов рассечены пакетом и отдельными дайками мелкозернистых диабазов следующей генерации. Пакет широтного простирания состоит из двух разорванных и одной центральной дайки, мощность полудаек составляет около 1.2 м, падение пакета южное, под углом около 45°. Отдельные дайки мелкозернистых диабазов, мощностью до 2 м, имеют более извилистую форму при сохранении общего субширотного направления. Углы падения, всегда находясь в южных румбах, меняются от 30 до 90°, преобладают 35–50°. Диабазы второй генерации в пределах участка детальных работ и вблизи него распространены в фоновых дайках не равномерно, а отдельными сближенными роями.

На всей площади участка развиты маломощные (до 0.6 м) ветвящиеся жилы афанитовых диабазов. По простиранию они прослеживаются на расстояния до 10 м. В западном углу участка для описываемых жил характерен изгиб с субширотных на юго-западные простирания, при Ю-ЮВВ падении под углами 35–70°. На остальной площади для подобных жил отмечаются субширотные простирания, с южным падением под углами 50–70°. случаев пересечения афанитовыми

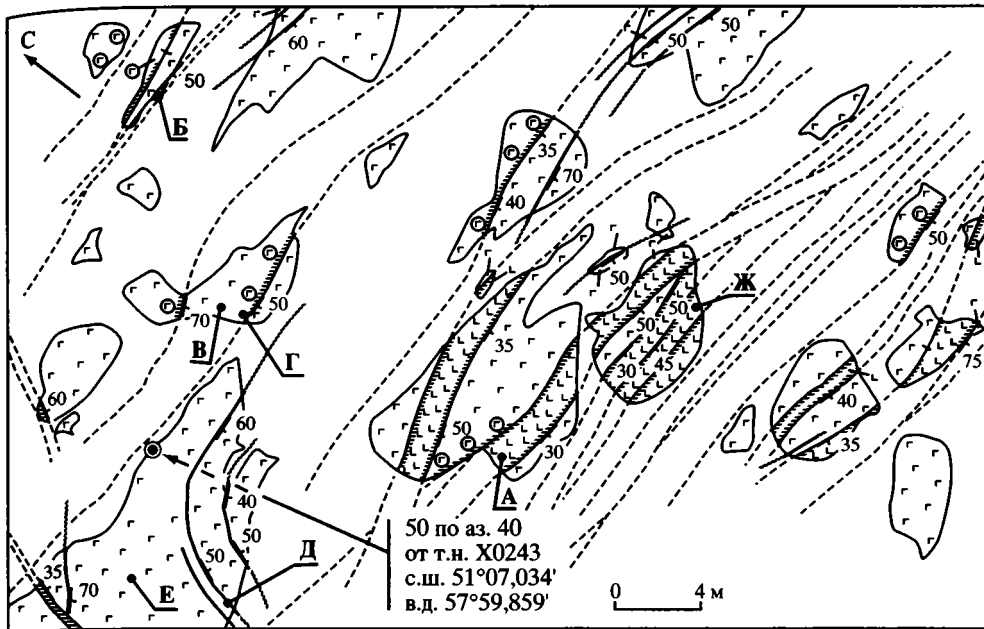


Рис. 8. Участок детальных работ № 04. Положение участка см. на рис. 1
Условные обозначения см. на рис. 5

жилками тел мелкозернистых диабазов не отмечено, как и ответвлений от последних оперяющих прожилков.

Участок детальных работ № 05 (рис. 9). Участок расположен на борту балки Медянка, в самой верхней части разреза дайкового комплекса, вблизи подошвы комплекса вулканогенного. На данной площади в строении комплекса параллельных даек резко преобладают тела двух генераций, в пропорции, близкой к 1 : 1.

Ранняя генерация образована мощными (более 14 м) телами габбро-диабазов, их простирия колеблются в румбах 60–70°; тела с двусторонней закалкой, как правило, имеют менее выдержанные по простирианию контакты. Преобладают субвертикальные углы падения, реже 70–80° в южных румбах. Минимальная отмеченная мощность полудаек составляет около 0.5 м. Между центральной раскристаллизованной и криптокристаллической закальной зоной дайки габбро-диабазов имеют слабо выраженные переходные зоны, мощности в первые десятки сантиметров (в масштабе плана не отражены). Вблизи участка детальных работ и непосредственно в его пределах скринов вмещающих пород среди даек первой генерации не отмечено. В закалках полудаек встречаются обломки габбро-диабазов более ранних тел. Ориентировка закалок полудаек указывает на ССЗ, относительно данного участка, положение оси растяжения.

Вторая генерация образована телами мелкозернистых порфировых и афировых диабазов, встречающихся в виде пакетов по две, три дайки, а также в виде отдельных тел. Их простириание колеблется от 50–60°, до 80–90°, а мощность составляет от первых десятков сантиметров до 6 м. Характерно субвертикальное, либо крутое (около 75°) падение на юг-юго-восток. Выклинивание отдельных тел диабазов в подавляющем большинстве случаев происходит в западном направлении. Дайки второй генерации составляют до 50% от площади комплек-

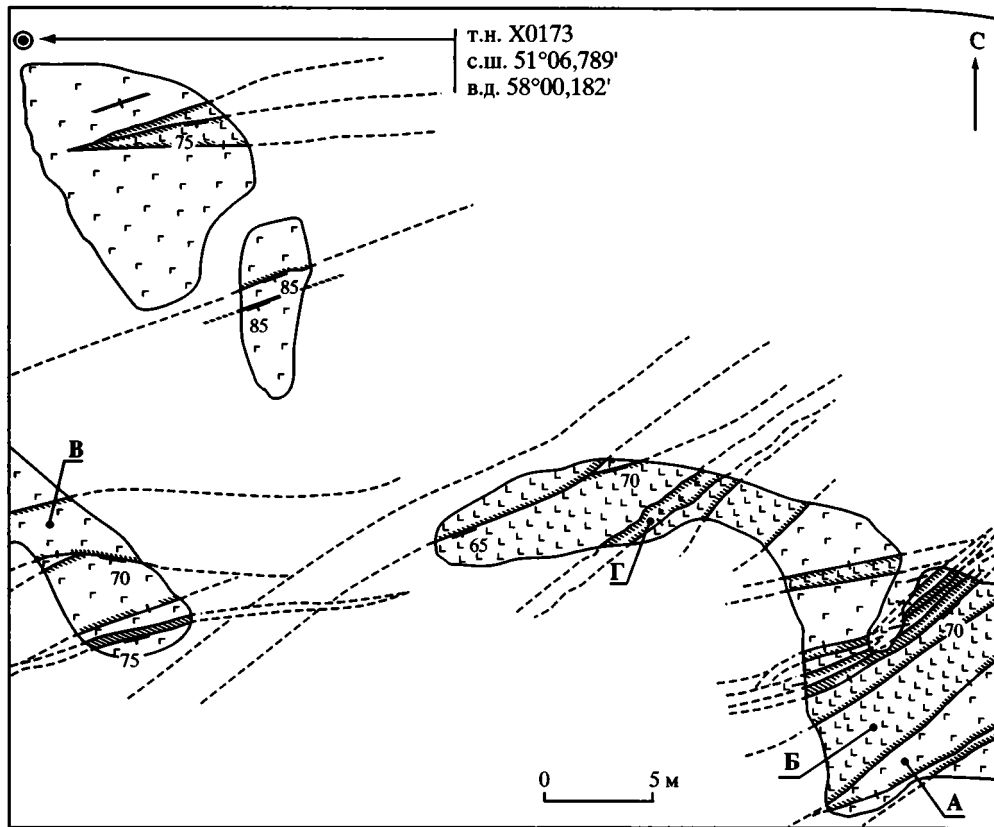


Рис. 9. Участок детальных работ № 05. Положение участка см. на рис. 1
Условные обозначения см. на рис. 5

са в данной части разреза и часто содержат скрины габбро-диабазов первой генерации.

В пределах участка отмечено тело, секущее диабазы второй генерации, которое образовано существенно более меланократовыми порфиоровыми диабазами. При мощности порядка 1 м, это тело отличается извилистой формой контактов, имеет вертикальное падение и простирается по азимуту 55° . Состав и особенности контактов описываемой дайки позволяют ее отделять от описанных выше диабазов и габбро-диабазов.

В пределах участка отмечены единичные жилки афанитовых диабазов, секущие габбро-диабазы ранней генерации. Мощности жил до 10–15 см, видимая протяженность до 2–3 м, их простирается составляет порядка 70° , падение субвертикальное. Взаимоотношений данных жил с мелкозернистыми диабазами, а также с меланократовыми порфиоровыми диабазами не наблюдались.

Участок детальных работ № 06 (рис. 10). Участок расположен практически в подошве дайкового комплекса, вблизи балки Кирпичная. Комплекс параллельных даек здесь образован телами мелкозернистых диабазов. Габбро-диабазы, образующие раннюю генерацию в пределах всех других описанных выше участков, на данной площади присутствуют в виде единичного извилистого маломощного (10–50 см) скрина. Полноценные дайки габбро-диабазов появляются

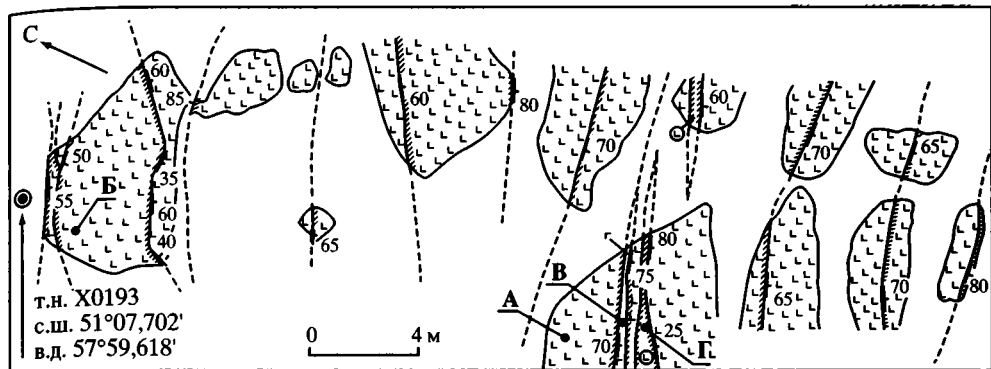


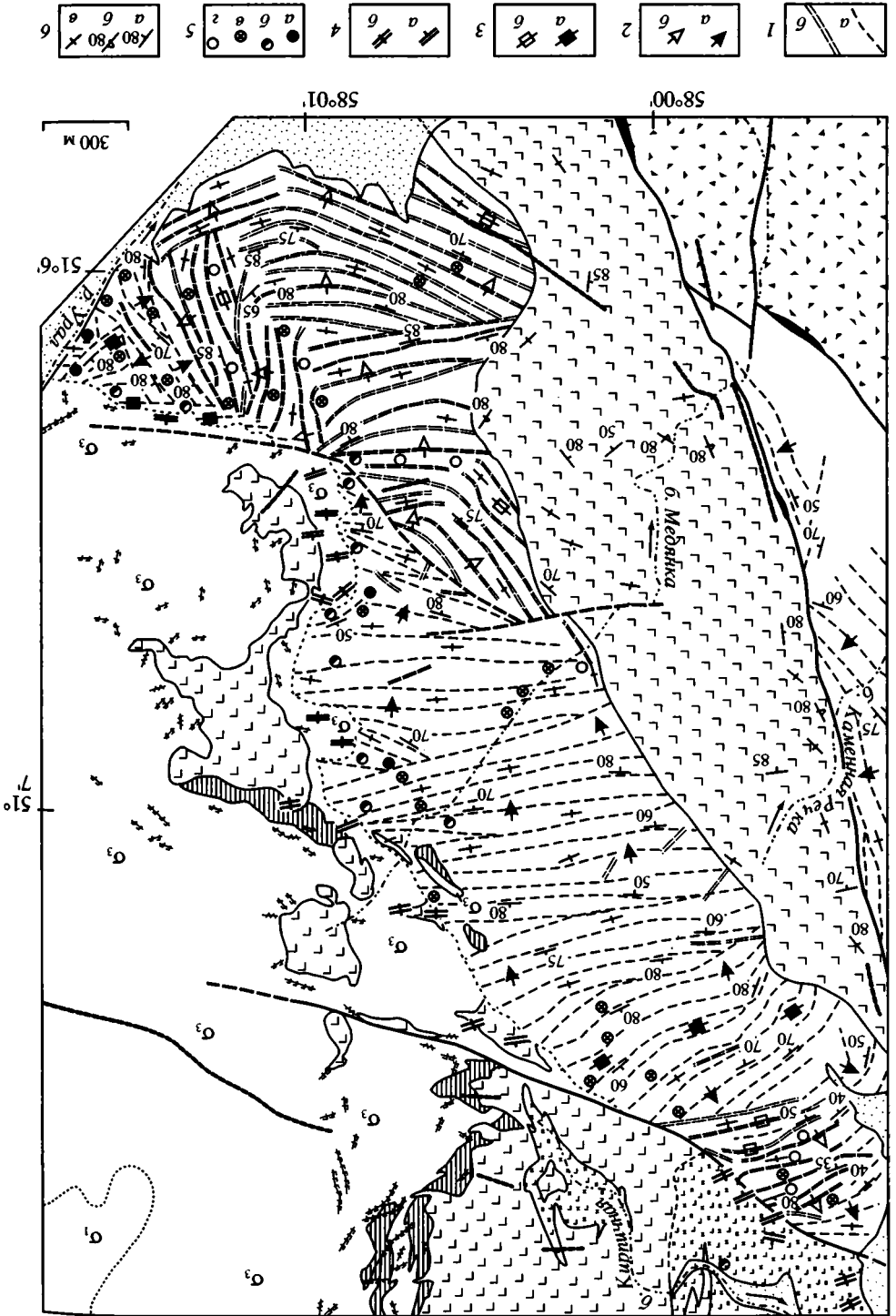
Рис. 10. Участок детальных работ № 06. Положение участка см. на рис. 1
Условные обозначения см. на рис. 5

ся лишь в нескольких сотнях метров южнее и севернее. Для диабазовых даек в пределах данного участка характерны простирания $70-90^\circ$, реже изгибы до 50° . Их мощности составляют порядка 3–4 м, причем как для полудаек, так и для тел с двусторонней закалкой; реже мощности уменьшаются до 0.5 м. Преобладающим является падение $60-80^\circ$ в южных румбах, реже отмечается более пологое – до 35° . Изгибы контактов даек часто сопровождаются изменением углов падений на величины до 25° . В составе комплекса преобладают тела с двусторонними закалками и пассивные дайки, соотношения закалок указывают на положение оси растяжения к ЮЮВ от данного участка.

В пределах участка отмечено два тела порфировых диабазов с афанитовым сложением основной массы, их простирания лежат в той же системе, что и для тел мелкозернистых диабазов, мощности составляют порядка 0.5 м. Характерной особенностью данных жил является их извилистая форма, при которой углы падения меняются от 80 до 25° , в тех же южных румбах, что и для более ранних диабазовых даек.

Участок детальных работ № 07. Участок расположен в правом борту долины р. Урал, в верхней части разреза комплекса “дайка в дайке” (см. рис. 1), который здесь образован мелкозернистыми порфировыми и афировыми диабазами, иногда с участками миндалекаменного строения. Какие-либо скрины, в том числе и скрины габбро-диабазов, отсутствуют. На данном участке происходит поворот закалок с востока на запад, соответственно, с простираний $80-90^\circ$, на $290-300^\circ$. Мощности полудаек составляют от 0.2–0.3 до 4–7 м, а углы падения меняются от субвертикальных до $40-50^\circ$ в противоположных румбах. Соотношения разновозрастных закалок указывают на северное, относительно участка, положение оси растяжения, при этом в изобилии присутствуют тела с двусторонней закалкой, а также пакеты полудаек с противоположной ориентировкой зон закалки.

Распределение скринов по разрезу комплекса параллельных даек. Состав скринов между дайками позволяет определить тот субстрат, реализация растягивающих напряжений в пределах которого и представлена в виде дайкового комплекса. Изменение составов скринов по площади развития пород дайкового комплекса позволяет оценить латеральную изменчивость субстрата, в который происходило внедрение параллельных даек. В то же время, смена пород в скринах по разрезу дайкового комплекса позволяет охарактеризовать ту часть раз-



реза литосферы океанического типа, которая была дезинтегрирована в процессе становления комплекса “дайка в дайке”.

Для изученного фрагмента комплекса параллельных даек, от р. Губерля, на севере, до устья балки Медянка и р. Урал, на юге, характерно наличие скринов аподунит-апогарцбургитовых серпентинитов, верлитов-дунитов, крупнозернистых амфиболизированных габброидов и габбро-диабазов (рис. 11). Первые три типа пород к В–СВ от подошвы дайкового комплекса образуют соответствующие фрагменты верхнемантийной и нижнекоровой частей офиолитового разреза; габбро-диабазы же, помимо скринов, слагают обширные поля параллельных даек в пределах самого комплекса “дайка в дайке”.

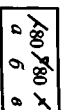
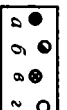
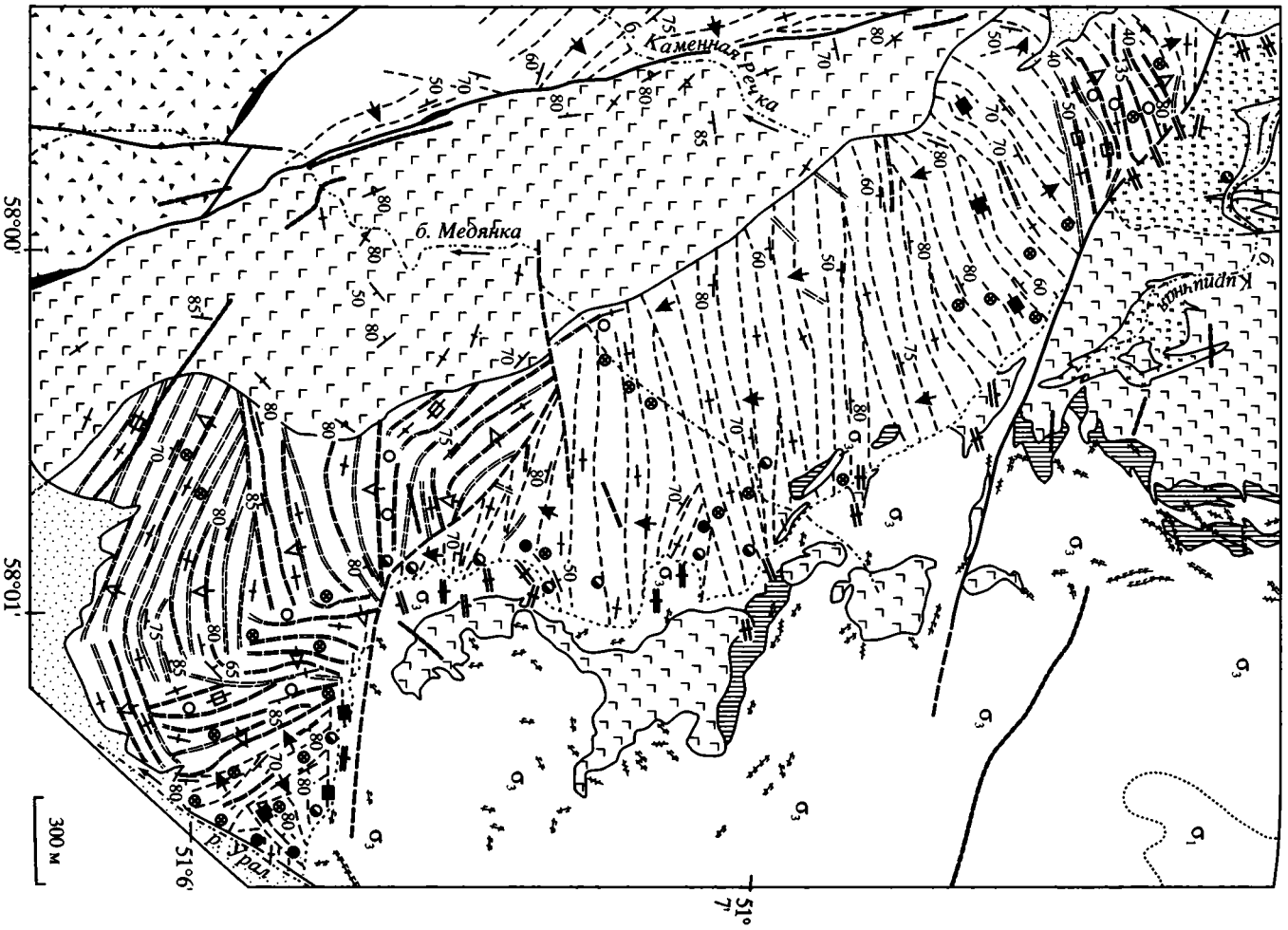
В районе балки Кирпичной, в пределах 300–400 м от подошвы дайкового комплекса вверх по разрезу, отмечаются скрины крупнозернистых габброидов, сопоставимых с габброидами массива горы Кирпичной. Мощность скринов в большинстве случаев составляет первые десятки сантиметров, протяженность, как правило, не превышает 1–1.5 м. Состав скринов, таким образом, свидетельствует о существенной роли габброидных тел в том первоначальном субстрате, в который произошло внедрение тел дайкового комплекса. Однако ксеноблоки серпентинитов среди тел габбро-плагиогранитной ассоциации, к западу от западного же контакта кирпичнинских габброноритов, а также южный тектонический контакт Кирпичнинской интрузии с тектонизированными ультрабазитами, свидетельствуют о том, что габброиды не образовывали здесь единого “слоя”, а слагали обособленные интрузии. Для верховьев балки Каменная Речка и ее водораздела с балкой Медянка, выше по разрезу дайкового комплекса, скрины вмещающих пород верхнемантийной или нижнекоровой природы неизвестны, следует лишь отметить, что в случае развития тел мелкозернистых диабазов в междайковых промежутках отмечаются пассивные дайки и скрины более ранних габбро-диабазов (см. также участок № 06, рис. 10).

В верховьях балки Медянка, в самой приподошвенной части комплекса параллельных даек, отмечено три крупных ксеноблока протяженностью до 250 м и мощностью до 80 м (см. рис. 11), образованных серпентинизированными дунит-гарцбургитами и верлитами, а также крупнозернистыми габброидами, по-видимому, – измененными габброноритами, но, возможно, и изотропным амфиболовым габбро. Простираение данных блоков параллельно подошве дайкового комплекса, их сплошность условна, так как они рассечены многочисленными одиночными диабазовыми телами и пакетами по 2–4 дайки. Южнее и западнее отмечаются существенно более мелкие (протяженностью до 1.5–2 м) скрины антигоритовых серпентинитов, габброноритов и верлитов. Выше по разрезу, практически до подошвы вулканитов, встречаются маломощные (обычно до 0.5 м) скрины амфиболизированных габброноритов. Наряду со скринами между



Рис. 11. Геологическая схема строения комплекса параллельных даек междуречья нижнего течения р. Губерля и р. Урал

1 – простираение тел дайкового комплекса: *a* – ранних генераций габбро-диабазов, *b* – поздних генераций мелкозернистых диабазов; *2* – выраженные направления раскрытия: *a* – для ранних генераций габбро-диабазов, *b* – для поздних генераций мелкозернистых диабазов; *3* – участки развития незакономерно вложенных пакетов при отсутствии выраженного направления раскрытия: *a* – для ранних генераций габбро-диабазов, *b* – для поздних генераций мелкозернистых диабазов; *4* – зоны развития во вмещающих породах отдельных даек и пакетов по 2–4 дайки диабазов и габбро-диабазов: *a* – наклонных, *b* – вертикальных; *5* – скрины в комплексе параллельных даек: *a* – верлитов-дунитов, *b* – серпентинитов, *в* – габброидов, *г* – габбро-диабазов; *б* – элементы залегания: *a* – наклонное, *б* – опрокинутое, *в* – вертикальное. Остальные условные обозначения см. на рис. 1



реза литосферы океанического типа, которая была дезинтегрирована в процессе становления комплекса “дайка в дайке”.

Для изученного фрагмента комплекса параллельных даек, от р. Губерля, на севере, до устья балки Медянка и р. Урал, на юге, характерно наличие скринов аподунит-апогарцбургитовых серпентинитов, верлитов-дунитов, крупнозернистых амфиболизированных габброидов и габбро-диабазов (рис. 11). Первые три типа пород к В–СВ от подошвы дайкового комплекса образуют соответствующие фрагменты верхнемантийной и нижнекоровой частей офиолитового разреза; габбро-диабазы же, помимо скринов, слагают обширные поля параллельных даек в пределах самого комплекса “дайка в дайке”.

В районе балки Кирпичной, в пределах 300–400 м от подошвы дайкового комплекса вверх по разрезу, отмечаются скрины крупнозернистых габброидов, сопоставимых с габброидами массива горы Кирпичной. Мощность скринов в большинстве случаев составляет первые десятки сантиметров, протяженность, как правило, не превышает 1–1.5 м. Состав скринов, таким образом, свидетельствует о существенной роли габброидных тел в том первоначальном субстрате, в который происходило внедрение тел дайкового комплекса. Однако ксеноблоки серпентинитов среди тел габбро-плагиогранитной ассоциации, к западу от западного же контакта кирпичнинских габброноритов, а также южный тектонический контакт Кирпичнинской интрузии с тектонизированными ультрабазитами, свидетельствуют о том, что габброиды не образовывали здесь единого “слоя”, а слагали обособленные интрузии. Для верховьев балки Каменная Речка и ее водораздела с балкой Медянка, выше по разрезу дайкового комплекса, скрины вмещающих пород верхнемантийной или нижнекоровой природы неизвестны, следует лишь отметить, что в случае развития тел мелкозернистых диабазов в междайковых промежутках отмечаются пассивные дайки и скрины более ранних габбро-диабазов (см. также участок № 06, рис. 10).

В верховьях балки Медянка, в самой приподошвенной части комплекса параллельных даек, отмечено три крупных ксеноблока протяженностью до 250 м и мощностью до 80 м (см. рис. 11), образованных серпентинизированными дунит-гарцбургитами и верлитами, а также крупнозернистыми габброидами, по видимому, – измененными габброноритами, но, возможно, и изотропным амфиболовым габбро. Простирание данных блоков параллельно подошве дайкового комплекса, их сплошность условна, так как они рассечены многочисленными одиночными диабазовыми телами и пакетами по 2–4 дайки. Южнее и западнее отмечаются существенно более мелкие (протяженностью до 1.5–2 м) скрины антигоритовых серпентинитов, габброноритов и верлитов. Выше по разрезу, практически до подошвы вулканитов, встречаются маломощные (обычно до 0.5 м) скрины амфиболизированных габброноритов. Наряду со скринами между



Рис. 11. Геологическая схема строения комплекса параллельных даек междуречья нижнего течения р. Губерля и р. Урал

1 – простирание тел дайкового комплекса: а – ранних генераций габбро-диабазов, б – поздних генераций мелкозернистых диабазов; 2 – выраженные направления раскрытия: а – для ранних генераций габбро-диабазов, б – для поздних генераций мелкозернистых диабазов; 3 – участки развития незакономерно вложенных пакетов при отсутствии выраженного направления раскрытия: а – для ранних генераций габбро-диабазов, б – для поздних генераций мелкозернистых диабазов; 4 – зоны развития во вмещающих породах отдельных даек и пакетов по 2–4 дайки диабазов и габбро-диабазов: а – наклонных, б – вертикальных; 5 – скрины в комплексе параллельных даек: а – верлитов-дунитов, б – серпентинитов, в – габброидов, г – габбро-диабазов; б – элементы залегания: а – наклонное, б – опрокинутое, в – вертикальное. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

закалками, внутри зон эндоконтакта габбро-диабазовых даек отмечены некрупные, до 8–12 см, скиалиты габброидов, без четких контактовых очертаний. Непосредственно у нижнего контакта вулканогенного комплекса, в пределах поля развития даек мелкозернистых диабазов, отмечены скрины габбро-диабазов (см. также участок № 05, рис. 9), образующих комплекс “дайка в дайке” к востоку – ниже по разрезу.

От верховьев балки Медянка и до р. Урал в приподошвенной части дайкового комплекса отмечаются многочисленные скрины, образованные преимущественно антигоритовыми аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами, реже верлитами и габброидами (см. рис. 11), что полностью отражает характер подошвы комплекса параллельных даек. А именно, как было отмечено ранее, на данном контакте с габбро-диабазами и диабазами преобладают тектонизированные перидотиты, которые вмещают сравнительно некрупные обособленные тела габбро и верлитов. В то же время, через 100–150 м вверх по разрезу от подошвы дайкового комплекса скринов ультрабазитов не встречено, а, напротив, в больших количествах в скринах встречаются габброиды. Столь четкое изменение составов скринов наглядно свидетельствует о существовании одной или нескольких крупных габбро-габброноритовых интрузий, выше уровня на котором происходило становление нижних дайковых тел. В пределах этой же площади, в случае преобладания в строении комплекса параллельных даек мелкозернистых диабазов, скрины между ними слагают габбро-диабазы более ранней генерации, либо скрины габброидов полосчатого комплекса. Данный факт свидетельствует о первоначально ограниченном распространении дайковых тел ранних габбро-диабазов, слагающих крупные, но обособленные рои.

Следует отметить отсутствие в виде скринов достоверных аналогов пород габбро, габбродиоритов и диоритов габбро-плагиогранитной ассоциации. Возможно, скринов такого состава действительно нет даже вблизи подошвы комплекса параллельных даек. В то же время, необходимо принимать во внимание петрографическое и петрохимическое сходство данных образований с породами комплекса “дайка в дайке”, т.е. вполне возможно, что некоторая часть пассивных даек габбро-диабазов и/или скрины габбро-диабазов среди пакетов мелкозернистых диабазов и являются остатками зоны верхнего габбро.

Вулканогенный комплекс. Фрагмент вулканогенного комплекса в пределах описываемого разреза офиолитовой ассоциации изучен на северном борту долины р. Урал, по балке Медянка, балке Каменная Речка и в пределах водораздела балки Каменная Речка и долины р. Губерля (см. рис. 1 и 11). В пределах описываемого участка падение подошвы вулканогенного комплекса меняется от субвертикального на севере, через крутое юго-западное в районе балки Медянка, на восточное (40–50°) в долине р. Урал. К северу от балки Каменная Речка, а также на водоразделе между балками Каменная Речка и Медянка поверхность потоков и, соответственно, подошва вулканитов ориентированы близко перпендикулярно к простираниям тел в комплексе параллельных даек (см. рис. 11). На севере описываемой площади эффузивы наращивают дайковый комплекс, образованный мелкозернистыми диабазами, южнее вулканиты подстилают (и, вероятно, в них переходят) габбро-диабазы более ранней генерации. От балки Медянка и до р. Урал к подошве вулканитов примыкают мелкозернистые диабазы комплекса “дайка в дайке”. Для данного участка характерен существенный разброс углов встречи между простираниями даек и поверхностями потоков. В балке Медянка непосредственный переход от параллельных даек к вулканитам выглядит следующим образом: в интервале 10–12 м с востока на за-

пад происходит подворот закалок с субширотных простираций на ЮЮВ, затем закалки становятся существенно менее выраженными, афировые участки в строении толщи исчезают, породы приобретает отчетливо порфировый облик с криптокристаллическим строением основной массы. При этом закаленными остаются лишь поверхности, обращенные на ВСВ; поверхности, смотрящие на запад, приобретают черты подушечной отдельности; в целом породы имеют выраженный эффузивный облик.

На участке от балки Медянка до р. Урал точное положение нижнего контакта лав неоднозначно. Возможно лишь проследить зону мощностью в первые десятки метров, в которой происходит переход с востока на запад от четко видимых закалок параллельных даек (в разной степени раскристаллизованных) к подушечным вулканитам. По имеющимся наблюдениям соотношений простираций тел в дайковом комплексе и поверхности потоков представляется возможным наличие в этой зоне силлов, образующих комплекс “силл в силле”. Наиболее западные из этих тел (в исходном разрезе – верхние), по-видимому, содержат между закалками фрагменты вулканитов, однозначно отличать подобные межпластовые тела от потоков обычно не удается. В нижней части лавового комплекса встречаются отдельные рои даек, секущие вулканиты и, соответственно, содержащие последние в виде скринов. По структурно-текстурным особенностям эти дайки сопоставимы с относительно поздними мелкозернистыми диабазами комплекса “дайка в дайке”.

На изученной площади развиты подушечные лавы, центральные части подушек имеют массивное строение. Подушки в кровле потоков иногда приобретают выраженный зональный характер, при этом краевые части характеризуются порфировым строением, а центральные – афировым. В ряде случаев наблюдается резкое увеличение количества миндалин к краевым частям подушек, в изученных обнажениях встречено как кальцитовое, так и кварц-альбитовое выполнение миндалин. В вулканитах в редких случаях удается наблюдать мало-мощные извилистые ответвления от лавовых труб, либо дихотомическое разделение последних. В целом для вулканогенного комплекса характерно крайне малое количество гиалокластики в межподушечных промежутках, иногда вулканомиктовые обломки цементируются карбонатным матриксом. В единичных случаях отмечаются линзы лавобрекчий мощностью до 1.5–2 м. В строении данной толщи описаны маломощные слои зеленых кремнистых алевролитов и тонкозернистых песчаников [Коптева и др., 1979; Перфильев, Херасков, 1980]. По своим составам преобладающая часть вулканитов соответствует базальтам-андезибазальтам.

В вулканогенной толще преобладают субвертикальные и опрокинутые на восток–северо-восток падения при ССЗ простирации; кровля потоков, как правило, обращена на ЗЮЗ (см. рис. 11). Западный контакт эффузивной толщи носит, по-видимому, сдвигово-надвиговый характер (см. рис. 1), плоскость разрыва характеризуется крутым восточным падением, вдоль нее часто отмечаются линзы серпентинитов. Вблизи данного контакта вулканиты рассланцованы, мощность зоны рассланцевания, как правило, составляет 15–40 м, достигая у р. Урал 250 м. Интенсивность сланцеватости резко затухает в восточном направлении, а ее падение обычно конформно описанной тектонической границе.

Общие закономерности строения комплекса параллельных даек. В целом для детально изученной площади развития комплекса “дайка в дайке” в междуречье рек Урал и Губерля можно выделить несколько фрагментов, различающихся по вещественно-структурным особенностям, часть из них может соответ-

закалками, внутри зон эндоконтакта габбро-диабазовых даек отмечены не крупные, до 8–12 см, скиалиты габброидов, без четких контактовых очертаний. Непосредственно у нижнего контакта вулканогенного комплекса, в пределах поля развития даек мелкозернистых диабазов, отмечены скрины габбро-диабазов (см. также участок № 05, рис. 9), образующих комплекс “дайка в дайке” к востоку – ниже по разрезу.

От верховьев балки Медянка и до р. Урал в приподошвенной части дайкового комплекса отмечаются многочисленные скрины, образованные преимущественно антигоритовыми аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами, реже верлитами и габброидами (см. рис. 11), что полностью отражает характер подошвы комплекса параллельных даек. А именно, как было отмечено ранее, на данном контакте с габбро-диабазами и диабазами преобладают тектонизированные перидотиты, которые вмещают сравнительно не крупные обособленные тела габбро и верлитов. В то же время, через 100–150 м вверх по разрезу от подошвы дайкового комплекса скринов ультрабазитов не встречено, а, напротив, в больших количествах в скринах встречаются габброиды. Столь четкое изменение составов скринов наглядно свидетельствует о существовании одной или нескольких крупных габбро-габброноритовых интрузий, выше уровня на котором происходило становление нижних дайковых тел. В пределах этой же площади, в случае преобладания в строении комплекса параллельных даек мелкозернистых диабазов, скрины между ними слагают габбро-диабазы более ранней генерации, либо скрины габброидов полосчатого комплекса. Данный факт свидетельствует о первоначально ограниченном распространении дайковых тел ранних габбро-диабазов, слагающих крупные, но обособленные рои.

Следует отметить отсутствие в виде скринов достоверных аналогов пород габбро, габбродиоритов и диоритов габбро-плагиогранитной ассоциации. Возможно, скринов такого состава действительно нет даже вблизи подошвы комплекса параллельных даек. В то же время, необходимо принимать во внимание петрографическое и петрохимическое сходство данных образований с породами комплекса “дайка в дайке”, т.е. вполне возможно, что некоторая часть пассивных даек габбро-диабазов и/или скрины габбро-диабазов среди пакетов мелкозернистых диабазов и являются остатками зоны верхнего габбро.

Вулканогенный комплекс. Фрагмент вулканогенного комплекса в пределах описываемого разреза офиолитовой ассоциации изучен на северном борту долины р. Урал, по балке Медянка, балке Каменная Речка и в пределах водораздела балки Каменная Речка и долины р. Губерля (см. рис. 1 и 11). В пределах описываемого участка падение подошвы вулканогенного комплекса меняется от субвертикального на севере, через крутое юго-западное в районе балки Медянка, на восточное (40–50°) в долине р. Урал. К северу от балки Каменная Речка, а также на водоразделе между балками Каменная Речка и Медянка поверхность потоков и, соответственно, подошва вулканитов ориентированы близко перпендикулярно к простираниям тел в комплексе параллельных даек (см. рис. 11). На севере описываемой площади эффузивы наращивают дайковый комплекс, образованный мелкозернистыми диабазами, южнее вулканиты подстилают (и, вероятно, в них переходят) габбро-диабазы более ранней генерации. От балки Медянка и до р. Урал к подошве вулканитов примыкают мелкозернистые диабазы комплекса “дайка в дайке”. Для данного участка характерен существенный разброс углов встречи между простираниями даек и поверхностями потоков. В балке Медянка непосредственный переход от параллельных даек к вулканитам выглядит следующим образом: в интервале 10–12 м с востока на за-

пад происходит подворот закалок с субширотных простираций на ЮЮВ, затем закалки становятся существенно менее выраженными, афировые участки в строении толщи исчезают, породы приобретает отчетливо порфировый облик с криптокристаллическим строением основной массы. При этом закаленными остаются лишь поверхности, обращенные на ВСВ; поверхности, смотрящие на запад, приобретают черты подушечной отдельности; в целом породы имеют выраженный эффузивный облик.

На участке от балки Медянка до р. Урал точное положение нижнего контакта лав неоднозначно. Возможно лишь проследить зону мощностью в первые десятки метров, в которой происходит переход с востока на запад от четко видимых закалок параллельных даек (в разной степени раскристаллизованных) к подушечным вулканитам. По имеющимся наблюдениям соотношений простираций тел в дайковом комплексе и поверхности потоков представляется возможным наличие в этой зоне силлов, образующих комплекс “силл в силле”. Наиболее западные из этих тел (в исходном разрезе – верхние), по-видимому, содержат между закалками фрагменты вулканитов, однозначно отличать подобные межпластовые тела от потоков обычно не удается. В нижней части лавового комплекса встречаются отдельные рои даек, секущие вулканиты и, соответственно, содержащие последние в виде скринов. По структурно-текстурным особенностям эти дайки сопоставимы с относительно поздними мелкозернистыми диабазами комплекса “дайка в дайке”.

На изученной площади развиты подушечные лавы, центральные части подушек имеют массивное строение. Подушки в кровле потоков иногда приобретают выраженный зональный характер, при этом краевые части характеризуются порфировым строением, а центральные – афировым. В ряде случаев наблюдается резкое увеличение количества миндалин к краевым частям подушек, в изученных обнажениях встречено как кальцитовое, так и кварц-альбитовое выполнение миндалин. В вулканитах в редких случаях удается наблюдать мало-мощные извилистые ответвления от лавовых труб, либо дихотомическое разделение последних. В целом для вулканогенного комплекса характерно крайне малое количество гиалокластики в межподушечных промежутках, иногда вулканомиктовые обломки цементируются карбонатным матриксом. В единичных случаях отмечаются линзы лавобрекчий мощностью до 1.5–2 м. В строении данной толщи описаны маломощные слои зеленых кремнистых алевролитов и тонкозернистых песчаников [Коптева и др., 1979; Перфильев, Херасков, 1980]. По своим составам преобладающая часть вулканитов соответствует базальтам-андезибазальтам.

В вулканогенной толще преобладают субвертикальные и опрокинутые на восток–северо-восток падения при ССЗ простирании; кровля потоков, как правило, обращена на ЗЮЗ (см. рис. 11). Западный контакт эффузивной толщи носит, по-видимому, сдвигово-надвиговый характер (см. рис. 1), плоскость разрыва характеризуется крутым восточным падением, вдоль нее часто отмечаются линзы серпентинитов. Вблизи данного контакта вулканиты рассланцованы, мощность зоны расланцевания, как правило, составляет 15–40 м, достигая у р. Урал 250 м. Интенсивность сланцеватости резко затухает в восточном направлении, а ее падение обычно конформно описанной тектонической границе.

Общие закономерности строения комплекса параллельных даек. В целом для детально изученной площади развития комплекса “дайка в дайке” в междуречье рек Урал и Губерля можно выделить несколько фрагментов, различающихся по вещественно-структурным особенностям, часть из них может соответ-

ствовать самостоятельным миниспреди́нговым центрам (см. рис. 11). Самый крупный из таких фрагментов занимает всю северную половину описываемой площади (балка Кирпичная – балка Медянка), преимущественно он образован мощными (до 11–14 м) телами габбро-диабазов. В северном крыле выделенного фрагмента закалки полудаек имеют С–СЗ ориентировку, а в южном крыле – южную, т.е. направление закалок даек южного крыла указывает на противоположное направление раскрытия. Центральное положение между флангами раздвига занимает осевая зона, для которой характерно незначительное уменьшение мощностей тел, отсутствие выдержанных пакетов с односторонними закалками; небольшие пакеты, по 2–4 полудайки, имеют встречные направления закалок. Вблизи осевой зоны, имеющей СВВ–ЮЗЗ простирание, контакты габбро-диабазовых тел существенно разнятся по углам падения от 70–80° в северных румбах, через субвертикальные, до 60–80° – в южных. К югу от оси раскрытия углы падения более выдержаны, при преобладающих субвертикальных отмечаются крутые южные – 70–80°. Для северного фланга описываемого спреди́нгового миничентра характерны сравнительно более пологие углы залегания, 35–50° на юг; при удалении от осевой зоны пологие углы падения уступают место вертикальным.

На примере южного фланга данного фрагмента хорошо заметен последовательный разворот оси раскрытия, выражающийся в закономерном срезании под острыми углами ранних (южных) пакетов более поздними (соответственно, более северными). За счет этого эффекта, имеющего выдержанный характер в пределах всего южного крыла описываемой миниспреди́нговой зоны, происходит смена простираний с юго-восточных – в наиболее ранних телах, через субширотные, и до северо-восточных – в осевой зоне. Необходимо отметить, что, несмотря на явное преобладание в данной части комплекса параллельных даек тел габбро-диабазов, в его строении принимают участие и более поздние диабазовые тела, которые спорадически встречаются в нижней части разреза (см. описание участка № 02, рис. 6) и могут занимать до 50% объема разреза вблизи подошвы вулканитов (см. участки № 05 и № 04, рис. 9 и 8, соответственно). В последнем случае, когда в строении дайкового комплекса существенную роль начинают играть маломощные тела мелкозернистых диабазов, их распространение, помимо обособленных тел, приурочено к мелким роям даек, обычно не более 4–7 тел в пределах одного роя.

Строение северного фланга описанного выше раннего миниспреди́нгового фрагмента осложнено наличием самостоятельной зоны раскрытия, выполненной телами мелкозернистых диабазов поздней генерации (см. рис. 11, вблизи балки Кирпичная). Именно для даек диабазов данного фрагмента отмечаются случаи пересечения зоны разлома, отделяющего породы габбро-плагиогранитной ассоциации от ранних габбро-диабазов дайкового комплекса (см. описание подошвы комплекса параллельных даек). Ориентировка описываемой зоны раскрытия субширотная, т.е. секущая по отношению к СВ–ЮЗ простиранию фланга раздвига для более ранней, фоновой, генерации. Разброс углов падений у даек существен и меняется от субвертикальных до 35–50° на юг. Данная зона раздвига имеет выраженную асимметрию, северный фланг построен более просто и характеризуется хорошо прослеживающимися мощными пакетами с северной же ориентировкой закалок. Осевая часть и противоположный фланг сливаются за счет незакономерного распределения сближенных, нерегулярно вложенных друг в друга роев параллельных даек. В строении данного фрагмента между роями мелкозернистых диабазов в виде отдельных крупных блоков, а

чаще в виде скринов, присутствуют габбро-диабазы ранней генерации (см. участок № 06, рис. 10).

Помимо миниспрединового фрагмента, в северной половине изученного участка междуречья рек Губерля и Урал габбро-диабазы ранней генерации образован и ряд других более мелких фрагментов, тяготеющих к подошве дайкового комплекса (см. рис. 11, р. Урал). При этом соотношение разноориентированных пакетов может иметь крайне неравномерный характер, образуя общую картину мозаики блоков. Подобная особенность комплекса параллельных даек Хабарнинского массива в долине р. Урал отмечалась многими исследователями [Коптева и др., 1979; Перфильев, Херасков, 1980; Разумовский, 2002; Куренков и др., 2002]. При этом переход от блока к блоку осуществляется либо за счет изгиба пакетов, либо за счет срезания относительно более поздней генерацией даек пакета относительно более раннего, при этом размеры блоков могут существенно варьировать. В максимальной степени описываемая особенность строения присуща приподшошной части дайкового комплекса (см. рис. 4). В то же время, некоторые блоки имеют хорошо проявленное симметричное строение, противоположно ориентированные зоны закалок на флангах позволяют, в этом случае, сопоставлять данные фрагменты дайкового разреза с автономными зонами растяжения. Одна из достоверно выделяемых таких зон расположена в долине р. Урал, вблизи подошвы комплекса “дайка в дайке” и имеет ССЗ–ЮЮВ ориентировку при преобладающих северо-восточных падениях под углами 70–80° (см. рис. 11).

Сложная, часто взаимно перпендикулярная ориентировка дайковых блоков позволяет предполагать для части из них силловую природу. Ситуацию еще более осложняют существенно разнящиеся углы падения габбро-диабазовых тел. Хотя преобладающими можно назвать субвертикальные углы падения, однако в большом количестве для разных блоков отмечаются и более пологие, 50–30°, а также и горизонтальные (в современном залегании) дайковые тела. Между тем, проведенные детальные исследования позволяют утверждать, что в изученных фрагментах комплекса параллельных даек отсутствуют магматические тела, мощность которых превышала бы 15 м. При этом практически не отмечено секущих диабазовых тел, угол встречи которых с контактами более ранних даек превышал бы 20–30°. Таким образом, нам представляется ошибочным мнение о существовании в данной части разреза дайкового комплекса мощных (от десятков до первых сотен метров) силлов – промежуточных очагов для разновременных дайковых генераций [Коптева и др., 1979; Перфильев, Херасков, 1980].

Последним из выделяемых самостоятельных миниспрединовых фрагментов на площади междуречья нижнего течения р. Губерля и р. Урал является южный участок, от средней части балки Медянка на севере, до долины р. Урал на юге (см. рис. 11). Данный фрагмент дайкового комплекса образован телами мелкозернистых диабазов, включающих образования более ранней габбро-диабазовой генерации только лишь в виде редких скринов. Северный контакт с фрагментом дайкового комплекса, образованным ранними габбро-диабазы, по-видимому, проходит по разломной зоне. Вероятнее всего, заложение данного нарушения связано с одним из этапов спрединга, т.е. произошло в процессе формирования комплекса параллельных даек. Подобную трактовку позволяет допускать тот факт, что значительным смещениям подвергаются только породы дайкового комплекса, при этом в нижележащих ультрабазитах и габброидах отсутствуют следы интенсивных перемещений. По-видимому, практически не

нарушена и значительная часть разреза вулканогенного комплекса, перекрывающего комплекс "дайка в дайке".

Положение описываемого миниспрединового фрагмента таково, что мы можем наблюдать лишь один из флангов раскрытия. Соотношение разновозрастных зон закалок указывает на северное положение оси растяжения относительно данного фрагмента. Смена направления вектора раскрытия проявлена для данного фланга автономного миниспрединового центра весьма и весьма интенсивно. Причем проявляется данное изменение не только в срезании под острыми углами ранних пакетов полудаек более поздними, но и хорошо выраженными и широко распространенными коленообразными перегибами пакетов. В верхней части комплекса параллельных даек подобные изгибы приводят к тому, что ориентировка диабазовых тел становится конформна подошве вулканитов, по-видимому, корректнее в данной части разреза выделять комплекс "силл в силле". Характерной чертой строения подобных участков является развитие вложенных друг в друга пакетов без наличия единого выраженного направления раскрытия. В целом для всего описываемого фрагмента резко преобладающим является субвертикальное залегание диабазовых тел с незначительными и незакономерными флуктуациями углов падения в ту или иную сторону.

Таким образом, на изученной площади мы можем видеть наличие нескольких разновозрастных разноориентированных миниспрединовых центров. Наиболее ранние из них образованы мощными телами габбро-диабазов, содержащими в разных частях разреза от одиночных секущих диабазовых даек до неравномерно распределенных роев наложенных тел более поздней генерации. В то же время, дайки поздней генерации образуют и вполне самостоятельные, масштабные структуры, в которых ранние габбро-диабазы присутствуют в виде скринов.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Выполненные работы позволяют, вслед за рядом исследователей [Маегов, 1977; Ферштатер и др., 1982, 1984; Ферштатер, Беа, 1996; и др.], рассматривать Кирпичнинскую и Аккермановскую ассоциации коровых комплексов как фрагменты единой структуры офиолитового разреза Хабарнинского массива. При этом следует отметить, что объединение нижнекоровых расслоенных комплексов с гипабиссальными габброидами, диабазами и лавами возможно исключительно на основе их пространственного совмещения. Соотношения между телами, сложенными породами перечисленных комплексов, указывают на то, что образование гипабиссального габбро и диабазов дайкового комплекса происходило при полностью сформированном (и остывшем) расслоенном комплексе. Нижнекоровые образования от верхнекоровых резко отличает разница в P-T условиях и во времени формирования, существенные различия отмечаются и для вещественного состава; на всех диаграммах фигуративные точки, соответствующие тому или другому комплексу, обособляются [Перфильев, Херасков, 1980; Ферштатер и др., 1982, 1984; Ферштатер, Беа, 1996; и др.]. Таким образом, слагающие последовательность единого офиолитового разреза расслоенный комплекс и дайковый (со всеми его производными в виде зоны магматического очага и эффузивной фации) не могут быть объединены в одном спрединовом процессе. Породы расслоенного комплекса следует признать доспрединовыми.

для них отсутствуют любые субвулканические аналоги, в то же время для спрединговых комплексов пород неизвестны аналоги в нижнекоровой камерной части.

Описываемая рядом исследователей [Ферштатер и др., 1982, 1984; Ферштатер, Беа, 1996] непрерывно дифференцированная габбро-плагиогранитная ассоциация, по-видимому, является фрагментом развития сложно построенного верхнего магматического очага, питающего собственно комплекс “дайка в дайке”. Данная ассоциация образована сравнительно мощными силлами, дайками и некками, сливающимися в сложный штокверк и содержащими в виде скринов и сегт разновеликие блоки нижележащих верхнемантийных и нижнекоровых образований. Внутри этого штокверка границы тел часто сливаются, что может свидетельствовать об относительно малой продолжительности пауз между внедрениями. Описываемая ассоциация занимает пограничное положение между нижнекоровыми габброидами и дайковым комплексом, магматически эродирова первые и вмещающая многочисленные одиночные корневые дайки, вливающиеся в расположенный выше по разрезу комплекс “дайка в дайке”. Габброиды, габбродиориты и диориты габбро-плагиогранитной ассоциации имеют полные петрохимические аналоги в различных частях разреза комплекса параллельных даек. В то же время, мощности и морфология тел, а также характер контактов между ними позволяют уверенно отличать зону магматического очага от комплекса “дайка в дайке”. Что же касается жил плагиогранитов, а также брекчий с гранитоидным матриксом, то они развиты выдержанной зоной (полосой) вдоль всей приподошвенной части дайкового комплекса.

Во всех изученных обнажениях контакт даек с нижележащими верхнемантийными и нижнекоровыми образованиями отчетливо интрузивный. В переходной зоне отдельные тела и маломощные пакеты даек прослеживаются в породе субстрата не более чем на 150–200 м, составляя первые проценты от площади выхода ультрабазитов и габброидов. Эти же дайковые тела вливаются в дайковый комплекс, состоящий на 99% из габбро-диабазов и диабазов. Остается не до конца ясным характер соотношения всего комплекса параллельных даек с нижележащими образованиями. В переходной зоне не отмечается следов пластического течения, либо существенных хрупких деформаций, при этом распространение пород, которые можно отождествлять с верхними магматическими очагами на границе нижняя кора – дайки, имеет отчетливо выраженный дискретный характер. Таким образом, на лицо отсутствие достаточного количества подводящих каналов, которые могли бы обеспечить образование сплошного “слоя” даек, при этом признаков тектонического совмещения данного “слоя” с породами субстрата также не отмечается. Данное противоречие, в качестве одного из вариантов, можно объяснить латеральным проникновением базитового расплава, что может быть объяснено не только особенностями тектонического режима, но и высокой энергией магморазрыва основной магмы [Пэк, 1968; и др.], интрузирующей близкие по плотности породы.

На основании полученных фактических данных можно выявить некоторые характерные черты строения дайкового комплекса, позволяющие судить об особенностях динамики спредингового процесса.

Следует отметить, что для изученного фрагмента комплекса параллельных даек характер разрыва тел на полудайки и пассивные дайки не носит прямо пропорциональной зависимости от мощности тел. Наиболее четко данная особенность проявлена для ранних генераций, образованных мощными телами габбро-диабазов, а именно: внедрение последующих даек по контактам ранее образо-

ванных тел возможно в случае как их малой, так и значительной мощности. В то же время, разрыв далеко не всегда происходит по центру тела, т.е. мощности полудаек существенно разнятся. При этом, безусловно, с ростом мощности тел увеличивается вероятность их разрыва, однако в целом для изученного комплекса характерна тенденция заложения вновь образованных тел вблизи контактов ранее сформированных даек. Для мощных, сложно построенных эндоконтактовых зон даек габбро-диабазов не обнаруживается зависимости от глубины положения тел относительно различных частей разреза комплекса “дайка в дайке”. Поэтому, по-видимому, наличие подобных мелкозернистых зон перехода между центральной среднезернистой и краевой криптокристаллической частями тел свидетельствует об относительной мощности самих даек, а не о мощности вышележащих образований, которые могли бы играть роль теплового экрана.

Изменение мощностей тел, образующих комплекс параллельных даек, а именно их уменьшение от ранних габбро-диабазов к поздним мелкозернистым диабазам, может свидетельствовать либо об уменьшении относительной скорости растяжения, либо об уменьшении пауз между импульсами раздвигания. Появление образованных поздними генерациями диабазов фрагментов “силл в силле”, по-видимому, может указывать на относительное уменьшение горизонтальной компоненты движения по сравнению с более ранними, полноценными комплексами “дайка в дайке”, для которых данная компонента играла более значительную роль.

Для изученного фрагмента офиолитового разреза Хабарнинского массива характерно проявление множества раздвиговых зон, образование которых было близко по времени. Для ранних габбро-диабазов выделяются удаленные друг от друга разноориентированные оси растяжения. В составе скринов между дайками поздних генераций мелкозернистых диабазов, наряду с ранними габбро-диабазами дайкового комплекса, также отмечаются и габброиды нижних горизонтов коры, т.е. ранние габбро-диабазы были распределены в габбровом “слое” не равномерно, а отдельными крупными роями. Аналогично и поздние генерации диабазов, помимо самостоятельных миниспредиговых фрагментов, образуют многочисленные мелкие рои в уже сформированных к тому времени габбро-диабазовых дайках. Рассеянный характер спрединга наглядно подтверждается существенным изменением направлений векторов растяжения как для разновозрастных структур, так и при переходе от ранних миниспредиговых центров к более поздним. Именно явная непараллельность в простираниях даек свидетельствует о невыдержанности во времени вектора перемещения раздвигающихся блоков.

Последовательный разворот оси раскрытия, проявленный в закономерном срезании под острыми углами ранних пакетов полудаек более поздними, может свидетельствовать о наличии сдвиговой компоненты при образовании дайкового комплекса, что также является возможным объяснением коленообразных перегибов пакетов даек.

Реализация растягивающих напряжений в верхних частях промежуточных магматических камер (габбро, габбро-диориты и диориты габбро-плаггиогранитной ассоциации) выражается в появлении зон магматических брекчий, образующих достаточно протяженные горизонты. Ортогональная ориентировка таких зон относительно возможной плоскости перемещения, вероятно, свидетельствует об их сколовом характере. Предположительно, в качестве механизма реализации внутрикорового расслоения также можно рассматривать и фрагментарный развал дайкового комплекса на отдельные разноориентированные бло-

ки размерами в 50–150 м. Появление разрывных нарушений, развитых внутри комплекса параллельных даек, которые запечатываются поздними дайковыми генерациями, либо вышележащими вулканитами, также может быть связано с горизонтальным расслоением раздвигающихся блоков литосферы океанического типа. Подобная тектоническая дезинтеграция объясняет современное сонахождение пакетов тел комплекса параллельных даек и пород зоны верхнего магматического очага (гипабиссальное/верхнее габбро), а также латеральную ограниченность последнего.

Для комплекса параллельных даек изученного офиолитового разреза характерно широкое проявление кислого магматизма, выражающегося в наличии плагиогранитных штоков, разномасштабных плагиогранитных жил и гранитоидного выполнения матрикса магматических брекчий. Плагиограниты как характерная особенность офиолитовой ассоциации и, в частности, комплекса “дайка в дайке” впервые были описаны на Кипре [Wilson, 1959] и в Орегоне [Thayer, Himmelberg, 1968], а в дальнейшем и во многих других офиолитовых разрезах мира [Ферштатер и др., 1984; Добрецов, Зоненшайн, 1985; Amgi et al., 1996; Куренков и др., 2002; и др.]. Для Хабаровинского офиолитового разреза появление основного объема плагиогранитных тел, по-видимому, связано с этапом, когда уже произошло формирование даек габбро-диабазов ранней генерации, и до внедрения тел мелкозернистых диабазов поздних генераций.

Для вулканогенного комплекса можно предполагать налегание непосредственно на нижнекоровое или верхнемантийное основание, хотя в изученных обнажениях подобных соотношений не наблюдалось, но ярко выраженная разобщенность разновременных каналов магмовыведения позволяет допускать такую возможность. В то же время, для участка междуречья рек Губерля и Урал практически полное отсутствие осадочных прослоев в лавах может свидетельствовать о непрерывном характере излияний.

Таким образом, образование комплекса параллельных даек офиолитовой ассоциации Хабаровинского массива происходило в весьма неоднородных условиях рассеянного спрединга. Процесс характеризовался проявлением множественных синхронных и близких по времени осей растяжения, причем и те и другие различались по направлению вектора движения раздвигающихся блоков. Эволюция спредингового процесса во времени сопровождалась относительным уменьшением скорости и активным влиянием сдвиговой компоненты.

Аспекты, касающиеся особенностей строения и вещественного состава комплексов Хабаровинского массива, на различных стадиях исследований обсуждались с Е.В. Пушкаревым (ИГГ УрО РАН), которым также был организован ряд экскурсионных маршрутов. В полевых работах и, в частности, в построении планов детального картирования, принимали участие Д.А. Пресс и Д.С. Шваков (23-я Уральская экспедиция НУЦ МГГРУ), а также А.В. Жесткова (МГУ). Всем перечисленным коллегам авторы выражают свою искреннюю благодарность. Особую признательность авторы хотели бы выразить академику А.Л. Книпперу, а также А.Я. Шараськину, С.Д. Соколову и К.Е. Дегтяреву за ценные замечания в процессе обработки материала и на стадии подготовки данной статьи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты № 02-05-06045, 03-05-06380 и 03-05-64142), а также программы ОНЗ РАН “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса: от палеоокеана к континенту”.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулин А.А., Авдеев А.В., Сеитов Н.С. Офиолиты силура Сакмарской и Орь-Илекской зон // Современные проблемы тектоники Казахстана. Т. 35. Алма-Ата: Наука, 1975. С. 39–74.
- Балькин П.А., Конников Э.Г., Кривенко А.П. и др. Петрология постгарцбургитовых интрузивов Кемпирсайско-Хабарнинской офиолитовой ассоциации (Южный Урал). Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 160 с.
- Борисёнок Д.В. Раннепалеозойские вулканогенные комплексы спрединга в Сакмарской и Присакмаро-Вознесенской зоне Южного Урала // Современные вопросы геологии. М.: Научный мир, 2003. С. 137–139. (Материалы 3-й молодеж. конф. памяти А.Л. Яншина).
- Варлаков А.С. К петрохимии гипербазитов Оренбуржья // Геология и полезные ископаемые Урала. Свердловск, 1966. С. 42–56. (Тр. Свердл. горн. ин-та; Вып. 48).
- Варлаков А.С. Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. М.: Наука, 1978. 240 с.
- Варлаков А.С., Матвеев С.И. Аккермановская дунит-клинопироксенит-габбровая интрузия Хабарнинского гипербазитового массива // Магматизм и метаморфизм ультраосновных и щелочных пород Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 3–17.
- Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П. Сопоставление рифейско-палеозойских офиолитов Северной Евразии // Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. Новосибирск: Наука, 1985. С. 181–191.
- Зверев А.Т., Лобанова Г.М. Природа габбро-амфиболитов главного гипербазитового пояса Урала (на примере Кемпирсайского и Хабарнинского массивов) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1973. № 9. С. 53–66.
- Иванов К.С. О возрасте офиолитов Кемпирсайско-Хабарнинской ассоциации Урала // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 65–74.
- Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала: Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Екатеринбург, 1998. 252 с.
- Иванов О.К. Взаимоотношения концентрически зональных ультрамафических массивов Урала с офиолитами // Эволюция офиолитовых комплексов: Тез. докл. Всесоюз. совещ. Свердловск, 1981. С. 27–28.
- Камалетдинов М.А. О некоторых основных вопросах тектоники западного склона Урала в связи с поисками нефти и газа // Геология нефти и газа. 1968. № 3. С. 42–45.
- Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т. Особенности строения надвигов и шарьяжей Южного Урала // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1970. Т. 45, вып. 4. С. 60–76.
- Коптева В.В., Перфильев А.С., Херасков Н.Н. Диабазовые комплексы Хабарнинской офиолитовой ассоциации Южного Урала // ДАН СССР. 1979. Т. 248, № 4. С. 927–931.
- Куренков С.А. Геодинамическая конвергенция палеоспрединга // Геотектоника. 1996. № 1. С. 12–21.
- Куренков С.А. Базиты и спрединг в структуре палеоокеанов и континентов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М., 1997. 33 с.
- Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 490).
- Куренков С.А., Перфильев А.С. Дайковые комплексы и их тектоническая интерпретация // Геотектоника. 1984. № 5. С. 3–14.
- Куренков С.А., Перфильев А.С. Спрединг в океанических и континентальных структурах // Актуальные проблемы тектоники океанов и континентов. М.: Наука, 1987. С. 153–169. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 425).
- Маегов В.И. Роль деформаций в формировании габброидов и гипербазитов Хабарнинского массива // Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала: Тез. докл. Третьего Урал. петрогр. совещ. Свердловск, 1974. Т. 2: Ультрабазиты. Граниты. Метаморфизм. С. 21–22.
- Маегов В.И. Петрология габброидов Хабарнинского габбро-гипербазитового массива (Южный Урал). Дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Свердловск, 1977.
- Маегов В.И. О природе габброидов восточной части Хабарнинского массива // Метаморфические породы в офиолитовых комплексах Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. С. 52–62. (Тр. Ильмен. гос. заповедника; Вып. 26).

- Маегов В.И.* Геохимия габброидов Хабаровинского массива и ассоциирующих с ними пород // Ежегодник—1983. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 86–89.
- Никитин И.И.* Соотношение альпинотипной и платиноносной ассоциаций ультраосновных пород на примере Хабаровинского ультраосновного массива Южного Урала // Материалы по геологии и полезным ископаемым Оренбургской области. Вып. 5. Челябинск, 1975. С. 93–98.
- Никитин И.И., Степанов В.Ф., Синельников В.Ф.* Асбесты и талькиты в гипербазитах Оренбургского Урала // Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М.: Наука, 1973. С. 18–29.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С.* и др. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала // Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 9–24.
- Перфильев А.С., Руженцев С.В.* Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах // Геотектоника. 1973. № 3. С. 14–26.
- Перфильев А.С., Херасков Н.Н.* Диабазовые комплексы и проблема тектонической расчлененности океанической коры // Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 64–104. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 343).
- Перфильев А.С., Херасков Н.Н., Батанова В.Г., Егорова Н.Б.* Тектоническая расчлененность палеоокеанической коры в Хабаровинском офиолитовом массиве // Геотектоника. 1989. № 4. С. 43–51.
- Пушкарев Е.В., Калеганов Б.А.* К-Аг датирование магматических комплексов Хабаровинского габбро-гипербазитового массива (Южный Урал) // Докл. РАН. 1993. Т. 328, № 2. С. 241–245.
- Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б.* Минералого-петрохимическая дискретность пород и проблема происхождения первичных расплавов дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов // Актуальные проблемы магматической геологии, петрологии и рудообразования. Екатеринбург, 1995. С. 100–119.
- Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б., Беа Ф.* Геохимия РЗЭ как критерий принадлежности восточнохаваринского комплекса к гипербазит-габбровым ассоциациям платиноносного типа // Ежегодник—1995. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 1996. С. 90–93.
- Пушкарев Е.В., Хазова Н.А.* Комплекс параллельных даек Хабаровинского массива: Спрединг в условиях океанического хребта или островной дуги? // Ежегодник—1990. Свердловск: ИГиГ АН СССР, 1991. С. 40–43.
- Пэк А.А.* Об интрузивной способности магматических расплавов при дайкообразовании // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 7. С. 3–14.
- Разумовский А.А.* Латеральная неоднородность подошвы комплекса параллельных даек офиолитового разреза Хабаровинского массива // Современные вопросы геологии. М.: Научный мир, 2002. С. 230–233. (Материалы 2-й молодеж. конф. памяти А.Л. Яншина).
- Разумовский А.А., Астраханцев О.В.* Особенности геологического строения коровой части разреза офиолитовой ассоциации Хабаровинского массива // Там же. 2002. С. 233–237. (Материалы 2-й молодеж. конф. памяти А.Л. Яншина).
- Руженцев С.В.* Краевые офиолитовые аллохтоны: (Тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. 170 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 283).
- Семенов И.В.* Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала и реконструкция параметров Уральского палеозойского океана. Екатеринбург, 2000. 368 с.
- Семенов И.В., Гревцов Г.А., Бельков Ю.П., Бобров В.Н.* Новые реликты комплекса параллельных диабазовых даек в раннегеосинклинальных образованиях Урала // Ежегодник—1974. Свердловск: ИГиГ АН СССР, 1975. С. 68–70.
- Семенов И.В., Коленко Л.И., Штенке А.А.* РЗЭ в базальтах вулканогенных формаций Уральской эвгеосинклинали // Элементы примеси в минералах и горных породах. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 36–64.
- Соболев С.Ф., Панях Н.А.* Природа зеленосланцево-амфиболитовых ассоциаций экзоконтактовых зон Хабаровинского офиолитового массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 9. С. 53–68.
- Соболев С.Ф., Панях Н.А.* Приконтактовый метаморфизм офиолитовых массивов Южного Урала // Там же. 1992. № 1. С. 22–42.
- Тектоника Урала: (Объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1 : 1 000 000). М.: Наука, 1977. 120 с.

- Ферштатер Г.Б., Беа Ф.* Геохимическая типизация Уральских офиолитов // *Геохимия*. 1996. № 3. С. 195–218.
- Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Пушкарев Е.В., Чащухина В.А.* Кольцевые пироксенит-ситниковые интрузивы в гарцбургитах Хабарнинского массива на Южном Урале // *Ежегодник–1980*. Свердловск: ИГиГ АН СССР, 1981. С. 57–62.
- Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Пушкарев Е.В., Чащухина В.А.* Габбро и гранитоиды, ассоциированные с гипербазитами Кемпирсайского и Хабарнинского массивов на Южном Урале. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982. 74 с.
- Ферштатер Г.Б., Малахова Н.С., Бородина М.С.* и др. Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии. М.: Наука, 1984. 264 с.
- Царицын Е.П.* Акцессорные хромшпинелиды в гипербазитах Хабарнинского массива на Южном Урале: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Свердловск, 1971. 24 с.
- Шарфман В.С.* Геологическая карта СССР масштаба 1 : 200 000. Сер. Мугодзарская. Лист М-40-ХI. М., 1961.
- Шербаков А.С.* Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М.: Наука, 1990. 120 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 450).
- Amri I., Benoit M., Ceuleneer G.* Tectonic setting for the genesis of oceanic plagiogranites: Evidence from a paleo-spreading structure in the Oman ophiolite // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1996. Vol. 139. P. 177–194.
- Edwards R.L., Wasserburg G.J.* The age and emplacement of obducted oceanic crust in the Urals from Sm-Nd and Rb-Sr systematics // *Ibid.* 1985. Vol. 72, N 4. P. 389–404.
- Melcher F., Grum W., Thalhammer T.V., Thalhammer O.A.R.* The giant chromite deposits at Kempirsai, Urals: Constraints from trace element (PGE, REE) and isotope data // *Miner. deposita*. 1999. Vol. 34, N 3. P. 250–272.
- Penrose field conference on ophiolites // *Amer. Geol. Inst. Geotimes*. 1972. Vol. 17, N 12. P. 24–25.
- Thayer T.P., Himmelberg G.K.* Rock succession in the alpinetype mafic complex at Canyon Mountain, Oregon // *Proc. of XXIII Intern. Geol. Congr. Prague*, 1968. Sect. 1. P. 175–186.
- Wilson R.A.M.* The geology of the Xeros-Troodos area // *Cyprus Geol. Surv. Dep. Mem.* 1959. N 1. P. 1–184.

¹ Геологический факультет
Московского государственного университета (МГУ), Москва

² Геологический институт (ГИН) РАН, Москва

³ Институт геологии (ИГ) УНЦ РАН, Уфа

⁴ ГУП “Южуралгеологоразведка”, Челябинск

⁵ ГУПР по Челябинской области, Челябинск

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОГО УРАЛА И ЗАУРАЛЬЯ

Раннекаменноугольные образования широко распространены в палеозоидах Южного Урала, Зауралья и фундамента Тургайского прогиба. Здесь в строении нижекаменноугольных комплексов значительную роль играют вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи различного состава, которые приурочены к нескольким субмеридиональным зонам. С запада на восток выделяются: Магнитогорская, Восточно-Уральская, Зауральская и Валерьяновская зоны (рис. 1). В современной структуре эти зоны ограничены крупными прямолинейными разрывными нарушениями, для некоторых из них устанавливаются значительные сдвиговые перемещения.

Несмотря на длительное изучение каменноугольных вулканических комплексов, многие проблемы их происхождения и обстановок формирования до сих пор остаются предметом дискуссий. Во многих работах предполагается, что формирование каменноугольных вулканитов Южного Урала происходило в пределах активных континентальных окраин. При этом вулканоплутонические серии Магнитогорской и Восточно-Уральской зон рассматривались как образования поздних стадий эволюции Магнитогорской островной дуги, являвшейся одним из элементов активной окраины Восточно-Европейского континента (Балтии), а вулканиты Валерьяновской зоны – как комплексы окраины андского типа Казахстанского континента [Зоненшайн и др., 1984, 1990].

Однако последующее детальное изучение состава и строения вулканических образований Магнитогорской и Восточно-Уральской зон показало их значительное отличие от типичных островодужных комплексов. Был сделан вывод об их формировании на стадии коллизии Магнитогорской островной дуги и Восточно-Европейского континента, которая сопровождалась существенным растяжением (рифтогенезом) на локальных участках [Салихов, Яркова, 1992]. В последние годы также поставлены под сомнение выводы о надсубдукционной природе вулканогенных комплексов Валерьяновской зоны и высказано предположение об их рифтогенном происхождении [Самаркин и др., 2000; Самаркин, Самаркина, 2002].

Нерешенным остается вопрос существования раннекаменноугольных бассейнов с океанической корой, которые на многих палеогеодинамических реконструкциях показываются между окраиной Балтии и Казахстанским континен-

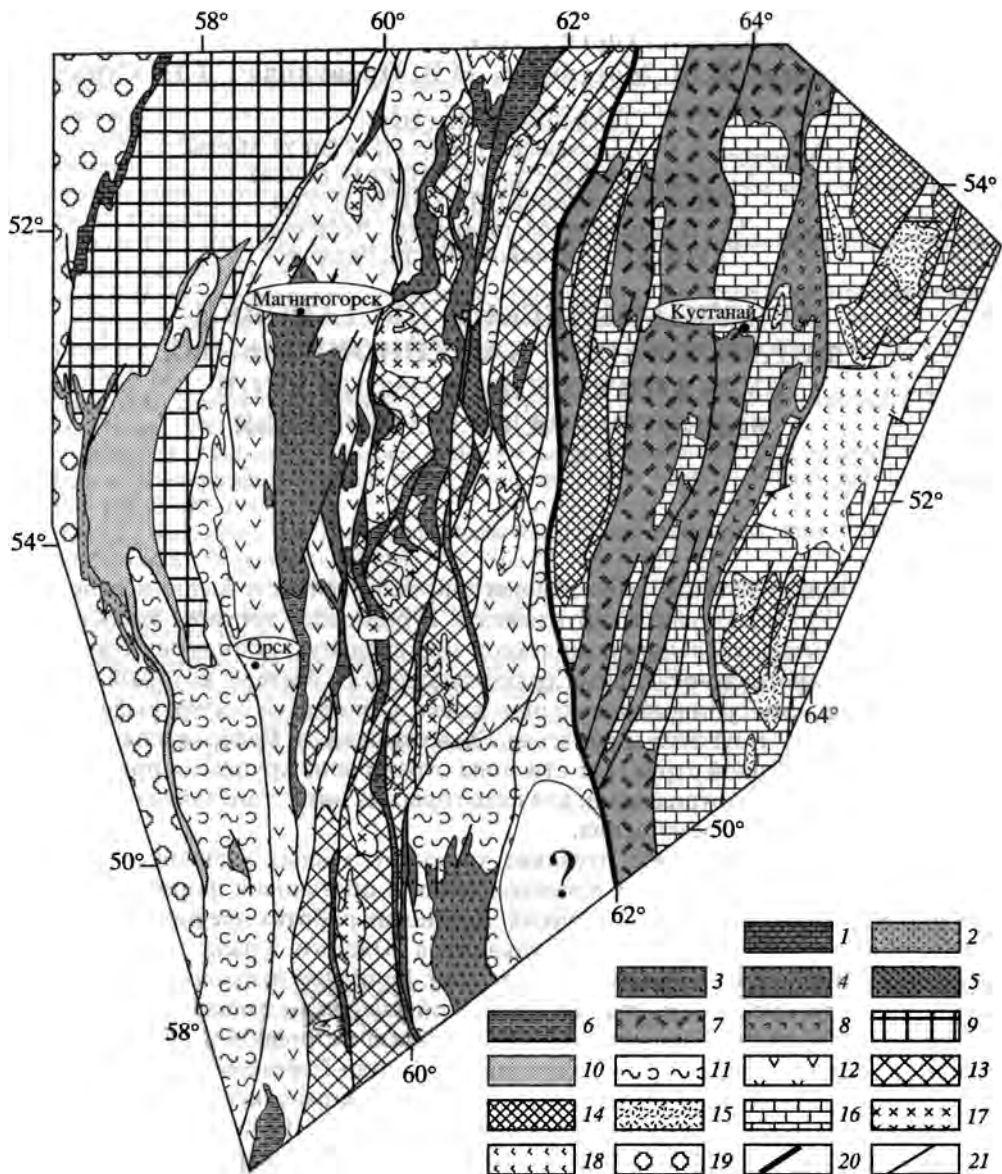


Рис. 1. Схема расположения нижнекаменноугольных комплексов в структуре палеозойд Южного Урала и Зауралья

1–8 – нижнекаменноугольные комплексы: 1 – терригенно-карбонатные Бельской зоны, 2 – флишевые Зилаирской зоны, 3 – базальт-риолитовые Магнитогорской зоны, 4 – риолит-базальтовые Восточно-Уральской зоны, 5 – базальтовые Зауральской зоны, 6 – терригенно-карбонатные Магнитогорской, Восточно-Уральской и Зауральской зон, 7 – базальт-андезибазальтовые Валерьяновской зоны (западная часть), 8 – туфогенно-терригенно-карбонатные Валерьяновской зоны (восточная часть); 9–16 – докамменноугольные комплексы: 9–13 – окраины Восточно-Европейского палеоконтинента (9 – докембрийско-среднепалеозойские Бельской и Уралтауской зон, 10 – верхнедевонские флишевые Зилаирской зоны, 11 – ордовикско-девонские аккреционные, 12 – нижне-среднепалеозойские островодужные, 13 – докембрийские и нижнепалеозойские Восточно-Уральской и Зауральской зон), 14–16 – окраины Казахстанского палеоконтинента (14 – докембрийские и нижнепалеозойские, 15 – риолитовые нижне-среднедевонские, 16 – карбонатные и терригенно-карбонатные среднедевонско-нижневизейские); 17 – палеозойские гранитоиды; 18 – нижнетриасовые базальты Кушмурунского грабена; 19 – среднекаменноугольно-пермские комплексы Предуральского прогиба; 20 – Тобольский разлом; 21 – прочие разрывные нарушения

том [Зоненшайн и др., 1984; Шенгер и др., 1994; Диденко и др., 1994; Куренков и др., 2002]. Однако комплексов, формировавшихся в пределах таких бассейнов, до сих пор не выявлено. Это может быть связано недостаточной изученностью Зауральской зоны, где обнаружение раннекаменноугольных палеоокеанических комплексов наиболее вероятно.

Таким образом, в настоящее время существует достаточно много проблем в интерпретации геодинамических обстановок формирования каменноугольных вулканогенных комплексов Южного Урала и Зауралья. В последние годы авторами были получены новые данные о строении и составе каменноугольных комплексов Магнитогорской и Восточно-Уральской зон. Кроме того, были выявлены новые площади распространения каменноугольных базальтов и габброидов в Зауралье (междуречье рек Сухая и Карагайлы-Аят), изучены особенности их состава и доказан визейский возраст. Эти новые материалы в совокупности с известными данными позволяют дать новую интерпретацию геодинамической эволюции Южного Урала и прилегающих районов Казахстана в раннекаменноугольное время.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ВОЗРАСТ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Раннекаменноугольные вулканические комплексы наиболее широко распространены в Магнитогорской и Валерьяновской зонах, более локально они развиты в Восточно-Уральской и Зауральской зонах. Во всех зонах с вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами ассоциируют органогенные известняки, позволяющие с большой точностью датировать вулканогенные разрезы.

Магнитогорская зона

В Магнитогорской зоне раннекаменноугольные вулканогенные комплексы приурочены к ее восточной части [Путеводитель..., 1972; Вулканизм..., 1992; Салихов, Яркова, 1992; Мосейчук и др., 2000; и др.]. В пределах зоны выделен ряд подзон (с запада на восток): Кизильская, Магнитогорская, Кипчакская, Гумбейская, Полоцко-Аркаимская, для которых характерны различные типы нижнекаменноугольных разрезов [Салихов, Яркова, 1992; Мосейчук и др., 2000]. Вулканиды расположены практически на всех уровнях в пределах нижнего карбона и во всех подзонах (рис. 2). Часто даже в пределах одной подзоны на одних и тех же стратиграфических уровнях встречаются как вулканогенные, так и лишенные эффузивов разрезы, чередующиеся в пространстве. Крайне неравномерно проявлен вулканизм и во времени – нижние и верхние границы вулканогенных свит, хорошо доказанные по комплексам органических остатков, весьма причудливо “скользят” по биостратиграфическим горизонтам в интервале поздний турне – поздний визе [Салихов, Яркова, 1992]. Вулканогенные толщи представлены магнитогорской серией, в которую входят березовская и греховская свиты [Салихов, Яркова, 1992; Мосейчук и др., 2000].

Березовская свита сложена преимущественно умеренно щелочными вулканитами и распространена в Кизильской, Центрально-Магнитогорской, Кипчакской и незначительно в Гумбейской подзонах. Свита преимущественно согласно залегает на разнообразных позднедевонско-раннекаменноугольных образо-

ваниях. Преобладающими породами являются трахибазальты, базальты, риодациты, риолиты, реже встречаются трахириодациты, трахириолиты, андезитобазальты, трахиандезитобазальты, трахиандезиты, изредка – андезиты. Кроме лав указанного состава, в разрезах широко распространены пирокластические, вулканогенно-осадочные, терригенные и карбонатные породы. Мощность свиты варьирует от 300–500 до 4200 м.

Возраст березовской свиты хорошо обоснован находками органических остатков, в основном фораминиферами, из прослоев известняков [Салихов, Яркова, 1992]. Наиболее древние вулканиты появляются в першинском горизонте верхнего турне (Кизильская и, возможно, Кипчакская подзоны). Наиболее устойчиво подошва березовской свиты прослеживается с кизеловского горизонта верхнего турне, реже поднимается в косьвинский горизонт нижнего визе. Кровля березовской свиты фиксируется по перекрыванию ее греховской или кизильской свитами. Стратиграфическое положение этой границы также крайне неустойчиво (от косьвинского до жуковского горизонтов), но в основном располагается вблизи границы нижнего и верхнего визе.

Греховская свита повсеместно залегает на березовской и представлена трахибазальтами, трахиандезитами, трахириодацитами, реже базальтами, трахиандезитобазальтами, андезитобазальтами, андезитами, риолитами, изредка дацитами и трахидацитами; их кластолавами, туфами, ксенотуфами, туффитами, туфогенно-осадочными породами различной зернистости с прослоями известняков. Мощность свиты меняется от 1300 до 3300 м. Свита перекрыта известняками кизильской свиты. Преобладающими в ее составе являются трахибазальты и трахиандезитобазальты, которые часто имеют кайнотипный облик, афировую или микропорфировую структуру.

Возраст греховской свиты определен по находкам органических остатков в прослоях известняков среди вулканитов. Подошва ее (кровля березовской свиты) располагается на разных уровнях от косьвинского горизонта до жуковского, наиболее часто – вблизи границы нижнего и верхнего визе. Кровля же, как правило, проходит внутри каменск-уральского горизонта, в уникальных случаях опускаясь до бурлинского (в Кипчакской подзоне) или (когда греховская свита замещает почти всю кизильскую), наоборот, поднимаясь до богдановичского [Салихов, Яркова, 1992].

В области сочленения Магнитогорской и Восточно-Уральской зон каменноугольные образования участвуют в строении пакета крутопадающих тектонических пластин, сложенных комплексами различного возраста, часто сильно тектонизированными. Здесь выделяется вулканогенно-осадочная полоцкая толща, представленная в различной степени метаморфизованными трахибазальтами, трахириолитами, трахириодацитами; их туфами, туффитами; реже базальтами, трахиандезитобазальтами, риолитами, риодацитами, аповулканогенными зелеными сланцами с прослоями углистых метаалевролитов, мраморизованных известняков и мраморов. Мощность ее – 1000–1400 м. В известняках полоцкой



Рис. 2. Схема сопоставления генерализованных разрезов нижнекаменноугольных вулканогенных комплексов Южного Урала и Зауралья

1 – базальты; 2 – трахибазальты; 3 – брекчи базальтов; 4 – туфы базальтов; 5 – андезиты, андезибазальты; 6 – туфы андезитов, андезибазальтов; 7, 8 – красноцветные (континентальные) вулканиты; 7 – андезиты; 8 – туфы андезитов; 9 – риолиты, риодациты; 10 – туфы риолитов, риодацитов; 11 – трахириолиты, трахидациты; 12 – туфогенно-осадочные породы; 13 – известняки; 14 – песчаники и алевролиты с прослоями известняков; 15 – песчаники и алевролиты; 16 – преимущественно песчаники; 17 – конгломераты

ваниях. Преобладающими породами являются трахибазальты, базальты, риодациты, риолиты, реже встречаются трахириодациты, трахириолиты, андезитобазальты, трахиандезитобазальты, трахиандезиты, изредка – андезиты. Кроме лав указанного состава, в разрезах широко распространены пирокластические, вулканогенно-осадочные, терригенные и карбонатные породы. Мощность свиты варьирует от 300–500 до 4200 м.

Возраст березовской свиты хорошо обоснован находками органических остатков, в основном фораминиферами, из прослоев известняков [Салихов, Яркова, 1992]. Наиболее древние вулканиты появляются в першинском горизонте верхнего турне (Кизильская и, возможно, Кипчакская подзоны). Наиболее устойчиво подошва березовской свиты прослеживается с кизеловского горизонта верхнего турне, реже поднимается в косьвинский горизонт нижнего визе. Кровля березовской свиты фиксируется по перекрыванию ее греховской или кизильской свитами. Стратиграфическое положение этой границы также крайне неустойчиво (от косьвинского до жуковского горизонтов), но в основном располагается вблизи границы нижнего и верхнего визе.

Греховская свита повсеместно залегает на березовской и представлена трахибазальтами, трахиандезитами, трахириодацитами, реже базальтами, трахиандезитобазальтами, андезитобазальтами, андезитами, риолитами, изредка дацитами и трахидацитами; их кластолавами, туфами, ксенотуфами, туффитами, туфогенно-осадочными породами различной зернистости с прослоями известняков. Мощность свиты меняется от 1300 до 3300 м. Свита перекрыта известняками кизильской свиты. Преобладающими в ее составе являются трахибазальты и трахиандезитобазальты, которые часто имеют кайнотипный облик, афировую или микропорфировую структуру.

Возраст греховской свиты определен по находкам органических остатков в прослоях известняков среди вулканитов. Подошва ее (кровля березовской свиты) располагается на разных уровнях от косьвинского горизонта до жуковского, наиболее часто – вблизи границы нижнего и верхнего визе. Кровля же, как правило, проходит внутри каменск-уральского горизонта, в уникальных случаях опускаясь до бурлинского (в Кипчакской подзоне) или (когда греховская свита замещает почти всю кизильскую), наоборот, поднимаясь до богдановичского [Салихов, Яркова, 1992].

В области сочленения Магнитогорской и Восточно-Уральской зон каменноугольные образования участвуют в строении пакета крутопадающих тектонических пластин, сложенных комплексами различного возраста, часто сильно тектонизированными. Здесь выделяется вулканогенно-осадочная полоцкая толща, представленная в различной степени метаморфизованными трахибазальтами, трахириолитами, трахириодацитами; их туфами, туффитами; реже базальтами, трахиандезитобазальтами, риолитами, риодацитами, аповулканогенными зелеными сланцами с прослоями углистых метаалевролитов, мраморизованных известняков и мраморов. Мощность ее – 1000–1400 м. В известняках полоцкой



Рис. 2. Схема сопоставления генерализованных разрезов нижнекаменноугольных вулканогенных комплексов Южного Урала и Зауралья

1 – базальты; 2 – трахибазальты; 3 – брекчи базальтов; 4 – туфы базальтов; 5 – андезиты, андезибазальты; 6 – туфы андезитов, андезибазальтов; 7, 8 – красноцветные (континентальные) вулканиты; 7 – андезиты; 8 – туфы андезитов; 9 – риолиты, риодациты; 10 – туфы риолитов, риодацитов; 11 – трахириолиты, трахидациты; 12 – туфогенно-осадочные породы; 13 – известняки; 14 – песчаники и алевролиты с прослоями известняков; 15 – песчаники и алевролиты; 16 – преимущественно песчаники; 17 – конгломераты

толщи собраны многочисленные органические остатки визейского возраста (от верхов косьвинского по низы каменск-уральского горизонта) [Салихов, Яркова, 1992; Тевелев, Кошелева, 2002].

С раннекаменноугольными эффузивами в Магнитогорской зоне связаны интрузивные массивы, которые представляют собой относительно небольшие многофазные субпластовые или концентрически-зональные тела габбро-диорит-гранитного и граносиенитового состава [Салихов, Митрофанов, 1994; Эвгеосинклинальные ..., 1984].

В южной части Магнитогорской зоны (к югу от г. Новоорска) и далее на юг в Западно-Мугоджарской зоне раннекаменноугольные вулканогенные комплексы полностью замещаются терригенно-карбонатными и угленосными толщами [Геология СССР, 1970]

Восточно-Уральская зона

На севере Восточно-Уральской зоны раннекаменноугольные вулканиды приурочены к ее западной и восточной частям, где участвуют в строении синформно изогнутых пакетов тектонических пластин. В западной части зоны выделяется березиновская толща, которая без видимого несогласия залегает на преимущественно терригенной домбаровской свите (см. рис. 2). На востоке вулканогенные породы участвуют в строении таяндинской и кабанской свит. Первая залегает на угленосной брединской свите турне-ранневизейского возраста [Тевелев, Кошелева, 2002], а вторая – с несогласием перекрывает фамен-турнейские туфогенно-терригенные и карбонатные толщи [Сначев и др., 1990].

Березиновская толща слагает несколько субмеридиональных тектонических пластин протяженностью более 40 км при ширине от 2 до 16 км. Толща сложена пачками вулканогенных, вулканогенно-осадочных, осадочных пород мощностью от первых метров до сотен метров при общей мощности толщи более 1500 м. В низах ее присутствуют туфогенные песчаники, углистые, известковистые, глинисто-кремнистые алевролиты, кремнистые сланцы, кварцевые песчаники, разнообразные базальтоиды, их туфы и брекчии. Верхи сложены средними, кислыми вулканидами, которые перекрываются литокластическими туфами базальтоидов с обломками риолитов, риодацитов. В составе березиновской толщи наибольшим распространением пользуются обильнопорфировые трахибазальты и базальты с массивной и шаровой текстурой. Среди кислых эффузивов типичны порфировые и флюидальные сферолитовые риолиты. Березиновская толща прорвана небольшими субвулканическими телами, сложенными трахибазальтами, флюидальными риолитами, риодацитами, дацитами, трахириолитами, трахидацитами и лавовыми брекчиями того же состава. Возраст березиновской толщи по редким сборам органических остатков устанавливается как визейский [Тевелев, Кошелева, 2002].

Таяндинская толща – аналог березиновской на востоке Восточно-Уральской зоны участвует в строении нескольких субмеридиональных тектонических пластин протяженностью до 30 км при ширине от 4 до 9 км. Толща сложена туфосланцами, туфопесчаниками, туфоконгломератами, выше которых залегают долериты, риолиты, андезиты, андезибазальты, андезидациты и их туфы. Среди вулканидов преобладают долериты, спилиты и миндалекаменные базальты. Мощность толщи 800 м.

Кабанская свита распространена севернее полей развития таяндинской толщи, где слагает крылья крупной синклинальной складки, ядро которой сложено терригенно-карбонатными породами среднего визе – московского яруса. Свита

сложена субщелочными базальтами, андезибазальтами и их туфами, среди которых в верхней части появляются андезиты, андезидациты, дациты и риолиты. Разрез завершают лавы и туфы трахиандезибазальтов, трахиандезитов и трахидацитов, чередующиеся с прослоями вулканогенно-осадочных пород. Мощность свиты достигает 1500 м.

Органических остатков в породах кабанской свиты и таяндинской толщи не обнаружено, их возраст принимается визейским по положению в разрезе и по аналогии с фаунистически охарактеризованной березиновской толщей [Сначев и др., 1990; Тевелев, Кошелева, 2002].

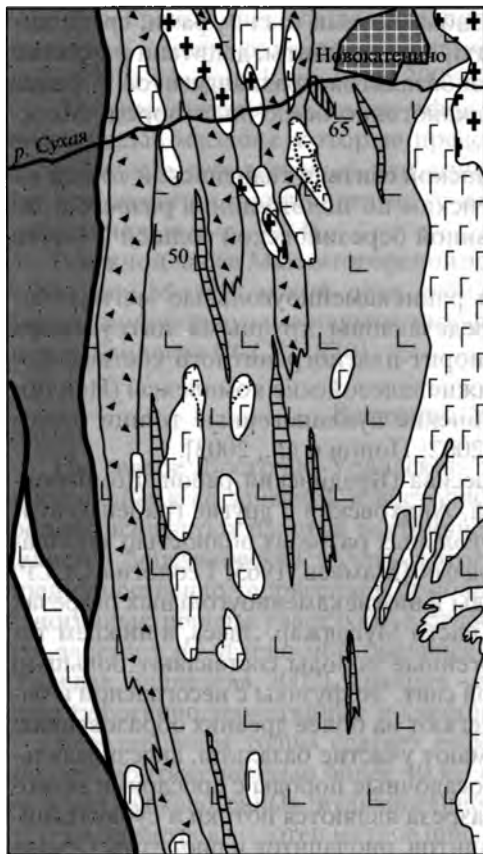
На севере Восточно-Уральской зоны раннекаменноугольные магматические образования, кроме вулканитов, представлены крупными интрузивами гранодиорит-лейкогранитного и габбро-диорит-плагиогранитного состава, которые прорывают как докембрийские и нижнепалеозойские комплексы (Неплюевский, Суундукский массивы), так и девонские вулканогенные толщи (кособродский комплекс) [Тевелев, Кошелева, 2002; Попов и др., 2003].

К югу от Джабыкского гранитного массива (Брединский район, Домбаровский, Балкымбайский, Старокарабутакский, Аниховский и другие грабены) вулканогенные образования в нижнекаменноугольных разрезах полностью замещаются терригенными и карбонатными породами [Мамаев, 1965; Геология СССР, 1970; Пелевин, 1992]. Вулканогенные породы в нижнекаменноугольных разрезах вновь появляются только в Прииргизской части Мугоджар. Здесь, в нижнем течении правых притоков р. Иргиз, вулканогенные породы составляют большую часть разрезов уймолинской и кисыксайской свит. Эффузивы с несогласием и базальными конгломератами в основании залегают на более древних образованиях. В строении вулканогенного разреза принимают участие базальты, андезибазальты, их туфы, лавобрекчии и вулканогенно-осадочные породы с прослоями яшмидов и известняков. Типичными членами разреза являются потоки и субвулканические тела порфировых андезидацитов, дацитов, риодацитов и риолитов. Общая мощность вулканогенно-осадочных разрезов достигает 2000–2500 км. В прослоях яшм и известняков среди эффузивов собраны фораминиферы и конодонты поздневизейско-серпуховского возраста [Геология СССР, 1970; Пелевин, Иванов, 1996]. С вулканогенными толщами в Прииргизье связан комплекс параллельных диабазовых даек. Эти дайки слагают пакеты среди более древних образований и имеют субмеридиональное простирание [Иванов др., 1984].

Зауральская зона

Зауральская зона расположена к востоку от Восточно-Уральской, от которой отделена Копейской шовной зоной (Карталинский разлом) сдвиговой природы. Эта структура, вероятно, унаследована Челябинским грабеном, сложенным триасовыми базальтами и красноцветными терригенными породами. До недавнего времени среди нижнекаменноугольных образований Зауральской зоны были известны только терригенно-карбонатные толщи, пользующиеся наибольшим распространением в восточной части зоны (низовья рек Арчаглы-Аят, Караталы-Аят), где они с несогласием перекрывают различные нижнепалеозойские комплексы [Геология СССР, 1971].

Детальные тематические и геолого-съёмочные работы, проведенные в последние годы в центральной части Зауральской зоны (междуречье рек Сухая и Камышлы-Аят), позволили выявить своеобразные нижнекаменноугольные



0 250 м

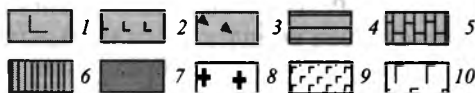


Рис. 3. Схема геологического строения окрестностей пос. Новокатенино

1-7 – нижнекаменноугольный вулканогенный комплекс: 1 – базальты, 2 – подушечные базальты, 3 – базальтовые брекчии, 4 – гиалокластиты, 5 – известняки, 6 – субвулканические базальты; 7 – нижнекаменноугольные терригенные породы; 8-10 – ранне-средне(?)-каменноугольный plutонический комплекс: 8 – плагиограниты, 9, 10 – габбро (9 – мелкокристаллические, 10 – средне-крупнокристаллические)

вулканогенные образования, существенно отличающиеся от одновозрастных комплексов других зон (см. рис. 2). Необходимо отметить, что впервые вывод о раннекаменноугольном возрасте этих вулканитов был сделан Б.А. Янкевичем в 1972 г. при проведении крупномасштабных геологическо-съемочных работ. Основанием для такой датировки послужили находки в скважинах среди базальтоидов маломощных прослоев известняков, содержащих фораминиферы раннекаменноугольного возраста. Однако в дальнейшем на изданных геологических картах эти эффузивы рассматривались как нижнепалеозойские.

В Зауральской зоне нижнекаменноугольные вулканогенные толщи протягиваются субмеридиональной полосой от пос. Новокатенино на р. Сухая до пос. Княженка на р. Камышлы-Аят шириной от 2 км на севере до 10 км – в центральной части и 6 км – на юге (рис. 3). Здесь они слагают узкую

синформу, нарушенную большим количеством продольных взбросов и надвигов. Достоверные нормальные стратиграфические контакты эффузивов с подстилающими верхнедевонско-нижнекаменноугольными терригенно-карбонатными породами неизвестны.

В строении вулканогенного разреза преобладают подушечные базальты, андезибазальты, широким распространением пользуются различные гиалокластиты и вулканические брекчии, реже присутствуют прослои туфов основного состава, туффитов, кремнистых сланцев и известняков. На отдельных участках породы толщи метаморфизованы до зеленосланцевой фации.

В северной части площади в районе пос. Тумак эффузивы с тектоническим контактом перекрывают песчано-сланцевую нижнекаменноугольную толщу с падениями контакта на восток под углами до 50°. Нижняя часть вулканогенного разреза мощностью около 800 м сложена миндалекаменными долеритами, выше которых залегают порфиоровые плагиоклазовые долериты, базальты, андезибазальты (700 м). Среди базальтоидов спорадически отмечаются мало-



Рис. 4. Вулканические брекчии с обломками органогенных известняков из разреза ниже-каменноугольной вулканогенной толщи Зауральской зоны (левый берег р. Сухая ниже пос. Новокатенино)

мощные (не более 1 м) прослой кремнистых пород, гравийных и псаммитовых туфов, туфопесчаников, туфоалевролитов и туфоаргиллитов. Общая мощность толщи здесь 1500 м.

В средней части площади, западнее пос. Новокатенино, эффузивы также надвинуты на нижекаменноугольные песчаники и углисто-глинистые сланцы. В низах вулканогенного разреза здесь распространены преимущественно базальты, андезибазальты, местами подушечные, с редкими маломощными прослоями известняков. В средней части разреза среди базальтоидов выделена пачка вулканических брекчий базальтового состава (рис. 4) с маломощными прослоями известняков, туфопесчаников, туфоалевролитов и кремнистых алевролитов. Брекчии содержат участками большое количество ксенолитов органогенных известняков размерами от 1–2 до 20 см, насыщенность ксенолитами – до 3–5 штук на 1 м² выходов. В верхах толщи резко преобладают порфиоровые и афировые долериты, порфиоровые базальты, андезибазальты. Мощность разреза здесь достигает 2500 м.

Пачка вулканических брекчий прослеживается в субмеридиональном направлении более чем на 10 км между пос. Новокатенино и Южно-Степной. Наибольшей мощности она достигает в середине этого интервала, где в обломках, кроме известняков и эффузивов, встречаются мелкозернистые габбро.

Фрагменты разрезов, описанные в карьерах около поселков Мичуринский, Новокатенино, Южно-Степной, дают представление о деталях строения

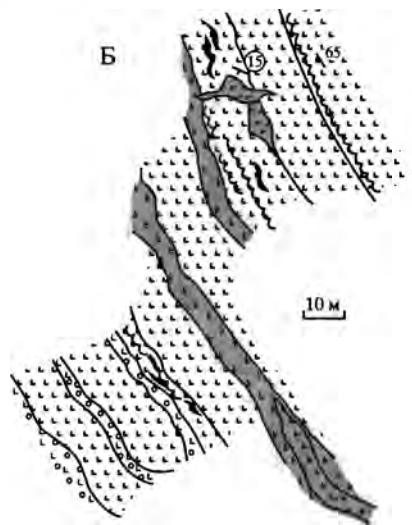
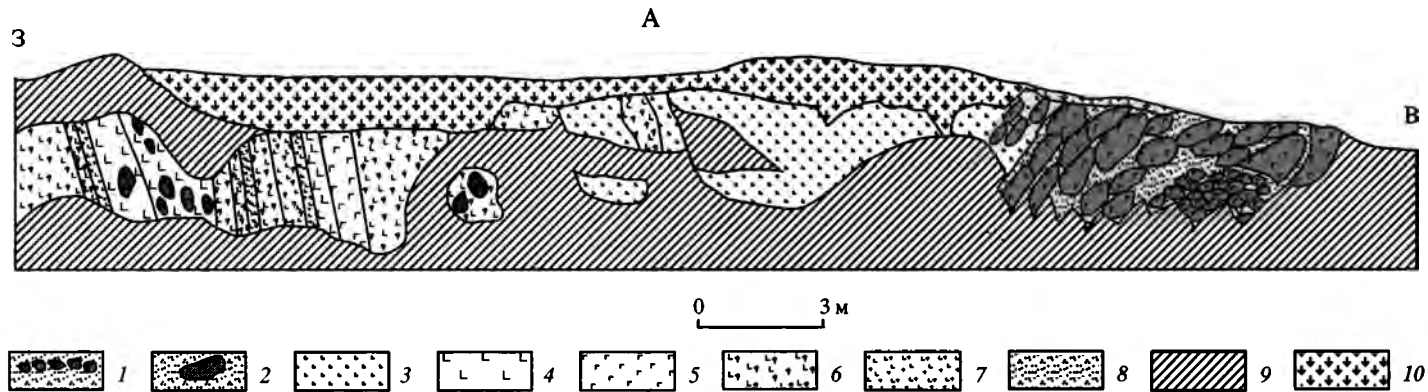


Рис. 5. Детальные схемы строения нижнекаменноугольной вулканогенной толщи

А – северная стенка карьера у пос. Мичуринский: 1 – мелкоподушечные базальты в гиалокластитовом цементе; 2 – крупноподушечные базальты в гиалокластитовом цементе, отдельные крупные подушки; 3 – афировые базальты; 4 – порфириновые базальты; 5 – долериты; 6 – крупнообломочные гиалокластиты; 7 – среднеобломочные гиалокластиты; 8 – мелкообломочные гиалокластиты; 9 – осыпи; 10 – кора выветривания и почвенный слой

Б – карьер к югу от пос. Новокатенино: 1 – базальты афировые, массивные, 2 – базальты подушечные; 3 – крупно-среднеобломочные гиалокластиты; 4 – кварц-гематитовые метасоматиты (джаспериты); 5 – долеритовые силлы и дайки; 6 – порфириновые габбро-долериты; 7 – залегание подушечных базальтов и контактов долеритовых тел



вулканогенной толщи Зауральской зоны. В 2 км к западу от пос. Мичуринский в карьере (рис. 5,А) вскрыто около 20 м вулканогенного разреза, который представлен здесь чередованием покровов базальтоидов мощностью от 1 до 5 м. Падение пачки на восток под углами около 60–70°. Снизу вверх, с запада на восток, в северной стенке карьера отмечаются гиалокластиты – от крупнообломочных до тонкообломочных. Цемент представлен серым плотным афанитовым материалом, в который погружены овальные, округлые, иногда оскольчатые обломки базальтов. Практически в каждом прослое гиалокластитов отмечается ритмичность в распределении обломков – от крупных, в 1–2 см, до мелких, в несколько миллиметров. Далее разрез наращивается темно-серыми афировыми базальтами со слабо выраженной подушечной отдельностью и темно-зелеными долеритами, образующими небольшие округлые подушки. Размер подушек до 10 см. Выше залегает прослой гиалокластитов, сложенных овальными, но часто разломанными частицами вулканического стекла и серых афанитовых базальтов, перекрытый подушечными базальтами, с овальными подушками до 10 см. Выше следует поток достаточно массивных афировых базальтов и тонких долеритов. Участками они образуют более крупные, до 20 см, афировые подушки с межподушечным пространством, выполненным мелкими гиалокластитам. В верхней части пачки в афировых темно-серых базальтах отмечается небольшой мощности (в 0.5 м) прослой гиалокластитов. Верхи разреза сложены подушечными базальтами с подушками размером 5–20 см.

К востоку от пос. Новокатенино в субмеридиональной расчистке также обнажен фрагмент вулканогенного разреза мощностью около 100 м. Его низы сложены чередованием потоков гиалобазальтов и долеритов разной зернистости. Средняя часть разреза представлена афировыми гиалобазальтами с погруженными в них отдельными подушками долеритов. В верхах разреза преобладают подушечные базальты, сложенные овальными подушками в 5–10 м длиной и 2–5 м шириной с четкими зонами закалки мощностью до 10 см. Межподушечное пространство заполнено гиалокластитам.

К югу от пос. Новокатенино карьер вскрывает базальты выше пачки туфо-конгломератов, туфобрекчий (см. рис. 5,Б). Среди долеритовых такситовых базальтов прослеживаются потоки в 5–10 м подушечных миндалекаменных базальтов, гиалокластитов, а также прожилки джаспероидов мощностью в первые сантиметры.

Возраст описанной толщи обоснован находками органических остатков. В.Ф. Иванов и Б.А. Янкелевич в 1972 г. в ходе крупномасштабного геологического картирования скважинами вскрыли маломощные прослои известняков с средне-поздневизейскими фораминиферами *Endostaffella parva* (Moell.), *Plectogyra bradyi* (Mikh.), *Pl. omphalota* (Raus. et Reitl.), *Globoendothyra globulus* (Eichw.), *Endothyranopsis ex gr. crassus* (Brady), *Mediocris bleviscula* (Gan.), *Eostaffella proikensis* Raus., *Palaeotextularia* sp. (определения А.К. Проскуриной). К.Е. Дегтярев в обнажении по р. Сухой выше пос. Новокатенино из ксенолитов известняков в вулканических брекчиях выделил конодонты *Gnathodus girtyi girtyi* Hass, *G. bilineatus bilineatus* (Roundy), *Lochriea commutata* (Br. et Mehl) поздневизейско-серпуховского возраста (определения В.А. Аристов).

В целом, в нижнекаменноугольной вулканогенной толще отмечается меридиональная латеральная зональность, выражающаяся в увеличении с севера на юг пирокластического и осадочного материала. В средней части площади распространения толщи отмечается большое количество прослоев гиалокластитов.

С вулканогенной толщей постоянно ассоциируют массивы габброидов. Наиболее характерным и самым крупным является Новокатенинский массив, который протягивается в субмеридиональном направлении на 15 км при ширине 4–6 км. Массив сложен разнородными (от мелко- до гигантозернистых) габброидами, среди которых встречаются жилы пегматоидных габбро мощностью 7–10 см. На отдельных участках в габброидах отмечаются полосчатые текстуры с чередованием лейко-меланократовых разностей. Габброиды во всех массивах различаются по степени раскристаллизованности.

Габбро, как правило, отчетливо прорывают толщу базальтов и содержат многочисленные ксенолиты вулканитов, как угловатой, так и округлой формы. В то же время, мелкозернистые габброиды встречены среди обломков в вулканических брекчиях. На этом основании, а также учитывая близость геохимических характеристик базальтов и габброидов Зауралья, можно предполагать близкий возраст формирования вулканитов и габброидов [Правикова, Вострецова, 2004].

Валерьяновская зона

Валерьяновская зона располагается восточнее Зауральской, от которой отделяется субмеридиональным Тобольским разломом, являющимся крупным позднепалеозойским сдвигом (см. рис. 1). Комплексы Валерьяновской зоны в основном перекрыты мезозойско-кайнозойским чехлом Тургайского прогиба и изучены по редким обнажениям, буровым скважинам и при разработке крупнейших железорудных месторождений (Соколово-Сарбайского, Качарского и др.), которые приурочены к каменноугольным вулканогенным толщам [Геология..., 1984; Железорудные формации..., 1987; Вулканизм..., 1992].

В западной части зоны нижнекаменноугольные вулканогенные толщи приурочены к Александровской синклинали и иногда выделяются в качестве одноименного самостоятельного пояса. Здесь вулканогенный разрез александровской толщи образован порфиоровыми базальтами, андезибазальтами, андезитами, реже встречаются более кислые разности, а также вулканические брекчии, лапиллевы туфы и туфобрекчии. Мощность александровской толщи достигает 1000 м. Среди вулканитов встречаются прослойки органогенных известняков со средне-поздневизейскими брахиоподами [Литвин, 1961].

Восточнее раннекаменноугольные вулканогенные образования распространены наиболее широко и приурочены к Валерьяновскому вулканическому поясу. В строении пояса участвуют визейские и серпуховские вулканические и вулканогенно-осадочные комплексы преимущественно андезитового, андезибазальтового и базальтового состава. Общая мощность нижнекаменноугольных вулканогенных толщ в Валерьяновском поясе достигает 6–7 км [Пумпянский, 1999]. Соотношение между осадочной и вулканогенной составляющими во всех комплексах изменяется в широких пределах. Но в целом выявляется тенденция увеличения с юга на север доли вулканитов. В северной части пояса установлено близкое по объему распространение лавовых и пирокластических разностей, а в южной пирокласты преобладают над лавами. Процентное содержание кислых вулканитов немного увеличивается с севера на юг, а количество базальтов, андезибазальтов и андезитов почти одинаково [Самаркин, Самаркина, 2002].

Детальное расчленение нижнекаменноугольных вулканогенно-осадочных толщ затруднено их сильной фациальной изменчивостью и отсутствием марки-

рующих горизонтов [Пумпянский, 1988]. Вулканогенно-осадочные образования подразделяются на ряд свит или серий, вещественный состав и характер взаимоотношений которых различные исследователи понимают по-разному. В северной части пояса выделяются средне-позднелизвийская валерьяновская и серпуховско-раннебашкирская качарская серии [Железорудные..., 1987]. Валерьяновская серия разделена на две свиты: нижнюю – сарбайскую и верхнюю – соколовскую (см. рис. 2). В основании сарбайской свиты залегает осадочная толща, представленная аргиллитами, алевролитами, туффитами, известняками и известняковыми песчаниками. Большая часть мощности свиты, которая достигает 2000 м, приходится на лавы и туфы андезибазальтового состава с мало-мощными прослоями известковистых туффитов и известняков. Соколовская свита сложена базальтами, андезибазальтами, андезитами и их туфами, туффитами, туфопесчаниками. Мощность свиты составляет 1500–2000 м. Вулканиды сарбайской и соколовской свит по химизму близки друг другу. Отличие заключается в большей доле в разрезе последней туфов и туфогенно-осадочных пород. В восточном направлении валерьяновская серия достаточно быстро замещается терригенно-карбонатными разрезами с преобладанием известняков [Пумпянский, 1999].

Качарская серия сложена базальтами, андезибазальтами, андезитами и их туфами, красноцветными туфогравелитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, известковистыми песчаниками, алевролитами и небольшими телами органогенно-обломочных известняков [Пумпянский, 1999].

Среди вулканических пород в валерьяновской и качарской сериях преобладают лейкократовые порфиоровые плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые базальты и андезибазальты. Также широко распространены разнообразные туфы среднего и основного состава. Характерной особенностью всех вулканических разрезов является присутствие большого количества мощных линз известняков, содержащих разнообразные органические остатки.

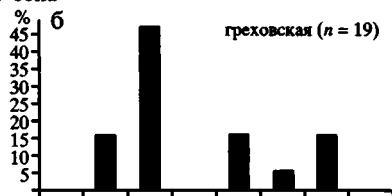
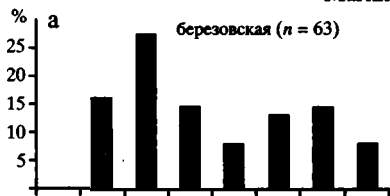
ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Сравнение геохимических характеристик раннекаменноугольных вулканитов Южного Урала и Зауралья потребовало обработки значительного объема разнородных данных. Особенно нуждаются в упорядочении результаты анализов на элементы-примеси: спектр определявшихся микроэлементов нередко оказывается весьма различным в разных источниках [Вулканизм..., 1992; Железорудные..., 1987; Мосейчук и др., 2000; Салихов, Яркова, 1992; Самаркин, Самаркина, 2002; Смирнов, 1975; Тевелев, Кошелева, 2002; и др.], что затрудняет сравнение выборок и снижает ценность выводов. Всего использованы результаты 372 анализов на петрогенные элементы (при построении диаграмм пересчитанные на сухой остаток и приведенные к 100%) и 132 анализа на элементы-примеси.

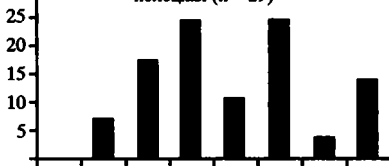
Петрогенные элементы

Выборкам из большинства рассмотренных подразделений (березовской и греховской свит, березиновской, уймолинской и кисыксайской толщ, валерьяновской серии) свойственно бимодальное распределение по кремнекислотности

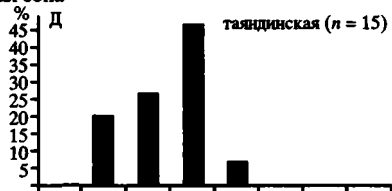
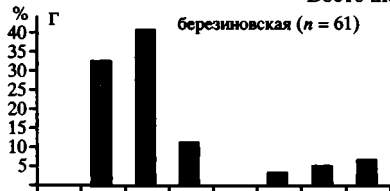
Магнитогорская зона



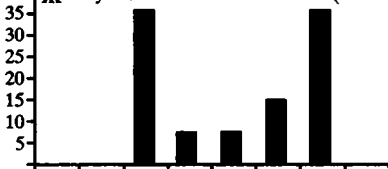
В полоцкая (n = 29)



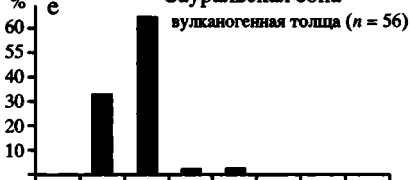
Восточно-Уральская зона



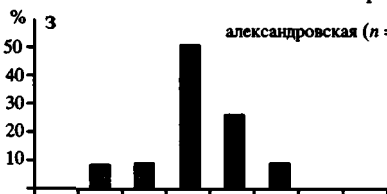
ж уймолинская и кисыксайская (n = 14)



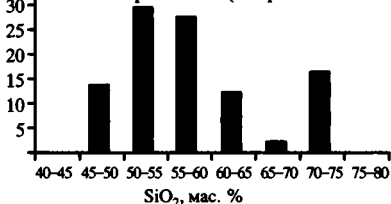
Зауральская зона



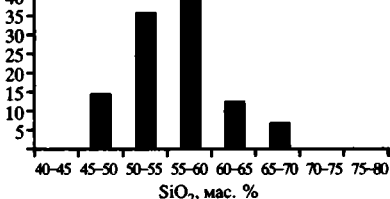
Валерьяновская зона



и валерьяновская (северная часть зоны, n = 51)



л качарская (n = 17)



(рис. 6). Таяндинская, александровская толщи и вулканогенные породы Зауралья, а также качарская серия на гистограммах имеют единственный максимум. В Зауральских эффузивах это базальты, а у трех остальных подразделений – андезиты. Базальты доминируют также в центральной и южной частях Валерьяновской зоны. Для пород полоцкой толщи при недостаточности выборки устойчивые статистические максимумы не выделяются, распределение близко к полимодальному.

Для *кислых* вулканитов Магнитогорской и Восточно-Уральской зон (березовская и греховская свиты, полоцкая и березиновская толщи) типична повышенная щелочность. Эти породы по геохимическим особенностям сходны между собой и отличаются от соответствующих по кремнекислотности, но менее щелочных пород Валерьяновской зоны (валерьяновской и качарской серий) – рис. 7, 8. Вне зависимости от тектонической зоны, отношение $K/(K + Na)$ в кислых вулканитах сравнительно невысокое и редко превышает 0.4 (см. рис. 7,в).

Состав *средне-основных* пород подчиняется более сложным закономерностям. Изученные выборки делятся на два крупных кластера: 1) вулканиты Магнитогорской и Валерьяновской зон (березовская и греховская свиты, полоцкая и александровская толщи, валерьяновская и качарская серии) и 2) вулканиты Восточно-Уральской зоны (таяндинская и березиновская толщи) и Зауралья. Различия между кластерами наиболее заметны на диаграммах $MgO-TiO_2$, $MgO-Al_2O_3$ и $TiO_2-(K_2O + Na_2O)$ (рис. 9): при равных содержаниях оксида магния породы второго кластера отличаются более низкими содержаниями Al_2O_3 и более высокими – TiO_2 , а также отрицательной корреляцией TiO_2 с MgO . Вулканитам второго кластера свойственна более высокая железистость, что обусловило отклонение их трендов к полю толеитовой серии на АФМ-диаграммах (рис. 10).

На более детальном уровне внутри этих кластеров выделяется ряд групп, соответствующих различным вулканогенным толщам.

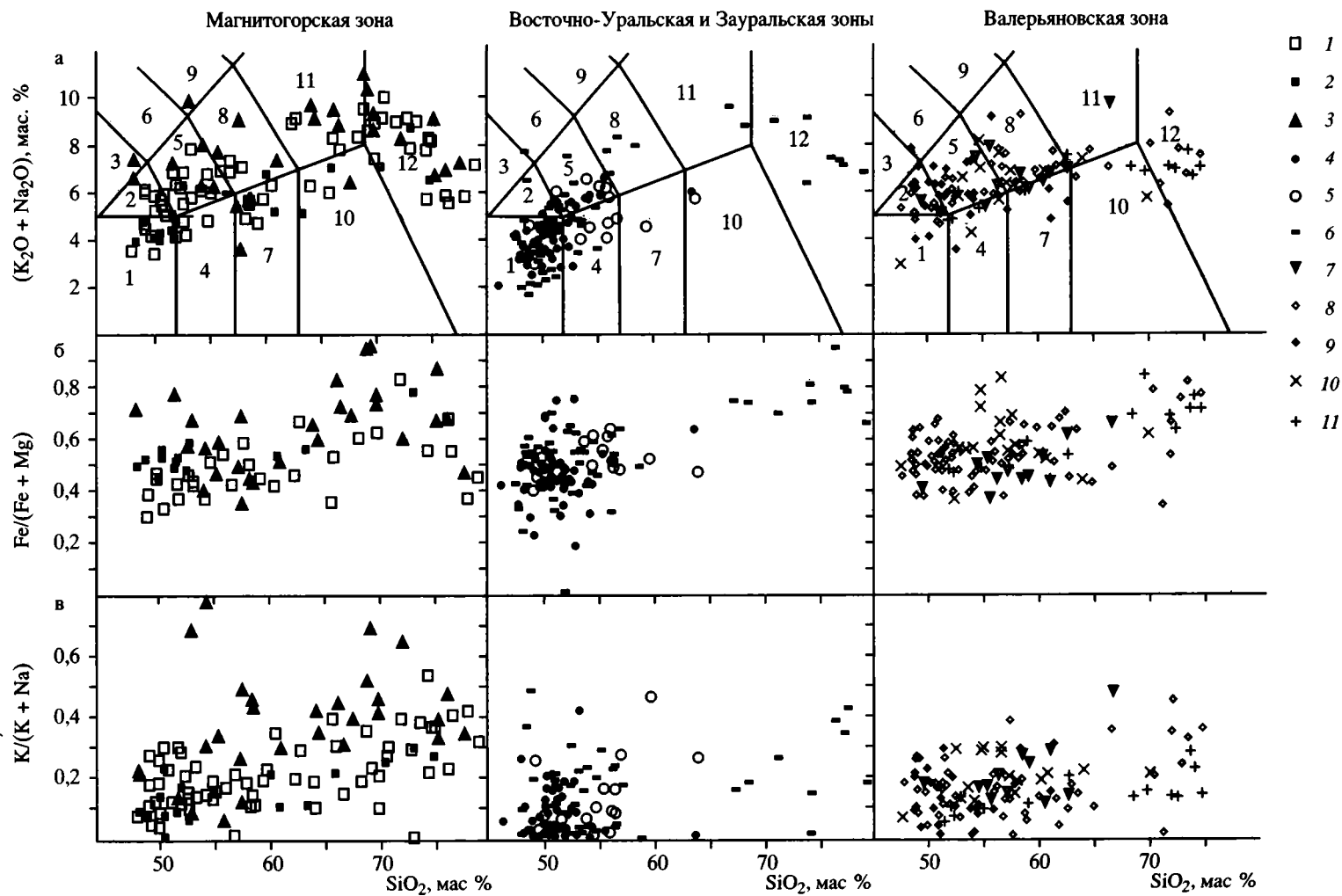
Вулканиты Магнитогорской и Валерьяновской зон. Породы *березовской свиты* представлены нормальными и субщелочными базальтами и риолитами при подчиненном распространении промежуточных по кремнекислотности разновидностей (см. рис. 7,а). Базальтам свойственны повышенные содержания TiO_2 и Al_2O_3 , а также их значительный разброс (1–2.5% и 16–22%, соответственно). Поле, соответствующее породам березовской свиты, на многих диаграммах частично перекрывает поле вулканитов Восточно-Уральской зоны (см. рис. 9).

Вулканиты *греховской свиты* во многом близки породам березовской свиты и отличаются немного более высокой титанистостью и низкой глиноземистостью – соответственно, сходство с образованиями Восточно-Уральской зоны для них еще более типично (см. рис. 9).

Породы *полоцкой толщи* охватывают широкий спектр составов, от базальтов до риолитов, и выделяются повышенной щелочностью (см. рис. 7), вплоть до появления нормативных фельдшпатоидов, а также высоким калий-натровым отношением (см. рис. 7). При общей умеренной титанистости (1–2% TiO_2) единичные пробы базальтов полоцкой толщи содержат 3–5% оксида титана. По



Рис. 6. Гистограммы распределения раннекаменноугольных вулканитов Южного Урала и Зауралья по содержаниям SiO_2



глиноземистости породы данной группы немного уступают вулканитам березовской и греховской свит (см. рис. 8).

В образованиях *валерьяновской серии* ярко выражены такие признаки известково-щелочных серий, как низкие содержания TiO_2 и высокие – Al_2O_3 . Общая щелочность средне-основных пород несколько выше обычной для островодужных обстановок. Среди пород южной части Валерьяновской зоны, отличающейся базитовым профилем вулканизма, несколько обособленное положение занимает группа железистых натровых трахибазальтов – гавайитов (см. рис. 7).

Вулканиты *качарской серии* по большинству признаков подобны валерьяновским и отличаются от них характером распределения по SiO_2 (андезитовый максимум вместо бимодальной базальт-риолитовой серии – см. рис. 6, и, л), а также немного повышенными содержаниями титана и алюминия в андезитах (см. рис. 8).

Самыми распространенными породами *александровской толщи* тоже являются андезиты. От пород валерьяновской и качарской серий их отличают еще более низкие титанистость и железистость (см. рис. 7, б и 9).

Вулканиты Восточно-Уральской и Зауральской зон. Породам *вулканогенной толщи Зауральской зоны*, сложенной базальтами и андезибазальтами, свойственна отчетливая корреляция содержаний петрогенных оксидов не с SiO_2 , а с MgO (см. рис. 9, А), что указывает на ведущую роль фракционирования магнезиальных фаз. Примечателен быстрый рост содержаний TiO_2 (с 0.5% до 3.5%) со снижением MgO и, как следствие, – положительная корреляция TiO_2 и общей щелочности (см. рис. 9). Эта же особенность характерна и для вулканогенных толщ Восточно-Уральской мегазоны (таяндинской и березиновской).

Таяндинская толща на 90% представлена высокотитанистыми андезибазальтами, которые отличаются от прочих пород с тем же уровнем кремнекислотности резко повышенными содержаниями TiO_2 (2–3%) и P_2O_5 (0.3–0.6%) при сравнительно невысокой щелочности (см. рис. 8, а, г).

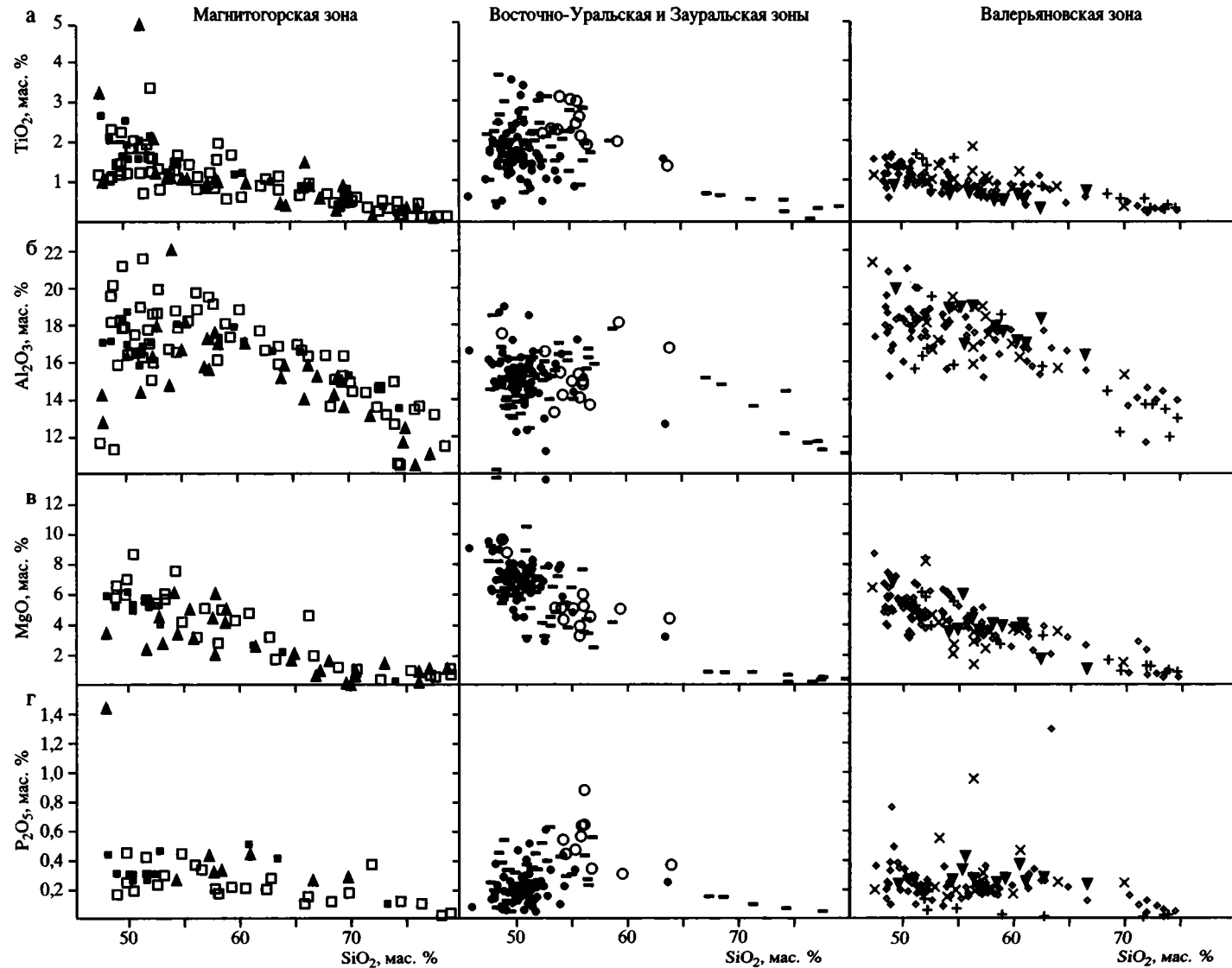
Вулканиты *березиновской толщи* весьма разнообразны по составу, и на большинстве диаграмм занимают обширное поле (см. рис. 7–9). Среди пород данного подразделения выделяется группа высокожелезистых (толеитовых) базальтов с наименьшей для всех рассмотренных выборок суммой $K_2O + Na_2O$ (около 2%); вместе с тем, в составе толщи немало и пород субщелочного ряда (см. рис. 7, а, б). Четко выраженные эволюционные тренды для березиновской толщи нетипичны.

Вулканиты прииргизской части Мугоджар представлены в основном риолитами и базальтами (см. рис. 7, а). Эти эффузивы подобны, с одной стороны, породам валерьяновской и качарской серий, с другой – образованиям березиновской толщи (см. рис. 7–9) и, таким образом, занимают промежуточное положение

←
Рис. 7. Диаграммы $SiO_2 - (K_2O + Na_2O)$ (а), $SiO_2 - Fe/(Fe+Mg)$ (б) и $SiO_2 - K/(K + Na)$ (в) для раннекаменноугольных вулканитов Южного Урала

1 – березовская свита; 2 – греховская свита; 3 – полоцкая толща; 4 – вулканогенная толща Зауральской зоны; 5 – таяндинская толща; 6 – березиновская толща; 7 – александровская толща; 8, 9 – валерьяновская серия: 8 – северная часть, 9 – центральная и южная части Валерьяновской зоны; 10 – качарская серия; 11 – уймолинская и кисыксайская толщи

Поля на диаграмме $SiO_2 - (K_2O + Na_2O)$ [Le Maitre, 1989]: 1 – базальты, 2 – трахибазальты, 3 – тефриты и базаниты, 4 – андезибазальты, 5 – трахиандезибазальты, 6 – фенотефриты, 7 – андезиты, 8 – трахиандезиты, 9 – тефрифенолиты, 10 – дациты, 11 – трахидациты и трахиты, 12 – риолиты и трахириолиты



ние между двумя выделенными кластерами. При отсутствии количественных данных по элементам-примесям, вопрос о геотектонической позиции этих образований остается открытым.

Элементы-примеси

Доступные выборки кремнекислых каменноугольных вулканитов Южного Урала и Зауралья не обнаруживают статистически значимых различий (рис. 11, 12). Состав большей части пород подобен среднему составу верхней коры континентов [Taylor, McLennan, 1985]. К региональным геохимическим особенностям можно отнести контрастный Nb минимум и Zr максимум, общие для всех пород, анализировавшихся на эти элементы. Единичные пробы из валерьяновской серии и березиновской толщи существенно обеднены несовместимыми элементами, указывая на иной состав источника магм.

Содержания несовместимых литофильных элементов в базитах варьируют между таковыми эталонных E-MORB и OIB [Sun, McDonough, 1989] (рис. 13, 14). Для пород березовской и греховской свит типичен Nb минимум. В вулканитах полоцкой и березиновской толщ этот минимум выражен слабее, а для всех остальных подразделений количественные данные по содержаниям ниобия оказались недоступны. Породам полоцкой толщи свойственны наиболее высокие содержания Rb, что согласуется с повышенной калиевой щелочностью этих вулканитов. Для пород полоцкой и таяндинской толщ, а также вулканитов Зауралья характерны высокие содержания Zr и тяжелых РЗЭ, заметно превосходящие этот показатель в океанических эталонах (см. рис. 13, 14). Соответственно, La_n/Yb_n отношение в породах этих трех толщ низкое и не превышает 3–5, в то время как в прочих раннекаменноугольных вулканитах оно колеблется в более широких пределах, достигая 8 (валерьяновская серия и греховская свита) и 14 (березовская свита и качарская серия) – рис. 15, А, в. Для единственной пробы андезита таяндинской толщи значение La_n/Yb_n составляет 38.

Типизация вулканогенных комплексов

Разнообразие химического состава магматических пород, как известно, определяется составом источников магм, условиями генерации и эволюции расплавов. Наиболее очевидно различие между производными мантии и коры, соответственно, основного и кислого состава.

Большинство из изученных вулканогенных толщ имеет контрастный состав, включая продукты и коровых, и мантийных очагов при подчиненном распространении пород среднего состава. Подобные петрохимические серии типичны для ряда геодинамических обстановок, в том числе островных дуг, активных окраин континентов, задуговых бассейнов и континентальных рифтов. Отметим, что выплавление значительных объемов кислых магм возможно лишь за счет достаточно мощной континентальной коры. Дифференцированные серии с преобладанием андезитов, подобные вулканитам александровской толщи



Рис. 8. Вариационные петрохимические диаграммы для раннекаменноугольных вулканитов Южного Урала

Условные обозначения см. на рис. 7

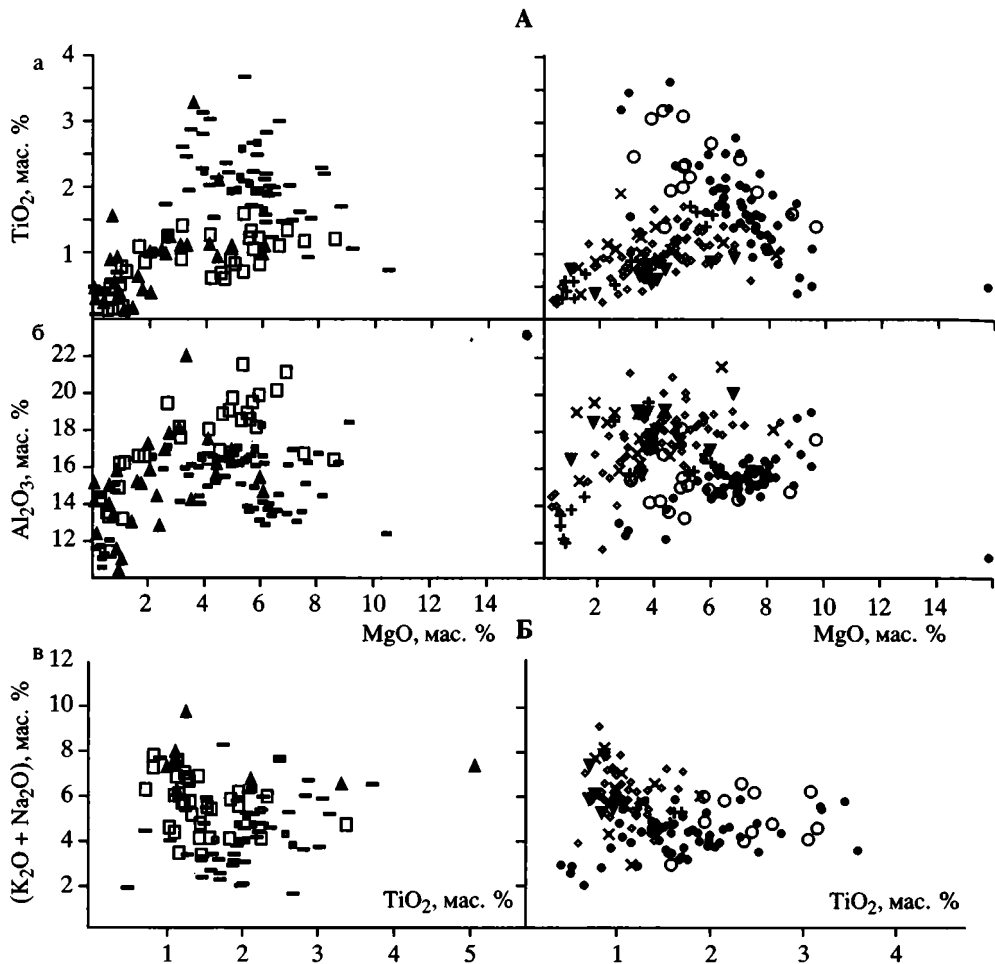


Рис. 9. Диаграммы MgO – TiO₂ (а) и MgO – Al₂O₃ (б) для раннекаменноугольных вулканитов Южного Урала (А) и диаграммы TiO₂–(K₂O + Na₂O) для вулканитов средне-основного состава (SiO₂ < 57%) (Б)

Условные обозначения см. на рис.7. Все вулканиты валерьяновской серии показаны одним знаком

и качарской серии, считаются индикатором активных зон перехода континент–океан [Магматические..., 1987]. Однородные базальтовые серии, представленные вулканогенной толщей Зауралья, формируются в обстановке растяжения – нередко в бассейнах с тонкой океанической корой, не участвующей в магмообразовании.

Анализ особенностей химического состава вулканитов позволяет сказать следующее.

Производные коровых источников. Микроэлементный состав кислых каменноугольных вулканитов Южного Урала в целом сходен со средним составом верхней континентальной коры [Taylor, McLennan, 1985], и лишь единичные пробы оказались взятыми из производных обедненных расплавов – вероятно, нижнекорового происхождения (см. рис. 6, 7). Судя по невысоким K/Na отноше-

Магнитогорская зона



Восточно-Уральская зона



Зауральская зона



Валерьяновская зона

Ж
валерьяновская
серия (северная часть
зоны)



И
валерьяновская
серия (центральная и
южная части
зоны)



Валерьяновская зона

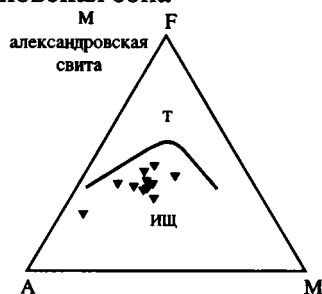
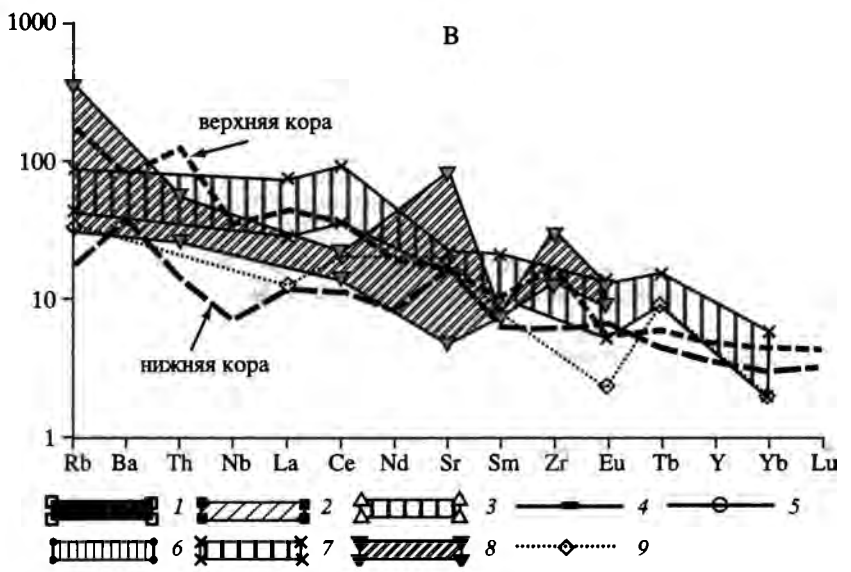
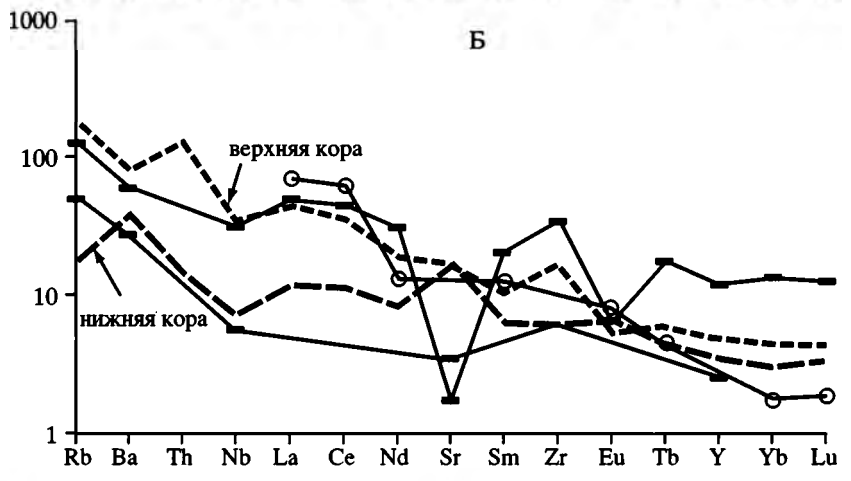
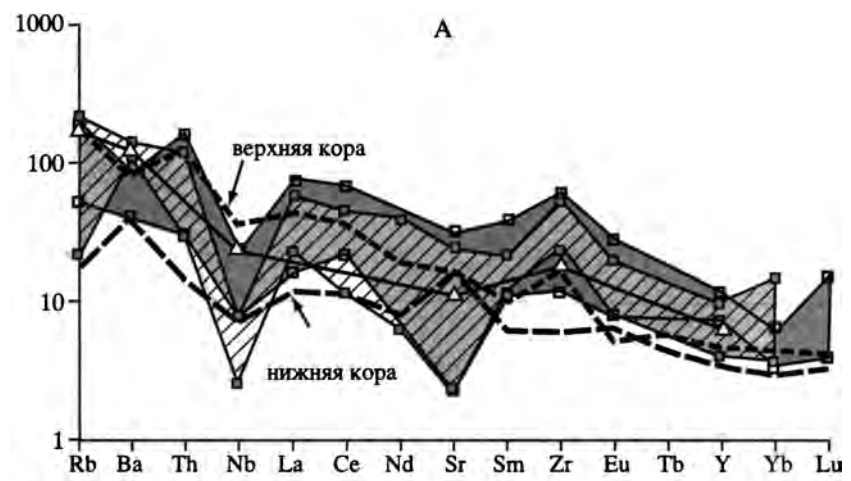


Рис. 10. Диаграммы AFM [Irvine, Barager, 1971] для раннекаменноугольных вулканитов Южного Урала

T и ИЩ, – соответственно, поля толеитовой и известково-щелочной серий. Условные обозначения см. на рис. 7

Порода/примитивная мантия [Sun, McDonough, 1989]



ниями и контрастными Nb аномалиям (см. рис. 7, в и рис. 11, 12), в коровом источнике значительную, если не главную, роль играли древние комплексы активных континентальных окраин. На мультикатионной диаграмме R1–R2 [Batchelor, Bowden, 1985] точки средне-кислых вулканитов группируются главным образом в полях надсубдукционных и постколлизийных образований, но немалая часть точек пород полоцкой толщи, а также березовской и березиновской свит выстраивается вдоль границы полей позднеорогенных и анорогенных магматитов (рис. 16), отражая тем самым участие в магмогенерации “внутриплитного” компонента. Латеральные изменения состава коровых производных проявлены сравнительно слабо, но все же согласуются с представлениями о формировании комплексов Валерьяновской и Магнитогорской зон на различном континентальном основании.

Производные мантйных и смешанных источников. Деление раннекаменноугольных средне-основных вулканических пород Южного Урала на два крупных кластера отражает различия в составе исходных магм и в условиях эволюции расплавов. Первое следует из различий химизма высокомагнезиальных базальтов (с содержаниями MgO от 8 до 11%), предположительно отвечающих по составу первичным выплавкам (см. рис. 9), второе – из различного наклона трендов дифференциации и разной полярности корреляции некоторых петрогенных оксидов (см. рис. 9, А).

В первом приближении, образования первого кластера (породы Магнитогорской и Валерьяновской зон) отвечают производным известково-щелочной серии – показателями активных зон перехода континент–океан [Магматические..., 1987; Wilson, 1989], но несколько отличаются от них повышенной щелочностью и титанистостью, свойственными внутриплитным вулканитам. В большей мере “внутриплитные” характеристики присущи вулканитам Магнитогорской зоны (см. рис. 15В, Г; см. рис. 9). Из современных вулканических серий подобными свойствами обладают образования запада Северной Америки, для которого выделен особый (калифорнийский) тип активных континентальных окраин [Магматические..., 1987]. Этому типу примерно и соответствует Магнитогорская зона в раннем карбоне – рифтогенные прогибы на молодом складчатом основании. Породы березовской и греховской свит, близкие по содержаниям петрогенных элементов, существенно различаются по микроэлементным характеристикам: вторые относительно обогащены Ti и Zr, но при этом обеднены Nb (см. рис. 9, Б и 15, Б). Возможно, это явление связано с погружением области магмогенерации, что в принципе подтверждается заметно меньшим объемом греховской свиты и отсутствием ее латерального смещения относительно березовской.

Общее обогащение и разброс содержаний крупноионных и высокозарядных элементов, свойственные вулканитам полоцкой толщи (см. рис. 7; 9, Б; 15, А, В), во многом напоминают аналогичные признаки образований континентальных рифтов, главными источниками магм для которых являются астеносфера и/или

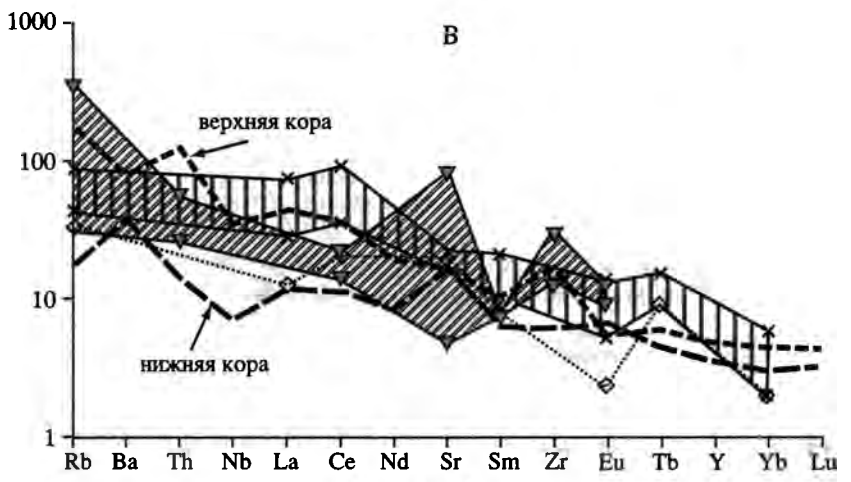
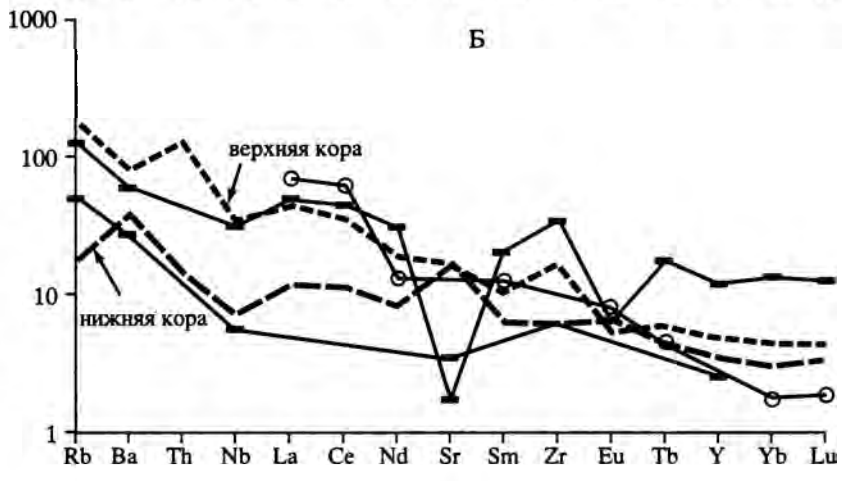
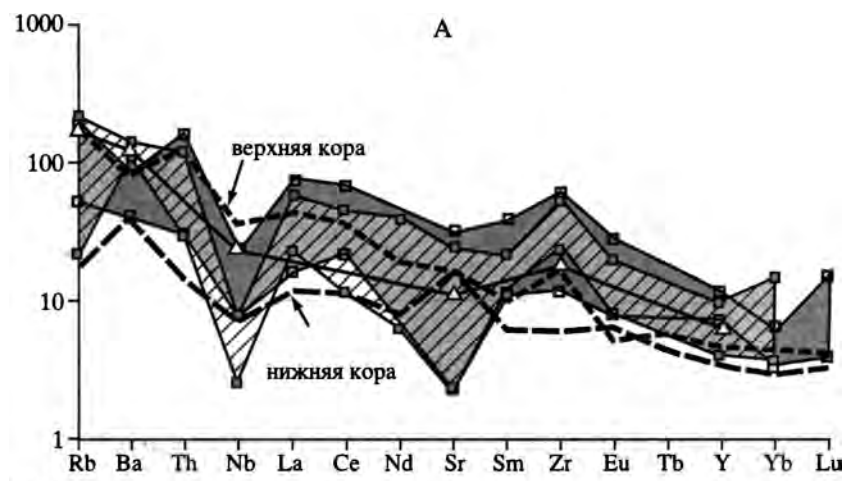


Рис. 11. Спайдеграммы вулканитов с содержаниями SiO₂ свыше 57% (нормированные по примитивной мантии, данные: [Sun, McDonough, 1989]. Для сравнения приведены спайдеграммы средних составов верхней и нижней континентальной коры [Taylor, McLennan, 1985]

А – Магнитогорская зона, Б – Восточно-Уральская и Зауральская зоны, В – Валерьяновская зона
Условные обозначения к рис. 11–14

Вулканогенные толщи, свиты и серии: 1 – березовская, 2 – греховская, 3 – полоцкая, 4 – березиновская, 5 – таяндинская, 6 – вулканогенная толща Зауральской зоны, 7 – качарская, 8 – александровская, 9 – валерьяновская

Порода/примитивная мантия [Sun, McDonough, 1989]



- | | | | | | | | | | |
|--|---|--|---|--|---|--|---|--|---|
| | 1 | | 2 | | 3 | | 4 | | 5 |
| | 6 | | 7 | | 8 | | 9 | | |

ниями и контрастными Nb аномалиям (см. рис. 7,в и рис. 11, 12), в коровом источнике значительную, если не главную, роль играли древние комплексы активных континентальных окраин. На мультикатионной диаграмме R1–R2 [Batchelor, Bowden, 1985] точки средне-кислых вулканитов группируются главным образом в полях надсубдукционных и постколлизийных образований, но немалая часть точек пород полоцкой толщи, а также березовской и березиновской свит выстраивается вдоль границы полей позднеорогенных и анорогенных магматитов (рис. 16), отражая тем самым участие в магмогенерации “внутриплитного” компонента. Латеральные изменения состава коровых производных проявлены сравнительно слабо, но все же согласуются с представлениями о формировании комплексов Валерьяновской и Магнитогорской зон на различном континентальном основании.

Производные мантийных и смешанных источников. Деление раннекаменноугольных средне-основных вулканических пород Южного Урала на два крупных кластера отражает различия в составе исходных магм и в условиях эволюции расплавов. Первое следует из различий химизма высокомагнезиальных базальтов (с содержаниями MgO от 8 до 11%), предположительно отвечающих по составу первичным выплавкам (см. рис. 9), второе – из различного наклона трендов дифференциации и разной полярности корреляции некоторых петрогенных оксидов (см. рис. 9,А).

В первом приближении, образования первого кластера (породы Магнитогорской и Валерьяновской зон) отвечают производным известково-щелочной серии – показателями активных зон перехода континент–океан [Магматические..., 1987; Wilson, 1989], но несколько отличаются от них повышенной щелочностью и титанистостью, свойственными внутриплитным вулканитам. В большей мере “внутриплитные” характеристики присущи вулканитам Магнитогорской зоны (см. рис. 15В, Г; см. рис. 9). Из современных вулканических серий подобными свойствами обладают образования запада Северной Америки, для которого выделен особый (калифорнийский) тип активных континентальных окраин [Магматические..., 1987]. Этому типу примерно и соответствует Магнитогорская зона в раннем карбоне – рифтогенные прогибы на молодом складчатом основании. Породы березовской и греховской свит, близкие по содержаниям петрогенных элементов, существенно различаются по микроэлементным характеристикам: вторые относительно обогащены Ti и Zr, но при этом обеднены Nb (см. рис. 9,Б и 15,Б). Возможно, это явление связано с погружением области магмогенерации, что в принципе подтверждается заметно меньшим объемом греховской свиты и отсутствием ее латерального смещения относительно березовской.

Общее обогащение и разброс содержаний крупноионных и высокозарядных элементов, свойственные вулканитам полоцкой толщи (см. рис. 7; 9,Б; 15,А, В), во многом напоминают аналогичные признаки образований континентальных рифтов, главными источниками магм для которых являются астеносфера и/или

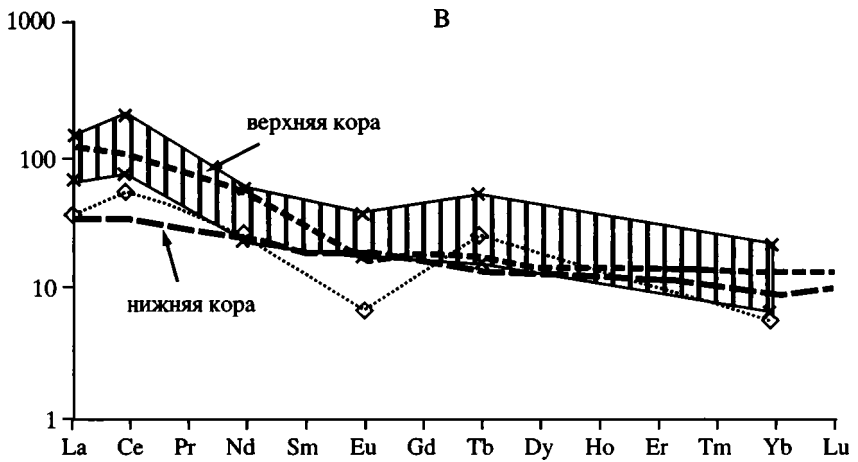
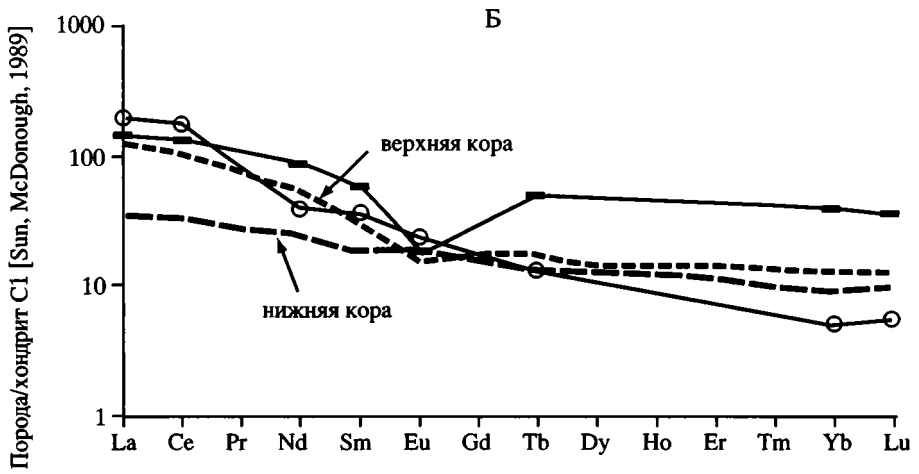
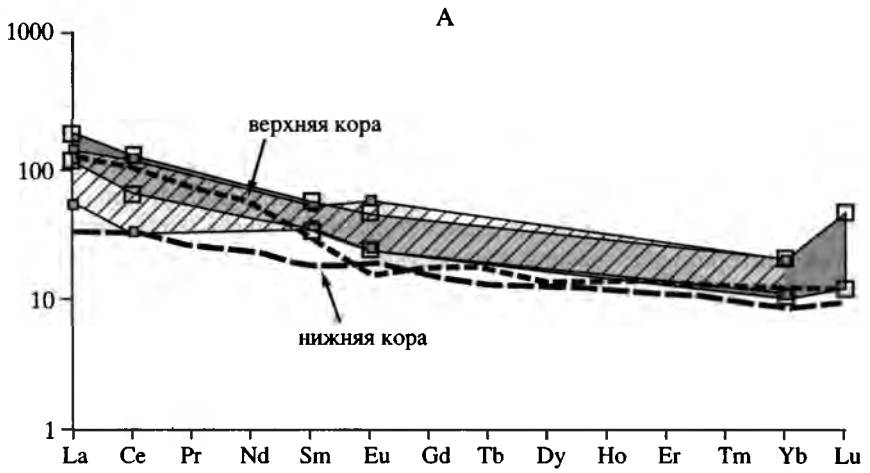


Рис. 11. Спайдеграммы вулканитов с содержаниями SiO₂ свыше 57% (нормированные по примитивной мантии, данные: [Sun, McDonough, 1989]. Для сравнения приведены спайдеграммы средних составов верхней и нижней континентальной коры [Taylor, McLennan, 1985]

А – Магнитогорская зона, Б – Восточно-Уральская и Зауральская зоны, В – Валерьяновская зона

Условные обозначения к рис. 11–14

Вулканогенные толщи, свиты и серии: 1 – березовская, 2 – греховская, 3 – полоцкая, 4 – березиновская, 5 – таяндинская, 6 – вулканогенная толща Зауральской зоны, 7 – качарская, 8 – александровская, 9 – валерьяновская



неравномерно метасоматизированная субконтинентальная мантия [Paslick et al., 1995].

Из всех включенных в рассмотрение образований наиболее близки к типичным комплексам активных окраин вулканиты Валерьяновской зоны: они представлены дифференцированными низкотитанистыми высокоглиноземистыми сериями, а на дискриминационных диаграммах их точки расположены в полях надсубдукционных пород, в отличие от точек всех остальных рассмотренных подразделений, тяготеющих к полям внутриплитных образований (см. рис. 15,В). В связи с этим, предположение об рифтогенной природе вулканогенных комплексов Валерьяновской зоны [Самаркин и др., 2000; Самаркин, Самаркина, 2002] представляется малоубедительным. Повышенную щелочность пород и значительную долю кремнекислых образований (см. рис. 6, 7,а) можно рассматривать как признаки окраины андийского типа [Магматические..., 1987]. В южной части Валерьяновской зоны распространены субщелочные натровые базальтоиды, подобные вулканитам задуговых бассейнов или тыловых зон активных окраин [Wilson, 1989]. Установить характер поперечной геохимической зональности Валерьяновской зоны имеющийся материал не позволяет. Вулканиты александровской толщи отличаются от валерьяновских лишь немного меньшей титанистостью и железистостью (см. рис. 7,б и 8,а), что не дает оснований для определения полярности зоны субдукции.

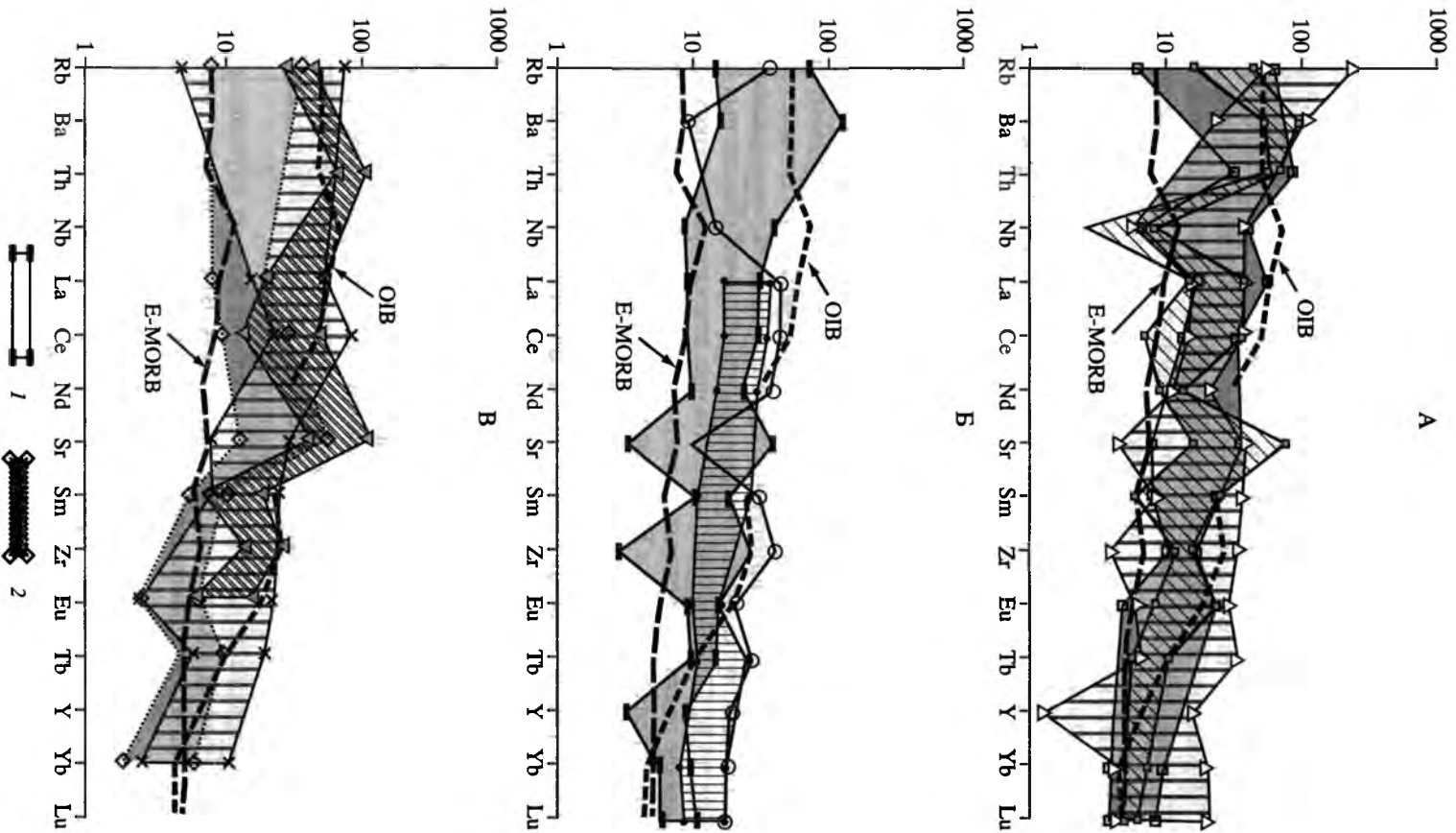
Породы второго кластера (Восточно-Уральская и Зауральская зоны) на многих диаграммах обнаруживают отклонение к толеитовому тренду (см. рис. 7,б и 10,г), что вместе с повышенной щелочностью и титанистостью указывает на их вероятную рифтогенную природу. На дискриминационных диаграммах точки этих вулканитов группируются в полях внутриплитных образований (см. рис. 15,В, Г). Эволюция расплавов при относительно низком кислородном потенциале подтверждается не только их повышенной железистостью, но и обратной корреляцией MgO и TiO₂, свидетельствующей об отсутствии фракционирования Fe-Ti оксидных фаз (см. рис. 9,Б). Признаки наиболее интенсивного растяжения при высоком тепловом потоке присущи однородным базальтоидам Зауралья и группе низкощелочных базальтов березиновской толщи (см. рис. 7,а и 10,г, е), во многом подобным MORB, но все же отличающимся от них повышенными содержаниями всех некогерентных литофильных элементов и особенно – Y и тяжелых РЗЭ (см. рис. 13, 14). Базиты таяндинской толщи на большинстве диаграмм занимают то же поле, что и породы вулканогенной толщи Зауралья, отличаясь лишь несколько более высокой кремнекислотностью (см. рис. 7–9). Вероятно, они сформированы за счет того же мантийного источника, но испытали более длительное кристаллизационное фракционирование. Наиболее вероятной причиной непостоянства состава базальтоидов березиновской толщи, выраженного, в частности, в резких колебаниях отношений Nb/Zr и Ti/Zr (см. рис. 15,Б), является гетерогенность источника.

Сравнительно невысокие La/Yb отношения во всех изученных вулканитах средне-основного состава (см. рис. 13, 14, 15,А, В) указывают на отсутствие значимого количества граната в рестите и, следовательно, на сравнительно неболь-

←
Рис. 12. РЗЭ-диаграммы для вулканитов с содержаниями SiO₂ свыше 57% (содержания нормированы по хондриту C1 [Sun, McDonough, 1989]). Для сравнения приведены диаграммы для средних составов верхней и нижней континентальной коры [Taylor, McLennan, 1985]

А – Магнитогорская зона, Б – Восточно-Уральская и Зауральская зоны, В – Валерьяновская зона
Условные обозначения см. на рис. 11

Порода/примитивная мантия [Sun, McDonough, 1989]



шие глубины магмогенерации (менее 70 км). Единственный образец андезита таяндинской толщи выделяется резко повышенным значением La/Yb , вероятно, вследствие генерации расплава за счет гранулит-базитового слоя коры. На диаграммах $La_n - La_n/REE_n$ [Allegre, Minster, 1978] точки большинства изученных вулканогенных толщ следуют наклонным трендам смещения – частичного плавления (рис. 15, А). Точки пород вулканогенной толщи Зауралья и александровской свиты выстроены вдоль субгоризонтальных трендов кристаллизационного фракционирования. Для полоцкой толщи и качарской серии отчетливые тренды нехарактерны, очевидно, вследствие гетерогенности источника и сложности процессов эволюции расплавов.

Таким образом, данные о химическом составе раннекаменноугольных вулканитов Южного Урала позволяют установить следующее.

1. Почти всем изученным подразделениям свойственны смешанные геохимические признаки надсубдукционных и внутриплитных образований. Наиболее вероятно формирование этих вулканических серий в обстановке, близкой к активной окраине “калифорнийского” типа.

2. Черты внутриплитных образований в большей степени характерны для вулканитов Восточно-Уральской и Зауральской зон, что отражает их формирование на более мощной и жесткой литосфере в сравнении с вулканитами Магнитогорской зоны.

3. Из всех рассмотренных вулканических серий породы Валерьяновской зоны наиболее близки к эталонным надсубдукционным образованиям активных континентальных окраин.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОГО УРАЛА И ЗАУРАЛЬЯ

Все исследователи, которые придерживаются мобилистских представлений, связывают формирование структуры Южного Урала с коллизией Восточно-Европейского и Казахстанского палеоконтинентов [Тектоника Урала, 1977; Формирование..., 1986; Иванов, 1998; Пучков, 2000; и др.]. При этом в коллизионной структуре оказались совмещенными комплексы, формировавшиеся в пределах активных окраин этих палеоконтинентов. Авторы настоящей работы придерживаются такой же точки зрения. Проведенный анализ особенностей строения, состава, вертикального и латерального распространения нижнекаменноугольных вулканогенных комплексов Южного Урала и Зауралья позволяет предложить новую оригинальную модель геодинамической эволюции окраин Восточно-Европейского и Казахстанского палеоконтинентов в раннекаменноугольное время.

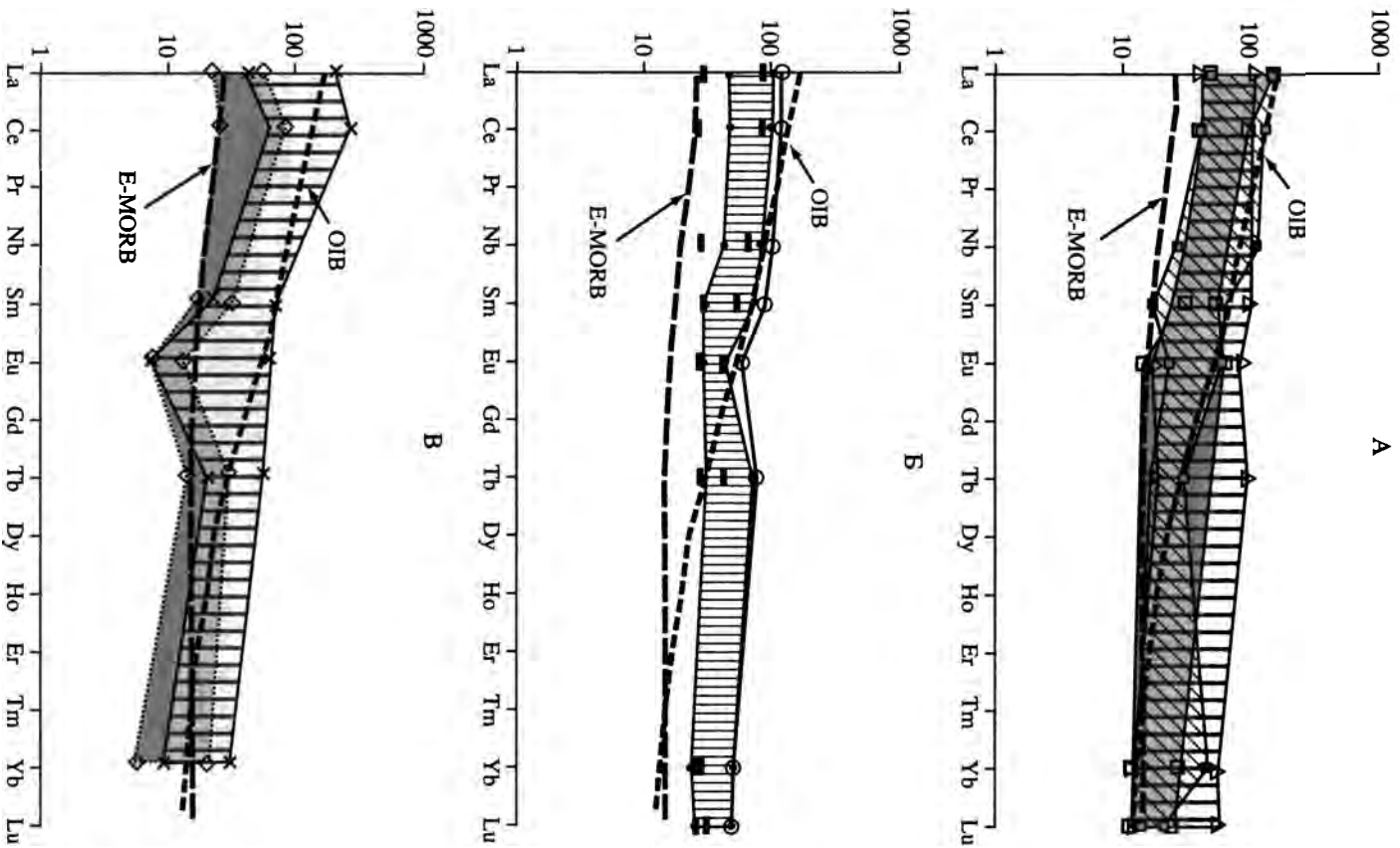
Рассмотрим сначала нижнекаменноугольные комплексы окраины Восточно-Европейского палеоконтинента. Реконструкция обстановок формирования вулканогенных комплексов, распространенных на востоке Южного Урала, не-



Рис. 13. Спайдеграммы вулканитов с содержаниями SiO_2 до 57% (нормированные по примитивной мантии, данные: [Sun, McDonough, 1989]). Для сравнения приведены спайдеграммы средних составов обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов (E-MORB) и внутриплитных базальтов океанов (OIB) [Sun, McDonough, 1989]

А – Магнитогорская зона, Б – Восточно-Уральская и Зауральская зоны, В – Валерьяновская зона
1 – березиновская толща, 2 – валерьяновская серия. Остальные условные обозначения см. на рис. 11

Порода/хондрит C1 [Sun, McDonough, 1989]



возможна без привлечения материалов о строении и составе каменноугольных образований, развитых в пределах древнего континента (Бельская зона) и в западных зонах Южного Урала (Зилаирская зона). Анализ этих данных позволяет сделать вывод о сложном строении окраины Восточно-Европейского палеоконтинента. Здесь к востоку от области преимущественно карбонатной седиментации (Бельская зона) продолжалось развитие унаследованного с позднего девона глубоководного флишевого прогиба (Зилаирская зона). Восточнее существенную роль в строении нижнекаменноугольных разрезов вновь играют терригенные и карбонатные породы (Магнитогорская и Восточно-Уральская зоны) [Пучков, 2000]. Таким образом, в раннекаменноугольное время к Восточно-Европейскому палеоконтиненту уже были приращены Магнитогорская островодужная система и Восточно-Уральский микроконтинент.

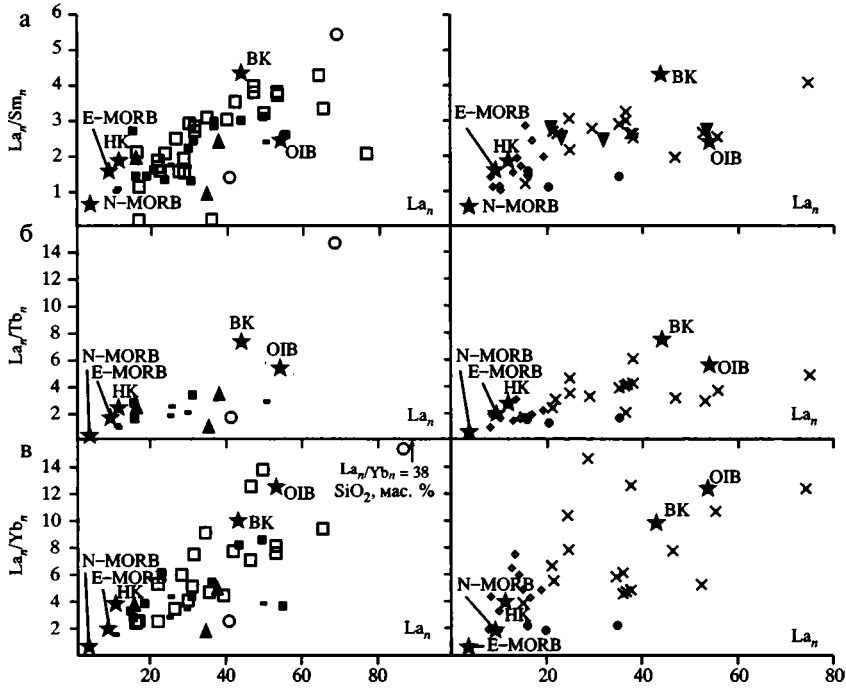
На фоне этой мелководной карбонатной седиментации Магнитогорская и Восточно-Уральская зоны в раннекаменноугольное время явились ареной проявления мощного вулканизма. Характерными чертами этого вулканизма являются: небольшая протяженность вулканических поясов (не более 200–250 км), быстрое замещение вулканитов как вкрест, так и по простиранию поясов терригенно-карбонатными породами, неустойчивость верхних и нижних возрастных границ начала и окончания вулканической деятельности (в целом отмечается омоложение времени начала вулканической деятельности с запада на восток почти на 20 млн лет). Для раннекаменноугольного вулканизма этих зон характерно сочетание известково-щелочного, бимодального субщелочного вулканизма и щелочных серий. Нередко излияния эффузивов были приурочены к грабенообразным структурам, с чем связаны резкие изменения мощностей вулканогенно-осадочных разрезов. Формирование некоторых грабенов могло быть связано с раскрытием присдвиговых трансенсивных структур типа пулл-апартов в ходе развития крупной региональной сдвиговой зоны. С подобными структурами в Восточно-Уральской зоне связано становление тоналит-плагиогранитовых интрузивов Каменской группы кособродского плутонического комплекса [Тевелев, 2000]. Эти особенности, по нашему мнению, свидетельствуют о формировании вулканогенных комплексов Магнитогорской и Восточно-Уральской зон в пределах активной окраины Балтии, которую в это время можно сопоставить с окраиной калифорнийского типа. Для южноуральской окраины такого типа (в отличие от запада США) характерно то, что формирование грабенообразных структур и излияния эффузивов различного состава происходило в пределах мелководной шельфовой области с терригенно-карбонатной седиментацией.

Комплексы окраины Казахстанского палеоконтинента в коллизионной структуре Южного Урала и Зауралья представлены образованиями Валерьяновской зоны. Вулканогенные толщи этой зоны слагают протяженный (до 1500 км) пояс, южным продолжением которого являются вулканоплутонические ассоциации Бельтау-Кураминской зоны Северного Тянь-Шаня. Вулканиты Валерьяновской зоны представлены дифференцированными низкотитанисты-

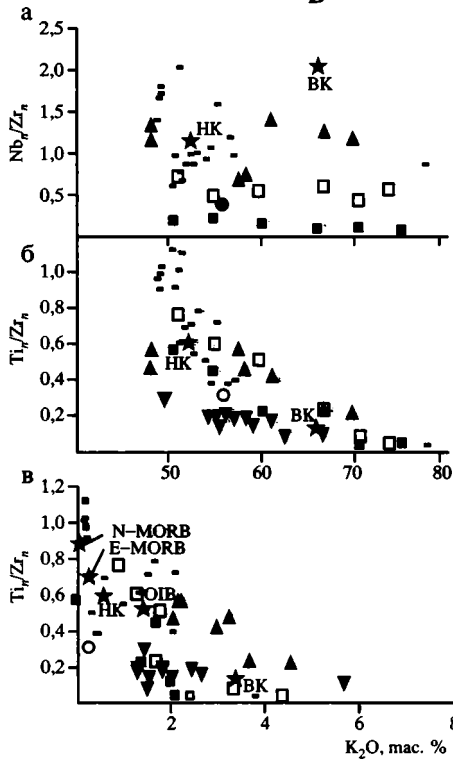
←
Рис. 14. РЗЭ-диаграммы для вулканитов с содержаниями SiO_2 до 57% (содержания нормированы по хондриту C1 [Sun, McDonough, 1989]). Для сравнения приведены спайдеграммы средних составов обогащенных базальтов срединно-океанических хребтов (E-MORB) и внутриплитных базальтов океанов (OIB) [Sun, McDonough, 1989]

А – Магнитогорская зона, Б – Восточно-Уральская и Зауральская зоны, В – Валерьяновская зона
Условные обозначения см. на рис. 11 и 13

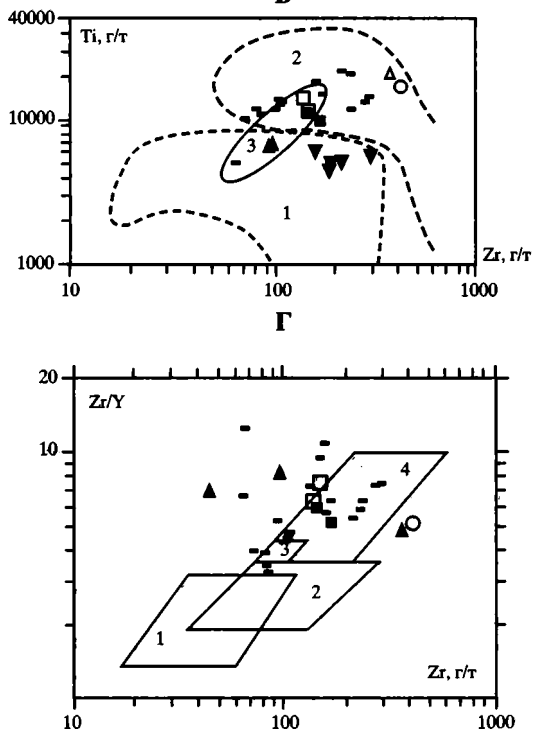
A

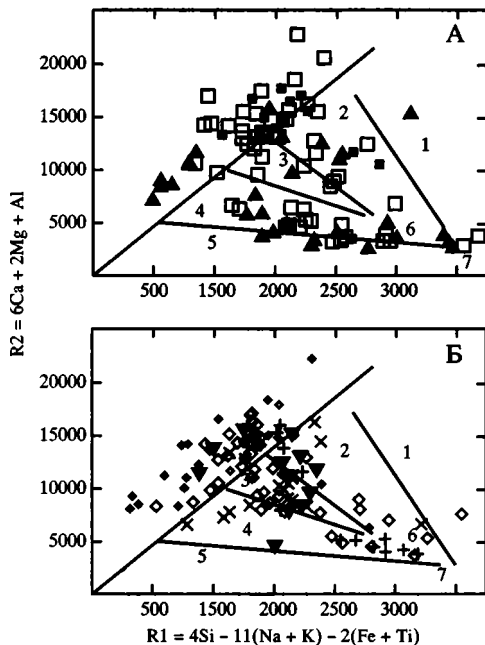


Б



В





ми высокоглиноземистыми сериями и наиболее близки к комплексам активных континентальных окраин. Учитывая их структурное положение на краю Казахстанского континентального блока, его окраину можно отнести к андскому типу. Отличительной чертой западной (современные координаты) окраины Казахстанского блока в раннекаменноугольное время являлось широкое распространение мелководно-морских терригенно-карбонатных осадков и формирование вулканогенно-осадочных толщ в Валерьяновском окраинно-континентальном поясе в субаквальной обстановке.

Таким образом, данные о строении и составе вулканогенно-осадочных комплексов Магнитогорской и Восточно-Уральской зон, с одной стороны, и Валерьяновской зоны – с другой, подтверждают широко распространенные представления о формировании комплексов этих зон в пределах активных окраин, соответственно, Восточно-Европейского и Казахстанского палеоконтинентов. Однако, в отличие от известных реконструкций, полученные новые материалы



Рис. 15. Диаграммы составов раннекаменноугольных вулканитов Южного Урала

А – диаграммы La_n-La_n/REE_n [Allegre, Minster, 1978] (содержания нормированы по составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]; звездочками отмечены эталонные составы базальтов срединно-океанических хребтов (N-MORB и E-MORB), внутриплитных базальтов океанов (OIB), нижней (НК) и верхней (ВК) континентальной коры (данные из: [Sun, McDonough, 1989; Taylor, McLennan, 1985]).

Б – диаграммы SiO_2-Nb_p/Zr_n (а), SiO_n-Ti_p/Zr_n (б) и K_2O-Ti_p/Zr_n (в) (содержания элементов-примесей нормированы по составу примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]; звездочками отмечены эталонные составы нижней (НК) и верхней (ВК) континентальной коры (данные из: [Taylor, McLennan, 1985]).

В – дискриминационная диаграмма Zr-Ti [Pearce, 1982] ($SiO_2 < 57\%$); поля составов пород: 1 – островных дуг и активных континентальных окраин, 2 – внутриплитных обстановок, 3 – срединно-океанических хребтов.

Г – дискриминационная диаграмма Zr-Zr/Y [Pearce, Norry, 1979] ($SiO_2 < 57\%$); поля составов пород: 1 – островных дуг, 2 – срединно-океанических хребтов, 3 – E-MORB, 4 – внутриплитных обстановок.

Остальные условные обозначения см. на рис. 7. Все вулканиты валерьяновской серии показаны одним знаком

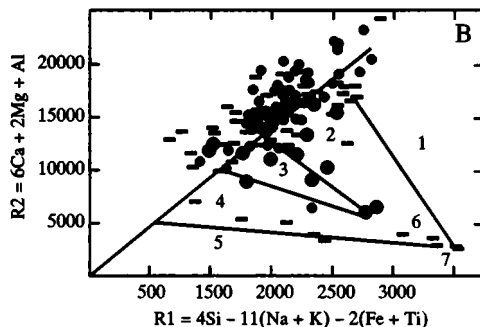


Рис. 16. Мультикатионная диаграмма R1-R2 [Batchelor, Bowden, 1985] для раннекаменноугольных вулканитов Южного Урала

Поля составов пород: 1 – дифференциатов мантийных магм, 2 – надсубдукционных, 3 – постколлизийных поднятий, 4 – позднерогенных, 5 – анорогенных, 6 – синколлизийных, 7 – посторогенных. Остальные условные обозначения см. на рис. 7

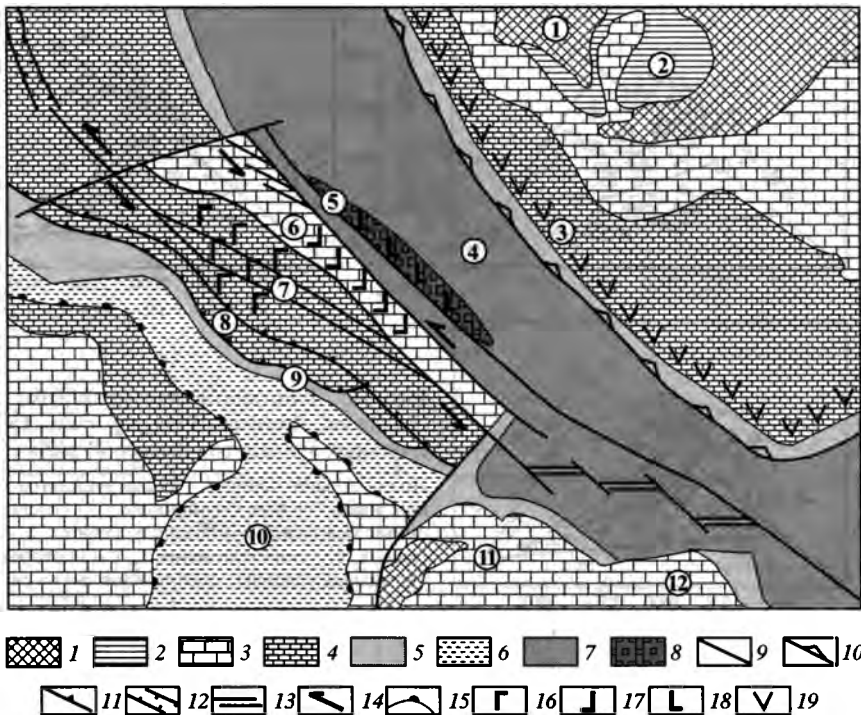


Рис. 17. Палеогеодинамическая реконструкция Уральского палеоокеана для раннекаменноугольного времени (с использованием: [Атлас..., 2000], с изменениями и дополнениями)

1 – суши (пенепленизированные равнины, мелкосопочник и озерно-аллювиальные равнины); 2 – равнины низменные, периодически заливаемые морем; 3 – шельфы внутренние, прибрежные мелководья; 4 – шельфы внешние, открытые; 5 – склоны континентов и островных дуг; 6 – прогибы на континентальной коре с кремнисто-сланцевым осадконакоплением; 7 – абиссальные равнины океанов и краевых морей; 8 – поднятия с утолщенной океанической корой; 9–13 – активные тектонические структуры: 9 – трансформные разломы, сдвиги и разломы не уточненной природы; 10 – зоны субдукции (океанические желоба); 11 – надвиги и тектонические покровы; 12 – континентальные рифты; 13 – оси спрединга (океанические рифты); 14 – направленные перемещений по сдвигам; 15 – конседиментационные уступы; 16–19 – вулканические комплексы: 16 – Магнитогорской зоны, 17 – Восточно-Уральской зоны, 18 – Зауральской зоны, 19 – Валерьяновской зоны

Цифрами на схеме обозначены: 1 – Кокчетавский массив; 2 – Тенизский континентальный бассейн; 3 – Валерьяновский окраинно-континентальный пояс; 4 – Уральский палеоокеан; 5 – Зауральское поднятие с утолщенной океанической корой; 6, 7 – вулканические пояса на активной окраине “калифорнийского” типа: 6 – Восточно-Уральский, 7 – Магнитогорский; 8 – Уралтауская зона; 9 – Зилаирский бассейн; 10 – Прикаспийский бассейн; 11, 12 – континентальные блоки: 11 – Устюртский, 12 – Амударьинский

позволяют сопоставлять раннекаменноугольные обстановки на южноуральской окраине Балтии с процессами на калифорнийской окраине Северной Америки. Но эта аналогия не является полной, а южноуральская окраина обладает многими отличительными чертами (рис. 17).

Учитывая, что в раннекаменноугольное время Восточно-Европейский и Казахстанский континенты еще разделялись бассейном с океанической корой, можно предположить, что в коллизивной структуре Южного Урала и Зауралья, кроме комплексов окраин континентов, сохранились и образования, формировавшиеся в этом бассейне. Обнаружение таких образований возможно в Зауральской зоне, имеющей наиболее сложную структуру, в которой, наряду с

перемешанными комплексами окраин обоих континентальных блоков, могут присутствовать и фрагменты коры разделявшего их бассейна. Выделенная в Зауральской зоне нижнекаменноугольная вулканогенная толща и ассоциирующие с ней габброиды могут рассматриваться в качестве фрагментов коры бассейна с океанической корой. Однако по составу базальты этой толщи отличаются от типичных MORB повышенными содержаниями всех некогерентных литофильных элементов.

Поэтому вулканогенная толща Зауралья не является аналогом образований спрединговых зон и может сопоставляться с комплексами внутриплитных поднятий, имеющих океаническую кору значительной мощности. Скорее всего, благодаря большой мощности коры этот комплекс сохранился в современной структуре, а не был поглощен в зоне субдукции. Возможно, дальнейшее изучение Зауральской зоны позволит обнаружить и комплексы раннекаменноугольных спрединговых зон.

Вместе с тем, необходимо признать, что предложенная интерпретация геодинамических обстановок формирования базитовых комплексов Зауралья не является единственно возможной. Если предположить значительную деструкцию континентальной коры при быстром рифтинге, то нельзя исключить и рифтогенную природу этих образований.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 03-05-64782); грантов “Университеты России и Научные школы” (НШ-326-2003.5); Программы ОНЗ РАН “Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса: от палеоокеана к континенту”.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас литолого-палеогеографических и структурных карт центральной части Евразии (юго-восток Европейской части России) / И.Б. Филиппова, А.К. Бухарин, В.А. Буш и др. М.: Ин-т тектоники литосферных плит РАН, 2000 (Электронная версия).
- Вулканизм Южного Урала / И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов и др. М.: Наука, 1992. 197 с.
- Геология и полезные ископаемые юго-востока Тургайского прогиба и Северного Улытау. Т. 1. Алма-Ата: Наука, 1984. 232 с.
- Геология СССР. Т. 21: Западный Казахстан, ч. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1970. 880 с.
- Геология СССР. Т. 34: Тургайский прогиб, ч. 1: Геологическое описание. М.: Недра, 1971. 536 с.
- Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М.* и др. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Евразии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7/8. С. 59–75.
- Железорудные формации Зауралья. Свердловск: УрО АН СССР, 1987. 232 с.
- Зоненшайн Л.П., Кориневский В.Г., Казьмин В.Г.* и др. Строение и развитие Южного Урала с точки зрения теории литосферных плит // История развития Уральского палеоокеана. М.: Наука, 1984. С. 6–56.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.Д.* Тектоника литосферных плит территории СССР: В 2 кн. М.: Недра, 1990. Кн. 1. 328 с.
- Иванов К.С.* Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала. Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Екатеринбург, 1998. 252 с.
- Иванов С.Н., Семенов И.В., Червяковский Г.Ф.* Рифтогенез в предконтинентальной стадии развития Урала // ДАН СССР. 1984. Т. 274, № 2. С. 387–391.
- Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А.* Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 490).
- Литвин П.А.* Новые данные о строении и возрасте осадочно-вулканогенной толщи верховьев р. Аят // Геология Тургайского прогиба. Л.: ВСЕГЕИ, 1961. Вып. 1. С. 21–25.

- Магматические горные породы. Т. 6: Эволюция магматизма в истории Земли. М.: Наука, 1987. 438 с.
- Мамаев Н.Ф. Геологическое строение и история развития восточного склона Южного Урала. Свердловск: УФ АН СССР, 1965. 169 с. (Тр. ИГиГ; Вып. 73).
- Мосейчук В.М., Яркова А.В., Михайлов И.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. 2-е изд. Сер. Южно-Уральская. Лист N-40-XXX. Объяснительная записка. Челябинск, 2000.
- Пелевин И.А. Состав, строение и возраст каменноугольных отложений Старокарабутаковского грабена Восточных Мугоджар // Новые данные по стратиграфии палеозоя Урала и Средней Азии. Екатеринбург: УрО РАН, 1992. С. 77–87.
- Пелевин И.А., Иванов К.С. Новые данные по стратиграфии и тектонике осадочно-вулканогенных толщ карбона Иргизской зоны Мугоджар // Материалы по стратиграфии и палеонтологии Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. С. 84–95.
- Попов В.С., Тевелев А.В., Беляцкий Б.В. и др. Изотопный Rb-Sr возраст Неплюевского плутона и близлежащих интрузивных тел (Южный Урал) // Докл. РАН. 2003. Т. 391, № 1. С. 89–94.
- Правикова Н.В., Вострецова Е.С. Геодинамические обстановки формирования базитовых комплексов раннего – начала среднего карбона на Южном Урале (Зауральский мегаблок) // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. М.: ГЕОС, 2004. С. 78–81.
- Пумпянский А.М. Каменноугольные отложения Тюменско-Кустанайского прогиба // Биостратиграфия и литология верхнего палеозоя Урала. Свердловск: ИГиГ УрО АН СССР, 1988. С. 27–42.
- Пумпянский А.М. Каменноугольные отложения Курганского Зауралья. Рудный, 1999. С. 55–62 (Топорковские чтения; Вып. 4).
- Путеводитель экскурсии по разрезам карбона восточного склона Южного Урала (Магнитогорский синклиорий). Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1972. 115 с. (Материалы к симпоз. по стратиграфии каменноугольных отложений Урала).
- Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.
- Салихов Д.Н., Митрофанов В.А. Интрузивный магматизм верхнего девона – нижнего карбона Магнитогорского мегасинклиория (Южный Урал). Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1994. 89 с.
- Салихов Д.Н., Яркова А.В. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклиория. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1992. 136 с.
- Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я. Сравнительная геологическая и петрохимическая характеристика раннекаменноугольных железноносных вулканических серий северного и южного сегментов Валерьяновского пояса (Урал) // Урал. геол. журн. 2002. № 3 (27). С. 3–36.
- Самаркин Г.И., Самаркина Е.Я., Пумпянский А.М. Геологические, петрохимические и геохимические особенности железноносных вулканических серий северной части Валерьяновского пояса (Урал) // Там же. 2000. № 4 (16). С. 85–122.
- Смирнов Е.П. Субщелочные вулканические породы в карбоне среднего Зауралья // Вопросы петрологии вулканитов Урала. Свердловск, 1975. С. 71–76. (Труды. ИГиГ УНЦ АН СССР; Вып. 106).
- Сначев В.И., Шулькин Е.П., Муркин В.П., Кузнецов Н.С. Магматизм Восточно-Уральского пояса Южного Урала. Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. 179 с.
- Тевелев А.В. Особенности развития магматизма и формирования складчато-покровной структуры южной части Восточно-Уральского мегаблока // Общие вопросы тектоники: Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 510–514. (Материалы XXXIII Тектон. совещ.).
- Тевелев Ал.В., Кошелева И.А. Геологическое строение и история развития Южного Урала: (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье). М.: Изд-во МГУ, 2002. 124 с.
- Тектоника Урала: (Объяснительная записка к Тектонической карте Урала масштаба 1 : 1 000 000) / Под ред. А.В. Пейве, С.Н. Иванова, А.С. Перфильева, В.Н. Пучкова. М.: Наука, 1977. 148 с.
- Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 248 с.
- Шенгер А., Натальин Б.А., Буртман В.С. Тектоническая эволюция алтаид // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7/8. С. 41–58.
- Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии. М.: Наука, 1984. 264 с.
- Allegre C.J., Minster J.F. Quantitative models of trace element behaviour in magmatic processes // Earth Planet. Sci. Lett. 1978. Vol. 38. P. 1–25.

- Batchelor R.A., Bowden P.* Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters // *Chem. Geol.* 1985. Vol. 48. P. 43–55.
- Irvine T.N., Barager W.R.A.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // *Canad. J. Earth Sci.* 1971. Vol. 8. P. 523–548.
- Le Maitre R.W.* (ed.). A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford: Blackwell sci. publ. 1989. 265 p.
- Paslick C., Halliday A., James D., Dawson J.B.* Enrichment of the continental lithosphere by OIB melts: Isotopic evidence from the volcanic province of northern Tanzania // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1995. Vol. 130. P. 109–126.
- Pearce J.A.* Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries // *Andesites / Ed. R.S. Thorpe.* Chichester: Wiley, 1982. P. 525–548.
- Pearce J.A., Norry M.J.* Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y and Nb variation in volcanic rocks // *Contrib. Miner. and Petrol.* 1979. Vol. 69. P. 33–47.
- Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // *Magmatism in ocean basins. L.*, 1989. P. 313–345. (Geol.Soc.Spec.Publ.; N 42).
- Taylor S. R., McLennan S. M.* The continental crust: Its composition and evolution. Oxford: Blackwell Sci. publ., 1985. 380 p.
- Wilson M.* Igneous petrogenesis: A global tectonic approach. Boston: Unwin Hyman, 1989. 275 p.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
С.Г. Самыгин, В.С. Милеев, Б.Г. Голионко Зона Уралтау: геодинамическая природа и структурная эволюция	9
В.А. Аристов, Д.В. Борисёнок, С.В. Руженцев Конодонтовая стратиграфия девонских отложений западного склона Южного Урала.....	36
С.В. Руженцев “Фациальные” покровы в структуре западного склона Южного Урала	56
А.В. Рязанцев, Д.В. Борисёнок, С.В. Дубинина, Е.А. Калинина, Н.Б. Кузнецов, Е.А. Матвеева, В.А. Аристов Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе Медногорских колчеданных месторождений	84
Д.В. Борисёнок, А.В. Рязанцев Вулканогенные комплексы нижнего палеозоя в области сочленения Сакмарской и Присакмаро-Вознесенской зон Южного Урала	135
Г.Н. Савельева, К.Е. Дегтярев, Д.В. Борисёнок Офиолиты Южного Урала: реликты единой океанической структуры?	154
А.А. Разумовский, О.В. Астраханцев Структурные особенности дайкового комплекса офиолитовой ассоциации Хабарнинского массива	179
А.В. Тевелев, К.Е. Дегтярев, П.Л. Тихомиров, И.А. Кошелева, А.М. Косарев, В.М. Мосейчук, Н.В. Правикова, Т.Н. Сурин Геодинамические обстановки формирования каменноугольных вулканических комплексов Южного Урала и Зауралья	213

CONTENTS

Preface.....	5
S.G. Samygin, V.S. Mileev, B.G Golionko Uraltau zone: geology and structural evolution.....	9
V.A. Aristov, D.V. Borisenok, S.V. Ruzhentsev Conodont stratigraphy of the Devonian deposits of the Southern Urals slope	36
S.V. Ruzhentsev “Facial” nappes in the structure of the Southern Urals	56
A.V. Ryazantsev, D.V. Borisenok, S.V. Dubinina, E.A. Kalinina, N.B. Kuznetsov, E.A. Matveeva, V.A. Aristov Total structure of the Sakmar zone of the Southern Urals in the district of Mednogorsk sulphur deposits	84
D.V. Borisenok, A.V. Ryazantsev Lower Palaeozoic volcanic complexes at the junction of Sakmar and Prisakmar-Vosnesenskaya zones of the Southern Urals	135
G.N. Savelieva, K.E. Degtyarev, D.V. Borisenok Southern Urals ophiolites: relics of single oceanic stucture?.....	154
A.A. Razumovsky, O.V. Astrakhantsev Structural features of sheeted dike complex of the ophiolite assemblage of Khabarninsky massif	179
A.V. Tevelev, K.E. Degtyarev, P.L. Tikhomirov, I.A. Kosheleva, A.M. Kosarev, V.M. Moseichuk, N.V. Pravikova, T.N. Surin Geodynamic settings of the Carboniferous volcanic complexes of the Southern Urals and Zauralie.....	213

Научное издание

**ОЧЕРКИ
ПО РЕГИОНАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКЕ**

**Т о м 1
Южный Урал**

Труды ГИН РАН, вып. 561

*Утверждено к печати
Редакционной коллегией
Геологического института
Российской академии наук*

Зав. редакцией *Н.А. Степанова*
Редактор *И.М. Ерофеева*
Художник *Ю.И. Духовская*
Художественный редактор *В.Ю. Яковлев*
Технический редактор *З.Б. Павлюк*
Корректоры *А.В. Морозова, Е.Л. Сысоева*

Подписано к печати 01.12.2004
Формат 70 × 100 1/16. Гарнитура Таймс
Печать офсетная
Усл.печ.л. 20,8. Усл.кр.-отг. 21,5. Уч.-изд.л. 21,5
Тираж 450 экз. Тип. зак. 3791

Издательство “Наука”
117997, Москва, Профсоюзная ул., 90

E-mail: secret@naukaran.ru
Internet: www.naukaran.ru

Отпечатано с готовых диапозитивов
в ГУП “Типография “Наука”
199034, Санкт-Петербург, 9 линия, 12

ТРУДЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА



ISBN 5-02-033275-5



9 785020 332751

НАУКА