

А. В. Сначёв
В. Н. Пучков
Д. Е. Савельев
В. И. Сначёв

ГЕОЛОГИЯ

Арамильско-Сухтелинской зоны Урала



Российская Академия Наук
Уфимский научный центр
Институт Геологии

А. В. Сначёв
В. Н. Пучков
Д. Е. Савельев
В. И. Сначёв

ГЕОЛОГИЯ
АРАМИЛЬСКО-СУХТЕЛИНСКОЙ
ЗОНЫ УРАЛА

Уфа — 2006

УДК
ББК
Г-35

Сначёв А.В., Пучков В.Н., Савельев Д.Е., Сначёв В.И.
Геология Арамилско-Сухтелинской зоны Урала. Уфа:
ДизайнПолиграфСервис, 2006. – 176 с.

ISBN

Книга посвящена всестороннему описанию геологии (стратиграфии, тектоники, петрологии, палеогеодинамики, металлогении) Арамилско-Сухтелинской зоны Урала, слабо освещенной в литературе. Эта зона занимает ключевую позицию на стыке Южного и Среднего Урала, располагаясь между Магнитогорской (в узком понимании), Восточно-Уральской и Тагильской зонами. В работе показано, что рассматриваемая территория по своей истории развития наиболее близка Магнитогорской зоне, на продолжении которой она находится. Однако, будучи шарьированной на высоко стоящие сиалические блоки и глубоко эродированной, она почти не содержит в своих пределах девонских островодужных формаций, которые располагаются только на ее периферии. Принадлежность девонской островной дуге устанавливается преимущественно по косвенным данным. Особое внимание уделено широко распространенным офиолитам и породам силурийской черносланцевой формации, образующим обнаженное основание островной дуги. Показана перспективность черносланцевой формации на обнаружение благороднометалльного оруденения.

Табл. 7, Ил. 57, Прил. 10.

Ответственный редактор: член-корреспондент РАН В.Н. Пучков.

На обложке: фото

ISBN

© А.В. Сначёв, В.Н. Пучков, Д.Е. Савельев, В.И. Сначёв

Введение

Арамильско-Сухтелинской зоне, занимающей пограничное, узловое положение на севере Южного и на юге Среднего Урала и располагающейся между Магнитогорской, Восточно-Уральской и Тагильской зонами первого порядка, уделялось в опубликованной литературе незаслуженно мало внимания (фиг. 1, здесь и далее фиг.— см. цветную вкладку). Ее структурные связи и геодинамическая характеристика дискуссионны. Связано это прежде всего с относительно плохой обнаженностью, слабой изученностью рассматриваемой территории, скудностью фаунистических находок, отсутствием необходимого банка петрогеохимических данных по всем разновидностям пород. Нет обобщенного описания зоны — не только монографического, но даже и в виде отдельной статьи. Предлагаемая работа ставит своей целью хотя бы отчасти восполнить этот пробел.

В последнее время в связи с возобновлением геологосъемочных работ в пределах Южноуральского региона получен новый фактический материал, который позволил вернуться к рассмотрению проблемы формирования Арамильско-Сухтелинской зоны, уточнить некоторые ранее устоявшиеся положения, касающиеся как отдельных габбро-гипербазитовых массивов и стратиграфических подразделений, так и офиолитовой ассоциации в целом.

Изучение Арамильско-Сухтелинской зоны актуально не только с научной, но и с практической точки зрения. Известно, что породы альпинотипной дунит-гарцбургитовой формации перспективны на хромитовое оруденение и элементы группы платины, а углеродистые отложения — на золото, молибден, вольфрам, ванадий, платиноиды и другие элементы.

Главной целью данной работы является реконструкция палеогеодинамических условий формирования Арамильско-Сухтелинской зоны в палеозое. В соответствии с поставленной целью решались следующие задачи:

1. Обобщение данных о стратиграфии, тектонике и глубинном строении зоны.

2. Создание банка данных по петрогеохимии гипербазитов, габброидов, базальтов и углеродистых, «черных» сланцев и его обработка с целью выяснения генезиса, формационной принадлежности и перспектив на оруденение.

3. Сопоставление петрогеохимических особенностей пород различных частей Арамилско-Сухтелинской зоны между собой, с одно-возрастными образованиями соседних структурно-формационных зон, а также с таковыми современных геодинамических обстановок.

4. Разработка представлений о современном строении Арамилско-Сухтелинской зоны и палеогеодинамической модели ее формирования.

5. На основе уточненной интерпретации геологии и истории развития зоны — формирование нового взгляда на металлогеническую специализацию территории.

В течение ряда лет авторы (кроме В.Н. Пучкова) участвовали на хоздоговорной основе в проведении геологосъемочных работ в пределах листов N-41-VII и N-41-XIII (M-6 1:200 000, новая серия), сотрудничая с отрядами ОАО «Челябинскгеосъемка». Авторы не работали лишь в самой северной, собственно Арамилской части зоны, и поэтому вопросы, касающиеся деталей ее строения, в данной монографии не затрагиваются. С другой стороны, поскольку в рассматриваемой зоне отсутствуют на поверхности докембрийские отложения, мы сочли целесообразным осветить некоторые особенности строения расположенного рядом Ларинского купола, который, строго говоря, не относится к Сухтелинско-Арамилской зоне, а обнаруживает черты родства с Ильменогорско-Сысертской куполообразной структурой, на непосредственном продолжении которой он и находится.

Помимо геологических наблюдений, авторами собран большой аналитический материал по углеродистым сланцам, базальтам, габброидам, гипербазитам, включающий в себя: 225 силикатных и 103 атомно-абсорбционных (Co, Ni, Cr) анализов, выполненных в химических лабораториях ИГ УНЦ РАН (аналитики С.А. Ягудина и Н.Г. Христофорова) и ОАО «Челябинскгеосъемка»; около 150 анализов на 37 элементов-примесей, в том числе РЗЭ, выполненных нейтронно-активационным методом в Испытательном центре «ЦЛАВ» при Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского (Москва, зав. лаб. Г.М. Колесов). Тем же методом в ГЕОХИ анализировались 37 образцов слабоизмененных углеродистых отложений на весь спектр благородных элементов. Химико-спектральным методом определялись Pt, Pd, Rh, Ir, Ru, Au, Ag в 27 сульфидизированных и метасоматически измененных углеродистых отложениях (Москва, ИГЕМ, зав. лаб. В.В. Дистлер). Пробирным анализом на Au и Ag исследовались 23 образца сульфидизированных черносланцевых отложений (химическая

лаборатория ОАО «Челябинскгеосъемка»). Проведено 27 определений $C_{орг}$ в углеродистых отложениях количественным химическим анализом (АСИЦ ВИМС, зав. лаб. С.В. Кордюков). Анализ 25 золотин и породообразующих минералов выполнен на растровом сканирующем микроскопе JSM—840 с приставкой «Link» в ИПСМ РАН (г. Уфа). Кроме того, использовано более 300 спектральных анализов (31 элемент) по всей рассматриваемой территории, а также карты литогеохимических аномалий, принадлежащих ОАО «Челябинскгеосъемка». Изготовлено и описано 250 шлифов основных и ультраосновных пород.

Была проработана обширная опубликованная литература, учтены и неопубликованные результаты исследований многочисленных предшественников, работавших в производственных организациях, таких как В.В. Бабкин, Ю.П. Бердюгин, О.Я. Долгова, Г.Г. Кораблев, В.П. Костарев, Г.П. Кузнецов, Н.С. Кузнецов, В.Я. Левин, Н.Ф. Мамаев, Г.А. Мирлин, А.В. Моисеев, П.К. Олерский, В.И. Петров, К.П. Плюснин, М.С. Рапопорт, Б.М. Роненсон, Н.С. Симбирцев, В.А. Сусликов, В.Ф. Турбанов, Ю.Д. Панков, Б.А. Черменинов, Р.Н. Шагина, Э.В. Шалагинов, Е.П. Шулькин, В.Н. Юрецкий и многие другие. Большое значение для успеха работы имели оперативные контакты с геолого-съемочной партией под руководством сотрудника МГУ А.В. Тевелева, осуществлявшей одновременно с авторами работы на южном окончании зоны (Чесменский лист — N—41—XIX). Результаты этих стратиграфических исследований, проводившихся совместно с группой О.В. Артюшковой и В.А. Маслова (ИГ УНЦ РАН), позволили уточнить ряд вопросов, касающихся ордовикских отложений.

На этапе завершения работы и ее публикации авторы пользовались финансовой поддержкой Проекта Программы ОНЗ—10 («Палеоазиатский океан»).

Авторы выражают искреннюю благодарность всем коллегам, прямо или косвенно способствовавшим успешному завершению данной работы.

Глава 1. Геологическая изученность района работ

1.1. Геологосъемочные работы

Планомерное геологическое картирование на Урале началось в конце XIX века, когда в 1882 г. был создан Геологический комитет и поставлена задача систематического изучения геологического строения всей России с составлением полистных карт в масштабе 10 верст в дюйме с обследованием и выявлением полезных ископаемых. В этот период геологические исследования представлены ограниченными маршрутами и кратковременными экспедиционными выездами. Здесь работали такие ученые как И.В. Мушкетов, Ф.Н. Чернышев, А.П. Карпинский, А.А. Краснопольский, М.И. Мельников. Они решали самые общие вопросы геологического строения района, минералогии коренных и россыпных месторождений золота.

Следующий этап геологосъемочных исследований начинается с созданием в 1920 г. Уральского Горного комитета. Работы стали носить более целенаправленный и детальный характер.

В 1933–1935 гг. проводились геологосъемочные работы под руководством Г.А. Мирлина на обширной территории от р. Зюзелги на севере до р. Уй на юге. Результатом исследований была геологическая карта масштаба 1:100 000. К наиболее древним породам района отнесены пироксеновые порфириды. Андезиты датированы ранним – средним девоном, а более кислые вулканиты (дациты и риолиты) – средним девоном. Диабазы и ассоциирующие с ними альбитофиры датированы поздним девоном – ранним карбоном. Толща углеродисто-кремнистых сланцев отнесена к нижнему карбону. Завершается разрез известняками с фауной визейского яруса. При характеристике стратиграфии большое внимание было уделено положению толщи углеродисто-кремнистых сланцев, а при изучении тектонического строения подчеркивалась их приуроченность к синклинальным структурам с образованием инверсивного рельефа. Г.А. Мирлиным указывается на своеобразное «безразличие» углеродисто-кремнистых сланцев к относительно более древним породам, в том числе к ультра-

базитам, трансгрессивном залегании на них. Его взгляды на взаимоотношения углеродисто-кремнистых сланцев с другими породами и их стратиграфии нашли отражение на геологической карте Урала масштаба 1:500 000 и 1:1 000 000, а также на картах геологов, работавших на данной территории в этот период.

В 40-х годах прошлого столетия проводились геологосъемочные работы под руководством Н.С. Симбирцева на листах N-41-37-Г (восточная половина), N-38-В и Г (западная половина) (фиг. 2). В результате этих работ возраст толщи углеродисто-кремнистых сланцев, считавшихся аналогом угленосной толщи нижнего карбона Брединского района и на всех прежних картах индексированных как C_1h , был принят раннедевонским.

В 1953–54 гг. Н.Ф. Мамаевым и др. проведена геологическая съемка М 1:100 000 (ГС-100) на площади планшетов N-41-26, N-41-38, N-41-37 и N-41-49. В стратиграфической схеме в основании разреза выделяется кварцито-филлитовая свита условно кембрия – раннего ордовика. Выше залегает свита кварцито-кремнистых сланцев верхнего ордовика, состоящая преимущественно из темно-серых кремнистых графитосодержащих сланцев (булатовская толща в современном понимании). Выше в разрезе выделена филлито-карбонатная толща, индексированная как верхи ордовика – силур. Рассматривая тектонику района, Н.Ф. Мамаев подчеркивает его общий антиклинальный характер по отношению к Западной Учалинской и восточной Челябинской зонам.

В 1961–63 гг. на площади планшетов N-41-26-А, В и N-41-38-А проведена ГС-50 под руководством В.Ф. Турбанова. Исследования сопровождались большим объемом буровых, геофизических работ, металлотрией. Предложенная ранее Н.Ф. Мамаевым схема претерпела существенные изменения. В.Ф. Турбановым выделялись: нижняя вулканогенная (S_1l), толща кремнистых (углеродистых) сланцев (S_1l-v), верхняя вулканогенная (D_2-C_1), угленосная ($C_1t_2-v_1$) и терригенно-карбонатная (C_1v_3-n).

В 1964–66 гг. В.Ф. Турбановым и др. проведена геологическая съемка М 1:50 000 (ГС-50) на площади планшетов N-41-37-В и Г, также сопровождавшаяся бурением и профильной геофизикой. Схема стратиграфии включает семь толщ: нижняя вулканогенная (S_1l), переходная (S_1l), толща углеродисто-кремнистых сланцев (S_1l-v), нижнекундравинская (S_2-D_1), верхнекундравинская (D_1-D_2), карбонатная (D_2) и верхняя вулканогенная (D_3). Возраст толщи углеродисто-кремнистых сланцев впервые был обоснован находками граптолитов в районе д. Булатово в югу от описываемого района.

В 1969 г. В.А. Сусликовым и др. на площади листов N-41-61-Б, Г были выделены две структурно-формационные зоны – западная Арамильско-Сухтелинская и восточная – Мурзинско-Суундукская. Первую

отличает развитие вулканогенных толщ, вторую — метаморфических и осадочных. Немые вулканогенные толщи авторами датируются средним палеозоем, в каждой из них описаны порфириновые базальты и андезит-базальты, их туфы, углеродистые сланцы, а в разрезе кумляжской толщи среднего палеозоя — еще и плагиоклаз-кварцевые песчаники. Важным итогом работ являются исследования концентрического строения Степнинского массива, расчленение пестрой гаммы слагающих его интрузивных пород. Позднейшие исследования массива, выполненные Р.Н. Шагиной и др., позволили более обоснованно выделить в составе массива три фазы: монцодиорит-сиенитовую, гранитную и лейкократовую. Кольцевая структура массива подчеркивается многочисленными серповидными ксенолитами вулканогенных, осадочных и метаморфических пород, которые Р.Н. Шагина относит к роговикам.

В 1971 г. В.В. Бабкин и др. завершают отчет по ГДП–50 на планшете N–41–61–В и смежных листах с юга и запада. В этой работе впервые отмечается, что на площади района отчетливо выражено два структурных плана — брахиформный, свойственный вулканическим структурам восточной части, и линейный — западный, где развиты преимущественно вулканогенно-осадочные толщи. Выделенные толщи датируются В.В. Бабкиным в диапазоне от раннего силура до позднего девона, все они характеризуются развитием «сквозных» образований — углеродисто-кремнистых сланцев, порфириновых базальтов и андезитобазальтов, их туфов. Границы толщ согласные.

В 1973–75 гг. под руководством В.П. Костарева было проведено ГДП–50 на площади планшетов N–41–38–В и Г. В результате работ значительно обновлена и детализирована карта Н.С. Симбирцева. Стратиграфическая схема во многом сходна со схемой В.Ф. Турбанова. Стратиграфия рассмотрена отдельно для Кочкарской и Сухтелинской зон. В последней выделяются: подсерпентинитовая толща (O–S₁), маскайская вулканогенная толща (S₁I₂), вулканогенно-осадочная толща (S₁I₂₋₃), толща углеродисто-кремнистых сланцев (S₁I_{3-v}), угленосная толща (C₁t_{2-v}) и терригенно-карбонатная (C₁v_{3-n}).

В 1975–78 гг. В.Ф. Турбановым проведено ГДП–50 на площади планшетов N–41–37–В и Г, N–41–49–А, Б, В, Г и N–41–61–А. Разработанная ранее схема стратиграфии усовершенствована и большинство толщ получили местные названия. Нижняя вулканогенная толща индексирована как S₁I₂₋₃ и названа токмасской, переходная толща названа соколовской (S₁I₃), толща углеродисто-кремнистых сланцев (S₁I_{3-v}) получила название уштаганской. Пересмотрены границы и расчленение кундравинских толщ. Вместо нижнекундравинской выделены две новые толщи — заураловская и краснокаменная. В состав первой отнесена вулканогенная часть разреза нижнекундравинской толщи, а терригенная часть объединена с верхнекундравинской и названа кундравинской.

Заураловская толща индексирована как $S_2-D_1?$, а кундравинская и краснокаменная как D_2 . Интрузивные образования объединены в комплексы: аминевский комплекс (Колоткинская, Ступинская и Крыжановская полосы ультрабазитов) — $D_{2,3}$; ширяевский комплекс (Ширяевский, Колоткинский, Кундравинский и Семихинский массивы плагиогранитов) — D_3 ; камбулатовский комплекс (Камбулатовский и Ключевской гранитные массивы) — Pz_3 . Впервые проведено металлогеническое районирование территории.

Коллектив геологов под руководством В.Ф. Турбанова проводил многочисленные исследования в северной и северо-западной части Пластовского листа. Разработанная в ходе геологосъемочных работ М 1:50 000 и последующих тематических исследований стратиграфическая схема неоднократно уточнялась и приняла окончательный вид при подготовке листа N-41—XIII к изданию в 1983 г. В основании разреза района, по В.Ф. Турбанову и др., залегают метаморфические породы раннего палеозоя, среди которых располагаются гранитоидные массивы центральной части площади, к нижнему — среднему ордовику отнесены кристаллосланцы в Ларинском гранитно-гнейсовом куполе. Эти сланцы связаны постепенными переходами со слабо метаморфизованными эффузивами базальтовой толщи нижнего силура, от гранитоидов к сланцам наблюдается серия концентрических высокоградиентных зон метаморфизма, в которых на расстоянии в первые км минеральные парагенезисы амфиболитовой фации сменяются ассоциациями эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. В последние годы в западной части обрамления купола у д. Кочнева (на восточной границе листа N-40—XVIII) в углеродистых сланцах силура (по В.Ф. Турбанову), по устному сообщению А. Жданова, была найдена фауна рифейских микрофоссилий.

Разрез метаморфических толщ в Ларинском куполе, по данным изучавшей их в начале 60-х годов XX в. Т.И. Фроловой, насыщен мелкими телами серпентинитов и представляет собою единый мегаритм мощностью более 1500 м, в котором гнейсы и аповулканические амфиболиты снизу вверх сменяются гранат-слюдистыми (глиноземистыми) и графитистыми кварцитами.

В основании разреза восточной части площади залегают базальты и их туфы нижнего силура, которые с переслаиванием сменяются туфопесчаниками, туфоалевритами и углеродисто-кремнистыми сланцами. В этих сланцах у д. Булатово К.П. Плюсниным и др [1965] собрана фауна граптолитов верхнего лландовери — нижнего венлока, а в прослоях кремнистых пород среди эффузивов — раннесилурийские радиолярии (определения Б.М. Садрисламова в шлифах). Породы этого разреза прорваны габброидами Большаковского и Кумлякского массивов, которые рассматривались как «запаздывающие» комагматы базальтов.

Над толщей углеродистых сланцев, по В.Ф. Турбанову, согласно залегает верхнесилурийско-нижнедевонская вулканогенно-осадочная толща, сложенная порфиоровыми базальтами и андезибазальтами, туфами, подчиненную роль в разрезах играют дациты, андезидациты и их туфы. Вулканогенные разрезы этой толщи с севера на юг фациально замещаются туфопесчаниками и туфоалевролитами. Результаты ГСР–50 и поисковых работ показывают, что субвулканические и гипабиссальные интрузии развиваются на фундаменте линейных структур, сложенных силурийскими толщами. Таким образом, было выявлено, что среднепалеозойский разрез района характеризуется крупными структурными несогласиями, проявления которых зафиксированы А.В. Тевелевым и др. в ходе работ по геологическому доизучению площадей М 1:200 000 (ГДП–200) на площади листа N–41–XIX.

В течение 1985–1988 гг. В.Ф. Турбановым проводились исследования рассматриваемой территории, результатом которых стал отчет по изучению структурно-геологических и металлогенических особенностей черносланцевых формаций Арамильско-Сухтелинской и Сысертско-Ильменогорской зон. Важной частью работы является стратиграфия фтанит-базальтовой ассоциации нижнего силура Арамильско-Сухтелинской зоны, основанная на изучении многочисленных разрезов и надежно обоснованная фаунистическими находками. Были определены критерии корреляции черносланцевых образований независимо от степени метаморфизма, их возраст. Установлено, что фтаниты Арамильско-Сухтелинского мегасинклинория являются глубоководными биогенными осадками, принадлежавшими углеродисто-кремнистой формации. Они входят в состав фтанит-базальтовой ассоциации нижнего силура, имеющей трехчленное строение. Графитистые кварцито-сланцы Сысертско-Ильменогорской мегазоны, по мнению В.Ф. Турбанова, являются метаморфизованными аналогами фтанитов. Определена перспективность кремнисто-углеродистых отложений на золото, серебро, ванадий, молибден, фосфориты. Приводятся обоснования специализации на золото зон ближайшего зеленосланцевого обрамления гнейсовых куполов.

В 2002 году начался новый этап геологосъемочных работ, с составлением новых геологических карт (ГДП–200) на листах: N–41–VII, N–41–XIII и N–41–XIX. При проведении этих работ были использованы самые современные достижения геологической науки (конодонтовая стратиграфия, детальное изучение вещественного состава пород, включая РЗЭ и изотопию, последние геофизические данные о глубинном строении региона и т.д.), описаны карьеры и опорные разрезы вдоль новых автодорог, обновлены карты магнитного и гравитационного полей. Вся эта новая информация позволила решить некоторые спорные вопросы геологического строения рассматриваемой территории.

Лист N—41—VII (г. Миасс) изучался коллективом геологов во главе с В.И. Петровым. Стратиграфическая схема площади приведена в соответствии с Южно-Уральской легендой к Гостеолкарте—200, что позволило упразднить многочисленные местные названия толщ и скоррелировать их с хорошо изученными образованиями соседних районов. В результате детального изучения каменного материала из района Сарафановских гор установлено присутствие в них остатков радиоларий, что исключает рифейский их возраст. Впервые, по находкам граптолитов и конодонтов, в пределах листа была уверенно датирована булатовская толща. С учетом этих находок, а также данных В.Н. Пучкова и К.С. Иванова [1989], возрастной диапазон булатовской толщи расширен вплоть до нижнего девона. Высказывается мысль о необходимости поисков фауны в нижней вулканогенной части разреза булатовской толщи и выделения ее в самостоятельную толщу.

Проведенные А.В. Моисеевым и др. на Пластовской площади в 1999—2002 гг. работы по ГДП—200 (лист N—41—XIII) позволили уточнить геологическое строение и металлогению площади. Было предположено существование сети разломов северо-западного и северо-северо-восточного простирания, разделяющих фундамент района на крупные блоки. Эти разломы проявились при дальнейшем развитии всей территории, определяя положение геологических границ различного типа (расположение и форму интрузивных массивов, замыкание структур, размещение проявлений полезных ископаемых). В Сухтелинской зоне вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, слагающие непрерывный вулканогенно-осадочный разрез, выделены в самостоятельную шеметовскую толщу ордовика ($O_2\text{шm}$), углеродистые сланцы отнесены к булатовской ($S_{1-2}\text{bl}$) толще. Большое значение уделено рудоносности черносланцевой формации. Так, в ходе работ были выявлены новые пункты золоторудной минерализации в пределах Никольского участка. По-прежнему остается дискуссионным вопрос о возрасте кристаллических сланцев, вмещающих массивы гранитоидов.

По результатам геологосъемочных работ на территории листа N—41—XIX (Чесменский), проведенных В.А. Тевелевым и др., были сделаны следующие выводы: 1. В строении Сухтелинской зоны участвуют чередующиеся тектонические пластины двух комплексов — ордовикского кремнисто-базальтового (преимущественно толеитовой его части) и средне-позднедевонского вулканогенно-кремнистого. 2. Впервые возраст обоих вулканических комплексов доказан многочисленными находками конодонтов. 3. Ордовикские кремнисто-базальтовые комплексы Восточного Урала и Зауралья в целом близки по составу, но существенно отличаются по петрографическим и геохимическим параметрам, что, вероятно, связано с формированием их в различных геодинамических условиях.

1.2. Тематические работы

Параллельно с геологосъемочными работами на изучаемой площади проводились различные тематические исследования, результаты которых отражены в многочисленных отчетах и публикациях.

Для создания стратиграфической схемы листа N—41—VII важное значение имели палеонтологические работы в пределах распространения сайтовской толщи. Из-за отсутствия макрофаунистических остатков по-разному толковался возраст углеродисто-кремнистых сланцев и кварцитов (от ордовика до раннего карбона). В начале 80-х гг. прошлого столетия при проведении ГДП—50 В.Н. Юрецким и др. в породах игишской и верхнесайтовской толщ были обнаружены микрофоссилии. Несколько позже находки микрофоссилий позднерифейско-кембрийского возраста были повторены О.Я. Долговой.

Вопросы стратиграфии докембрия и палеозоя рассматриваются В.Ф. Турбановым, Ю.Д. Панковым, В.С. Милициной, Т.Н. Парашиной, В.П. Парначевым, В.И. Петровым, Г.П. Кузнецовым, Б.Н. Ивановым, А.Г. Баженовым, Л.А. Кузнецовой и др. Эти работы в большей степени связаны со стратиграфическим расчленением докембрийских толщ Ильменогорского поднятия и его обрамления. Разработкой новой стратиграфической схемы палеозоя на основе изучения конодонтов занимались В.А. Маслов и О.В. Артюшкова [Маслов и др., 1998].

Вопросы петрологии гранитоидов рассмотрены в многочисленных статьях и тематических работах. Разделение гранитных мигматитов на петрохимические типы проведено В.Я. Левиным и Ю.Д. Панковым; Б.М. Роненсоном и В.Я. Левиным; Б.Н. Ивановым с соавторами. Расчленение гранитоидов Миасской площади по формационной принадлежности произведено в начале 80-х гг. XX в. в тематической сводке М.С. Рапопорта и Г.Б. Ферштатера. В целом, характеризуя изученность магматических образований Миасской площади, можно отметить, что петрология вулканитов изучена слабее, чем петрология интрузивных образований.

Геодинамическим исследованиям было уделено мало внимания. Впервые вопросы геодинамики подняты В.Ф. Турбановым, который рассматривал большаковскую базальтовую и булатовскую кремнистую толщи как члены фтанит-базальтовой ассоциации, сформировавшейся в спрединговой зоне типа СОХ. Тогда же В.Н. Пучковым и К.С. Ивановым [1989] булатовские черные сланцы, ассоциирующие с вулканидами, рассматривались в составе островодужных вулканитов, а черные сланцы, образующие монотонную толщу (сарафановская полоса), отнесены к образованиям, сформированным на континентальном склоне сиалического блока, каким является Селянкинский микроконтинент. Примерно таких же представлений придерживались М.В. Рыкус и В.И. Сна-

чѐв [2000] при рассмотрении геодинамических условий формирования черносланцевого комплекса Миасской площади. Вопросы геодинамики района рассмотрены А.А. Краснобаевым и др. [1998], а в целом Южного Урала — Р.Г. Язевой и В.В. Бочкаревым [1995, 1998], К.С. Ивановым [1998], В.Н. Пучковым [2000] и другими исследователями.

В.А. Коротеевым и Б.Л. Кабановым [1978] формация натриевых базальтов силурийского (?) возраста в Арамильско-Сухтелинской зоне сопоставлена с одновозрастными базальтами Алапаевско-Челябинской зоны. Детально рассмотрены составы вулканитов андезибазальт-риолитовой субформации.

Изучению особенностей химизма вулканогенных образований различных формационных зон Южного Урала посвящена работа И.Б. Серавкина и др. [1992], в которой выявлена направленная эволюция в химическом составе вулканитов. В частности, в ней указывается близость ордовикско-силурийских базальтов Арамильско-Сухтелинской и Магнитогорской мегазон. В палеовулканологической реконструкции предполагается, что Арамильско-Сухтелинская зона в раннем палеозое являлась частью Магнитогорского пояса.

Металлогения района отражена в многочисленных работах. Традиционно наибольшее внимание уделено золоту. Наиболее ранние тематические исследования, проведенные Н.И. Бородаевским, А.П. Сиговым, Е.З. Горбуновым, были продолжены В.Д. Трофимовой, Е.В. Антохиной, Р.О. Берзоном, И.А. Зозуляк.

По неметаллическим полезным ископаемым обобщающие тематические работы проведены И.Г. Блюмкиным, Г.Ф. Кулемовым, Ф.С. Катугиным, А.Г. Пономаренко, Е.М. Дмитриевой, Е.Ф. Рыжковым и другими исследователями.

Глава 2. Стратиграфия

Стратиграфическое расчленение территории принято согласно последним геологосъемочным работам в пределах листов: Миасского — N-41-VII, Пластовского — N-41-XIII и Чесменского — N-41-XIX. В строении территории выделены следующие толщи (фиг. 3): нижне-саитовская (R_2ns), верхнесаитовская (R_2vs), шеметовская ($O_2šm$), булатовская (S_1-D_1bl), кулуевская ($D_{1-2}kv$), аджатаровская (D_2ad), сухтелинская ($D_{2-3}sh$), краснокаменная (D_3kr), сосновская (C_1ss), биргильдинская (C_1br).

2.1. Саитовская свита, предположительно среднего рифея ($R_2?st$)

В пределах Арамильско-Сухтелинской зоны докембрийские комплексы не выходят на поверхность. Однако непосредственно к западу древние предположительно докембрийские породы слагают крупный блок, вмещающий Первомайский и Ларинский гранитные массивы (так называемый Ларинский купол). Названа свита по д. Саитова (северная часть листа N-41-VII), где широко представлена, детально изучена и имеет двучленное строение.

Нижнесаитовская подсвита (R_2ns) на 80–90% сложена амфиболиитами; амфиболовыми, биотит-амфиболовыми, гранат-амфиболовыми плагиосланцами, содержащими прослойки биотитовых и гранат-биотитовых плагиосланцев и кварцитов. **Верхнесаитовская подсвита (R_2vs)** представлена биотитовыми, гранат-биотитовыми, мусковит-биотитовыми, биотит-амфиболитовыми и амфиболовыми плагиосланцами с прослоями графитистых кварцитов, количество которых увеличивается вверх по разрезу. В.Ф. Турбанов и др. указывали на присутствие прослоев мраморов в юго-восточной части Ларинского купола.

В пределах Ларинского купола саитовская свита обнажена слабо, наиболее полный ее разрез вскрыт профилем скважин севернее д. Саитова (по В.Н. Юрецкому и др.):

	Мощность, м
1. Амфиболовые, биотит-амфиболовые и гранат-биотит-амфиболовые плагиосланцы.....	70
2. Биотитовые, гранат-биотитовые плагиосланцы с прослоями квар- цитов и амфиболовых плагиосланцев.....	110
3. Амфиболовые и гранат-амфиболовые плагиосланцы.....	300
4. Пачка переслаивания биотитовых, гранат-биотитовых, биотит-амфи- боловых плагиосланцев и графитистых кварцитосланцев.....	175
5. Пачка переслаивания биотитовых, гранат-биотитовых и амфибол-биоти- товых плагиосланцев.....	160
6. Биотитовые плагиосланцы с прослоями графитистых кварцито-сланцев.....	35
7. Биотитовые плагиосланцы.....	60
8. Переслаивание биотитовых и амфиболовых плагиосланцев.....	55
9. Переслаивание гранат-биотитовых плагиосланцев и графитистых кварцито-сланцев.....	35

Общая мощность отложений сайтовской свиты около 1000 м, мощность нижнесайтовской подсвиты 480 м, верхнесайтовской — 520 м. Граница между ними проводится по смене сплошного разреза амфиболовых сланцев более пестрыми по составу плагиосланцами.

Породы нижнесайтовской и верхнесайтовской подсвит отличаются по степени метаморфизма. Так, в пределах Ларинского купола отложения метаморфизованы в условиях от амфиболитовой фации (нижняя) до высоких ступеней зеленосланцевой (верхняя). Зона измененных пород симметрична относительно Первомайского и Ларинского гранитного массивов, и ее ширина составляет около 2 км.

Изучение петрологических и петрохимических характеристик пород сайтовской свиты, проведенное В.Ф. Турбановым, свидетельствует о том, что амфиболовые разности нижнесайтовской подсвиты имеют первичную вулканогенную природу и идентичны базальтам шеметовской толщи (O_2sm) Арамильско-Сухтелинской зоны. На это указывают петрохимические особенности отложений, а также сходство типовых разрезов. Удельный вес амфиболитов в разрезе нижнесайтовской подсвиты составляет 80–90%, в шеметовской толще базальты составляют 90–95% от ее объема. Биотитовые и амфибол-биотитовые плагиосланцы сопоставляются с вулканогенно-осадочной булатовской толщей (S_I-D_Ibl). Так, амфиболовые плагиосланцы в верхнесайтовской подсвите составляют 28–55%, а графитистые кварцито-сланцы — 3–18%. В булатовской толще Арамильско-Сухтелинской зоны наблюдается пропорциональное соотношение базальтов 11–12% и углеродисто-кремнистых сланцев 30%.

На возраст сайтовской свиты существует несколько точек зрения. Разные исследователи по-своему датировали кварцито-сланцы, однако большинство из них считало их одновозрастными с углеродисто-кремнистыми образованиями Сухтелинской зоны. В разные годы, с 1935 по

1988 г., рассматриваемые углеродистые образования датировались (перечислено в хронологическом порядке): Г.А. Мирлиным — ранним карбоном; М.Е. Ненаховым, П.К. Олерским и др. — ордовиком; Н.Ф. Мамаевым (1953 г.) — вначале средним ордовиком, а затем — поздним протерозоем; С.В. Чесноковым (1971 г.) — ранним — средним ордовиком; Г.А. Кейльманом (1977 г.) — средним и поздним ордовиком; Б.Н. Ивановым и А.Г. Баженовым (1979 г.) — палеозоем; П.М. Роненсоном (1980 г.) — ранним палеозоем; В.Н. Юрецким — вендом; В.Ф. Турбановым — ранним силуром.

В скважинах, пробуренных в Ильменогорском блоке, А.Г. Поспеловым была определена проблематика: *Stromataetis cf. palaeozoicus* Posp. (распространена в широком интервале палеозоя); акритархи — *Leio-trichoides sp.*, *cf. Pellicularia tenera*, *Synsphaeridium conglutinatum* Tim. (венд); в пределах Саитовской синклинали в углеродистых кварцитах обнаружены микрофоссилии: *Protosphaeridium densum* Tim. (поздний докембрий — ранний кембрий); *Zonosphaeridium sp.*, *Leiomarginata* (ранний палеозой); *Leiosphaeridia microcistis* Eis. (ордовик), *Leiosphaeridia sp.*, *Protosphaeridium sp.* (поздний кембрий — ранний кембрий). Все заключения носят предположительный характер и сделаны на основании единичных определений. А если учесть, что аналогичные формы в пределах Сухтелинской зоны встречены и определены в углеродисто-кремнистых сланцах, содержащих радиоларии лландоверийского яруса, то к этим находкам следует относиться очень осторожно.

Имеется лишь одна радиологическая датировка в 610 млн. лет, полученная U—Pb методом по циркону из светлых кварцитов, отобранных А.А. Краснобаевым в придорожном карьере Уфимского тракта у поворота на г. Чебаркуль [Овчинников и др., 1969]. Эти кварциты распространены на северном продолжении Сарафановских гор, сложенных светлыми и углеродистыми кварцитами, относимыми ранее к игишской свите, а в настоящее время к булатовской толще силура. Таким образом, и эта датировка не приемлема для обоснования возраста саитовской свиты, тем более что цирконы могут быть обломочными. Среднерифейский возраст описываемой свиты принят на основе сходства ее разрезов с отложениями Ильменогорского поднятия.

2.2. Шеметовская толща среднего ордовика (O₂ šm)

Выделена на площади листа N—41—XIX, где она впервые охарактеризована фауной конодонтов [Тевелев и др., 1998; Тевелев, Кошелева, 2002]. Ранее на территории Арамильско-Сухтелинской зоны вулканиты основного состава выделялись В.Ф. Турбановым в составе средневерхнелландоверийской токмасской (большаковской) свиты.

В пределах Арамильско-Сухтелинской зоны шеметовская толща картируется в виде полос северного и северо-восточного простирания (фиг. 3). В разрезе толщи ведущую роль играют вулканиты основного состава. Их состав отличается однородностью, с преобладанием базальтовых пород афирового типа. Среди мелкопорфировых разновидностей доминируют плагиоклазовые порфириты базальтового состава. Пирокластические фации представлены туфами базальтов. Осадочные породы, преимущественно фтаниты и яшмоиды, образуют редкие прослои среди вулканитов. При всей однородности толщи, В.Ф. Турбанову удалось выделить несколько типов разрезов.

Первый тип самый распространенный и устанавливается на широте дд. Воронино, Кумляк, в районе дд. Магадеево, Гусары (рис. 1). В низах толщи распространены диабазы (200 м), которые выше по разрезу сменяются мелкокрапленными порфиритами базальтового состава (380 м). Затем снова появляются диабазы (250 м); далее разрез наращивается мелкокрапленниковыми плагиоклазовыми порфиритами базальтового состава (100 м) и завершается диабазами (80 м). Общая мощность данного разреза около 1000 м.

Близкий к первому, но отличающийся от него прослоями фтанитов и яшмоидов в базальтах, разрез установлен в обрамлении Большаковского массива (д. Лебедевка) (рис. 1). Здесь в основании разреза залегает пачка диабазов (500 м) с прослоями яшмоидов и фтанитов мощностью от 1 до 10 м. Выше по разрезу расположена пачка мелкокрапленниковых плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых порфиритов базальтового состава, также содержащих прослои яшмоидов и фтанитов (630 м). Далее снова следуют диабазы с фтанитами (120 м) и завершают разрез мелкокрапленниковые плагиоклаз-пироксеновые порфириты базальтового состава, переслаивающиеся с фтанитами и яшмоидами (500 м). Общая мощность по разрезу 1750 м.

Подобный разрез описан в долине р. Куросан (д. Линевка) А.В. Моисеевым и др. Здесь шеметовская толща представлена подушечными базальтами. Они включают потоки массивных базальтовых лав и лав с беспорядочной крупноглыбовой отдельностью, седиментационные брекчии, вулканомиктовые песчаники и прослои кремнистых алевролитов.

В районе п. Светлый и западнее д. Н. Кумляк среди базальтов локально появляются небольшие штоко- и дайкообразные субвулканические тела кислого и среднего состава.

У дд. Магадеево, Гусары и Бирюковка лавовые разрезы местами фациально замещаются пачкой туфоалевролитов, туфопесчаников, алевролитов, песчаников, углеродисто-кремнистых сланцев, находящихся во взаимном переслаивании. Вверх по разрезу постепенно увеличивается количество и мощность прослоев углеродисто-кремнистых сланцев, исчезают прослои вулканогенных пород и пепловый материал в осадках.

Масштаб 1:10 000

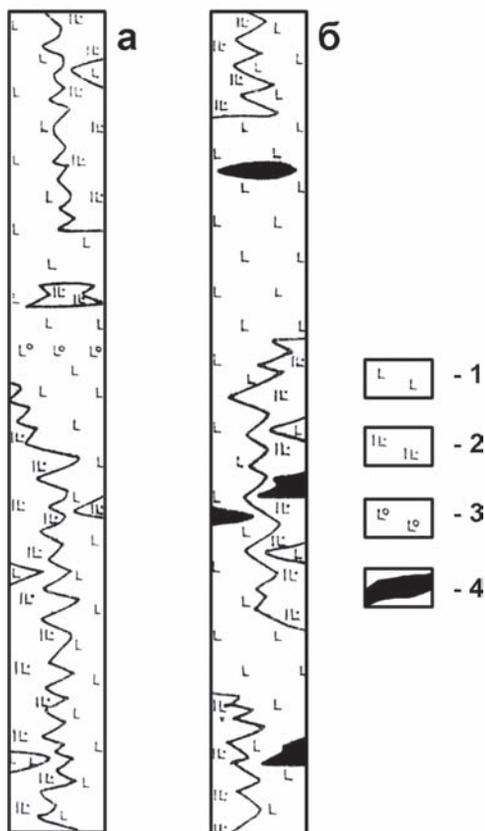


Рис. 1. Характерные разрезы шеметовской толщи (по В.Ф. Турбанову и др.)

Условные обозначения:

1 — диабазы; 2 — пироксеновые порфириты базальтового состава, мелковкрапленниковые; 3 — плагиоклазовые порфириты базальтового состава, мелковкрапленниковые; 4 — прослои фтанитов и яшмоидов

Суммарная мощность переслаивания составляет от 400 до 600 м. Ранее эта пачка выделялась А.В. Моисеевым и др. как соколовская свита верхнего лландолвери, но в результате последних геологосъемочных работ было доказано, что вулканокластиты являются фациальными аналогом лавовых разрезов шеметовской толщи и выделение ее в качестве самостоятельного стратиграфического подразделения нецелесообразно.

Нижняя граница толщи в районе неизвестна. Довольно многочисленные находки обломков гранитоидов — сростков кварца с полевыми шпатами и амфиболитов в гиалокластитовых брекчиях, а также широкое распространение трахитоидных базальтов, отмечавшиеся А.В. Моисеевым и др., служат косвенным свидетельством заложения щитовых вулканических построек на кристаллическом основании; об этом говорит также приуроченность палеовулканов к диагональным расколам фундамента. Верхняя граница толщи характеризуется согласным переслаиванием базальтов и вулканомиктовых (гиалокластитовых) песчаников с углеродисто-кремнистыми сланцами булатовской толщи. Более подробно это взаимоотношение рассматривается при описании булатовской толщи.

На территории листа N-41-XIX [Тевелев, Кошелева, 2002] шеметовская толща образует линзовидные и вытянутые блоки, пред-

ставляющие собой аллохтонные пластины. Центральные пластины сложены редковкрапленными плагиоклаз-пироксеновыми базальтоидами. Среди базальтовых лавовых брекчий и шаров отмечены линзы и прослои яшм. Выше по разрезу они сменяются лавами и лавовыми брекчиями. В периферических пластинах, представляющих верхние части разреза шеметовской толщи, количество туфов, кремнистых алевролитов и яшмоидов возрастает и по объему может сопоставляться с лавами. В западной части Арамильско-Сухтелинской зоны выделяется небольшая пластина, сложенная нацело кремнистыми алевролитами.

В пределах листа N–41–VII (г. Миасс) в результате геологосъемочных работ, проведенных В.И. Петровым и др., вулканиты основного состава были включены в объем силурийско-нижнедевонской булатовской толщи (S_1-D_1bl). Согласно нашим исследованиям (глава 7), базальты булатовской толщи и базальты шеметовской толщи являются идентичными, на основании этого нижняя вулканогенная часть разреза булатовской толщи была переведена в шеметовскую (фиг. 3).

Таким образом, шеметовская толща распространена на протяжении всей Арамильско-Сухтелинской зоны. По комплексу геолого-геофизических данных ее мощность составляет 1500–2200 м.

Впервые шеметовская толща была фаунистически охарактеризована на территории листа N–41–XIX [Тевелев и др., 1998; Тевелев, Кошелева, 2002]. Здесь, в береговых обрывах и русле лога Каменного, Л.А. Курковской и В.И. Борисенок были обнаружены конодонты *Microzarcodina sp.?* или *Periodon sp.* Восточнее г. Шеметовой, в 4 км и в 6 км северо-западнее пос. Зеленая Долина, в районе г. Хохлацкой О.В. Артюшковой, Л.З. Аскаровой и др. собраны *Drepanoistodus sp.*, *Drepanodus sp.*, *Protopanderodus sp.*, *Paroistodus originalis* (Sergeeva) (?), *Strachanognathus sp.*, *Periodon cf. aculeatus* Hadding (?), «*Oistodus*» *aff. abundans* Branson et Mehl., «*Drepanodus*» *sp.*, «*Oistodus*» *sp.*, ?*Walliserodus sp.* Фауна плохой сохранности, но, по заключению Л.А. Курковской и Т.М. Мавринской, несомненно ордовикская.

2.3. Булатовская толща силура – нижнего девона (S_1-D_1bl)

Впервые толща углеродисто-кремнистых сланцев выделена Г.А. Мирлиным при проведении геологосъемочных работ масштаба 1:100 000 на площади листа N–41–37–Г. Название свое она получила по д. Булатово, где была детально описана и фаунистически охарактеризована [Плюснин и др., 1965].

Толща картируется в виде полос субмеридионального простирания, ограниченных разломами, параллельными основным тектоническим



нарушениям, или радиальными и дуговыми разломами вблизи палеовулканов. Местами границы трассируются телами серпентинитов (фиг. 3). Толща однородна по составу и сложена углеродисто-кремнистыми, углеродисто-глинисто-кремнистыми и кремнистыми сланцами (рис. 2). Более редки филлитовидные углеродисто-глинистые сланцы и кварцито-сланцы. В низах толщи встречаются редкие прослои туфоалевролитов. Черные сланцы булаговской толщи, в силу своей хорошей устойчивости к выветриванию, слагают положительные формы рельефа — гряды, крупные увалы. Они образуют обширные развалы и высыпки, коренные выходы располагаются, как правило, по вершинам гряд.

В составе сланцев преобладает кварц (90–95%), углеродистое (графитистое) вещество составляет от 1 до 5%, в незначительных количествах присутствуют серицит и биотит. Зерна кварца величиной от 0,001 до 0,08 мм обычно изометричные, с неровными краями. Углеродистое вещество образует равномерную пылевидно-точечную вкрапленность, часто настолько густую, что она делает породу совершенно непрозрачной. Серицит (биотит) либо равномерно распре-

Рис. 2. Схема распространения фтанит-базальтовой ассоциации в южной части Арамильско-Сухтелинской зоны и Ильменогорско-Сыертского мегантиклия (по В.Ф. Турбанову, с упрощениями)

Условные обозначения: 1 — толща фтанитов: содержание фтанитов 85–95%; 2 — слоистая толща: содержание фтанитов 10–30%; 3 — толща фтанитов и слоистая толща нерасчлененные; 4 — толща базальтов; 5 — прочие стратиграфические образования и интрузивные массивы

лен по породе, либо локализуется в виде тонких слойков. Чешуйки его ориентированы по сланцеватости. Довольно часто в сланцах отмечаются реликты радиолярий, имеющих овальную форму. Они замещены более крупнозернистым по сравнению с основной тканью кварцем. Если сохраняется углеродистое вещество, то своим расположением оно подчеркивает контуры радиолярий.

При перекристаллизации отложений происходит увеличение размера зерен кварца (до 0,01–0,02 мм) и выгорает углеродистое вещество. При этом сланцы осветляются и приобретают пятнистые и полосчатые текстуры.

Углеродисто-кремнистые сланцы обычно содержат вкрапленность пирита, пирротина, магнетита. Акцессорные минералы представлены рутилом, сфеном, апатитом, цирконом, редко турмалином. Для сланцев в районе дд. Н. Кумляк, Половинки, Никольское характерно содержание обломков и линз фосфоритов.

Нижняя граница толщи детально изучена. Углеродисто-кремнистые сланцы булатовской толщи согласно, с переслаиванием, залегают на вулканогенно-осадочном разрезе шеметовской толщи (рис. 3).

Наиболее показательный разрез перехода вскрыт, по описанию В.Ф. Турбанова и др., водопроводной канавой у д. Н. Кумляк (рис. 4). С запада на восток (снизу вверх) обнажаются:

	Мощность, м
1. Диабазы миндалекаменные.....	90
2. Туфопесчаники.....	148
3. Пачка переслаивания туфоалевролитов с углеродисто-кремнистыми сланцами.....	305
4. Сланцы углеродисто-кремнистые.....	80

Далее, уже по коренным выходам и элювию, углеродисто-кремнистые сланцы следятся на протяжении 740 м. Нижняя граница толщи проводится по кровле пачки переслаивания.

Хорошо изучена В.Ф. Турбановым и др. нижняя граница булатовской толщи в 4 км юго-западнее д. Большаково. В зоне контакта снизу вверх вскрыты (рис. 5):

	Мощность, м
1. Туфоалевролиты.....	40
2. Туфоалевролиты и туфопесчаники с прослоями сланцев углеродисто-кремнистых и углеродисто-глинисто-кремнистых.....	64
3. Сланцы углеродисто-кремнистые и углеродисто-глинисто-кремнистые с двумя маломощными прослоями туфоалевролитов.....	90
4. Туфоалевролиты, углеродистые туфоалевролиты.....	15
5. Сланцы углеродисто-кремнистые.....	40

Нижняя граница булатовской толщи проводится по подошве 90-метрового слоя углеродисто-кремнистых сланцев.

Характерными особенностями всех разрезов являются: 1) наличие в верхних частях разреза шеметовской толщи прослоев углеродисто-кремнистых сланцев, аналогичных отложениям булатовской толщи; 2) постепенное возрастание их мощности вверх по разрезу; 3) отсутствие следов размыва и углового несогласия. Граница между толщами

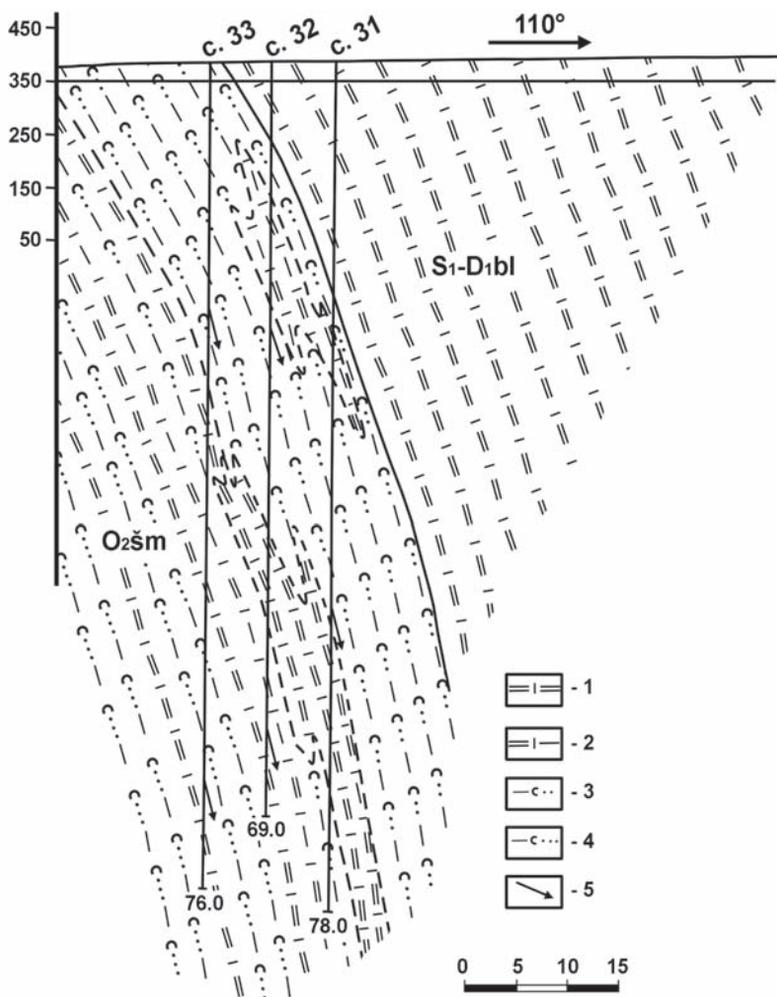


Рис. 3. Согласно налегание булатовской толщи (S_1-D_1bl) на шеметовскую (O_2sm) в 2 км северо-восточнее д. Токмасс (по В.Ф. Турбанову, с упрощениями)

Условные обозначения: 1 — углеродисто-кремнистые сланцы; 2 — углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы; 3 — туфоалевролиты; 4 — углеродистые туфоалевролиты; 5 — угол между плоскостью напластования и осью керна

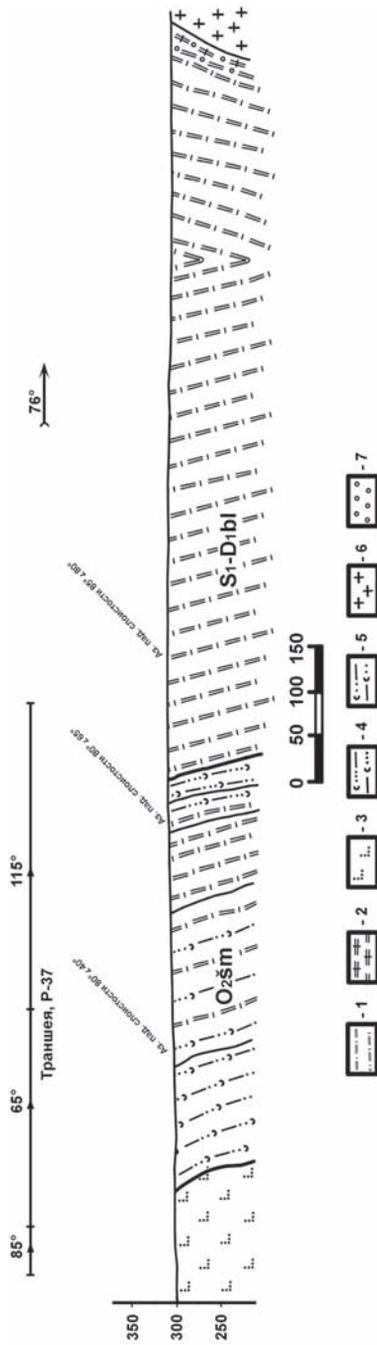


Рис. 4. Разрез шеметовской и булатовской толщ по водопроводной траншее и коренным выходам у д. Новый Кумляк (по В. Ф. Турбанову и др., с упрощениями)

Условные обозначения: 1 — углеродисто-кремнистые сланцы; 2 — кварциты; 3 — диабазы миндалекаменные; 4 — туфоалевролиты; 5 — туфопесчанники; 6 — граниты биотитовые, ороговикованные

проводится по кровле последнего прослоя вулканогенно-осадочных пород.

Согласно последним геологосъемочным исследованиям А.В. Моисеева, В.И. Петрова и др., верхняя граница булатовской толщи тектоническая.

Мощность булатовской толщи достигает 800–900 м. Возраст толщи определен на основании находок К.П. Плюснина и др. [1965] фауны граптолитов уд. Булатова, где определены: *Stomatograptus grandis* (Suess), *Pristiograptus sp. indet.*, *Monograptus ex gr. priodon* (Bronn.), *Monoclimacis linnarsoni* (Tullberg), *M. aff. vomerina* (Nicholson), *M. crenulata* (Torqv.), *Spirograptus spiralis* (Gienits), *Oktavites spiralis* (Gienits), которые, по заключению Т.Н. Корень, определявшей эти формы, позволяют датировать толщу как поздний лландовери на границе с венлоком.

Позднелландоверийский возраст дали и определения Б.М. Садрисламова радиолярий близ д. Н. Кумляк: *Paleospirema cf. krutoroshensis*, *Paleospirema aff. jarensis*, *Paleospirema aff. pictus*, *Hexentactinia sp. indet.*, *Palyentactinia sp. ind.*; д. Маскайка: *Spiromma aff. abischevensis sp. nov.*, *Entactinia agresta sp. nov.*, *Rhodospongia aff. diviana*, *Spiromma krutoroshensis sp. nov.*, *Hexentactinomma sp. ind.* — средний — поздний лландовери.

В другом блоке сланцев к западу от поселка Мирный найдены конодонты *Ozarkodina aff. zieglerei* Wall. и др., характерные для позднего силура [Пучков, Иванов, 1989]. Кроме того, в районе с. Травниковского известна находка споро-пыльцевого комплекса, включающего споры *Trachytriletes minutissimus* Naum., *Tr. crassus* Naum., возраст которых ранее определялся Н.Ф. Мамаевым [1965] как кембрий — силур, а в настоящее время первый вид включен в комплекс остатков раннего девона. К нижнему девону относятся также отложения с граптолитами и конодонтами, обнаруженными в результате работ В.Н. Пучкова и К.С. Иванова [1989].

Таким образом, по имеющимся органическим остаткам возраст булатовской толщи охватывает интервал от раннего силура до раннего девона.

Странным выглядит отсутствие булатовской свиты в Сухтелинской синформе (фиг. 3), где закартированы только ордовикские и девонские отложения. Однозначного рационального объяснения этому не дается; предполагают, что ордовикские отложения перекрываются девонскими, которые залегают в виде тектонических пластин. Впрочем, и это в свою очередь требует объяснения. Можно, однако, предположить, что булатовские черные сланцы все же присутствуют, но в условиях крайне плохой обнаженности, при которой ордовикские базальты и кремни наблюдались в основном в карьерах, из которых берутся твердые породы для подсыпки дорог, более легко разрушающиеся булатовские сланцы просто не выходят на поверхность.

2.4. Кулуевская толща среднего – верхнего девона (D_{1-2kv})

В пределах Арамилско-Сухтелинской зоны толща выделена впервые В.И. Петровым и др. по результатам последних геологосъемочных работ. Она распространена в центральной части листа N—41—VII в виде полосы северо-западного простираения. Наиболее представительные разрезы толщи находятся у п. Кулуево, дд. Кугалы, Шахматово, Маскайки.

Толща сложена вулканитами преимущественно базальтового, андезибазальтового, реже андезитового состава. Лавы и лавобрекчии по распространенности уступают агломератовым и лапиллиевым туфам. Вулканомиктовые песчаники и алевролиты состоят из кристаллокластов и литокластов тех же вулканитов. Субвулканические разности представлены телами долеритов, крупнопорфировых базальтов и дацитов. В небольшом объеме в разрезе встречаются прослой светлых кремнистых сланцев, реже вишневых гематит-кремнистых сланцев.

Нижняя граница толщи, вероятно, тектоническая, так как в контакте с черными сланцами булатовской толщи залегают тела в разной степени рассланцованных серпентинитов. Верхняя граница согласная, проводится по подошве кремнистых сланцев аджатаровской толщи. Мощность толщи около 1500 м.

Возраст толщи обосновывается находками конодонтов восточнее д. Яраткулова. В придорожном карьере В.А. Масловым и О.В. Артюшковой в светлых кремнистых сланцах найдено несколько экземпляров стержневых конодонтов и один платформенный элемент плохой сохранности, принадлежащий *Polygnathus sp.* Эти находки говорят о том, что возраст вмещающих пород не древнее позднего эмса – раннего девона.

2.5. Аджатаровская толща среднего девона (D_{2ad})

Выделяется впервые и картируется восточнее кулуевской толщи, наращивая вулканогенный разрез.

Тип разреза толщи близок к кулуевскому, но отличается присутствием более кислых разностей вулканитов. В основании толщи залегают светлые кремнистые сланцы, перекрывающиеся маломощными слоистыми яшмоидами и зелеными вулканомиктовыми алевролитами, выше которых залегают вулканиты базальтового, андезибазальтового, андезитового и дацитового составов, их лавобрекчии, туфы, тефроиды. Субвулканические образования представлены малыми телами и дайками андезитового и дацитового состава, обычно интенсивно измененными с образованием наложенных карбонат-кварц-серицитовых, хлорит-серицитовых метасоматитов.

Верхняя граница толщи, вероятно, тектоническая. Мощность толщи 700 м.

В 5 км северо-западнее от п. Тимирязевского в светлых кремнистых сланцах В.А. Масловым и О.В. Артюшковой собраны многочисленные конодонты и их отпечатки *Pol. aff. eiflius* Bischoff et Ziegler, *Pol. linguiformis linguiformis* Hinde *gamma morphotype* Ziegler, Kapper et Bultynck, *Pol. aff. linguiformis pinguis* Weddige, *Pol. cf. pseudofoliatus* Wittekindt, *Pol. trigonicus* Bischoff et Ziegler, *Tortodus cf. kockelianus kockelianus* (Bischoff et Ziegler); последний вид указывает на принадлежность пород к эйфельскому ярусу.

2.6. Сухтелинская толща среднего – верхнего девона (D₂₋₃ sh)

Сухтелинская толща слагает серию тектонических пластин [Тевелев, Кошелева, 2002] в южной части Арамилско-Сухтелинской зоны (фиг. 3). В низах разреза преобладают средне-крупнообломочные туфы, туфогравелиты, туфоконгломераты от базальтового до андезитового состава. Выше по разрезу появляются углеродисто-глинистые, глинистые сланцы с прослоями глинистых алевролитов и аркозовых песчаников, доля которых постепенно возрастает. В районе п. Сухтелинского картируется пачка массивных светло-серых органогенных известняков, предположительно являющихся остатками Сухтелинской рифовой постройки [Тевелев, Кошелева, 2002]. Подошва известняков неизвестна. Они перекрываются базальтовыми туфами с прослоями алевролитов, сланцев.

Мощность толщи составляет приблизительно 300–1000 м.

Возраст толщи доказан фаунистически. В известняках у п. Сухтелинского Б.А. Чермениновым, И.В. Чермениновой, В.В. Бабкиным и др. собраны многочисленные кораллы (определения О.В. Богоявленской, Ф.Е. Янет, М.В. Шурыгиной): *Astrophyllum irgislense* Soschk., *Neocolumnaria vagranensis* Soschk., *Alveolites ex gr. singularis* Soc., *A. aff. polinovi* Peetz., *Heliolites ex gr. taltiense* Janet (*in citt*) и др., *Stachyodes ex gr. stromatoporides* Gogol., *Gracilopora sp. indet. (cf. infirma* Janet), *Grassialveolites cf. crassiformis* Sok., *Soshkinella sp. indet. (cf. vulgaris* Soshk.), *Syringopora cf. javorskyi* Tchern., *Fasciphyllum cf. halliaformes* Soshk. и др., имеющие широкий возрастной диапазон (ранний девон – живет).

В результате работ В.А. Маслова и О.В. Артюшковой в кремнистых алевролитах, вскрытых карьером в 5 км к северу от п. Сухтелинского, найдены конодонты: *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde *gamma morphotype* Bultynck, *Polygnathus ex gr. costatus* Klapper и др., характерные для раннефранских отложений. В кремнисто-глинистых сланцах, вскрытых карьером в 2,5 км западнее п. Линевки, обнаружены единичные конодонты *Belodella sp.*, *Polygnathus aff. robusticostatus* Bischoff et Ziegler, позволяющие датировать породы поздним эйфелем – ранним живетом.

Таким образом, возраст сухтелинской толщи определяется в интервале эйфель — ранний фран.

2.7. Краснокаменная толща верхнего девона (D₃ kr)

По данным А.В. Моисеева и др., краснокаменная толща картируется в одноименной вулкано-плутонической структуре и в обрамлении Большаковского габбрового массива. Изверженные породы краснокаменского комплекса слагают кольцевые структуры, подчеркнутые дуговыми и радиальными разломами, заложенными на более древних линейных структурах (фиг. 3).

Породы толщи образуют единый трахибазальт-трахит-сиенитовый вулкано-плутонический комплекс, в который входят трахибазальты, трахиандезитбазальты, трахидациты и их туфы; редко встречаются андезиты, дациты и их туфы, вулканомиктовые песчаники и алевролиты, углеродистые кремнистые сланцы; очень редко — известняки.

К северу от д. Никольское в долине р. Увелька вскрыт фрагмент разреза краснокаменной толщи. В основании разреза залегают гиганто-обломочные туфы агломератового потока, содержащие плоские глыбы слоистых вулканомиктовых песчаников и округлые обломки базальтов. Местами в туфах встречаются обломки стекол, замещенных хлоритом. Выше лежат выветрелые псаммитовые туфы (?), превращенные в хлоритовые сланцы. Эти сланцы перекрываются рассланцованными и обожренными трахириолитами (?) и псаммитовыми туфами кислого состава. Породы местами превращены в кварц-серицитовые сланцы. Они перекрываются силлами (?) порфировых трахириолитов, которые сопровождаются зонами закалки — фельзитовыми трахириолитами. Описанный фрагмент разреза характеризует субмаринную обстановку взрывной деятельности.

Мощность толщи около 1500 м. Возраст принят условно на основании резкого несогласия кольцевых структур краснокаменной толщи с ордовикско-силурийским линейным планом подстилающих отложений.

2.8. Сосновская толща нижнего карбона (C₁ ss)

Распространена в западной части Сухтелинской зоны в виде двух узких субмеридиональных прерывистых полос (фиг. 3). В верхах толща, по данным В.В. Бабкина и др., сложена чередующимися пачками глинистых, кремнисто-глинистых филлитовидных сланцев, кварцитовидных кремнистых сланцев, известняков, вулканомиктовых алевролитов,

полимиктовых мелкозернистых песчаников. Толща смята в мелкие складки, контакты тектонические. Общая мощность толщи более 500 м.

По данным Ю.П. Бердюгина и др., Р.Н. Шагиной и др., толща имеет турнейско-ранневизейский возраст, установленный по многочисленным определениям фораминифер, кораллов, брахиопод. Этому выводу не противоречат сборы конодонтов *Cavusgnathus unicornis* Youngquist et Mehl визейско-раннесерпуховского возраста и *Bispathodus spinulicostatus* Branson et Mehl и *Polygnathus inornatus* E. Branson фамен-раннетурнейского возраста из прослоев известняков среди алевролитов (определения Л.И. Кононовой и А.С. Алексеева) [Тевелев, Кошелева, 2002].

2.9. Биргильдинская толща нижнего карбона (C₁ br)

Слагает в центральной части Арамильско-Сухтелинской зоны небольшой изолированный тектонический блок, сложенный битуминозными и мраморизованными известняками светло-серого, серого и темно-серого цвета, переслаивающимися между собою. Известняки местами мраморизованы. Мраморы характеризуются неравномернозернистыми структурами, плитчатой отдельностью, в них нередко сохраняется слоистость, обусловленная неравномерной примесью глинистого вещества. Верхняя и нижняя границы толщи неизвестны.

Мощность толщи достигает 700 м. В мраморах, переполненных фауной, Е.П. Шулькиным и др. (1986 г.) собраны кораллы *Lithostrotion irregulare* (Phill.), *L. junceum* (Flim.), *Caninia* sp., *Rugosa*, *Syringopora* sp.; брахиоподы *Gigantoproductus giganteus* (Mart), *G. cf. crassus* (Mart), *G. striatosulcatus*; криноидеи *Platycrinites cf. laevis* Miller, *P. sp.*, *Gilbertocrinites ex. gr. cassiope* Moore et Jeffords, *Culcaudex* sp., *Poteriocrinites cf. crassus* Miller, *Heteroteleachus sp. indet.*, *Floricyclus* sp., *Rhicamax* sp., *Pentagonocyclicus sp. indet.*, *Floricyclus sp. indet.*, *Pentagonocyclicus sp.*, *Poteriocrinus sp. indet.*; фораминиферы *Endothyra sp. indet.* *omphalota* (Raus. et Reitl.), *Omphalotis cf. chariessa* (Conil et Lys), *Planoendothyra* sp. и др. Эти находки позволяют надежно датировать биргильдинскую толщу в визейско-серпуховском диапазоне (C₁v-s).

— * —

На рис. 6 приведены обобщенные колонки Магнитогорского и Арамильско-Сухтелинского палеовулканических поясов. Хорошо видно, что разрез Арамильско-Сухтелинской зоны повторяет таковой Магнитогорской мегазоны, только в редуцированном виде. Так, мощность вулканогенно-осадочных образований в первой из них в 2 раза меньше, чем во второй. Заметно менее интенсивно проявлена здесь и вулканическая деятельность. Однако, если вновь обратиться на фиг. 3, еще более заметны отличия в распространенности отложений разного возраста. Если в Магнитогорской зоне наибольшую, центральную

часть занимают девонские и каменноугольные отложения, то в Арамильско-Сухтелинской они развиты в основном на периферии: то есть если там — хорошо сохранившаяся синформа, то здесь — сильно эродированная и сжатая антиформа.

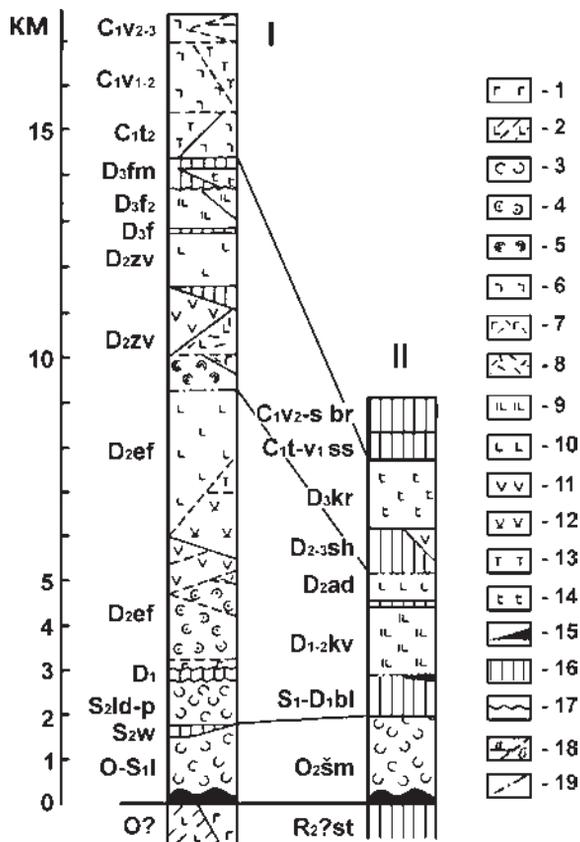


Рис. 6. Обобщенные колонки Магнитогорского (I) [Сервакин, 1997] и Арамильско-Сухтелинского (II) палеовулканических поясов

Условные обозначения: 1 — субщелочные оливиновые базальты; 2 — базальты нормальной щелочности; 3 — толеитовые базальты океанические; 4 — толеиты основания эйфельских островодужных комплексов; 5 — толеиты зон спрединга живецкого возраста; 6 — базальты коллизионной стадии; 7 — контрастные риодацит-базальтовые разрезы; 8 — дациты, риодациты, риолиты; 9 — калиевые и калиево-натриевые базальты, андезиты-базальты; 10 — базальты и андезиты-базальты пироксенитофировые и плагиоклаз-пироксенитофировые; 11 — андезиты-базальты, андезиты, риодациты известково-щелочные; 12 — андезиты, риодациты известково-щелочные; 13 — трахиты, трахидациты, трахириолиты; 14 — трахиандезиты, трахидациты, трахириолиты; 15 — серпентинизированные гипербазиты; 16 — перерывы в вулканической деятельности; 17 — стратиграфические несогласия; 18 — границы между формациями (а) и субформациями (б); 19 — тектонические контакты

Глава 3. Магматизм

В пределах Арамильско-Сухтелинской зоны интрузивные образования различного состава развиты на всем ее протяжении и имеют широкий возрастной диапазон (фиг. 4).

3.1. Каганский комплекс предположительно среднерифейского возраста ($R_2?k$)

Каганский комплекс, развитый непосредственно к западу от Арамильско-Сухтелинской зоны, представлен небольшими (до 3 км в длину) массивами дунит-гарцбургитовой ассоциации, развитыми в обрамлении Ларинского гранито-гнейсового купола (Ларинская группа тел (14) (здесь и далее см. номер на фиг. 4)). Породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев и представлены антигоритовыми серпентинитами, тремолитовыми, оливин-тальковыми породами, реже тальковыми и хлоритовыми сланцами.

Вмещающими породами являются кварциты и амфиболиты саитовской свиты ($R_2?st$). Гипербазитовые массивы залегают согласно с кристаллизационной сланцеватостью последней. По геофизическим данным контакты массивов крутопадающие или вертикальные. На границе с углеродистыми кварцитами встречаются прожилки графита, возникшие благодаря динамометаморфизму. Возраст образований каганского комплекса условно был принят среднерифейским.

3.2. Куликовский комплекс среднего ордовика (O_2)

Гипербазитовые массивы куликовского комплекса слагают Куликовский, Чебаркульский и Казбаевский пояса.

В **Куликовский пояс (O_2kl)** входят: Куликовский массив (30), Аминевский (26), Беловская группа тел (22) и множество мелких массивов в зоне сочленения Уйско-Новооренбургской и Арамильско-Сухтелинской

зон. В пределах последней картируется большое количество средних и мелких гипербазитовых тел, приуроченных к разломам. Исключение составляют гипербазитовые тела в обрамлении Большаковского массива (19), залегающие согласно с вулканитами шеметовской ($O_2\delta m$) и кремнистыми сланцами булатовской (S_1-D_1bl) толщ.

В строении массивов можно выделить два комплекса: дунит-гарцбургитовый и габбро-клинопироксенитовый (развитый незначительно). Гипербазиты интенсивно изменены и представлены преимущественно антигоритовыми серпентинитами, тальк-карбонатными породами и лиственитами. Границы массивов практически везде тектонические, вертикальные или крутопадающие. Контактных изменений вмещающих пород нет.

Куликовский массив расположен на южном окончании Арамильско-Сухтелинской зоны. Это самый крупный по площади гипербазитовый массив на рассматриваемой территории, его размеры 20×10 км. Он имеет сложное строение и состоит из тектонически совмещенных блоков апогарцбургитовых и аполерцолитовых серпентинитов, габброидов и вмещающих вулканогенно-осадочных пород [Тевелев, Кошелева, 2002]. В зонах расланцевания развиты антигоритовые серпентиниты, выполняющие пространство между крупными блоками. Габброиды местами замещены родингитами. Ультрамафиты интенсивно смяты и изменены, единственным сохранившимся первичным минералом является хромшпинелид, оливин не сохраняется. Данные картирования и результаты сейсмопрофилирования МОВ (см. ниже) позволяют считать массив плоским бескорневым телом, которое залегает в основании Сухтелинской синформы, подстилая тектоническую пластину ордовикских базальтов шеметовской свиты и перекрывая на востоке по надвигу каменноугольные вулканогенно-осадочные толщи смежной структурной зоны.

Аминевский массив залегает среди вулканогенно-осадочных образований девона Уйско-Новооренбургской зоны смятия. Массив (10×3 км) меридионально вытянут и имеет неоднородное внутреннее строение. По данным В.Ф. Турбанова и др., южная его часть сложена преимущественно антигоритовыми, реже лизардитовыми серпентинитами, количество которых увеличивается к северу. В центральной части массива картируется небольшое тело габбро, на контакте с которым лизардитовые серпентиниты метаморфизованы. Местами развиты карбонатные, серпентин-карбонатные и тальк-карбонатные породы. В северной части Аминевского массива развито ороговикование, которое связывается с внедрением Вандышевского гранитного массива (25). Контакты с вмещающими породами тектонические.

Беловская группа тел представлена небольшими линзовидными массивами, протягивающимися от д. Белово до д. Верхнеусцеломово.

Строение массивов однообразно: преобладают антигоритовые серпентиниты, с незначительными телами габбро ассоциируют пироксениты. По серпентинитам местами развиты тремолит-актинолитовые, серпентин-карбонатные и карбонатные породы. Падение тел преимущественно вертикальное, контактовых изменений нет.

Магадеевская (Кумлякская) группа тел (27) объединяет около 20 небольших серпентинитовых массивов северо-западнее Бирюковского граносиенитового массива (28). Вмещающими являются вулканогенно-осадочные породы ордовика – силура. Тела гипербазитов имеют вытянутую линзовидную форму, своим расположением подчеркивая направление разрывных нарушений. Из-за небольших размеров они слабо выделяются в гравитационном поле. В составе тел преобладают антигоритовые серпентиниты, реже встречаются лизардитовые. При гидротермальных изменениях ультрабазиты подвергаются карбонатизации (вплоть до мономинеральных карбонатных пород), оталькованию и хлоритизации.

Чебаркульский пояс (O_2ck) включает в себя Байрамгуловский (1), Чебаркульский (6) и Травниковский массивы, а также окружающую его группу тел (5), расположенных в северной части Арамильско-Сухтелинской зоны между Травниковским и Байрамгуловским разломами. Массивы имеют линзовидную форму, вытянуты преимущественно в меридиональном направлении. В массивах Чебаркульского пояса выделяются аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты, реже аповерлитовые. Среди серпентинитов преобладают лизардитовые. Незначительно развиты габброиды, клинопироксениты и дайки долеритов. В северном направлении возрастает степень метаморфизма ультрабазитов, появляются оливин-антигоритовые и оливин-тальковые породы.

Массивы **Казбаевского пояса (O_2kz)** образуют одноименную меридиональную цепочку (7), отделяющую Арамильско-Сухтелинскую и Касаргино-Рефтинскую зоны от Кочкаро-Адамовской.

Ультрамафиты слагают линзовидные тела, которые в результате многоактных тектонических деформаций были смяты и раздроблены с образованием зон брекчирования. В составе массивов преобладают антигоритовые серпентиниты, по периферии подвергшиеся различным гидротермальным преобразованиям, местами серпентиниты полностью замещаются карбонатами и тальком. Петрохимические особенности ультрамафитов и присутствие в них хромшпинелидов указывают на принадлежность первичных пород к дунит-гарцбургитовой формации.

А.В. Моисеев и др. предполагают, что породы Куликовского пояса имеют среднеордовикский возраст, поскольку среди осадочных пород шеметовской толщи ($O_2\check{m}$) отмечаются находки обломков и галек серпентинитов. Шеметовские базальты, по-видимому, входят, наряду с гипербазитами, в единую офиолитовую ассоциацию.

3.3. Краснокаменский комплекс верхнего девона (D_3 kr)

Краснокаменский габбро-сиенитовый комплекс представлен Соколовским (18) и Краснокаменским (17) массивами, а также многочисленными небольшими телами. В составе массивов выделяются преимущественно сиениты (59%), кварцевые монцониты и монцодиориты (34%), габброиды (7%).

Краснокаменский массив с окружающими его мелкими телами является частью единой вулканогенно-интрузивной структуры. Она прорывает отложения краснокаменской толщи с образованием обширной скарново-магнетитовой зоны, диаметром около 7 км. С кремнистыми сланцами булатовской толщи массив имеет тектонические контакты.

Соколовский массив имеет двухфазное строение. К первой фазе относят небольшое тело габброидов в северо-западной его части, а ко второй — монцодиориты и кварцевые монцониты и сиениты, связанные между собой постепенными переходами.

Сиениты — массивные, среднезернистые и крупнозернистые породы, в составе которых выделяются (%): калиевый полевой шпат (40–60), плагиоклаз (30–50), биотит (5–10), роговая обманка и кварц (до 5), вторичные минералы — эпидот (5–20) и серицит (до 10), акцессорные минералы — апатит, сфен. Монцодиориты отличаются повышенным содержанием темноцветных минералов и более основными плагиоклазами, а кварцевые монцониты — большим содержанием кварца. Габбро на 50% состоит из эпидотизированного плагиоклаза, амфибола (45), хлорита, апатита и рудных минералов (2).

Как отмечают А.В. Моисеев и др., стратифицированные трахибазальты, трахиандезитобазальты, трахидациты и туфы краснокаменской толщи образуют с интрузивными и субвулканическими телами единый разновозрастный комплекс, на что указывают сходство минерального и химического состава, а также тесные структурные взаимоотношения.

3.4. Неплюевский комплекс верхнего девона – нижнего карбона (D_3-C_1n)

К неплюевскому диорито-гранодиорит-гранитовому комплексу отнесены небольшие интрузивные массивы в центральной части Арамилско-Сухтелинской зоны: Пустозеровский (8), Камбулатовский (9), Ключевской (10), Куртмакский (12) и Караталинский (13).

Вмещающими породами для массивов являются раннепалеозойская вулканогенно-осадочная ассоциация и девонские вулканиты краснокаменской и кулуевской толщ. В контактовой зоне они превращены в амфибол-плагиоклазовые роговики, плагиосланцы и андалузитовые

кварциты с развитием гнейсовидности согласно контактам и слоистости вмещающих пород. По геофизическим данным, массивы характеризуются спокойными и пониженными гравитационными и магнитными полями, тогда как вмещающие породы резко отличаются повышенным и «изрезанным» магнитным полем.

Для массивов характерно двухфазное строение. В первую фазу включаются диориты и кварцевые диориты, реже плагиограниты, во вторую — биотитовые граниты и лейкограниты. Контакт между первой и второй фазой интрузивный, инъекционный. Среди лейкогранитов второй фазы встречаются ксенолиты гранитов первой фазы.

В составе гранитов первой фазы выделяют (%): плагиоклаз № 14–30 (35), микроклин (30), кварц (30), биотит (5), акцессорные минералы — гранат, турмалин, циркон, апатит, муассонит, магнетит, пирит. Лейкограниты второй фазы состоят (%): плагиоклаз № 10–15 (25), микроклин (40), кварц (30), биотит и мусковит (1–3), акцессорные — циркон, апатит, гранат, магнетит. Жильные породы, по данным В.И. Петрова и др., представлены мелкозернистыми диоритами, плагиогранитами, гранит-порфирами, мелкозернистыми гранитами, аплитами, пегматитами.

Неплюевский комплекс считается позднедевонско-раннекаменноугольным на основании взаимоотношения со вмещающими породами и определения абсолютного возраста В.П. Костаревым и др. К—Аг методом в 349 ± 13 млн. лет.

3.5. Большаковский нижнекаменноугольный комплекс (C₁ vb)

Породы комплекса слагают одноименный массив (19), расположенный у д. Булатово, и мелкие тела габбро, ассоциирующие с шеметовской толщей. Массив имеет в плане каплевидную форму, размерами 8 км в длину и 6 км в ширину. Внутренне строение массива неоднородное, в его центральной части преобладают мезократовые среднезернистые габбро массивной текстуры, по периферии — лейкократовое и такситовое габбро. Широко представлены различные по размерам ксенолиты вмещающих пород. Преимущественно это пироксен-плагиоклазовые роговики и ороговикованные базальтоиды с постепенным переходом в неизменные вулканиты шеметовской толщи. Реже встречаются кварцевые роговики по фтанитам и яшмоидам булатовской толщи, захваченные в результате внедрения габброидов. К более поздним образованиям можно отнести жильные граниты и гранитные пегматиты.

Массив сильно задернован, но при интерпретации геофизических полей отчетливо прорисовывается его сложное строение. По отношению к вмещающим вулканогенно-осадочным породам массив выделяется

положительной аномалией силы тяжести, в целом повторяющей его контур. Положительные, серпообразные аномалии магнитного поля внутри массива соответствуют обогащенным магнетитом и титаномагнетитом габбро, которые внедрились по радиальным разломам. Блоки ороговикованных пород, как более устойчивые к процессам выветривания, выделяются на аэрофотоснимках в виде грив, субпараллельных контактам массива. По геофизическим данным, массив погружается под вмещающие породы (северная часть более полого), вертикальная мощность массива около 7 км.

Химический состав габброидов большаковского комплекса существенно отличается от состава габброидов, связанных со среднеордовикскими гипербазитовыми массивами и имеет большое сходство с основными породами габбро-гранитной формации восточной части Магнитогорской мегазоны [Ферштатер и др., 1984]. Абсолютный возраст габбро, определенный K–Ar методом по породе, по данным А.В. Моисеева и др., составляет 342 ± 30 млн. лет. Учитывая этот возраст, а также близость по комплексу признаков к визейской габбро-гранитной формации Магнитогорской мегазоны, датированной Ю.Л. Ронкиным и др. [1997], нами большаковский комплекс относится к визейскому ярусу каменноугольной системы.

3.6. Степнинский комплекс (P₁st)

Массивы, относящиеся к степнинскому монцодиорит-граносиенит-гранитовому комплексу, располагаются вдоль восточной границы Арамильско-Сухтелинской зоны. К этому комплексу относят: Кулуевский (2), Куйсаринский (3), Сагитовский (4), Калиновский (11), Кумлякский (21), Бирюковский (28) и Степнинский (29) массивы, а также небольшие тела, генетически связанные с ними.

Строение комплекса сложное, многофазное. Все разнообразие пород в полном объеме проявилось только в Степнинском и Бирюковском массивах.

Согласно Г.Б. Ферштатеру и др. [1994], Степнинский массив представляет собой кольцевую концентрически-зональную интрузию, сформированную в три этапа. На первом из них в тектонически ослабленную зону по системе кольцевых разломов внедрились монцодиориты, особенно богатые ксенолитами и останцами вмещающих пород. В результате внутрикамерной дифференциации монцодиоритовой магмы образовались кварцевые монцодиориты и сиенито-диориты, локализованные по периферии ядра и прорванные на втором этапе формирования массива кольцевой граносиенитовой интрузией, внедрившейся по границе ядра и являющейся производной той же

монцодиоритовой магмы, отделившейся от нее в глубинном промежуточном очаге. На третьем этапе внедрились граниты, завершившие формирование массива.

Отдельные разновидности пород всех трех фаз образуют неполнокольцевые или серповидные в плане тела, погружающиеся к центру массива. По данным интерпретации физических полей над массивом, выполненной геофизиками ПГО «Уралгеология», дно массива имеет примерно горизонтальное залегание и располагается на глубине 2,5–3 км. Внутренняя структура массива независима от структуры пород рамы. Он деформирует вмещающие породы, которые приспособляются к массиву, как бы «обтекают» его. Другие массивы степнинского комплекса имеют сходное строение со Степнинским. Бирюковский, Вандышевский и Уйский массивы имеют ядро зонального строения, сложенное гранитоидами повышенной основности (монцонитоидами). С удалением от центра всех массивов кремнекислотность пород, как и в Степнинском, возрастает, и их краевые зоны всегда сложены гранитами. Все разновидности пород локализованы в неполно-кольцевых и серповидных в плане телах, которые погружаются к центру массивов. Ядерные части массивов выделяются положительными гравиметровыми аномалиями, а их края, сложенные гранитами, характеризуются низкими значениями гравиметрового поля и знакопеременным, в целом положительным магнитным полем.

Черноборский массив по форме и внутреннему строению стоит особняком. Это межпластовая залежь, вытянутая в северо-восточном направлении и погружающаяся к западу под углом 30–40°. Как и Степнинский массив, Черноборский сформировался в три интрузивные фазы, представленные такими же породами.

В северной части Арамилско-Сухтелинской зоны массивы имеют более простое однофазное (Сагитовский и Калиновский) или двухфазное строение (Кулуевский и Куйсаринский). Массивы прорывают вмещающие их вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы с образованием контактовой зоны шириной до 1,5 км, состоящей из амфибол-плагиоклазовых роговиков, амфиболлизированных разностей базальтоидов и мраморизованных известняков.

А.В. Моисеев и др., изучавшие массивы Степнинского комплекса в процессе недавних геологосъемочных работ, выделяют несколько типов пород и фаз:

а) ксенолиты амфиболлизированных базальтов, мраморизованных и скарнированных известняков, ороговикованных алевролитов и песчаников, слюдистых сланцев;

б) ксенолиты докембрийских метаморфических пород — пироксен-плагиоклазовые, амфибол-пироксен-плагиоклазовые, пироксен-скаполит-плагиоклазовые, амфибол-скаполитовые породы, мигматизи-

рованные амфибол-биотитовые плагиосланцы с прослоями графитистых и слюдястых кварцитов;

в) **первая фаза** — монцодиорито-гнейсы и монцодиориты, граносиенито-гнейсы, гнейсо-граниты и гнейсовидные граниты, диориты и монцогаббро, биотитизированные амфиболиты;

г) **вторая фаза** — крупнозернистые рапакивиобразные биотитовые граниты, средне-крупнозернистые гранодиориты, граносиениты, такситовые амфибол-биотитовые кварцевые монцодиориты;

д) **третья фаза** — средне-мелкозернистые биотитовые граниты.

Жильные породы представлены мелкозернистыми гранитами, гранит-порфирами, аплитами и пегматитами.

Как отмечалось В.П. Костаревым и А.И. Батаниным, определения абсолютного возраста Степнинского комплекса, сделанные до 1976 г., варьируют в широком интервале от поздней перми до раннего девона. В ксенолитах скарнированных известняков известны находки фауны крупных продуктид и колониальных кораллов, что позволяет считать нижней границей комплекса визе — серпухов. Раннепермский возраст массива был принят нами согласно датировкам, полученным F. Bea et al. [2005] Rb—Sr изохронным методом (281 ± 4 млн. лет) и Pb—Pb изотопным методом по цирконам (283 ± 2 млн. лет).

Уйский (24) и Вандышевский (25) массивы, имеющие сложное, концентрическое многофазное строение, идентичное массивам Степнинского комплекса и сложенные гранитами и лейкогранитами, находятся не в Сухтелинско-Арамильской, а в Уйско-Новооренбургской зоне. Видимо по этой причине геологи-съемщики относят их к самостоятельному Кацбахскому комплексу; их точка зрения отражена на фиг. 4. Согласно этим авторам, первая фаза этих массивов представлена меланократовыми монцодиоритами и кварцевыми монцонитами, вторая — порфиroidными биотитовыми гранитами и третья — мелко- и равномернозернистыми лейкократовыми гранитами. Дайковые и жильные тела состоят из мелкозернистых лейкократовых гранитов, гранит-порфиров, аплитов и гранитных пегматитов.

Идентичность строения и состава Уйского и Вандышевского массивов со Степнинским и Бирюковским, а также расположение их на прямой линии, секущей коровые структуры, достаточно красноречивы; это обстоятельство уже давно обращало на себя внимание [Пучков и др., 1986; Ферштатер и др., 1994]. По-видимому, данные массивы следует рассматривать в составе Степнинского комплекса и относить к монцодиорит-гранитной формации, образованной при взаимодействии мантийного магматического источника с корой. Независимость от уральских орогенных структур позволяет предположить плюмовый характер этого источника на основании тектонического районирования территории. Искусственное разделение однотипных гранитов по зонам

смазывает их связь и наложенный характер цепочки. Нам представляется, что Уйский и Вандышевский массивы следовало бы отнести к Степнинскому комплексу.

3.7. Еланчиковский комплекс (P_1e)

К еланчиковскому комплексу относятся Ларинский (15), Первомайский (16) и Приданниковский (20) гранитные массивы, находящиеся непосредственно за западной границей Сухтелинско-Арамильской зоны.

Вмещающими породами Ларинского и Первомайского массивов являются гнейсы и амфиболиты саитовской толщи (R_2^2st), контакты пологие ($20-45^\circ$). Приданниковский массив залегает согласно среди углеродисто-кремнистых сланцев булатовской толщи (S_1-D_1bl). По геофизическим данным, использованным В.Ф. Турбановым, размер отрицательной аномалии поля силы тяжести больше, чем выходы на поверхность массивов, что позволяет на глубине относить их к единой структуре, названной Ларинским гнейсовым куполом. Мощность этого единого массива около 5 км.

Массивы сложены лейкократовыми гранитами, мелко- и среднезернистыми. Состав гранитов: альбит-олигоклаз (40–50%), микроклин (20–30%), кварц (15–30%), биотит и замещающий его мусковит (3–7%). Акцессорные минералы: гранат, сфен, циркон, ортит. На контакте массивов с вмещающими породами широко развиты апофизы, представленные лейкогранитами, гранит-порфирами, аплитами, пегматитами, смятые в многочисленные складки и превращенные в кварц-мусковитовые сланцы. Здесь присутствуют жилы гранулированного кварца. Согласно серийной легенде 1999 года, возраст гранитоидов еланчиковского комплекса принят раннепермским.

Глава 4. Тектоника

Арамильско-Сухтелинская зона находится в пределах восточного склона Южного Урала и формально, по особенностям своего глубинного строения, вместе с зонами, расположенными к востоку и западу, принадлежит Восточно-Уральской мегазоне. Это не противоречит сказанному в главе 2: по строению палеозойского разреза Арамильско-Сухтелинская зона очень хорошо коррелируется с Магнитогорской. Как будет показано, палеозойские толщи шарьированы на докембрийский сиалический блок Восточно-Уральской мегазоны. С запада по Байрамгуловскому разлому рассматриваемая зона отделена от Ильменогорско-Сысертского куполообразного поднятия, а по Петропавловскому — от Уйско-Новооренбургской зоны и Ларинского купола (рис. 7). На востоке она граничит, главным образом, с Кочкаро-Адамовской зоной, и лишь в северной ее части по Аргаяшскому надвигу — с Касаргино-Рефтинской.

Арамильско-Сухтелинская зона в плане представляет собой узкую, вытянутую в северо-восточном направлении полосу, шириной около 20–30 км, ограниченную от других структурно-формационных зон зонами смятия. В целом, на фоне общего гравитационного минимума, для нее характерны понижения гравиметрического поля в районах распространения кремнистых и кремнисто-глинистых осадочных разрезов и локальные максимумы, связанные с вулканогенными породами основного состава. Аномалии подчеркивают северо-восточное и северо-северо-восточное простирание главных структурно-формационных элементов. С небольшими гранитными массивами связаны отрицательные аномалии гравитационного поля. На общем спокойном магнитном поле резко выделяются интенсивные линейные аномалии, обусловленные гипербазитовыми массивами. Внутреннее строение зоны сложное, она представляет из себя серию налегающих друг на друга тектонических пластин, размером от 5 до 15 км в ширину и 10–30 км в длину; контакты между ними местами подчеркнуты небольшими телами серпентинитов. Пластины, состоящие большей частью из базальтов, слабо дислоцированы, тогда как осадочные образования (песчаники и алевролиты шеметовской толщи, кремнисто-углеродистые сланцы булатовской толщи) смяты в мелкие складки различ-

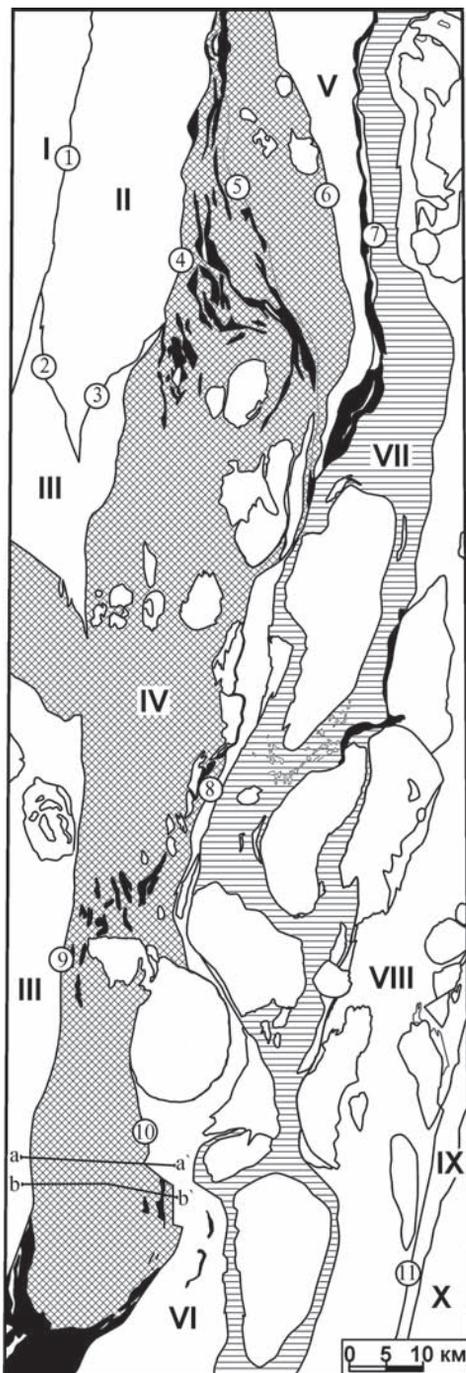
ной ориентировки, что связано с разной компетентностью пород.

Для правильного понимания тектонического строения Арамильско-Сухтелинской зоны большую помощь оказывает анализ интерпретации геофизических материалов по Троицкому (ГСЗ) и Верхнеуральскому (МОВ) профилям, пройденным параллельно друг другу на широте примерно 52°. Оба профиля под прямым углом пересекают Арамильско-Сухтелинскую структуру в южной ее части, в нескольких километрах севернее Куликовского гипербазитового массива (рис. 7).

Рис. 7. Схема тектонического районирования восточного склона Южного Урала

Условные обозначения: Римскими цифрами на схеме показаны зоны: I — Вознесенско-Присакмарская; II — Сысертско-Ильменогорская; III — Уйско-Новооренбургская; IV — Арамильско-Сухтелинская; V — Касаргино-Рефтинская; VI—VIII — Кочкаро-Адамовская: VI — западная подзона, VII — центральная подзона, VIII — восточная подзона; IX — Копейская; X — Зауральская.

Арабскими цифрами показаны разломы: 1 — Миасский, 2 — Билярьский, 3 — Кундравинский, 4 — Байрамгуловский, 5 — Травниковский, 6 — Аргаяшский, 7 — Казбаевский, 8 — Муранкинский, 9 — Петропавловский, 10 — Натальинский, 11 — Новомирский. Фрагменты сейсмических профилей: а—а' — Троицкий, б—б' — Верхнеуральский



На рис. 8 показан фрагмент (Восточно-Магнитогорский и Восточно-Уральский блоки) сейсмического разреза земной коры и верхней мантии по Троицкому профилю глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) [Дружинин, Кошубин, 1986; Автонеев и др., 1988]. Прекрасно видно, что в пределах Арамильско-Сухтелинской зоны (пикеты 127–130) проявлены элементы моноклиальной структуры западного падения, а древний фундамент относительно восточной части Восточно-Уральского блока погружается на глубину 12–15 км. Мощность палеозойского разреза оценивается здесь в 5–7 км, средняя плотность пород — 2,75 г/см³. Примечательно, что аналогичная картина наблюдается и по поверхности Мохо. Так, наиболее приподнятое ее положение (40–45 км) и сокращенная мощность переходной зоны отмечены под Чесменским гранитным массивом, а к западу, в сторону Ахуново-Кацбахского антиклинория, поверхность Мохо испытывает резкое погружение. На всем протяжении от Сугомакско-Кацбахского разлома на восток до Чесмы наблюдается резкий подъем промежуточных границ в земной коре, разграничивающих сейсмоструктурные этажи (K₁, K₂), а также серия разрывных нарушений крутого западного падения. По предположению цитированных авторов, Арамильско-Сухтелинская зона является принадлежностью Магнитогорского мегаблока, хотя на рис. 8 видна прежде всего непрерывная прослеживаемость фундамента Восточно-Уральской мегазоны под эту зону.

Более определенно этот вопрос рассмотрен в статье В.Н. Пучкова и А.Н. Светлаковой [1993], посвященной строению Южного Урала по Троицкому профилю ГСЗ. Авторы, обратившие большее внимание на анализ материала по отражающим площадкам, отмечают, что Магнитогорская мегазона и западная часть Восточно-Уральской (от зоны ГУРа до пикетов 126–127) на глубине образуют единую синформную структуру (рис. 9). Максимальная ее глубина достигает 50–55 км.

Условные обозначения к рис. 8: 1–2 — структурные этажи: 1 — палеозойский, 2 — протерозойский; 3 — верхняя мантия; 4 — промежуточные границы в земной коре, разграничивающие сейсмоструктурные этажи (ССЭ) на мегакомплексы; 5 — поверхность третьего ССЭ (возможно протокора); 6 — поверхность IV ССЭ (переходная зона от земной коры к верхней мантии) ($V_n = 6,2–8,0$ км/с, мощность от 3–5 до 15–20 км); 7 — поверхность высокоскоростной части IV ССЭ ($V_n = 7,2–8,2$ км/с, $\rho = 3,2–3,25$ г/см³); 8 — поверхность верхней мантии (основной раздел Мохоровичича); 9 — совокупность отражающих площадок (а) или отдельных площадок (б), занимающих несогласное положение с общим структурным планом; 10–11 — предполагаемые глубинные разломы, разделяющие крупные блоки: 10 — земной коры, 11 — земной коры и верхней мантии; 12 — разрывные нарушения в верхней части земной коры, приуроченные к крутопадающим отражающим площадкам; 13 — границы блоков и комплексов в соответствии с магнитной (а) и гравитационной моделью (б); 14–15 — интрузивные формации: 14 — габбровая, 15 — гранит-лейкогранитовая; 16 — серпентиниты аподунит-перидотитовые; 17 — пункты взрыва; 18 — границы тектонических зон

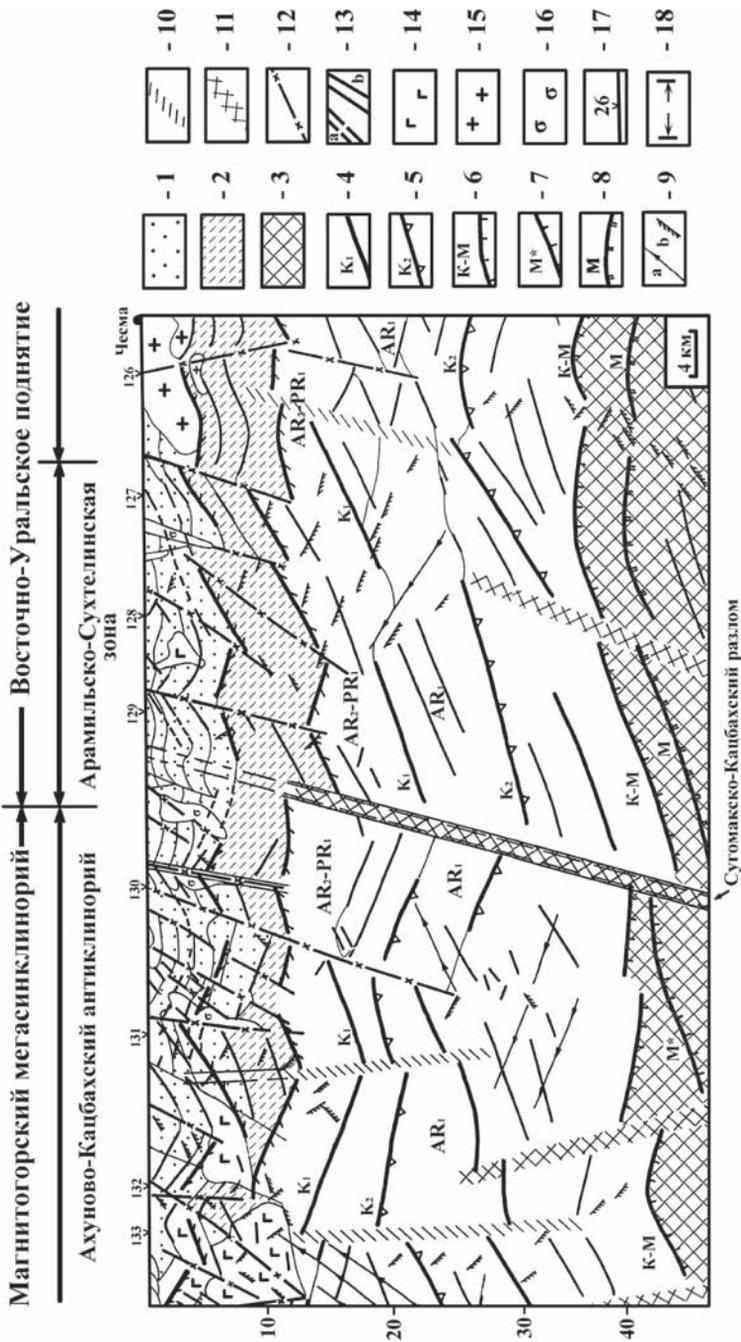


Рис. 8. Геологический разрез Арамилско-Сухтелинской зоны по Троицкому профилю, по С. В. Автоневи и др. [1988], с упрощениями

Строение иинформы асимметричное. Западное ее крыло имеет пологий восточный наклон площадок, а восточное — более крутой западный. В районе пикета 129 структура разбита крупным разрывным нарушением, соответствующим на поверхности Сугомакско-Кацбахской зоне разломов. Прослежена она до глубины порядка 20 км. На рис. 9 хорошо видно, что все слои, примыкающие к разлому с запада, образуют небольшие изгибы «антиклинального» вида, а более восточные — при крутом западном падении ныряют под эти изгибы. Подобное явление отчетливо просматривается и на рис. 8. При этом, как и в предыдущей интерпретации, фундамент Восточно-Уральской мегазоны прослеживается под Арамильско-Сухтелинскую зону.

В интерпретации геофизических материалов по Верхнеуральскому профилю [Меньшиков и др., 1983] для нас наибольший интерес также представляет область сочленения Арамильско-Сухтелинской зоны с Восточно-Уральской (фиг. 6) (пикеты 85–92, что в общем соответствует пикетам 128–127 Троицкого профиля, где нумерация обратная). Как видим, рисунок сейсмических границ, отражающих площадок, тектонических нарушений подобен таковому Троицкого профиля. Здесь также отчетливо просматривается западное падение всех рассматриваемых элементов, но более крутое для разрывных нарушений. И что особенно важно, серпентиниты Куликовского гипербазитового массива, обрамляющие в пределах профиля с запада и востока Арамильско-Сухтелинскую зону, соединяются на глубине и трассируют подошву более мелкой синформной структуры, выполненной преимущественно вулканогенными образованиями ордовикско-девонского возраста. При этом наличие легкого кристаллического гранито-гнейсового фундамента под тяжелыми гипербазитами и вулканитами Сухтелинского аллохтона подтверждается также и особенностями гравитационного поля.

Проведенный позже на несколько более южной широте профиль УРСЕЙС–95 [Глубинное строение ..., 2001] в целом подтвердил вышеприведенные интерпретации. На рис. 10 стрелкой показана проекция южного окончания Сухтелинской синформы на этом профиле, попадающая на западный фланг Восточно-Уральской зоны (на профиле он показан как Суундукско-Челябинская антиформа). В интерпретации В.Н. Пучкова и А.Н. Светлаковой [1993] четко показан бивергентный характер Уральского орогена, хотя впоследствии об этом говорилось как об одном из главных достижений интерпретаторов профиля УРСЕЙС–95 [Echtler et al., 1996], без ссылки на предшественников.

Особенности геологического строения и тектонического развития зоны с учетом данных по ее глубинному строению позволяют выделить два структурных этажа.

Верхнепротерозойский структурный этаж. В Арамильско-Сухтелинской зоне на поверхности он не развит, но о его характере на глубине

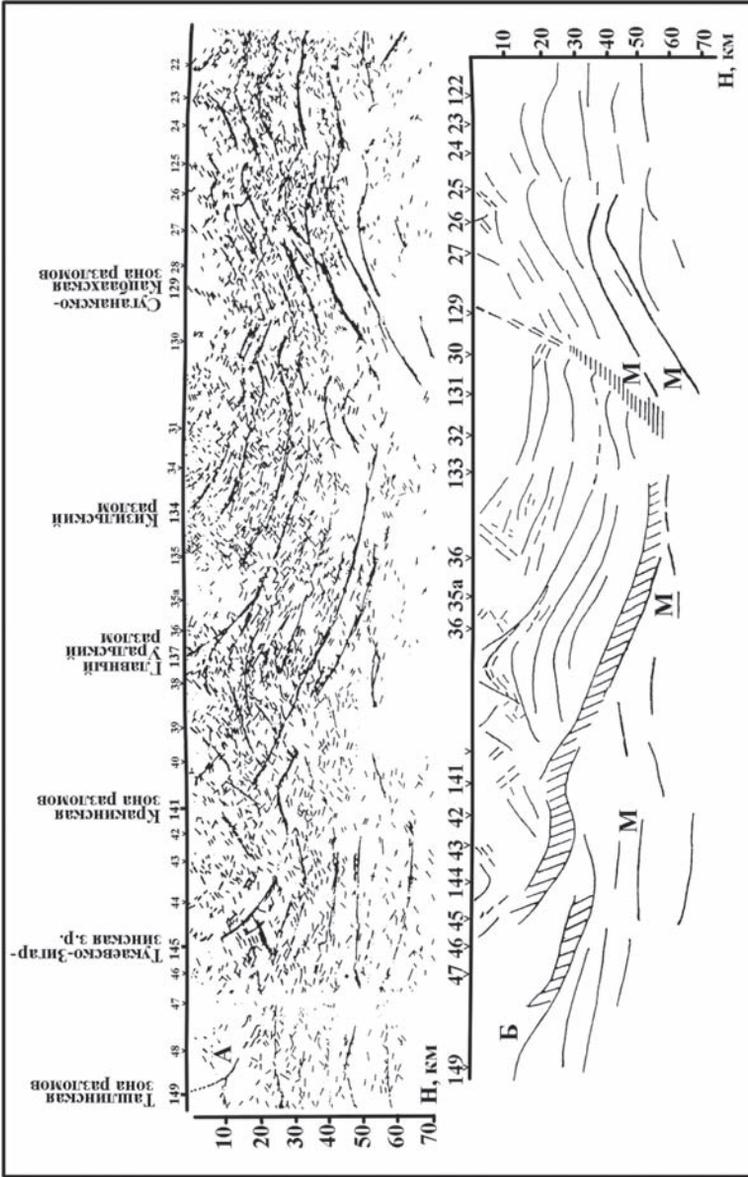


Рис. 9. Фрагмент волнового поля (поля площадок) тождественного мигрированному временному разрезу на участке Центрального (Троицкий ГСЗ) [Пучков, Светлакова, 1993]

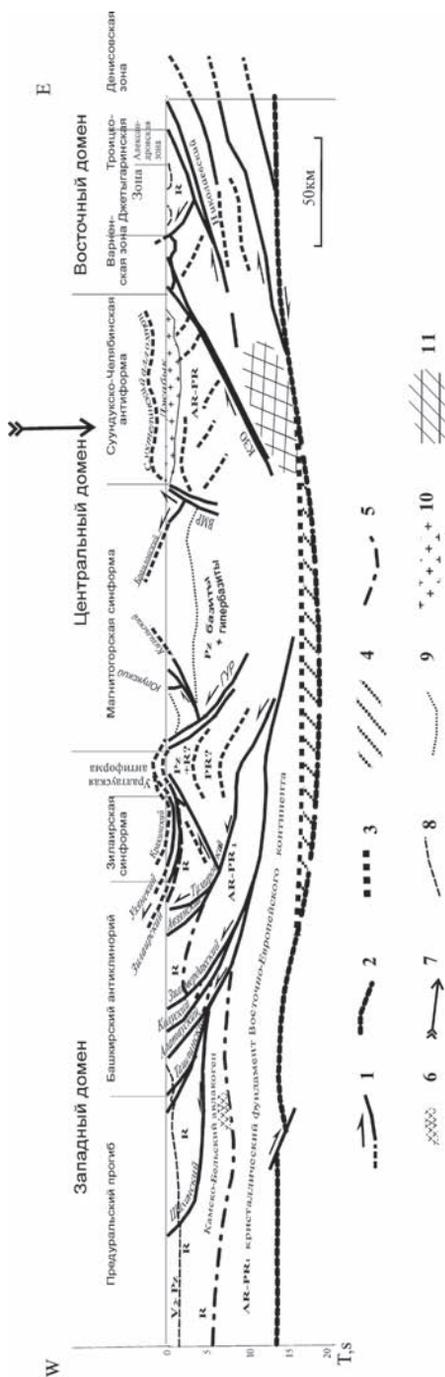


Рис. 10. Главнейшие элементы структуры земной коры на профиле УРСЕЙС-95 (составил В.Н. Пучков, [Глубинное строение ..., 2001]).
Условные обозначения: 1 — разломы (названия даны курсивом); 2 — граница МОВ; 3 — граница Мохо по данным широкоугольной сейсмики; 4 — переходная зона на границе Мохо; 5 — кровля архейско-раннепротерозойского фундамента; 6 — предполагаемая область развития раннерифейских изверженных пород на продолжении Камско-Бельского авлакотена; 7 — проекция Арамильско-Сухтелинской зоны на линию профиля; 8 — кровля рифейского разреза; 9 — кровля кристаллического фундамента островной дуги; 10 — джабыкские граниты; 11 — предполагаемое развитие кислых пород в нижней коре

предположительно можно судить по геологии изученной нами сопредельной структуры — Ларинского купола, где докембрий представлен кварцитами, амфиболитами и гнейсами *саитовской свиты* ($R_2?st$). В пределах купола распространены также метаморфизованные ультрамафиты и габброиды *каанского комплекса* ($R_2?k$).

Отложения **палеозойского структурного этажа** сформировались в различных геодинамических обстановках и заметно отличаются друг от друга. Ордовикско-силурийские породы образовывались в условиях спрединга, когда происходило формирование новой океанической коры; они представлены: O_2ck (*чебаркульский пояс*) — гарцбургитами и габбро, O_2kl (*куликовский пояс*) — серпентинизированными дунитами, перидотитами, $O_2\text{шт}$ (*шеметовская толща*) — базальтами и гиалокластиковыми брекчиями, S_1-D_1bl (*булатовская толща*) — углеродистыми сланцами и алевролитами. Обоснование принадлежности вышеперечисленных комплексов и толщ к океанической коре прошлого, дается в последующих главах. В девоне, в связи с заложением островных дуг, появляются отложения: D_2^2kv (*кулуевская толща*) — базальт-андезитовой формации, D_2ad (*аджатаровская толща*) — базальт-андезит-дацитовая формации. В позднем девоне на линейных субширотных структурах ордовика и силура начинают развиваться кольцевые вулканогенно-интрузивные образования: D_3kr (*краснокаменный комплекс*) — базальты, трахибазальты и их туфы, вулканомиктовые песчаники и алевролиты, габброиды, сиениты. Раннекаменноугольное время характеризуется снижением магматической активности, она проявляется в виде *нелюевского комплекса* (D_3-C_1) — диориты, гранодиориты, граниты и C_1vb (*большаковский комплекс*) — габбро, габбро-нориты. В то же время в тектонически стабильной и амагматичной обстановке накапливаются отложения *сосновской толщи* (C_1ss) — песчаники, алевролиты, сланцы, известняки, а также известняки с прослоями алевролитов *биргильдинской толщи* (C_1br). Вспышка коллизионного раннепермского интрузивного магматизма на Южном Урале слабо затронула Арамильско-Сухтелинскую зону, она проявилась в виде гранитоидов *еланчиковского комплекса* (P_1e) и небольших массивов монцодиорит-граносиенит-гранитовой формации и тел граносиенитов *степнинского комплекса* (P_1st).

В качестве главных разрывных нарушений можно выделить (рис. 7): *Байрамгуловский разлом* (4), ограничивающий Арамильско-Сухтелинскую зону от Сысертско-Ильменогорского поднятия; *Петропавловский разлом* (9), является границей с Уйско-Новооренбургской зоной смятия; от Кочкаро-Адамовской Арамильско-Сухтелинская зона отделяется *Муранкинским разломом* (8), представляющим из себя зону интенсивного смятия, и на самом юге — *Натальинским надвигом* (10); внутри Арамильско-Сухтелинской зоны можно выделить *Травниковский разлом* (5), отделяющий девонские вулканогенные разрезы от ордовикско-силу-

рийских вулканогенно-осадочных. Все разломы хорошо проявляются по результатам геофизических исследований.

Анализ материала, приведенного в данной главе, определенно указывает на шарьирование океанических и островодужных энсиматических формаций Арамильско-Сухтелинской зоны на докембрийский сиалический фундамент западного края Восточно-Уральского микроконтинента. Перемещение палеозойских вулканогенно-осадочных образований происходило с запада на восток из Магнитогорской мегазоны в период позднепалеозойской коллизии. Таким образом, Арамильско-Сухтелинскую зону в современном структурном плане, учитывая ее глубинное строение, можно рассматривать как фланг Восточно-Уральской мегазоны, а в палеотектоническом аспекте — как восточное, шарьированное и относительно глубоко эродированное продолжение Магнитогорской мегазоны.

Глава 5. Петрогеохимические особенности углеродистых отложений

Аналитическая база по черным сланцам булатовской толщи (S_I-D_Ibl) Арамильско-Сухтелинской зоны создавалась в течение нескольких лет. Основной ее объем составляют собственные данные [Сначёв, 2001, 2002], а также полученные при совместной работе с геологами ОАО «Челябинскгеосъемка» в ходе последней съемки листов N-41-VII и N-41-XIII. Из фондовых материалов В.Ф. Турбанова, В.Н. Юрецкого и других исследователей было заимствовано 32 силикатных анализа и 7 определений $C_{орг}$. Банк собственных анализов включает 81 силикатных (выполнены в ИГ УНЦ РАН, аналитик С.А. Ягудина), 55 редкоземельных элементов (ГЕОХИ, ЦЛАВ, зав. лаб. Г.М. Колесов) и 27 определений $C_{орг}$ (количественный химический анализ, АСИЦ ВИМС, зав. лаб. С.В. Кордюков) (прил. 1, 2; табл. 1).

В связи с равнинным рельефом и сложным тектоническим строением зоны большинство образцов привязывалось при помощи GPS. Для удобства сопоставления между собой образования булатовской толщи Арамильско-Сухтелинской зоны были разделены на 15 выборки из полос и пластин, выделенных на основе особенностей геолого-тектонического строения и географического распределения (фиг. 5).

Для определения формационной принадлежности черносланцевых отложений Арамильско-Сухтелинской зоны использовалась диаграмма $A-S-C$, полученная на основе обобщения большого количества химических анализов пород углеродистых формаций [Горбачев, Созинов, 1985]. Параметры A ($Al_2O_3-(CaO+K_2O+Na_2O)$) и S ($SiO_2-(Al_2O_3+Fe_2O_3+FeO+CaO+MgO)$) выражены в молекулярных количествах, параметр C ($CaO+MgO$) — в массовых долях оксидов (рис. 11, прил. 1).

Более 95% анализов углеродистых отложений очень компактно попадают в поле кремнисто-углеродистой формации, что говорит о выдержанности их химического состава на всей рассматриваемой территории. Несколько образцов, имеющих в своем составе глинистую составляющую или подвергшиеся изменениям, «вылетают» или попадают в поле терригенно-углеродистой формации. Обратная корреляция между

параметрами А и S, а также С и S указывает, во-первых, на био-хемогенный и вулканогенный источник кремнезема, но не терригенный его привнос, а во-вторых, на независимые источники кремнезема и карбоната. Ситуация, при которой наблюдается резкий дефицит СаО и избыток SiO₂, присуща для активно прогибающихся дистальных частей бассейнов.

Рассмотрим этот вопрос подробнее. Известно [Горбачев, Созинов, 1985], что основным индикатором удаленности бассейна седиментации от береговой линии является примесь терригенного материала, величину которой можно получить из анализа диаграммы А – S – С. Так, чем левее смещены точки в пределах выделенных полей формаций (в данном случае поля III – кремнисто-углеродистой формации), тем больше терригенного материала в осадках. На рис. 11 хорошо видно, что большинство точек, принадлежащих углеродистым отложениям Арамилско-Сухтелинской зоны, занимает крайнее правое положение, и только несколько анализов углеродисто-глинистых и углеродисто-серицитовых

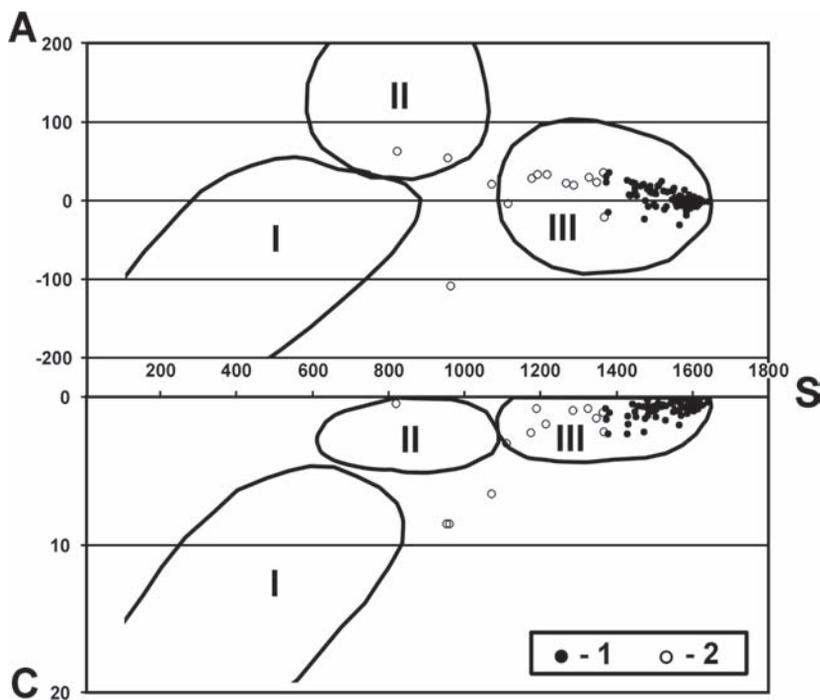


Рис. 11. Типизация углеродистых отложений Арамилско-Сухтелинской зоны с помощью диаграммы О.В. Горбачева, Н.А. Созинова [1985]

Условные обозначения: 1 – кремнисто-углеродистые сланцы; 2 – углеродисто-глинистые и углеродисто-серицитовые сланцы. Поля формаций: I – карбонатно-углеродистая; II – терригенно-углеродистая; III – кремнисто-углеродистая

сланцев расположены в левой и центральной части поля. Другим показателем загрязненности осадков терригенной составляющей служит содержание Al_2O_3 .

Обратимся к фиг. 5, на которой показано положение всех 15 выборок, образованных из 113 проанализированных проб (прил. 1). Интерес представляют не столько абсолютные значения параметров S и Al_2O_3 , сколько их изменение с востока на запад и с севера на юг, что дает возможность оценить долю терригенной примеси в осадках булатовской толщи по всей рассматриваемой площади. Анализ материала показывает, что отложения восточного фланга Арамильско-Сухтелинской зоны (здесь и далее выборки перечислены с севера на юг: №№ 2, 12, 13, 14) имеют минимальные значения параметра S (1499–1527 ед.) и максимальные содержания Al_2O_3 (2,0–3,1%). В осевой (выборки №№ 1, 3, 5, 8, 11, 15) и западной (выборки №№ 4, 6, 7, 9, 10) ее частях имеем соответственно: S — 1542–1588 ед. и 0,79–2,10% Al_2O_3 , а также S — 1513–1565 ед. и 1,57–3,12% Al_2O_3 , что указывает на относительную мелководность отложений восточного фланга, максимальную их глубоководность в осевой части рассматриваемой структуры и промежуточные значения глубинности для пород западного ее фланга. Для корректного сопоставления параметров S и Al_2O_3 с севера на юг целесообразно сделать это отдельно по трем выделенным частям площади — восточной, центральной и западной. Идеальной картины ни по одной из них получено не было. Однако общая тенденция хорошо просматривается — к центральной части структуры доля терригенной составляющей в осадках уменьшается, т.е. глубоководность бассейна седиментации увеличивается.

Химический состав отложений кремнисто-углеродистой формации однообразен: породообразующими являются кремнезем (по 120 анализам от 85 до 98%, среднее 93,5%) и $C_{орг}$, сумма остальных 12 оксидов составляет не более 10% (прил. 1).

На источник **кремнезема** в кремнисто-углеродистых осадках существует несколько точек зрения. В своей работе по литологии П.П. Тимофеев с соавторами [1983] предполагают, что накопление кремнезема в палеозойских геосинклиналях было тесно связано с вулканизмом. В бассейн осадконакопления он поступал в результате разгрузки ювенильных и вадозных гидротерм, а также при подводном выщелачивании SiO_2 из лав и пирокластических обломков. Однако расчеты, проведенные Ю.Г. Волохиным и М.А. Михайловым [1979], показывают, что максимальный вынос SiO_2 при взаимодействии горячей лавы с морской водой и освобождение эндогенного кремнезема в результате выщелачивания в лучшем случае могут составить 1% от массы вулканитов. Соотношение же масс кремнистых и вулканогенных пород в разных геосинклинальных районах либо соизмеримы, либо первых гораздо больше. Следовательно вулканизм не мог быть главным источником кремнезема.

[Юдович, Кетрис, 1988]. В 113 шлифах кремнисто-углеродистых отложений булатовской толщи, полученных при детальном картировании Арамильско-Сухтелинской зоны В.Ф. Турбановым и др. постоянно отмечались многочисленные остатки крупных, хорошо сохранившихся радиолярий, которые располагаются среди микрозернистой массы кремнезема и углеродистого вещества. При изучении распределения кремнезема в океаническом осадконакоплении Н.М. Страхов [1978] приходит к выводу, что «...обнаружение в шлифах кремнистых пород остатков кремниевых организмов служит надежным указанием на невозможность в этой же среде еще и хемогенного осаждения кремнезема...». По-видимому, большая часть кремнезема, растворенного в морской воде, усваивалась радиоляриями и переходила в осадок, частично вновь растворяясь или превращаясь в коллоид при диагенезе.

Более детально необходимо остановиться также и на содержании органического углерода. Содержания $C_{орг}$, рассчитанные для различных типов осадочных пород, составляют [Вассоевич и др., 1973]:

Порода	$C_{орг}$ %
Эвапориты	0,1
Карбонаты	0,2
Песчаники	0,2
Алевриты	0,45
Глины	0,9

Так как средние значения $C_{орг}$ в современных морских отложениях меньше 1%, то это значение рекомендуется принимать как пограничное между углеродистыми и неуглеродистыми отложениями. Содержания от 1 до 3% считаются слабыми аномалиями, от 3 до 10% отвечают резко аномальным условиям седиментации. Таким образом, выделяются три группы черных сланцев [Юдович, Кетрис, 1988]:

Отложения	$C_{орг}$ %
Низкоуглеродистые	1–3
Углеродистые	3–10
Высокоуглеродистые	> 10

Результаты анализа 26 образцов из различных частей Арамильско-Сухтелинской зоны показывают, что кремнисто-углеродистые сланцы булатовской толщи относятся к низкоуглеродистому и углеродистому типам (табл. 1). Пониженные значения $C_{орг}$ в образцах Ми-99-52/1, Ми-99-52/7 и Ми-98-37, по видимому, связаны с процессами окисления углерода кислородом воды и взаимодействия с окислами железа при метасоматических изменениях.

Примечание к табл. 1: 1–26 — Булатовская толща; 27–33 — Игишская толща (обрамление Ильменогорского блока); 34 — Саитовская толща (обрамление Ларинского купола); 1–7 — заимствованы у В.Ф. Турбанова; 8–34 — собственные данные; прочерк означает, что данный компонент не определялся

Таблица 1

Содержания $C_{\text{орг}}$ в кремнисто-углеродистых образованиях

№ п/п	№ образцов	Разновидность	Привязка	$C_{\text{орг}}$	CO_2	$C_{\text{общ}}$
1	8	кремнисто-углеродистый	д. Куяйбаева	1.79	–	–
2	9	кремнисто-углеродистый	д. Куяйбаева	0.95	–	–
3	10	кремнисто-углеродистый	д. Пепряхино	2.46	–	–
4	11	кремнисто-углеродистый	д. Пепряхино	2.19	–	–
5	19	кремнисто-углеродистый	д. Булатово	2.72	–	–
6	13/1	кремнисто-углеродистый	д. Булатово	1.22	–	–
7	ис125/106	кремнисто-углеродистый	д. Пепряхино	5.44	–	–
8	Ми-98-20	кремнисто-углеродистый	д. Темир	2.15	< 0.1	2.15
9	Ми-98-37	слабо ожел., Q прожилки	д. Темир	0.49	< 0.1	0.5
10	Ми-98-54	кремнисто-углеродистый	п. Сарафаново	3.37	< 0.1	3.39
11	Ми-98-56	кремнисто-углеродистый	д. Ступино	0.92	0.13	0.95
12	Ми-98-58	кремнисто-углеродистый	д. Ступино	1.05	< 0.1	1.06
13	Ми-98-60	кремнисто-углеродистый	д. Половинка	1.17	< 0.1	1.18
14	Ми-98-89	кремнисто-углеродистый	д. Мельниково	2.27	< 0.1	2.28
15	Ми-98-101	кремнисто-графитистый	п. Кочнево	1.73	< 0.1	1.75
16	Ми-98-104	кремнисто-углеродистый	п. Кочнево	5.42	0.13	5.45
17	Ми-98-123	кремнисто-углеродистый	д. Пепряхино	1.10	< 0.1	1.18
18	Ми-98-124	кремнисто-углеродистый	д. Пепряхино	1.50	< 0.1	1.6
19	Ми-99-52/1	глинисто-углеродистый	д. Куяйбаева	0.42	< 0.1	0.45
20	Ми-99-52/7	глинисто-углеродист., ожелези.	д. Куяйбаева	0.36	< 0.1	0.38
21	Пл-5/1	кремнисто-углеродистый	п. Восточный	5.50	< 0.1	5.53
22	Пл-5/3	кремнисто-углеродистый	п. Восточный	2.10	< 0.1	2.13
23	Пл-7/1	кремнисто-углеродистый	п. Соколовское	0.94	< 0.1	0.94
24	Пл-14/1	кремнисто-углеродистый	п. Токмасекий	1.01	< 0.1	1.01
25	Пл-23/1	кремнисто-углеродистый	д. Маслово	7.80	< 0.1	7.82
26	Пл-23/3	кремнисто-углеродистый	д. Маслово	2.21	< 0.1	2.23
27	Ми-98-41	кремнисто-углеродистый	Миасский пруд	1.61	< 0.1	1.62
28	Ми-98-44	кремнисто-углеродистый	г. Лиственная	2.83	< 0.1	2.84
29	Ми-42/161	кремнисто-углеродистый	Скв. № 42	5.42	0.79	5.64
30	Ми-42/207	кремнисто-углеродистый	Скв. № 42	1.59	0.85	1.82
31	Ми-42/242	кремнисто-углеродистый	Скв. № 42	4.67	1.31	5.03
32	Ми-42/243	кремнисто-углеродистый	Скв. № 42	1.33	0.92	1.58
33	Ми-42/254	кремнисто-углеродистый	Скв. № 42	3.51	0.33	3.6
34	Ми-99-67/1	графитистый кварцит	д. Яраткулова	6.37	< 0.1	6.37

Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис [1988] разработана методика приближенного расчета содержания $C_{\text{орг}}$ по силикатному анализу: $C_{\text{орг}} \approx \text{п.п.п.} - (\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + 0,626 S)$. Если H_2O не определялась, вычисления ведутся по формуле $\text{H}_2\text{O} \approx 0,4\text{K}_2\text{O}$. Во избежание серьезных ошибок, содержания $C_{\text{орг}}$ определялись только в анализах, имеющих полный набор окислов. Среднее содержание $C_{\text{орг}}$ по 53 образцам равняется 1,28%. При сравнении расчетных значений $C_{\text{орг}}$ с полученными в лаборатории выявилась погрешность в 15%.

В анализах кремнистых сланцев булатовской толщи почти 100% углерода составляет $C_{\text{орг}}$, на долю CO_2 приходятся ничтожные значения (табл. 1), что в совокупности с низкими значениями параметра C (среднее 0,65) (рис. 11) и отсутствием карбонатов в разрезах говорит о специфичности условий осадконакопления. Образование подобных «бескарбонатных» отложений возможно только на глубинах ниже уровня карбонатной компенсации (в современных океанических структурах — от 3500 м до 6000 м), где из-за резкого недосыщения морской воды CaCO_3 происходит растворение карбонатных раковин организмов, а радиолярии и диатомеи выпадают в осадок [Страхов, 1978; Хворова и др., 1985].

Кларковые содержания **фосфора**, основанные на 15 тыс. анализов, приняты от 0,3 до 0,4% P_2O_5 [Холодов, 1973]. Учитывая это, Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис [1994] были предложены следующие градации:

	P_2O_5 , %
Геохимический фон	0,2–0,5
Аномалии	0,5–0,7
Сильные аномалии	0,7–0,85
Рудогенные аномалии	> 0,85

90% анализов кремнисто-углеродистых отложений булатовской толщи показывают значения P_2O_5 , укладывающиеся в фоновые (прил. 1). Средние содержания фосфора, рассчитанные по 15 выборкам (фиг. 5), позволяют выделить 6, 9 и 10 группы как повышено фосфатонесные (более чем в 2 раза). Содержания P_2O_5 в этих выборках достигают резко аномальных и даже рудогенных (0,75–1,02%). Необходимо также упомянуть о единичных аномальных содержаниях P_2O_5 в точках (1,51 и 2,17%), расположенных в восточной части Арамилско-Сухтелинской зоны (2 и 11 выборки). Для отложений сайтовской ($R_2?st$) и игишской (R_2ig) свит (обрамление Ларинского и Ильменогорского поднятий) даже средние содержания P_2O_5 достигают резко-аномальных, а максимальные около 7%.

Аномальные содержания P_2O_5 положительно коррелируются с алюмокремниевым модулем и карбонатностью (прил. 1), что указывает на привнос фосфора в бассейн седиментации совместно с вулканическим материалом.

При изучении фациальной зональности КМА Н.А. Созинов и др. [1989] предложили следующую модель образования фосфатоносных отложений. Вулканогенная взвесь, содержащая глинистый материал, оксиды Fe, Mn с сорбированным на них фосфором, сносились с окраин континента в депрессионную зону с резко восстановительной средой. В подобных условиях фосфор освобождался и формировал резерв фосфата в придонных водах. Отсадка такого фосфора возможна только совместно с CaCO_3 , который поступал в бассейн при массовой гибели планктона под воздействием вулканической деятельности [Юдович, Кетрис, 1986].

Для интерпретации состава кремнисто-углеродистых отложений Арамильско-Сухтелинской зоны использовались стандартные петрохимические параметры (модули), рассчитываемые по силикатным анализам [Юдович, Кетрис, 1986] (прил. 1).

Гидролизатный модуль $\text{ГМ} = (\text{TiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO}) / \text{SiO}_2$, основанный на содержаниях пяти главных петрогенных оксидов, является универсальным для большинства терригенных и кремнистых пород. Его значение отражает гидролиз — степень разделения кремнезема и полуторных (труднорастворимых) оксидов — Al_2O_3 , Fe_2O_3 и TiO_2 . Чем ниже его значение, тем «чище» осадок от продуктов выветривания, т.е. выше зрелость породы. Выделяется три типа осадочных пород.

В тип **гидролизаты** ($\text{ГМ} > 0,55$) попадают образования кор выветривания и продукты их переотложения. К типу **сиаллиты и сиферлиты** ($\text{ГМ} = 0,30 - 0,55$) относится большинство глинистых пород, обломочные и вулканогенно-осадочные породы. Тип **силиты** ($\text{ГМ} < 0,30$) включает кремнистые аквагенные и существенно кварцевые петрогенные породы. Более детальное расчленение этого типа позволяет выделить три класса: *миосилиты* ($\text{ГМ} = 0,20 - 0,30$) — кремнисто-глинистые сланцы, граувакки и аркозы; *гипосилиты* ($\text{ГМ} = 0,10 - 0,20$) — глинисто-кремнистые сланцы, олигомиктовые кварцевые песчаники и алевролиты; *эвсилиты* ($\text{ГМ} < 0,10$) — кремни, фтаниты, яшмы, мономиктовые песчаники и кварциты. При изучении кремнистых осадков необходимо выделение подкласса ультраэвсилитов со значениями ГМ менее 0,05.

По значениям гидролизатного модуля (от 0,01 до 0,06) все кремнисто-углеродистые отложения Арамильско-Сухтелинской зоны относятся к классу эвсилитов, из них 85% к ультраэвсилитам (рис. 12), что указывает на незначительный привнос в бассейн осадконакопления продуктов выветривания с континента.

Алюмокремниевый модуль $\text{АМ} = \text{Al}_2\text{O}_3 / \text{SiO}_2$ служит для разделения глинистых и песчаных пород, а также, как и гидролизатный, указывает на степень химического выветривания. Соответственно значениям рассматриваемого модуля терригенные и кремнистые породы делятся [Кетрис, 1976]:

- < 0,25 — Гипоглиноземистые (< 0,10 — кремнистые породы, 0,10–0,25 — песчаники)
- 0,26–0,35 — Нормоглиноземистые (глинистые породы)
- > 0,35 — Суперглиноземистые (гидролизатные породы, связанные с корами выветривания)

Наиболее информативным является отношение гидролизатного и алюмокремниевых модулей (рис. 12). Максимальное отклонение от линии тренда наблюдается для точек составов отложений центральной и южной части зоны, что говорит об увеличении доли вулканического материала в общем объеме примесей с севера на юг.

Закисный модуль $ZM = FeO/Fe_2O_3$ отражает окислительные или восстановительные условия осадконакопления. Для 94% кремнисто-углеродистых отложений Арамильско-Сухтелинской зоны характерно значение закисного модуля больше единицы (среднее по 72 образцам — 7,1). Это позволяет сделать вывод о дефиците кислорода в придонных водах с резко восстановительной обстановкой [Ефремова, Стафеев, 1985]. При этом часть железа восстанавливалась и отлагалась в виде пирита.

При изучении среднерифейских метапелитов Патомского нагорья Б.В. Петров и В.А. Макрыгина [1975] приходят к выводу, что при восста-

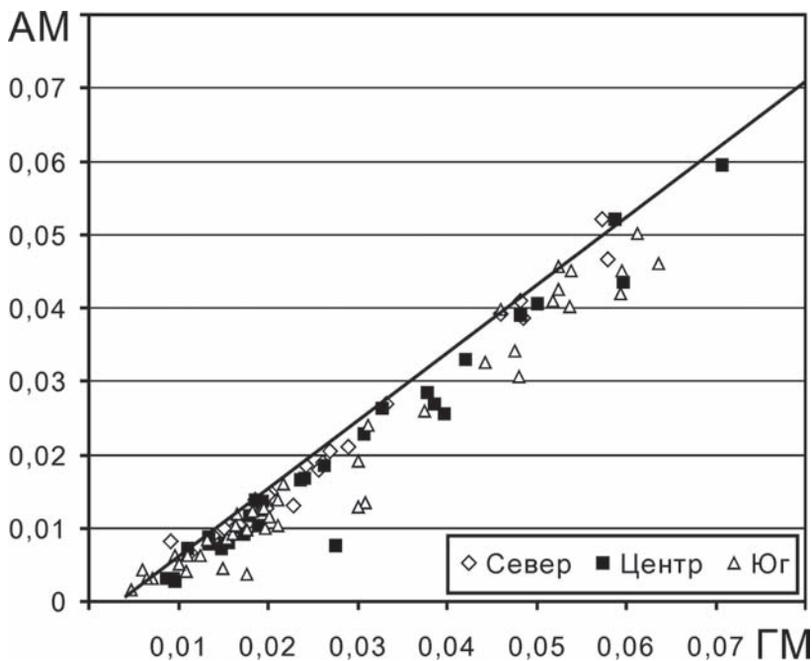


Рис. 12. Диаграмма соотношения гидролизатного и алюмокремнистого модулей для кремнисто-углеродистых отложений Арамильско-Сухтелинской зоны

новлении железа происходит «выгорание» $C_{\text{орг}}: C+2Fe_2O_3 \rightarrow CO_2+4FeO$. Анализ данных по кремнисто-углеродистым сланцам Арамильско-Сухтелинской зоны показывает, что чем больше величина $3M$ (степень восстановленности железа), тем ниже содержания $C_{\text{орг}}$, что согласуется с исследованиями Б.В. Петрова и В.А. Макрыгиной [1975].

Тройная петрохимическая диаграмма Н.П. Семененко служит для восстановления первичной природы и химической классификации метаморфических пород [Семененко и др., 1956]. Параметры рассчитываются по главным окислам и приводятся к 100%.

Глиноземистость (A) = $100 Al_2O_3 / (Al_2O_3 + MgO + CaO + 2 Fe_2O_3 + 2 FeO)$,

Известковистость (C) = $100 CaO / (Al_2O_3 + MgO + CaO + 2 Fe_2O_3 + 2 FeO)$,

Ферромагнезиальность (F+M) = $100 (MgO + Fe_2O_3 + FeO) / (Al_2O_3 + MgO + CaO + 2 Fe_2O_3 + 2 FeO)$.

Вынесенные на диаграмму кремнисто-углеродистые сланцы булатовской толщи образуют любопытную картину (рис. 13): образцы из выборки «Север» отличаются низкими значениями параметров A и F+M и попадают в поле X, часть сланцев из выборки «Центр» также располагается в поле X, но с увеличением глиноземистости (A) и ферромагнезиальности (F+M) занимают поля VIII, IX и XI; образцы из третьей выборки охватывают все четыре поля. Базальты шеметовской толщи (подстилающей кремнистые сланцы булатовской толщи) имеют достаточно выдержанный химический состав и образуют на диаграмме компактный рой, совпадающий с расположением большинства образцов из выборки «Юг», что говорит об одинаковом соотношении их главных петрогенных окислов.

Подобное распределение анализов на диаграмме, совместно со значениями отношения AM/ГМ (рис. 12), говорит о возрастании с севера на юг в Арамильско-Сухтелинской зоне количества частиц, образованных в результате вулканической деятельности и/или подводного выщелачивания базальтов шеметовской толщи.

Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ). Кларковые содержания некоторых РЗЭ, оцененные для черных сланцев мира составляют (г/т) [Юдович и др., 1998]:

La	Ce	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu
29±1	53±22	26±2	4,6±0,3	1,0±0,04	0,60±0,03	2,9±0,2	0,35±0,02

Для большинства кремнисто-углеродистых отложений булатовской толщи Арамильско-Сухтелинской зоны характерно пониженное или околочларковое содержание РЗЭ, а также устойчивая корреляция легких редкоземельных элементов (отношение La:Ce:Nd составляет 1:2:1) (прил. 2).

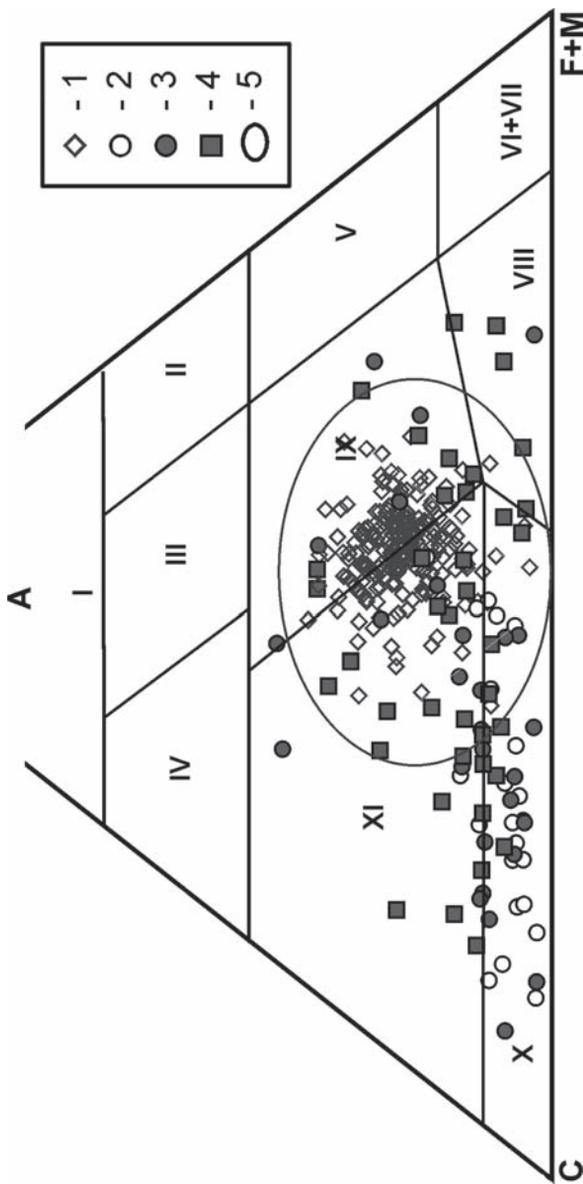


Рис. 13. Разделение кремнисто-углеродистых сланцев на петрохимической диаграмме Н.П. Семененко и др. [1956]

Условные обозначения: 1 — базальты шеметовской толщи (химические анализы см. в главе 8); 2—4 — выборки кремнисто-углеродистых сланцев булатовской толщи; 5 — Центр, 4 — Север, 3 — Юг; 5 — поле распространения базальтов шеметовской толщи. Поля: I — подгруппы собственно алюмосиликатных пород; II — подгруппы железисто-магнетитово-алюмосиликатных пород; III — подгруппы щелочноземельно-алюмосиликатных пород орторяда; IV — подгруппы известково-алюмосиликатных пород; V — группы глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистых пород; VI — группы железисто-кремнистых пород; VII — группы магнетитовых ультраосновных пород орторяда; VIII — группы щелочноземельно-малоглиноземистых ультраосновных пород орторяда; IX — группы щелочноземельно-глиноземистых основных пород орторяда; X — известково-карбонатной подгруппы щелочноземельно-известкового ряда; XI — глиноземисто-известковой подгруппы щелочноземельно-известкового ряда

При изучении РЗЭ для большей наглядности рассматривают не абсолютные значения, а нормированные к «стандартным» породам или хондритовому метеоритному веществу:

	Средний европейский сланец [Haskin, Haskin, 1966]	Хондритовое метеоритное вещество		
		Wakita et al. [1971]	Sun [1982]	Boynnton [1984]
La	41.1	0.340	0.329	0.310
Ce	81.3	0.910	0.865	0.808
Pr	10.4	0.121	0.130	0.122
Nd	40.1	0.640	0.630	0.600
Sm	7.3	0.195	0.203	0.195
Eu	1.52	0.073	0.077	0.073
Gd	6.03	0.260	0.276	0.259
Tb	1.05	0.047	0.498	0.047
Dy	–	0.300	0.343	0.322
Ho	1.2	0.078	0.077	0.072
Er	3.55	0.020	0.225	0.210
Tm	0.56	0.032	0.035	0.032
Yb	3.29	0.220	0.220	0.209
Lu	0.58	0.034	0.033	0.032

Примечание: прочерк — отсутствуют данные; в работе при нормировании к хондриту использовались данные Н. Wakita et al. [1971]

Редкоземельные элементы в целом не накапливаются в черных сланцах. Их содержания по отношению к среднему европейскому сланцу в подавляющем большинстве составили меньше единицы.

Использование нормирования к хондриту позволило выявить некоторую закономерность в содержаниях РЗЭ. Для кремнисто-углеродистых сланцев свойственен однотипный характер нормированных кривых — преимущественное накопление легких лантаноидов по отношению к тяжелым и отчетливый европиевый минимум (рис. 14). Отложения центральной и северной части Арамилско-Сухтелинской зоны более обогащены РЗЭ относительно южных, что, по-видимому, связано с более длительным контактом с морской водой, при котором происходит их сорбирование глинистыми минералами [Чехович, Живкович, 1991]. При этом заметно меняется характер отрицательной европиевой аномалии — от глубокой на юге, до сильно ослабленной на севере. Подобное ослабление свойственно для кремнисто-углеродистых

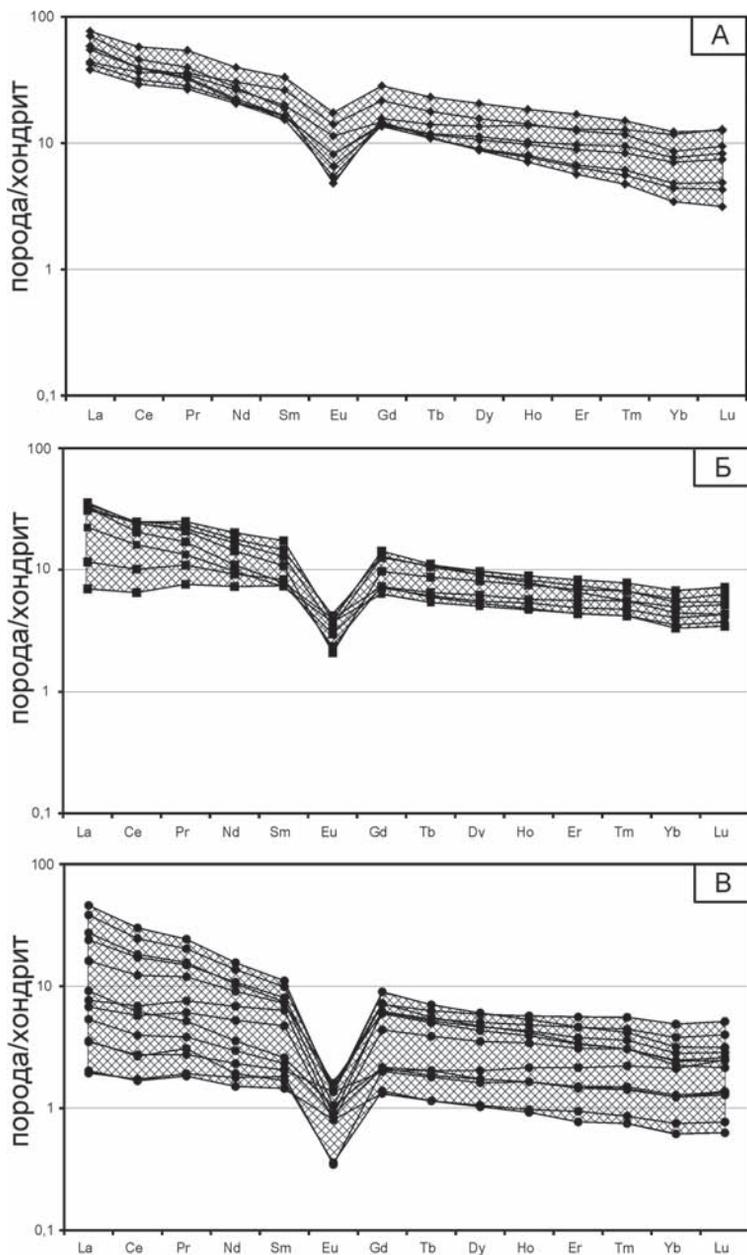


Рис. 14. Характер распределения редкоземельных элементов (нормированных к хондриту) для кремнисто-углеродистых сланцев различных частей Арамилско-Сухтелинской зоны

Усл. обозначения: А — III и IV (север); Б — II и частично III (центр); В — I и V (юг) пластины

отложений, накапливающихся в условиях отсутствия кислорода, с концентрацией европия и церия в карбонатной фазе, что подтверждается повышенными содержаниями Са для некоторых образцов (до 2%) [Юдович, Кетрис, 1994].

Элементы-примеси. Отличительной особенностью черносланцевых отложений булатовской толщи является низкое содержание элементов-примесей, и в первую очередь халькофильной группы (Cu, Zn, Pb, Cd, S) (рис. 15). Исключение составляют V, Mo и Ag, которые очень подвижны в морской воде и способны легко образовывать металло-органические соединения с $C_{орг}$, обогащая осадок этими элементами [Юдович, Кетрис, 1994]. Резкоаномальные их содержания связываются прежде всего с метасоматическими преобразованиями отложений. Примечательно, что в углеродистых сланцах некоторых разрезов (пп. Крыжановка, Ключи, Темир) отмечены довольно высокие содержания Ni (до 200 г/т). Обращает на себя внимание их приуроченность к углеродисто-глинистой разновидности пород, что указывает на терригенную природу осадков, а также повышенные содержания в тех же пробах Cr, Co и Fe, позволяющие предположить источник сноса за счет кор выветривания ультраосновных и основных пород.

Несмотря на в целом низкие содержания в рассматриваемых породах Ba и Sr, наблюдается устойчивое преобладание первого над вторым ($Ba/Sr > 1$), что в комплексе с другими важными показателями, в частности отношением $CaO/MgO \geq 1$, многочисленными находками радиолярий и отсутствием бентосной фауны, высоким значением

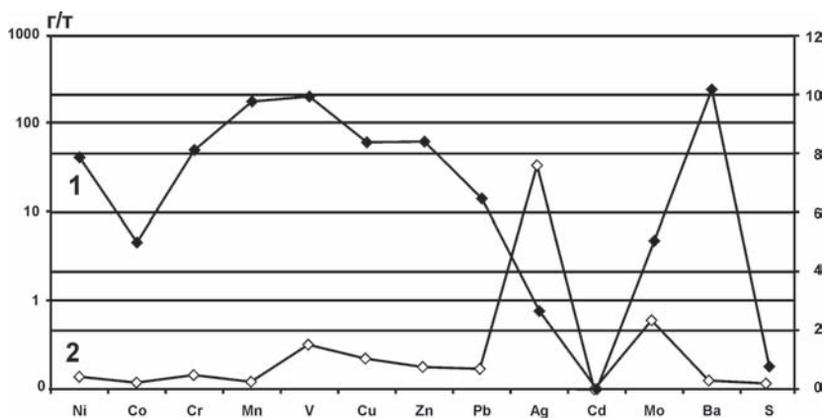


Рис. 15. Среднее содержание малых элементов в кремнисто-углеродистых отложениях Арамильско-Сухтелинской зоны (левая шкала) (1); коэффициенты концентрации малых элементов по отношению к средним содержаниям в глинах и глинистых сланцах (правая шкала) (2), по А.П. Виноголадову [1962]

закисного модуля ($\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3 = 5-40$), свидетельствует об умеренной солености вод, характерной для глубоководного, открытого морского водоема [Рыкус, Сначёв, 2000].

Таким образом, рассмотрев петрогеохимические особенности кремнисто-углеродистых отложений Арамильско-Сухтелинской зоны, можно сделать вывод об образовании их в глубоководном (океаническом) бассейне с некомпенсированным осадконакоплением при дефиците кислорода в придонных водах. Основная масса осадка, представленная кремнеземом, отлагалась био-хемогенным путем, что в совокупности с практически полным отсутствием привноса терригенного материала с континента обеспечило исключительную его химическую «чистоту». Незначительные вариации состава связаны с ассимиляцией частиц, образованных в результате вулканогенной активности и перемыва нижележащих отложений шеметовской толщи. Анализ имеющегося материала по ряду выборок, более или менее равномерно покрывающих Арамильско-Сухтелинскую зону, позволил установить увеличение терригенной составляющей и соответственно уменьшение глубины восточного фланга бассейна осадконакопления. Максимальная величина прогибания отмечена в осевой его части, западный фланг характеризуется промежуточными значениями глубинности. Тенденция к некоторому обмелению водоема отмечается для южной и северной его частей, относительно центральной.

Глава 6. Петрогеохимия габбро-гипербазитовых массивов Арамильско-Сухтелинской зоны

Глава написана на основе материала, собранного авторами в период 2001–2005 гг. и опубликованного в ряде статей [Савельев, Сначёв, 2003; Савельев, Сначёв, Романовская, 2005; Савельев и др., 2006 а, 2006 б].

6.1. Геолого-петрографические особенности массивов

Базит-гипербазитовые массивы широко развиты в пределах Арамильско-Сухтелинской зоны и ее ближайшего обрамления. По своему пространственному, структурному положению и возрасту они разделяются на несколько групп: Ларинскую, Большаковскую и Куликовско-Казбаевскую (фиг. 7).

Гипербазиты **Ларинской группы** (каганский комплекс — $R_2?k$) развиты в обрамлении Первомайского гранито-гнейсового массива среди кристаллических сланцев сайтовской свиты ($R_2?st$). Они образуют маломощные тела линзовидной формы и представлены преимущественно тремолит-актинолитовыми, тремолитовыми, амфибол-талковыми породами, претерпевшими метаморфизм зеленосланцевой фации. Среднерифейский возраст ультрамафитов принят условно на основании сопоставления с Бараузским и Няшевским массивами Ильменогорского блока.

В **Большаковский комплекс** (C_1vb) входят крупный одноименный габбровый массив, а также ряд мелких интрузий, развитых юго-западнее его. В строении Большаковского массива принимают участие габброиды от меланократовых до лейкократовых разновидностей, встречаются также полосчатые, такситовые, пегматоидные габбро, габбро-нориты, «рудное» (с магнетитом и титаномагнетитом) и оливковое габбро. Присутствуют здесь и дайки лейкогранитового состава. Вещающими для пород комплекса являются базальты шеметовской и булатовской толщ. Для южной части массива характерно наличие концентрической

зональности. Судя по геофизическим данным, массив разбит на блоки системой дуговых и радиальных разломов. Габброиды Большаковского комплекса по особенностям геологического строения близки к основным породам габбро-гранитной формации восточной части Магнитогорской мегазоны: раннекаменноугольной магнитогорской и позднедевонской верхнеуральской серий [Ферштатер и др., 1984]. Абсолютный возраст габбро, определенный К–Аг методом по породе А.В. Моисеевым и др., составляет 342 ± 30 млн. лет. Учитывая этот возраст, а также его близость по комплексу признаков к габбро-гранитной формации, датированной Ю.Л. Ронкиным и др. [1997] в Магнитогорской мегазоне, нами он относится к S_7v .

Куликовско-Казбаевская группа (куликовский комплекс — O_2kl) объединяет серию разновозрастных, относительно крупных габбро-гипербазитовых массивов (Куликовский, Аминевский, Чебаркульский, Травниковский и т.д.) и множество мелких линзовидных тел, приуроченных к зонам разломов меридионального (Байрамгуловский, Казбаевский и др.) либо диагонального (Травниковский, Магадеевский и т.д.) простирания. Они трассируют собой обрамление Арамильско-Сухтелинской зоны, а также границы тектонических пластин внутри нее. В состав комплекса входят аподунитовые и апогарцбургитовые серпентиниты, преимущественно антигоритовые, а также габбро и клинопироксениты. Серпентинизированные верлиты и клинопироксениты отмечены, главным образом, в пределах западной части рассматриваемой структуры. Примечательно, что метаморфизм пород западного обрамления Арамильско-Сухтелинской зоны нарастает в северном направлении, а Казбаевского пояса — в южном, по мере приближения к Главному гранитному поясу. Возраст пород куликовского (казбаевского) комплекса предполагается среднеордовикским, учитывая указание А.В. Моисеева и др. на находки обломков и галек серпентинитов среди осадочных пород шеметовской толщи (O_2sm).

Как видим, большинство рассматриваемых массивов характеризуются стандартным набором пород: преобладают в той или иной степени серпентинизированные ультрабазиты ряда лерцолит — гарцбургит — дунит (ультрабазитовый комплекс), в подчиненных количествах, обычно по периферии массивов, распространен габброидный комплекс. В составе последнего выделяются полосчатая дунит-верлит-пироксенитовая ассоциация и габбро.

В настоящее время большинством исследователей принята точка зрения, рассматривающая ультрабазитовый комплекс в качестве тугоплавкого остатка (рестита) от частичного плавления мантийного вещества, а габброидный — в качестве дифференциатов выплавки [Савельева, 1987; Магматические..., 1988 и др.]. При этом наиболее истощенными легкоплавкой составляющей (Са, Al, Ti, P3Э) являются

массивы гарцбургитового типа, а наиболее близкими к составу примитивной мантии — лерцолитового.

На современном этапе развития земной коры ультрабазиты встречаются преимущественно в геодинамических обстановках океанических структур, а также в виде ксенолитов среди континентальных базальтов. Гарцбургитовый тип наиболее характерен для гипербазитов СОХ, глубоководных желобов и окраинных морей; лерцолитовый — для ксенолитов из базальтов и массивов, рассматриваемых обычно в качестве фрагментов слабо деплетированной подконтинентальной мантии. Анализ литературных данных по океаническим гипербазитам свидетельствует о высокой степени их серпентинизации с выделением магнетита [Геология дна..., 1980; Магматические..., 1988]. Главный процесс изменения гипербазитов в надсубдукционной обстановке — десерпентинизация и частичное плавление мантийного клина в присутствии воды.

Практически все массивы Арамильско-Сухтелинской зоны относятся к гарцбургитовому типу. Лерцолитовый тип представлен, по-видимому, лишь небольшими массивами Ларинской группы.

Метаморфические преобразования гипербазитов Арамильско-Сухтелинской зоны проявлены довольно интенсивно. Здесь широким развитием пользуются антигоритовые серпентиниты. С внедрением более поздних интрузий гранитов в массивах ультраосновных пород во времени сопряжено формирование разнообразных метасоматитов и гидротермально-измененных пород: лиственитов, талькифов и др.

Для правильного понимания истории формирования Арамильско-Сухтелинской зоны в ордовикско-силурийское время большую помощь может оказать изучение закономерностей изменения петрогеохимических параметров габброидов и гипербазитов с запада на восток (в широтном направлении) и с севера на юг (в меридиональном направлении).

6.2. Закономерности петрогеохимических особенностей пород в широтном направлении

Банк геохимических данных по базит-гипербазитовым комплексам Арамильско-Сухтелинской зоны включает: 55 собственных силикатных и столько же атомно-абсорбционных анализов (Co, Ni, Cr), выполненных в химических лабораториях ИГ УНЦ РАН и ОАО «Челябинскгеосъемка» (прил. 3, 4), 44 нейтронно-активационных анализа на редкоземельные элементы (ГЕОХИ РАН) (прил. 5, 6), а также 73 силикатных анализа габбро и гипербазитов Казбаевского (данные Г.Г. Кораблева и др., 1999 г.), Большаковского массивов, Белово-Масловской и Магадеевской группы тел, Аминевского (данные В.Ф. Турбанова и др., 1975 г.), Куликовского массивов (данные А.В. Тевелева и др., 2000 г., В.В. Бабкина

и др., 1976 г.). По последнему использованы анализы РЗЭ гипербазитов и габбро из отчета А.В. Тевелева и др. 2002 г. Кроме того, на весь комплекс вышеуказанных элементов нами проанализированы базальты шеметовской толщи (анализы см. в главе 7).

Петрохимический состав серпентинитов, образованных по альпинотипным гипербазитам (реститам), довольно однообразен (прил. 3). Для них характерны очень низкие содержания всех некогерентных компонентов — TiO_2 , CaO , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O и, напротив, высокие концентрации тугоплавких окислов — MgO , NiO , Cr_2O_3 .

Для сопоставления гипербазитов Миасс-Куликовского (Байрамгуловский, Чебаркульский, Белово-Масловская группа тел, Аминевский и Куликовский массивы) и Казбаевского (Казбаевский и Кумлякский массивы) поясов привлечены данные по главным петрогенным компонентам и элементам-примесям. Наиболее информативными характеристиками при сопоставлениях являются отношение CaO/Al_2O_3 и распределение редкоземельных элементов (РЗЭ).

Кальций-алюминиевое отношение является одним из главных петрохимических критериев деплетированности ультрабазитов. При последовательном обеднении мантийного источника легкоплавкими компонентами постепенно снижаются концентрации как кальция, так и алюминия. Однако, из-за того, что кальций преимущественно входит в клинопироксен, который наиболее интенсивно удаляется при частичном плавлении, отношение CaO/Al_2O_3 уменьшается от 1 и выше в лерцолитах до 0,5 и ниже в гарцбургитах и дунитах. В процессе серпентинизации гипербазитов это соотношение почти не изменяется. Значительные изменения его связаны с гидротермальными процессами: карбонатизацией, родингитизацией и др.

На гистограммах распределения величины CaO/Al_2O_3 (рис. 16) в гипербазитах Казбаевского пояса отчетливо проявлены два пика, соответствующие предельно истощенным гарцбургитам ($CaO/Al_2O_3 = 0,1-0,4$) и переходным разновидностям от лерцолитов к гарцбургитам ($CaO/Al_2O_3 = 0,6-1,0$) при значительном преобладании первых. Гипербазиты Миасс-Куликовского пояса характеризуются очень низкими значениями отношения CaO/Al_2O_3 (менее 0,5), что указывает на высокую степень их деплетированности. Это также подтверждается характером и расположением трендов, рассчитанных для гипербазитов обоих поясов (рис. 17).

Таким образом, проведенное сравнение реститовых гипербазитов по отношению CaO/Al_2O_3 показало, что ультрабазиты Казбаевского пояса обеднены легкоплавкими петрогенными компонентами. Наиболее же деплетированными являются гипербазиты Миасс-Куликовского пояса.

На основе геохимии редкоземельных элементов в работе Е.Е. Лазько и др. [1993] проведена типизация «мантийных субстратов» различных

геодинамических обстановок (ГДО). Выделяются три главных типа распределения РЗЭ: 1) I — хондритовый, 2) IIa — умеренноистощенный, 3) IIb — сильноистощенный (рис. 18). Первому типу соответствуют шпинелевые лерцолиты подконтинентальной мантии с содержанием РЗЭ на

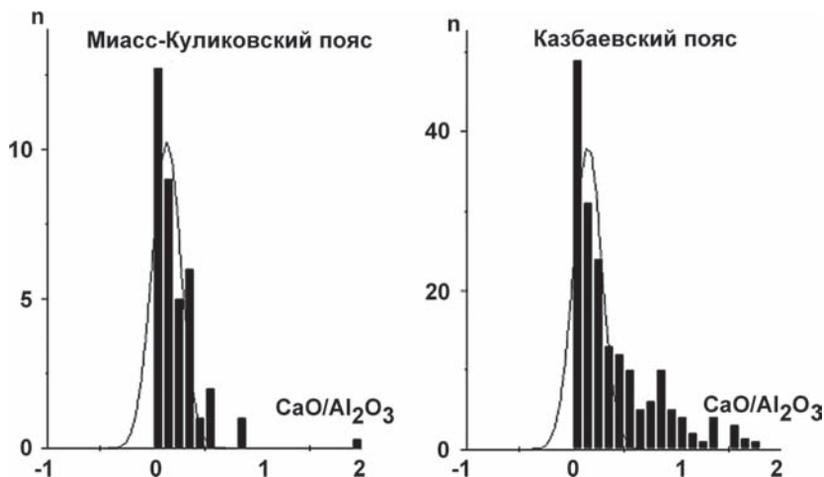


Рис. 16. Вариации $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ в реститовых гипербазах различных поясов Арамилско-Сухтелинской зоны

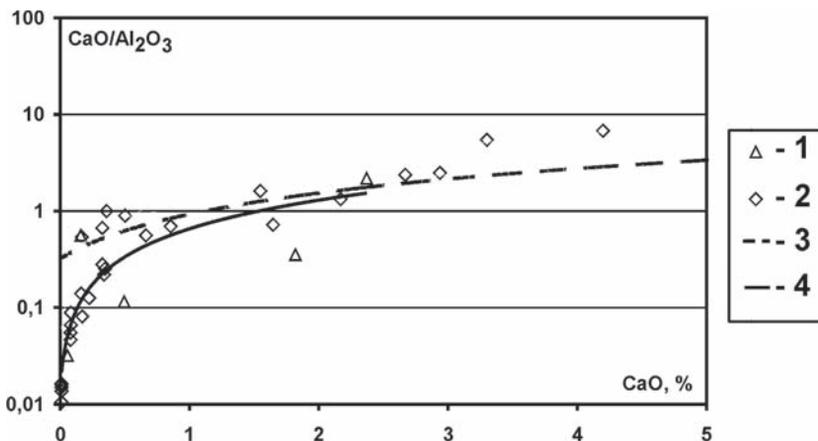


Рис. 17. Диаграмма $\text{CaO} - \text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ для реститовых гипербазитов различных поясов Арамилско-Сухтелинской зоны

Условные обозначения: составы реститовых гипербазитов Казбаевского пояса (1) и Миасс-Куликовского пояса (2); тренды, рассчитанные для гипербазитов Казбаевского пояса (3) и Миасс-Куликовского пояса (4)

уровне 2–3 единиц относительно хондрита C1 ($La \approx Sm \approx Lu$), второму — незначительно обедненные легкими РЗЭ эрцолиты COX ($La < Sm \geq Lu$), третьему — предельно истощенные легкими и средними РЗЭ «окраинно-океанические» гарцбургиты ($La \geq Sm < Lu$). Кроме того, широким распространением пользуется переходный тип субстрата Паб [Лазько и др., 1993]. Почти все выделенные типы гипербазитов распространены в основании офиолитовых ассоциаций складчатых поясов и использование данной классификации делает возможной реконструкцию геодинамических условий их образования [Савельев и др., 2000].

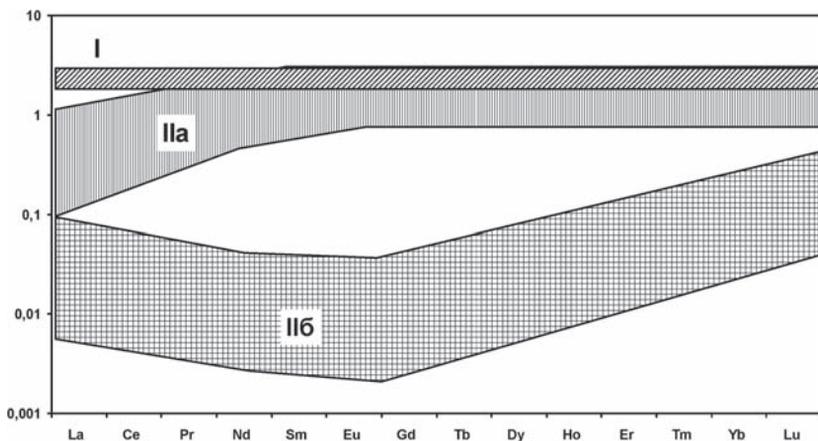


Рис. 18. Распределение РЗЭ в главных типах мантийных субстратов по Е.Е. Лазько и др. [1993]

Условные обозначения: I — хондритовый; IIa — умеренноистощенный; IIб — сильно-истощенный

Нами было проведено изучение РЗЭ в реститовых гипербазитах и породах габброидных комплексов Арамилско-Сухтелинской зоны [Савельев, Сначёв, 2003; Савельев и др., 2006]. На основе аналитических данных для ультраосновных и основных пород построены соответствующие диаграммы.

В реститовых гипербазитах Миасс-Куликовского пояса характер распределения РЗЭ близок к типу IIa. В тоже время, по уровню концентрации лантаноидов они являются заметно обедненными по сравнению с аналогичными породами Казбаевского пояса (рис. 19а). Также низкими содержаниями лантаноидов при резком преобладании тяжелых над легкими отличаются габброиды рассматриваемого пояса (рис. 19б).

В ультрамафитах Казбаевского пояса характер распределения РЗЭ также наиболее близок к умеренноистощенному типу (IIa) (рис. 20а).

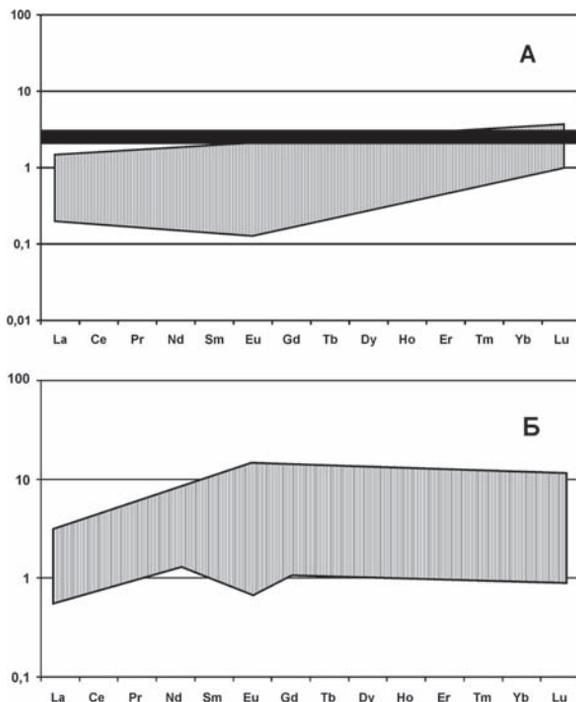


Рис. 19. Распределение РЗЭ в реститовых гипербазитах (А) и габброидах (Б) Миасс-Куликовского пояса

Концентрации редкоземельных элементов здесь также низкие, но породы характеризуются довольно высоким отношением Sm/Yb , что отличает их от аналогичных образований Миасс-Куликовского пояса (рис. 21). С реститовыми гипербазитами в массивах пояса ассоциируют габбро двух типов: 1) $La \approx Sm \approx Lu$ и 2) $La < Sm \approx Lu$ (рис. 20б).

Таким образом, для гипербазитов Миасс-Куликовского пояса характерны противоречивые геохимические характеристики: предельная истощенность петрогенными компонентами и относительно слабая степень деплетированности реститовых ультрамафитов легкими РЗЭ, крайне низкие концентрации лантаноидов в габброидах и породах полосчатого комплекса. Возможно, в пределах пояса совмещены реликты океанической коры СОХ и фундамента островной дуги. Такое предположение косвенно подтверждается соседством с рассматриваемыми гипербазитами Сахаринского массива, относимого к дунит-пироксенит-габбровой (платиноносной) формации [Таловина, Лазаренков, 2001]. Не вызывает сомнений, что гипербазиты Казбаевского пояса прошли стадию деплетирования в процессе океанического рифтогенеза и сопоставимы

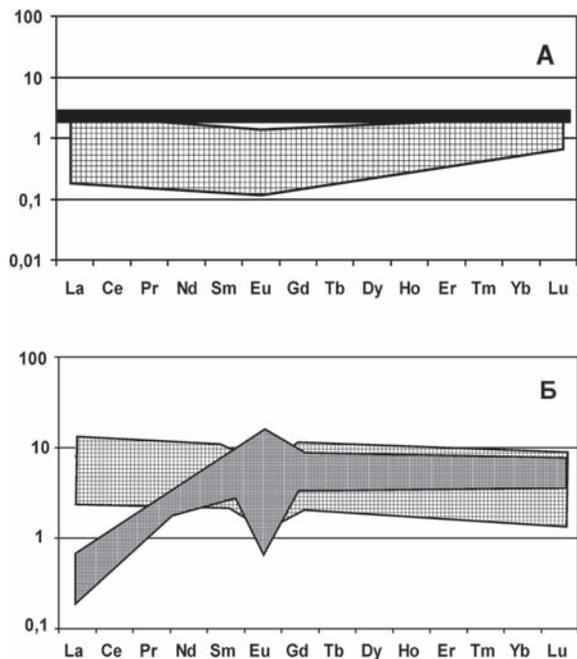


Рис. 20. Распределение РЗЭ в реститовых гипербазитах (а) и габброидах (б) Казбаевского пояса

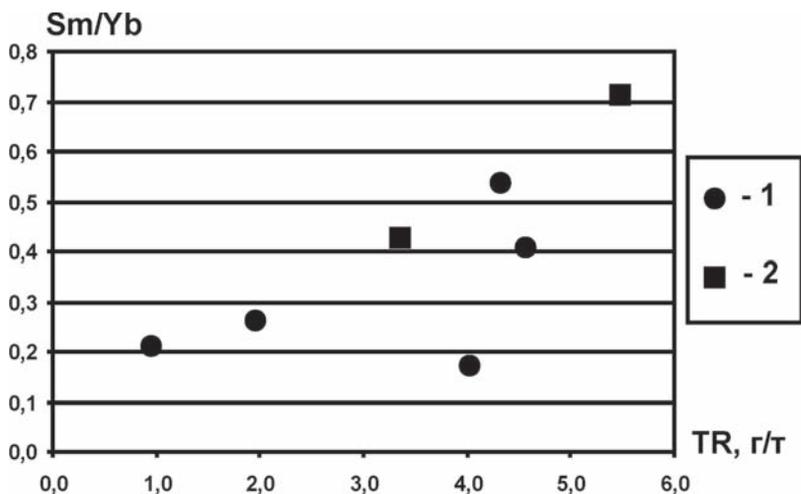


Рис. 21. Диаграмма TR – Sm/Yb для реститовых гипербазитов Миасс-Куликовского (1) и Казбаевского поясов (2)

с ультраосновными породами срединно-океанических хребтов либо задуговых бассейнов.

6.3. Закономерности петрохимических особенностей пород в меридиональном направлении

Условные границы между северной, центральной и южной частями Арамильско-Сухтелинской зоны проведены соответственно на широте северных окончаний Варламовского и Степнинского массивов.

При сравнении гипербазитов наиболее информативными оказались содержания Ni, Cr, менее четкие различия наблюдаются по нормативному минеральному составу пород, относительной глиноземистости ($al' = Al_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3 + MgO)$) и железистости, концентрации CaO, Al_2O_3 , Co.

Максимальная железистость гипербазитов характерна для Аминевского массива ($f = 11-17$). В реститах других массивов наблюдаются довольно широкие вариации значений данного параметра. Однако в среднем наименее железистые ультрамафиты развиты в пределах Куликовского массива.

Анализ тройной диаграммы Ol – En – Di (рис. 22), построенной на основании пересчета химических анализов пород на нормативный

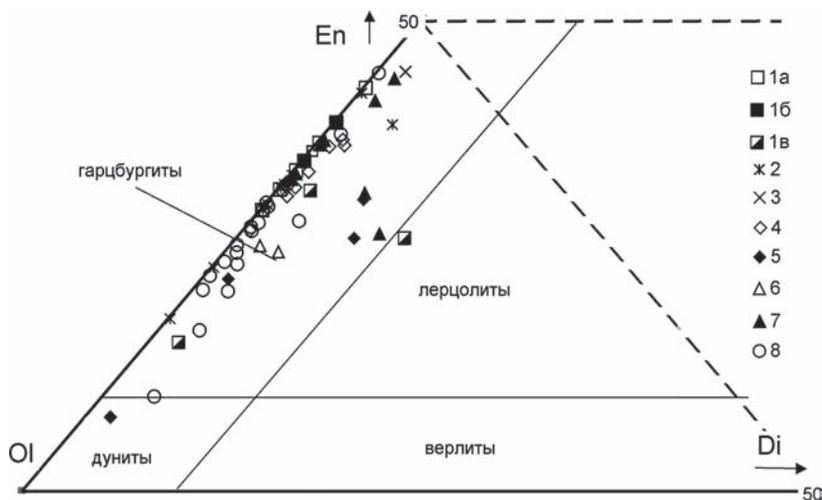


Рис. 22. Диаграммы Ol – En – Di для гипербазитов Арамильско-Сухтелинской зоны и ее обрамления

Условные обозначения: 1–8 — гипербазиты: 1 — Байрамгуловского пояса (а), Травниковского (б) и Чебаркульского (в) массивов, 2 — Казбаевского массива, 3 — Ларинского купола, 4 — Белово-Масловской группы тел, 5 — Аминевского массива, 6 — Магадеевской группы тел, 7 — Кумляжской группы тел, 8 — Куликовского массива

минеральный состав по методу Н.Д. Соболева, показывает, что заметные содержания клинопироксена в первичных ультрабазитах обнаруживаются лишь в части образцов Аминевского массива и Кумлякской группы тел, в единичных пробах из Травниковского массива. Подавляющая часть серпентинитов имеют апогартцбургитовую природу. В среднем наибольшие количества нормативного ортопироксена характерны для массивов северной части зоны, Казбаевского пояса и Кумлякской группы тел. Минимальные количества пироксенов зафиксированы в гипербазитах Куликовского массива.

На диаграмме $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{CaO}$ (рис. 23) большинство точек, характеризующих составы гипербазитов рассматриваемой территории, попадают в поле истощенных гартцбургитов и дунитов, практически не содержащих кальция. Лишь отдельные образцы ультраосновных пород из Кумлякской группы тел и Аминевского массива по составу приближаются к лерцолитам. Незначительная часть образцов по соотношению $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ и содержанию кальция соответствует клинопироксеновым гартцбургитам.

Минимальные содержания никеля фиксируются в породах Аминевского массива (600–1200 г/т), несколько выше в ультрабазитах Куликовского массива (600–1500 г/т), в породах других комплексов они примерно одинаковы (1200–2500 г/т). Повышенным содержанием хрома на фоне остальных выделяются гипербазиты Куликовского

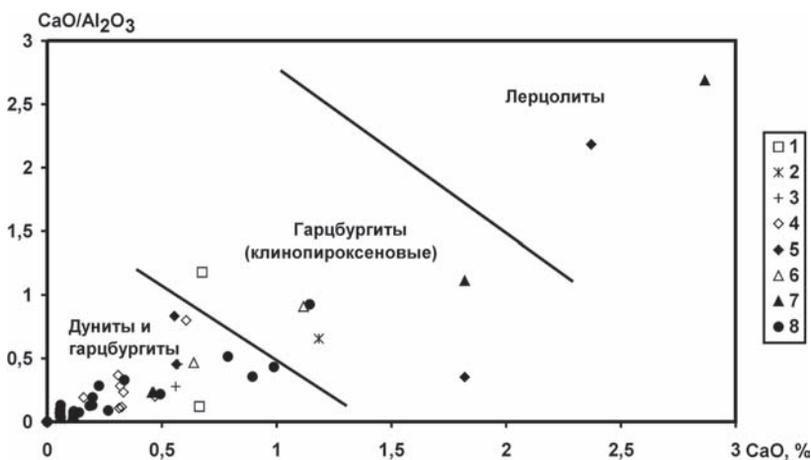


Рис. 23. Диаграмма $\text{CaO} - \text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ для гипербазитов Арамилско-Сухтелинской зоны и ее обрамления

Условные обозначения: 1–8 — гипербазиты: 1 — Байрамгуловского пояса, Травниковского и Чебаркульского массивов, 2 — Казбаевского массива, 3 — Ларинского купола, 4 — Белово-Масловской группы тел, 5 — Аминевского массива, 6 — Магадеевской группы тел, 7 — Кумлякской группы тел, 8 — Куликовского массива

массива (2400–4400 г/т), кобальта — породы северной части зоны и Казбаевского пояса.

Состав габброидов и ассоциирующихся с ними пироксенитов более разнообразен (прил. 4). Так, в габброидах наблюдаются широкие вариации содержаний титана: от крайне низких, более характерных для Аминевского массива, до умеренно высоких в северной части зоны. Наиболее распространены габброиды с умеренно-низким содержанием окиси титана (0,4–0,6%). По соотношению содержаний кремнезема и суммы щелочей практически все изученные образцы габброидов и базальтов попадают в поле составов толеитовой серии (рис. 24). По отношению $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ почти все габбро — натриевого ряда.

Содержания остальных петрогенных компонентов в габброидах варьируют в довольно широких пределах, охватывая диапазон от меланогаббро до габбро-диоритов. В габбро Куликовского массива значительно варьирует содержание кальция. Здесь, наряду с нормальными габбро (6,38–17,07% CaO), присутствуют низкокальциевые породы (0,52–1,66% CaO).

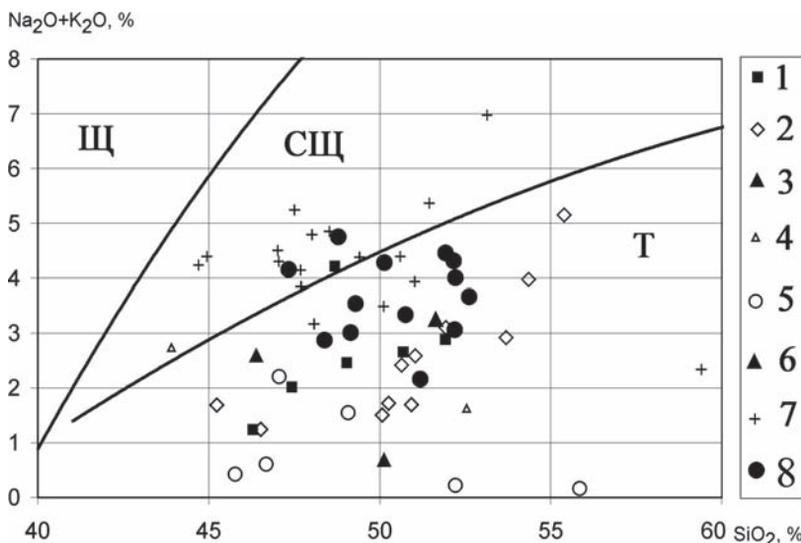


Рис. 24. Диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для габброидов Арамилско-Сухтелинской зоны

Условные обозначения: 1–6 — габброиды: 1 — Байрамгуловского пояса, Травниковского и Чебаркульского массивов, 2 — Аминевского массива, 3 — Магадеевской группы тел, 4 — мелких тел восточнее Аминевского массива, 5 — Кумляжской группы тел, 6 — Куликовского массива; 7 — базальты шеметовской толщи; 8 — габбро Большаковского массива. Серии: Щ — щелочная; СЩ — субщелочная; Т — толеитовая

На диаграмме $al' (Al_2O_3/(MgO+FeO+Fe_2O_3)) - TiO_2$ (рис. 25) рассмотрены вариации состава габброидов. На основании обобщения большого количества петрохимических данных по базальтам и габброидам современных геодинамических обстановок, выявлены четкие различия основных пород режимов дивергенции и конвергенции. Для первых характерна слабая обратная зависимость между значениями al' и TiO_2 , для вторых — отчетливая прямая. Очень хорошо иллюстрируется это различие и на примере палеозойских вулканитов Магнитогорского мегасинклинария (рис. 25). Так, ордовикские поляковские базальты, образованные на стадии рифтогенеза, резко обособляются от более молодых вулканитов, образование которых связывается с островодужной обстановкой.

Составы базитов Арамилско-Сухтелинской зоны на данной диаграмме сгруппировались следующим образом. Компактно расположились точки, характеризующие составы габброидов северной части зоны, ассоциирующих с гипербазитами Байрамгуловского пояса, Чебаркульского и Травниковского массивов. Они представлены двумя типами: умеренно-титанистыми и умеренно-глиноземистыми, близкими по составу к базальтам поляковской свиты с одной стороны, и низко-титанистыми и высоко-глиноземистыми с другой. К первому типу близок состав габбро из Кумлякской группы тел.

Для габброидов Куликовского и Аминевского массивов проявлена зависимость между al' и TiO_2 , характерная для базитов зон сжатия. При этом Аминевские габбро образуют довольно компактное поле в области крайне-низкотитанистых разновидностей. В пределах Куликовского массива развиты умеренно-низкотитанистые габброиды, по глиноземистости они образуют две контрастные группы: крайне-меланократовую ($al' < 0,1$) и мезократовую ($al' = 0,6-1,2$).

Габброиды мелких тел Магадеевской группы представлены различными геохимическими типами. Восточнее Аминевского массива в ассоциации с базальтами и гипербазитами развиты габбро, по составу идентичные Аминевским. Севернее д. Магадеево нами изучены крупнозернистые габбро и пироксениты, близкие по геохимическим параметрам к аналогичным породам Куликовского массива.

По соотношению основных петрогенных окислов (рис. 26) большинство точек на диаграмме $MgO - \Sigma FeO - Al_2O_3$, характеризующих составы габброидов Арамилско-Сухтелинской зоны, попадает в область пересечения полей габброидов СОХ, ОД и ГЖ. Вместе с тем, почти все изученные габброиды образуют единый тренд, характеризующийся постоянной относительно низкой железистостью и совпадающий с трендом серии марианит-бонинит океанических дуг и глубоководных желобов. Не попадают в него только составы габбро северной части зоны и Кумлякской группы тел.

Габброиды различных комплексов рассматриваемой территории хорошо разделяются по содержанию тугоплавких сидерофильных элементов на диаграмме $Cr-Ni$ (рис. 27). Максимальные содержания никеля зафиксированы в габброидах Куликовского (110–1200 г/т) и Аминевского (80–1000 г/т) массивов, чуть ниже они в породах северной части Арамильско-Сухтелинской зоны. Минимальное содержание Ni характерно для базитов мелких тел центральной ее части. Наиболее обогащены хромом габбро Куликовского массива, содержание его постепенно снижается к центру и далее к северу структуры.

По петрогеохимическим характеристикам габброиды Большаковского массива относятся к умеренно-высокотитанистым (рис. 28, прил. 4) и характеризуются довольно высокими значениями глиноземистости, что отличает их от «рифтогенных» базитов (рис. 29). На диаграмме $SiO_2-(Na_2O + K_2O)$ составы пород массива укладываются в поле толеитов (рис. 24). На большинстве петрохимических диаграмм составы рассматриваемых габброидов образуют обособленные поля, которые четко отделяются от фигуративных точек, характеризующих составы базальтов шеметовской толщи (рис. 24, 31). Диаграммы $TiO_2-(Na_2O+K_2O)$ и $Ni-Cr$ иллюстрируют сходство состава пород Большаковского комплекса с габбро магнитогорской группы массивов и четкое отличие от базитов, ассоциирующих с гипербазитами дунит-гарцбургитовой и дунит-пироксенит-габбровой формаций (рис. 28 а, б), представленных на Урале офиолитовыми габбро, габбро-сиенитовой, габбро-плагиогранитной, габбро-диоритовой, диорит-трондьемит-гранитной, диорит-сиенитовой, габбро-диорит-плагиогранодиоритовой и габбро-диорит-гранитной сериями [Ферштатер и др., 1984].

Габброиды Большаковского и Магнитогорского комплексов отличаются от габброидов указанных формаций повышенными содержаниями титана, выдержанными содержаниями хрома и значительной дифференциацией содержаний никеля, что отражено в виде растянутости их фигуративных точек вдоль оси абсцисс (рис. 28 а). Несколько более высокое содержание тугоплавкого никеля в большаковских габбро, по сравнению с магнитогорскими, подтверждает предположение о том, что на площади развития Большаковского комплекса гранитоиды уничтожены эрозией и на поверхность выходят наиболее глубинные части интрузий.

Базальты шеметовской толщи были изучены нами в нескольких разрезах: на горе Воронцова, у дд. Линевка, Магадеево и п. Кидыш. Данные силикатного анализа в базальтах говорят об их довольно выдержанном составе (рис. 24, 26). Вулканыты шеметовской толщи во всех изученных разрезах представлены умеренно-высокотитанистыми и низкоглиноземистыми базальтами, что является характерным признаком рифтогенных толеитов. На диаграмме $Al'-TiO_2$ (рис. 25 б, 29) точки, характеризующие

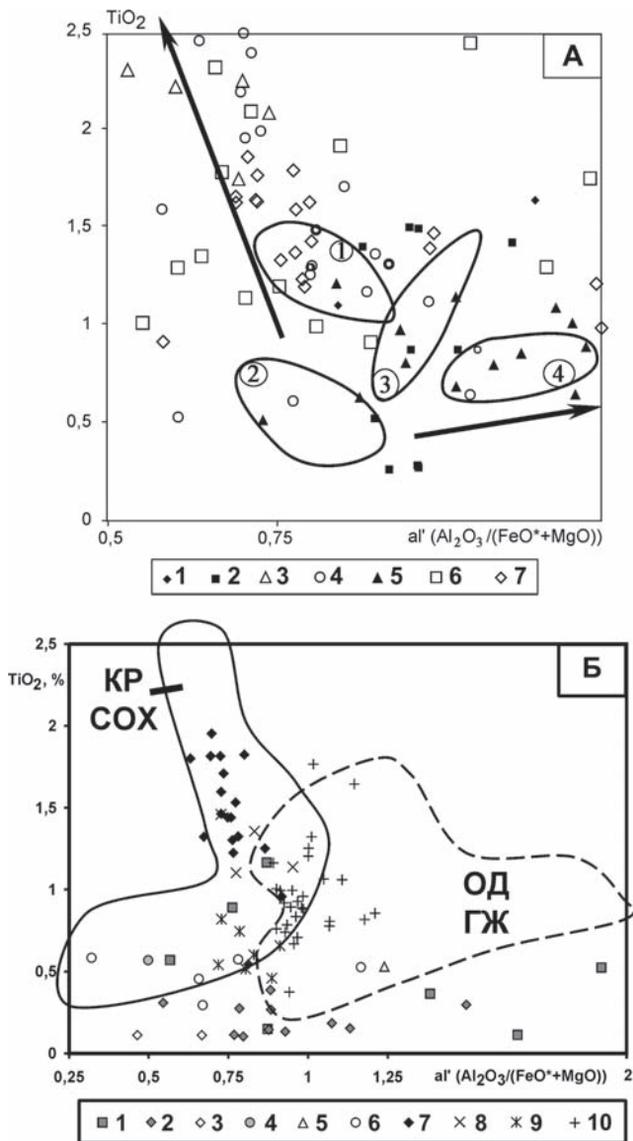


Рис. 25. Диаграмма $al' (Al_2O_3/(FeO+Fe_2O_3+MgO)) - TiO_2$ для базальтов различных геодинамических обстановок (А) и основных пород Арамильско-Сухтелинской зоны (Б)

Условные обозначения: (А) — (в кружках) 1–4 поля состава базальтов поляковской (1), баймак-бурибаевской и ирендыкской (2), карамалыташской (3) и улутауской (4) свит Магнитогорского мегасинклиория по [Магматические ..., 1985; Фролова, Бурикова, 1997]. Базальты: 1 — активных окраин, 2 — глубоководных желобов, 3 — океанических

их составы, укладываются в поле базальтов зон растяжения (срединно-океанических хребтов и траппов) и очень близки к вулканитам поляковской свиты Вознесенско-Присакмарской зоны, отличаясь от них лишь несколько более высоким содержанием титана. Среди габброидов Арамильско-Сухтелинской зоны для базальтов шеметовской толщи отчетливо просматриваются интрузивные аналоги.

Наиболее истощенными в отношении РЗЭ являются реститовые гипербазиты Куликовского и Магадеевского массивов (рис. 30, прил. 5). В них зафиксированы минимальные содержания всего спектра РЗЭ при постоянном преобладании тяжелых лантаноидов над легкими ($La_N = 0,2-0,6$; $Lu_N \approx 1$).

В ультрабазитах центральной части зоны (Белово-Масловская группа тел, Аминевский массив) проявлено два типа распределения редких земель: 1) $La_N < Sm_N < Lu_N$ и 2) $La_N > Sm_N < Lu_N$ ($La_N \approx Lu_N$). Они менее истощены по сравнению с расположенными южнее массивами. Далее на север эта тенденция сохраняется и гипербазиты Байрамгуловского, Травниковского, Чебаркульского массивов являются еще менее истощенными. Среди них отмечены разновидности пород с четко выраженным европиевым максимумом. Исключение в этом ряду составляют гипербазиты Казбаевского пояса, которые по степени истощенности ближе стоят к массивам Аминевско-Магадеевской группы. Примечательно, что состав РЗЭ в метагипербазитах Ларинского купола практически полностью повторяет хондритовый. Аналогичное распределение редких земель ранее отмечено нами для гипербазитов Бараузского и Няшевского массивов (Ильменогорский блок), что еще раз указывает на их возрастное и формационное единство.

Следует также отметить, что практически во всех образцах реститовых гипербазитов Арамильско-Сухтелинской зоны составы РЗЭ характеризуются соотношением $La_N/Lu_N < 1$. По сравнению с ультрабазитами реститового комплекса, в пироксенитах и габброидах на фоне общего повышения содержаний редкоземельных элементов резко возрастает роль средних РЗЭ.

По содержанию и характеру распределения РЗЭ габброиды рассматриваемой территории четко разделяются на три группы (рис. 31, прил. 6). Минимальные содержания редкоземельных элементов зафиксированы в габбро Аминевского массива и мелких телах восточнее него.

островов, 4 — СОХ, 5 — островных дуг, 6 — континентальных рифтов, 7 — траппов. (Б): 1–6 — габброиды: 1 — северной части зоны, 2 — Аминевского массива, 3 — восточнее д. Аминев, 4 — севернее д. Магадеево, 5 — Кумлякской группы тел, 6 — Куликовского массива; 7–10 — базальты, 7 — шеметовской толщи, 8 — поляковской свиты, 9 — ирендыкской и баймак-бурибаевской свит, 10 — карамальташской свиты; 8–10 и поля на диаграмме (Б) построены по данным [Геология дна ..., 1980; Зоненшайн, 1984; Магматические ..., 1985; Фролова и др., 1985; Пушаровский и др., 1989; Силантьев и др., 1992; Силантьев, 1998]

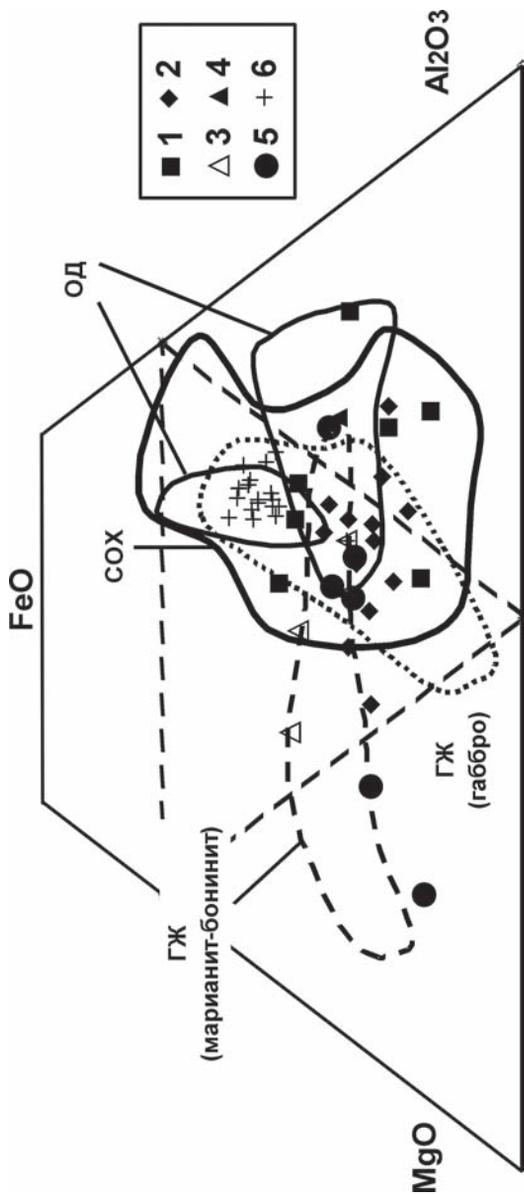


Рис. 26. Диаграмма $MgO - \Sigma FeO - Al_2O_3$ для основных пород

Условные обозначения: 1–5 — габброиды; 1 — северной части зоны, 2 — Аминевского массива, 3 — восточнее д. Аминьево, 4 — Кумлякской группы, 5 — Куликовского массива; 6 — базальты шеметовской толщи. Поля составов пород различных ГДО — по [Геология дна ..., 1980; Магматические ..., 1985; Фролова и др., 1985; Пушаровский и др., 1989]

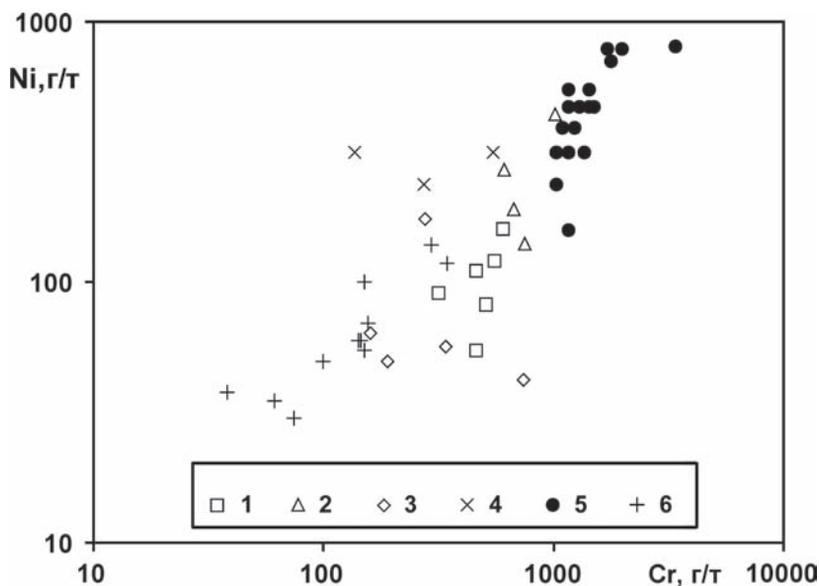


Рис. 27. Диаграмма Cr – Ni для основных пород

Условные обозначения: 1–6 — габброиды: 1 — северной части зоны, 2 — Куликовского массива, 3 — Аминевского массива, 4 — глубоководных желобов, 5 — марианит-бонинитовой серии, 6 — островных дуг; 4–6 — по данным [Геология дна ..., 1980; Магматические ..., 1985; Фролова и др., 1985 и др.]

По содержанию лантаноидов они сопоставимы с ультрабазитами ($La_N = 0,7-2$; $Sm_N = 1-8$; $Eu_N = 0,2-1,6$; $Lu_N = 0,9-6$), тяжелые РЗЭ преобладают над легкими, в большинстве проб отмечается отрицательная аномалия европия.

Более высокие концентрации редкоземельных элементов выявлены в габбро Куликовского массива (рис. 31). Для них характерны близкие значения La_N , Sm_N и Lu_N при наличии отрицательной европиевой аномалии. Сходными чертами поведения РЗЭ обладают габброиды из мелких тел, расположенных севернее Магадеевского массива серпентинитов, а также базальты шеметовской толщи. В пироксенитах из тех же тел несколько понижены содержания легких и тяжелых лантаноидов, содержания средних РЗЭ примерно соответствуют таковым в габбро.

Таким образом, по геохимии редкоземельных элементов выявляется близость составов базит-гипербазитовых комплексов Куликовского массива и мелких тел района д. Магадеево. Внутри рассматриваемых комплексов проявлена высокая контрастность между содержаниями РЗЭ в ультраосновных реститах, с одной стороны, и породах габброидного комплекса, с другой. Напротив, в Аминевском комплексе, включающем в себя

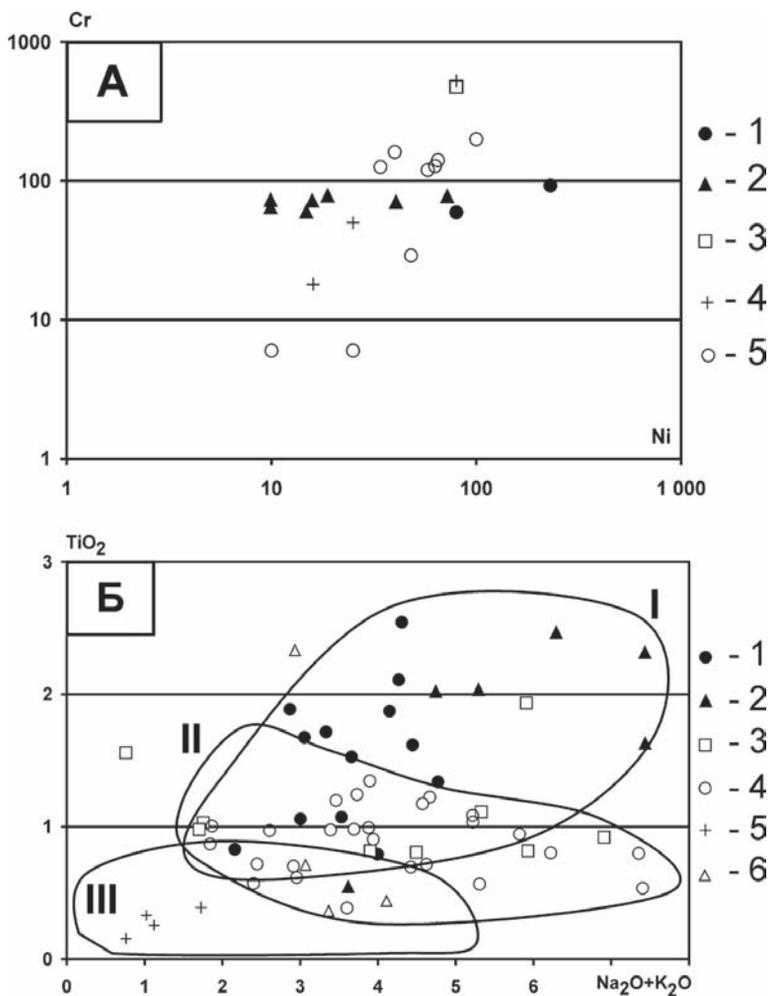


Рис. 28. Диаграммы Ni – Cr и (Na₂O+K₂O) – TiO₂ для пород Большаковского массива и габброидов других формационных типов Урала

Условные обозначения. А: 1 — Большаковский комплекс, 2 — Магнитогорский комплекс, 3 — габбро-плагиогранитная серия (Мугоджары), 4 — габбро-сиенитовая серия (Кемпирсайский район), 5 — габброиды габбро-диоритовой, диорит-трондьемит-гранитной, диорит-сиенитовой, габбро-диорит-плагиогранодиоритовой и габбро-диорит-гранитной серий (2–5 — по [Ферштатер и др., 1984; Ферштатер, Беа, 1993]). Б: 1 — Большаковский комплекс, 2 — Магнитогорский комплекс, 3 — Верхнеуральский комплекс, 4 — габброиды габбро-диоритовой, диорит-трондьемит-гранитной, диорит-сиенитовой, габбро-диорит-плагиогранодиоритовой и габбро-диорит-гранитной серий, 5 — габбро-плагиогранитная серия (Мугоджары), 6 — габбро-сиенитовая серия (Кемпирсайский район) (2–6 — по [Ферштатер и др., 1984]); Поля формаций: I — габбро-гранитная, II — дунит-пироксенит-габбровая, III — дунит-гарцбургитовая

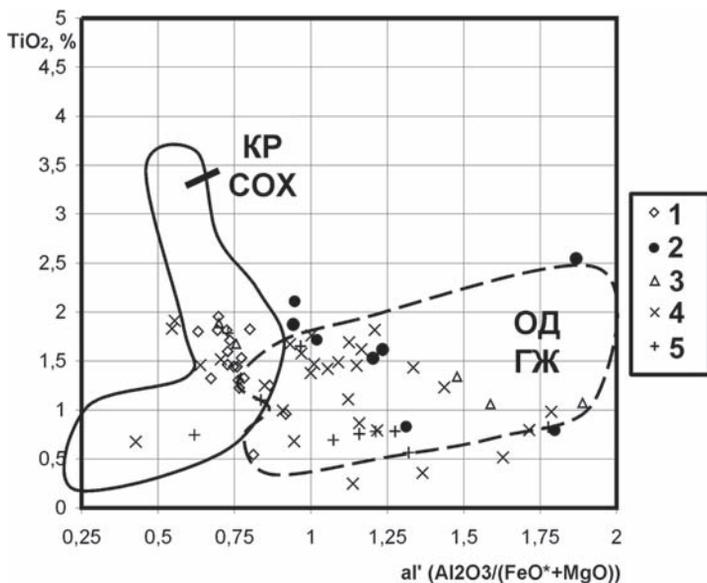


Рис. 29. Диаграммы al' – TiO_2 для габброидов Большаковского комплекса

Условные обозначения: 1 — базальты шеметовской толщи; 2 — габброиды Большаковского массива; 3 — габброиды малых интрузий Большаковского комплекса; 4 — основные породы габбро-гранитной формации; 5 — габбро дунит-пироксенит-габбровой формации (поля составов, а также фигуративные точки 4 и 5 — по [Магматические ..., 1985])

одноименный базит-гипербазитовый массив и расположенные восточнее тела габбро и ультрабазитов, наблюдается очень низкая степень дифференциации РЗЭ между основными и ультраосновными породами.

Распределение редкоземельных элементов в габбро Большаковского массива обнаруживает значительные отличия от всех типов габброидов, известных в пределах зоны, а также базальтов шеметовской толщи. Для них характерно резкое преобладание легких РЗЭ над тяжелыми при $La_N \approx 50$ и $Lu_N \approx 10$ (рис. 31). Характер нормированной кривой содержания редкоземельных элементов в габбро Большаковского массива повторяет спектр РЗЭ в габбро и диоритах массивов магнитогорской габбро-гранитной серии [Ферштатер, Беа, 1993]. Кроме того, изометричная форма массива, концентрическая зональность, широкое развитие дуговых и радиальных разрывных нарушений в пределах массива, титановая геохимическая специализация пород, наличие редкоземельных аксессуариев (ортита), высокотемпературные контактовые изменения вмещающих пород свидетельствуют о «неофиолитовой» природе габброидов Большаковского массива, а сближают их с породами габбро-гранитной формации.

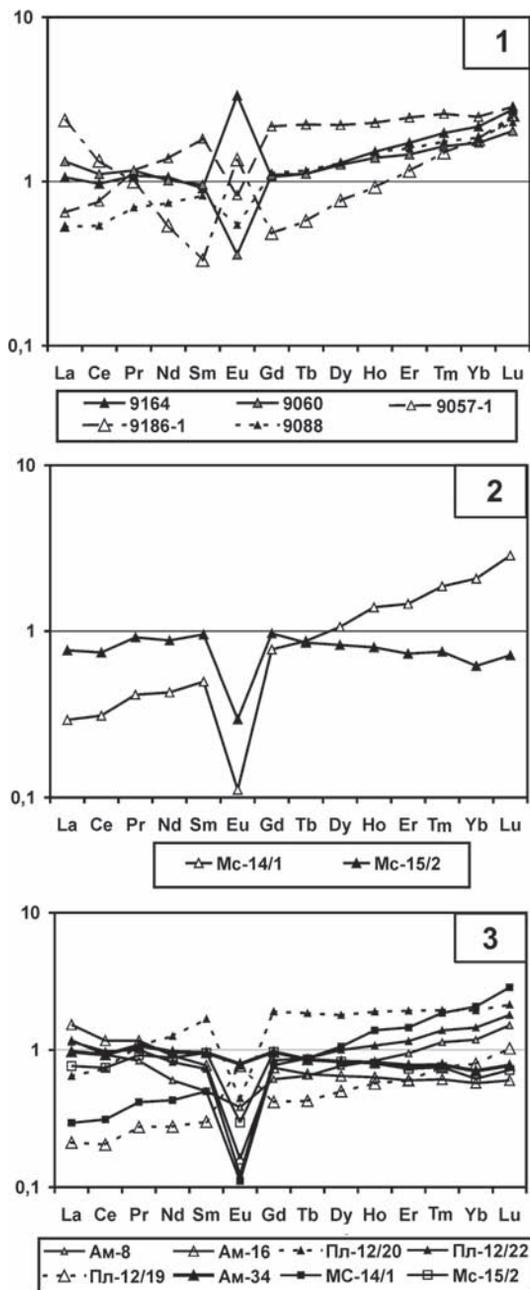
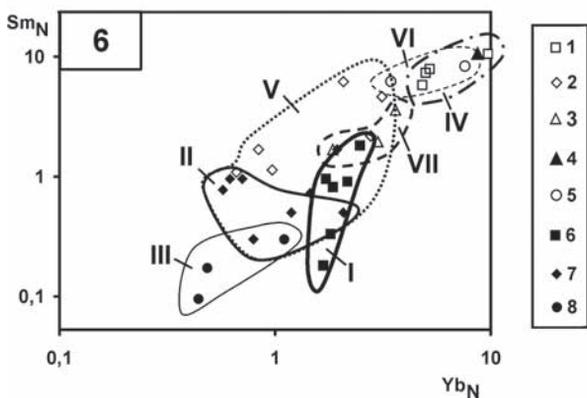
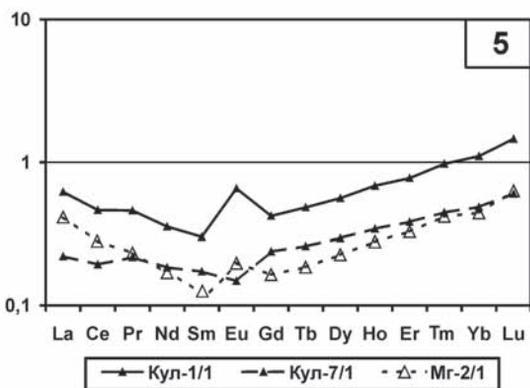
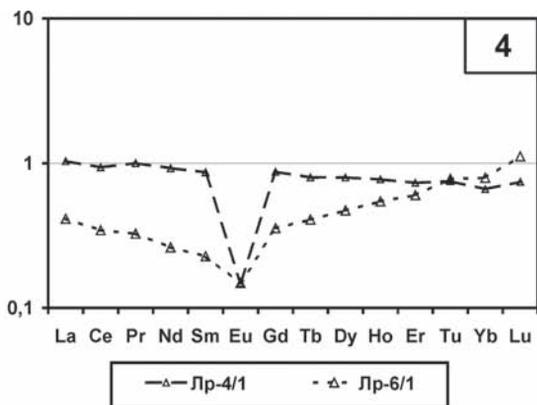


Рис. 30. Распределение РЗЭ, нормированных к хондриту в гипербазитах: 1 — северной части зоны, 2 — Белово-Масловской группы тел, 3 — Аминевского



массива, 4 — Ларинского купола, 5 — Куликовского массива; 6 — диаграмма $Sm_N - Yb_N$ для гипербазитов и габброидов. Условные обозначения к рис. см. на следующей стр.

Содержание редкоземельных элементов в изученных образцах шеметовских базальтов варьирует в очень узком интервале, характер распределения их практически не изменяется (рис. 31). В 13 из 14 проб зафиксировано распределение и уровень концентраций РЗЭ, характерные для N–MORB с постоянной отрицательной аномалией европия. Лишь в одном образце выявлены содержания лантаноидов, характерные для типа E–MORB (МГ-9/2). Наличие отрицательной аномалии Eu может быть связано с фракционированием (отсадкой) кальциевого плагиоклаза в комагматичных базальтах габброидах. Это подтверждается наличием положительной европиевой аномалии и более низким уровнем концентрации всех РЗЭ в габбро из габбро-базальтового разреза у п. Кидыш (Кд-4/1).

Большая часть проб габброидов северной части зоны обнаруживает уровень накопления РЗЭ и характер их распределения, типичный для офиолитов и толеитов срединно-океанических хребтов (N–MORB), в которых тяжелые лантаноиды преобладают над легкими при $Sm_N = Lu_N = 6-10$.

Итак, анализ геохимии РЗЭ в габброидах, исключая Большаковский массив, позволил выделить три типа распределения редких земель: 1) тип N–MORB $La_N < Sm_N = Lu_N$ ($La_N = 1-7$; $Sm_N = Lu_N = 6-10$), развитый в габбро, ассоциирующих с гипербазитами Байрамгуловского пояса, Травниковского и Чебаркульского массивов; 2) близкий к N–MORB, но при еще большем обеднении всем спектром РЗЭ ($La_N = 0,7-2$; $Sm_N = Lu_N = 0,9-6$), распространенный в базитах Аминевского комплекса и 3) близкий к E–MORB, характеризующийся примерно равными содержаниями всех РЗЭ на уровне 5–10 ед., присущий габброидам Куликовского и Магадеевского массивов.

На основе проведенного анализа петрогеохимических данных нами была предпринята попытка выявить закономерности изменения химического состава габброидов и гипербазитов в пределах Арамильско-Сухтелинской зоны с севера на юг (рис. 32). Учитывая результаты предварительного анализа петрогеохимических особенностей пород, массивы были сгруппированы в четыре узла: северный (Байрамгуловский пояс, Чебаркульский и Травниковский массивы), центральный-1 (Белово-Масловская группа тел), центральный-2 (Аминевский комплекс) и южный (Куликовский массив).

Условные обозначения к диаграмме (6) рис. 30: 1–5 — составы габброидов; 1 — северной части зоны, 2–3 — Аминевского массива (2) и мелких тел восточнее него (3), 4 — тел севернее Магадеевского массива, 5 — Куликовского массива; 6–8 — составы гипербазитов массивов; 6 — северной части зоны, 7 — Аминевского, 8 — Куликовского. I–VII — поля составов: I–III гипербазиты массивов; I — северной части зоны, II — Аминевского, III — Куликовского, IV–VII — габброиды массивов; IV — северной части зоны, V — Аминевского, VI — Куликовского, VII — тела восточнее Аминевского

Для выявления петрогеохимической зональности наиболее информативными параметрами гипербазитов оказались Ni, Cr, f и PЗЭ (La_N , Sm_N и Lu_N). С севера на юг в реститовых ультрамафитах происходит постепенное и неуклонное увеличение концентрации хрома, достигающее максимальных значений в серпентинитах Куликовского массива. Менее отчетливая картина наблюдается по характеру изменения железистости пород и содержания никеля. Железистость несколько уменьшается с севера на юг, принимая минимальные значения в породах Куликовского массива. Вместе с тем, она повышена в ультраосновных породах Аминевского комплекса. Содержание никеля выше всего в реститах северной части зоны, понижается в южном направлении и достигает минимума в Аминевском и Куликовском массивах.

Содержания редкоземельных элементов в реститах, нормированные к хондриту, принимают минимальные значения на крайнем юге рассматриваемой территории, в пределах Куликовского массива. Наибольшие концентрации PЗЭ зафиксированы в ультрамафитах массивов северной части Арамильско-Сухтелинской зоны, в ультраосновных породах средней ее части отмечены промежуточные значения. Таким образом, отмеченная закономерность в изменении петрогеохимических особенностей гипербазитов, указывает на увеличение степени истощенности пород с севера на юг.

Геохимическая зональность габброидного магматизма наиболее отчетливо проявлена по редкоземельным элементам, щелочности, глиноземистости и содержанию хрома и TiO_2 . С севера на юг в основных породах постепенно понижается содержание щелочей, падает глиноземистость. Напротив, концентрация хрома в этом же направлении неуклонно растет, достигая максимума в Куликовском массиве. Содержание редкоземельных элементов и титана уменьшается от Байрамгуловского массива к Аминевскому, где зафиксированы минимальные значения PЗЭ и TiO_2 , но затем возрастает в габбро Куликовского массива.

Таким образом, материал, приведенный в данной главе, позволяет сделать ряд выводов, наиболее значимые из которых следующие:

1. Ультраосновные породы, входящие в состав базит-гипербазитовых комплексов Арамильско-Сухтелинской зоны и ее обрамления относятся к альпинотипной дунит-гарцбургитовой формации. Наибольшим развитием пользуются гарцбургиты с предельно низкими содержаниями CaO , Al_2O_3 , TiO_2 , щелочей.

2. Метагипербазиты Ларинской группы тел по типу распределения всего спектра редкоземельных элементов, повторяющего хондритовый, близки таковым Няшевского и Бараусского массивов. По-видимому, Ларинский купол является южным продолжением Ильменогорского блока и образует с ним единую субмеридиональную структуру.

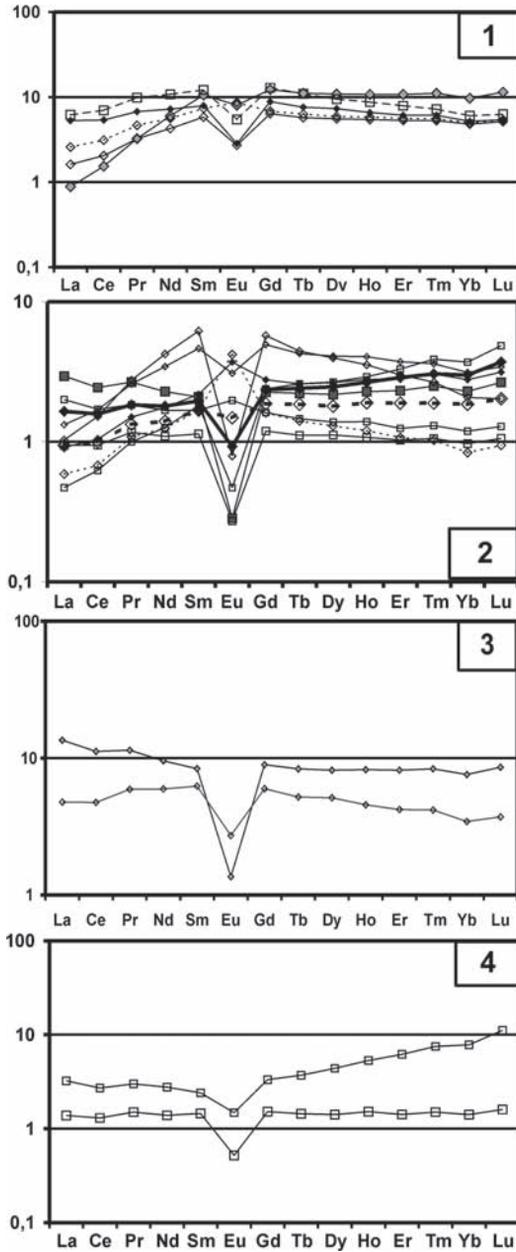
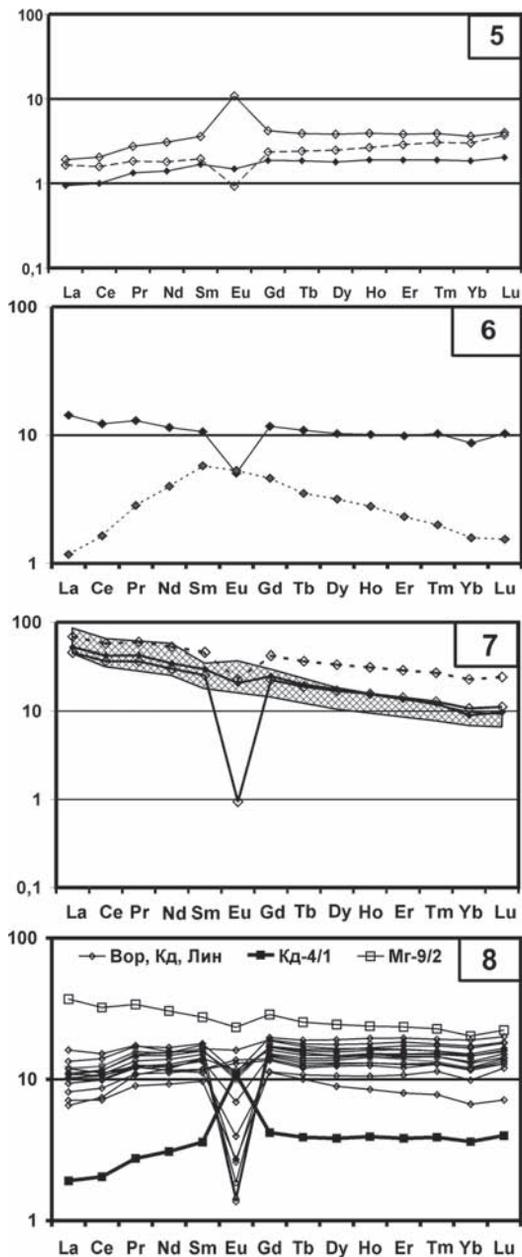


Рис. 31. Распределение РЗЭ, нормированных к хондриту, в габброидах и пироксенитах: 1 — северной части зоны, 2 — Аминевского массива, 3 — Куликовского массива, 4 — Байрамгуловского пояса, 5 — восточнее Аминевского массива и п. Кидыш, 6 — севернее д. Магадеево, 7 — Большаковского



массива, заштрихованное поле соответствует габброидам габбро-гранитной формации [Ферштатер, Беа, 1993, 1996]; 8 — в базальтах шеметовской толщи (исходные данные см. в прил. 5)

3. Наименьшей степенью деплетирования характеризуются ультрабазиты северной части зоны. С севера на юг степень истощенности пород закономерно увеличивается. В реститовых ультрамафитах происходит постепенное увеличение содержаний Cr, MgO, достигающих максимальных значений в породах Куликовского массива; одновременно происходит уменьшение содержаний редкоземельных элементов, осо-

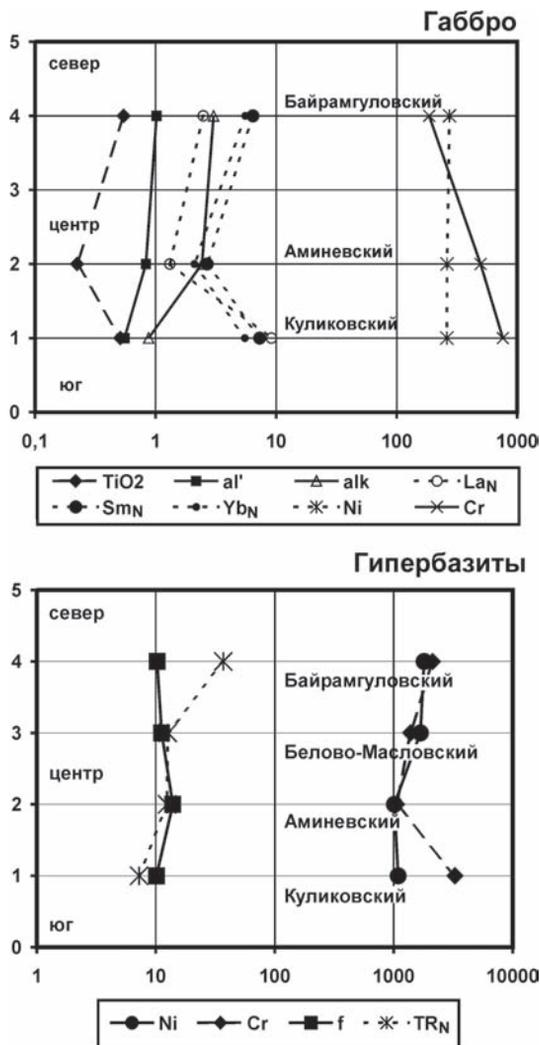


Рис. 32. Вариации содержаний петрогенных компонентов и элементов-примесей в габброидах и гипербазитах Арамильско-Сухтелинской зоны и ее обрамления с севера на юг

бенно легкой и средней группы, железистости, количества нормативного ортопироксена.

4. Габброиды северной части зоны и Кумлякской группы тел (восточная часть зоны) по химическому составу близки к габброидам, развитым в срединно-океанических хребтах. В поля габбро СОХ они попадают на диаграммах $Al' - TiO_2$, $MgO - \Sigma FeO - Al_2O_3$, при этом отмечается контрастность пород по содержанию титана. Содержание редкоземельных элементов в рассматриваемых габбро близко к типу N-MORB и к среднему составу габброидов СОХ.

5. В области сочленения Арамильско-Сухтелинской зоны с Магнитогорской в ассоциации с альпинотипными гипербазитами развиты крайне низкотитанистые габброиды Аминевского массива. По петрохимическим параметрам и характеру распределения РЗЭ они заметно отличаются от габброидов СОХ и приближаются по составу к габбро, драгированным в глубоководных желобах, и к вулканитам серии марианит – бонинит океанических островных дуг и глубоководных желобов. Габброиды Куликовского массива по содержанию РЗЭ близки к базитам СОХ, а по концентрациям Ni и Cr сопоставимы с марианитами и бонинитами ОД и ГЖ.

6. По ряду геолого-петрографических, петро- и геохимических признаков габброиды Большаковского комплекса резко отличаются от габброидов офиолитового типа, развитых в пределах Арамильско-Сухтелинской зоны. Они не являются комагматами базальтов шеметовской толщи, как это предполагалось ранее, а сопоставимы с Магнитогорской габбро-гранитной формацией [Ферштатер и др., 1984]. Граниты, занимающие в этой формации верхнее положение, видимо, размыты. Образование габброидов Большаковского комплекса, вероятнее всего, связано с проявлением в пределах рассматриваемой структуры магматизма в режиме рифта на отмершей островной дуге. Их положение как раз укладывается в северное продолжение южноуральской зоны ранне-каменноугольного рифтогенеза [Пучков, 2000], см. главу 9.

7. В ультрамафитах Арамильско-Сухтелинской зоны отчетливо проявлена широтная зональность, выраженная в более сильной степени деплетированности гипербазитов Миасс-Куликовского (западного) пояса относительно Казбаевского (восточного). В пределах Миасс-Куликовского пояса совмещены, по-видимому, реликты океанической коры СОХ и фундамента островной дуги, гипербазиты Казбаевского пояса прошли стадию деплетирования в процессе океанического рифтогенеза и сопоставимы с ультраосновными породами СОХ либо задуговых бассейнов.

Глава. 7. Петрогеохимические особенности базальтов Арамильско-Сухтелинской зоны

Проблема формирования базальтов раннего этапа развития восточного склона Южного Урала неоднократно обсуждалась в печати. Однако Арамильско-Сухтелинская зона рассмотрена в этих публикациях весьма поверхностно [Коротеев, Кабанов, 1978; Косарев, Лазаренко, 1991; Серавкин и др., 1992; Пучков, 2000 и др.], а базальты не охарактеризованы геохимическими данными. В монографии А.В. Тевелева, И.А. Кошелевой [2002], посвященной геологическому строению и истории развития Восточно-Уральского поднятия и Зауралья, Арамильско-Сухтелинская зона представлена лишь южной своей частью. В связи с завершением геологосъемочных работ М 1:200 000 в пределах большей части рассматриваемого региона и появлением нового материала по данной проблеме нами проведено сопоставление петрогеохимических особенностей базальтов шеметовской толщи с надежно датированными ордовиком основными породами соседних структурно-формационных зон — западной части Магнитогорской мегазоны (поляковская свита) и Восточно-Уральского поднятия (маячная свита), а также с базальтами современных геодинамических обстановок [Савельев и др., 2006 б]. Для более точной интерпретации результатов петрогеохимических исследований и выявления закономерностей в изменении особенностей пород шеметовской толщи во времени данные по ним разделены на две части — верхнюю и нижнюю. Кроме того, в отдельную выборку включены анализы базальтов из редких маломощных прослоев среди туфоалевролитов основания булатовской толщи. Используя имеющийся банк петрогеохимических данных по ордовикским базальтам восточного склона Южного Урала [Савельев и др., 2006 б], полученный нами в тех же аналитических лабораториях, что и шеметовские базальты, появилась возможность корректного сопоставления последних с породами основного состава Восточно-Уральской синформы и Зауральского поднятия.

Кратко напомним основные особенности геологии рассматриваемых в данной главе базальтов. На северо-восточном фланге Магнитогорской мегазоны (в пределах Арамильско-Сухтелинской зоны) ордовикские базальты широко представлены в составе шеметовской и очень незначительно в основании булатовской толщ (рис. 33). Ордовикский возраст шеметовской толщи установлен по конодонтам [Тевелев, Кошелева, 2002], а булатовской (соколовской и уштаганской, в понимании В.Ф. Турбанова) — по находкам средне-позднелландоверийских радиолярий в прослоях углеродисто-кремнистых сланцев в верхней части разреза основных эффузивов. Нами базальты булатовской толщи датируются как верхний ордовик — лландовери.

В западной части Магнитогорской мегазоны базальты широко развиты в разрезе поляковской свиты и залегают в виде блоков в серпентинитовом меланже Вознесенско-Присакмарской зоны. Возраст свиты определяется как ордовик — нижний силур [Пучков, 2000]. Эталонный разрез вулканитов севернее д. Поляковка датирован по конодонтам средним ордовиком [Иванов и др., 1989]. Рядом авторов они относятся к продуктам субокеанической стадии развития [Пейве и др., 1977; Серавкин и др., 1992]. По мнению некоторых исследователей [Знаменский, 1994], в составе поляковской свиты присутствуют три типа базальтов, последовательно сменяющих друг друга в разрезе: 1) на нижнем уровне залегают вулканиты, «сопоставимые со стратоидной серией Афара» или обстановкой континентального рифтогенеза; 2) на среднем уровне — близкие по составу к толеитам осевой части Красного моря и 3) в верхней части разреза развиты базальты островодужного типа (ордовик — нижний силур).

Надежно датированные ранним ордовиком [Мамаев, 1965; Анцыгин, 1978] вулканогенные отложения известны также в центральной части Восточно-Уральского поднятия. Они вскрыты скважинами в разрезе на горе Маячной (Брединский район) и входят в состав одноименной свиты. Вулканиты представлены пикритобазальтами и базальтами и имеют резко подчиненное распространение по отношению к осадочным породам (аркозовым и полимиктовым песчаникам, алевролитам).

На первом этапе решения проблемы формирования базальтов Арамильско-Сухтелинской зоны нами осуществлен сбор и проведена обработка опубликованных данных по петрогеохимическим особенностям базальтов современных, а также эталонных древних геодинамических обстановок (ГДО) [Савельев и др., 2006, 2006 б.]. Петрогеохимические данные, характеризующие базальты траппов, континентальных рифтов (КР), срединно-океанических хребтов (СОХ), океанических плит (ОП), островных дуг (ОД), глубоководных желобов (ГЖ), окраинных морей (ОМ), заимствованы из работ [Геология дна ..., 1980; Альмухамедов и др., 1984; Кузьмин, 1985; Магматические ..., 1985; Фролова и др., 1985;

Петрология и геохимия ..., 1987; Пушаровский и др., 1989; Орлов и др., 1991; Силантьев и др., 1992; Фролова, Бурикова, 1997; Вертикальная аккреция ..., 2002 и др.]. Всего обработано более 1000 анализов. Значительный объем накопленных на сегодняшний день данных по химизму базальтов различных ГДО позволяет провести анализ распределения в них главных петрохимических параметров на основе статистических гистограмм. Такой подход выявил наиболее информативные компоненты, на основе которых затем строятся стандартные диаграммы, позволяющие более четко разделить базальты различных ГДО. Статистические диаграммы нами были построены для SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$, MgO , $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, а также $F = (\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)/(\text{MgO}+\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ и $al' = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO}+\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ после предварительного пересчета всех анализов на 100% в расчете на безводный состав. Анализ приведенных гистограмм (к сожалению в рамках данной главы их привести невозможно) показывает, что наиболее информативными петрогенными компонентами для разделения базальтов различных ГДО являются TiO_2 , Al_2O_3 , (al') , ΣFeO и щелочи. Это подтверждается при построении ряда конкретных диаграмм: $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - \text{TiO}_2$; $al' - \text{TiO}_2$; $\text{Al}_2\text{O}_3 - \Sigma\text{FeO}$ (рис. 37–39), где римскими цифрами обозначены поля «эталонных» геодинамических обстановок, контуры которых отрисовывались на основе всего банка имеющихся химических анализов.

Второй этап заключался в сборе и обработке петрогеохимического материала по надежно датированным базальтам ордовика Магнитогорской мегазоны и Восточно-Уральского поднятия. Полная выборка составила: 320 силикатных, 53 атомно-абсорбционных (Co, Ni, Cr), 62 нейтронно-активационных (РЗЭ) анализов основных пород поляковской и маячной свит, а также булатовской и шеметовской толщ. Часть анализов выполнена нами в Институте геологии УНЦ РАН (химический и атомно-абсорбционный метод), ГЕОХИ (нейтронно-активационный метод) и результаты их опубликованы в статье [Савельев и др., 2006 б] (прил. 7, 8). Другая часть, приведенная далеко не полностью, заимствована из опубликованных работ А.В. Тевелева, И.А. Кошелевой [2002], А.М. Косарева и др. [Spadea et al., 2002], Д.Н. Салихова [2004], а также фондовых отчетов В.Ф. Турбанова, 1975 г.; В.И. Петрова и др., 2002 г.; А.В. Моисеева и др., 2002 г.; Э.В. Шалагинова, 1988 г.; В.А. Сусликова и др., 1969 г.; В.В. Бабкина и др., 1971 г.; В.П. Костарева, А.И. Батанина, 1976 г.; Б.А. Черменинова, И.В. Чермениновой, 1954 г. (прил. 9, 10).

Основной классификационной диаграммой для магматических пород является диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$, позволяющая разделять породы нормальной, субщелочной и щелочной серий (рис. 34). Разделение пород нормальной щелочности и субщелочной серий обычно проводится с использованием линейной дискриминантной функции, имеющей вид $0,0145 \text{SiO}_2 - 0,056 (\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}) = 0,4824$ [Магматические ..., 1983].

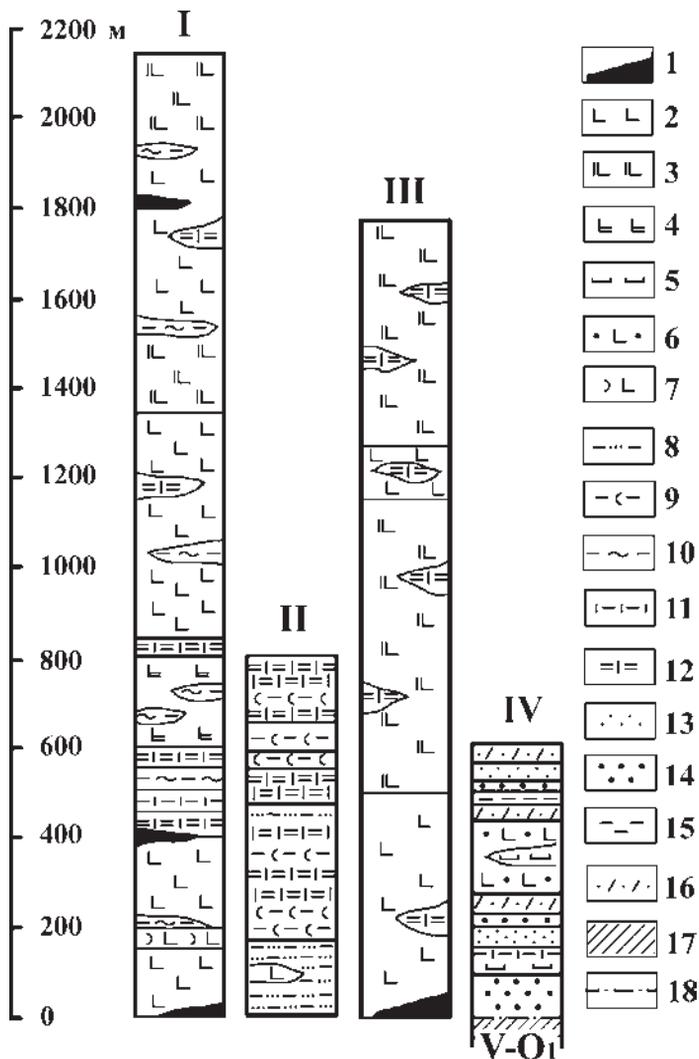


Рис. 33. Схематические стратиграфические колонки поляковской (I, по В.А. Маслову, О.В. Артюшковой [2000]), булатовской (II, по В.И. Петрову и др., 2002 г.), шеметовской (III, по А.И. Моисееву и др., 2002 г.), маячной (IV, по Э.В. Шалагинову, 1988 г.) толщ

Условные обозначения: 1 — серпентиниты, 2 — диабазы, 3 — плагиоклазовые и пироксен-плагиоклазовые порфириды базальтового состава, 4 — афировые базальты, 5 — пикрито-базальты, 6 — оливиновые базальты, 7 — туфы основного состава, 8 — туфопесчаники, 9 — туфоалевролиты, 10 — кремнисто-глинистые сланцы, 11 — серицит-глинистые сланцы, 12 — углеродисто-кремнистые сланцы, 13 — полимиктовые песчаники, 14 — гематитизированные полимиктовые песчаники, алевролиты, 15 — алевролиты, 16 — кварцевые песчаники, 17 — породы фундамента, 18 — тектонический контакт

В свою очередь, базальты нормальной щелочности разделяются по критерию Мияширо ($\Sigma \text{FeO}/\text{MgO} = 0,1562 \text{SiO}_2 - 6,685$) на толеитовые и известково-щелочные (рис. 35).

Изученные нами базальты ордовика Магнитогорской мегазоны и Восточно-Уральского поднятия представлены толеитовыми, субщелочными и известково-щелочными разновидностями. При этом в составе верхней части шеметовской и маячной толщ в значительной степени преобладают толеиты (рис. 36). В нижней части шеметовской толщи и поляковской свиты примерно в равных количествах представлены обе серии вулканогенных пород.

Составы базальтов расположились на диаграмме $\text{al}' (\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)) - \text{TiO}_2$ следующим образом (рис. 37). Довольно компактное поле, обособленное от других, занимают вулканиды маячной свиты. По составу они ближе всего к пикробазальтам трапповой формации. Большая часть точек, характеризующих составы вулканогенных пород поляковской, а также всего разреза шеметовской толщи, попадает в поле базальтов СОХ. При этом в выборке поляковской свиты несколько анализов характеризуется одновременно высокой глиноземистостью и титанистостью. Основные породы булатовской толщи укладываются в поле ОО и приурочены к точкам средних составов океанических островов.

Состав базальтов маячной свиты на диаграмме $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{TiO}_2$ так же, как и на предыдущей, близок к полю пикробазальтов трапповой формации (рис. 38). Породы всего разреза шеметовской толщи попадают в большинстве случаев в поля СОХ и ОО (океанических островов), а базальты из прослоев в основании булатовской толщи — в поле ОО. Базальтоиды поляковской свиты равномерно распределены по всей площади диаграммы.

На диаграмме $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) - \text{Al}_2\text{O}_3$ (рис. 39), как и на большинстве других, четко обособляются составы базальтоидов маячной свиты. Ближе всего по составу они к стандартным пикробазальтам трапповой формации. Преобладающая часть анализов пород поляковской и шеметовской толщ образует довольно компактное поле, в значительной степени формирующееся вокруг эталонных составов базальтов СОХ, ОО, ОП, а булатовской толщи — рядом с составами базальтов ОО.

В ордовикских базальтах Магнитогорской мегазоны и Восточно-Уральского поднятия по содержанию никеля и хрома отмечается четкое разделение (рис. 40). Содержания Cr и Ni в вулканидах основного состава всего разреза шеметовской, поляковской и булатовской толщ соответствуют таковым СОХ. Повышенные содержания тугоплавких элементов, соответствующие пикритобазальтам траппов, установлены для пород маячной свиты. Характер базальтов океанических островов булатовской толщи отчетливо прослеживается по низким содержаниям хрома.

Обратимся к рассмотрению редкоземельных элементов. В изученных базальтах наблюдаются довольно широкие вариации содержаний редкоземельных элементов (РЗЭ) и спектров их распределения (прил. 8, 10; рис. 41).

В базальтоидах маячной свиты преобладает тип распределения РЗЭ, близкий к N–MORB с постоянной отрицательной аномалией европия.

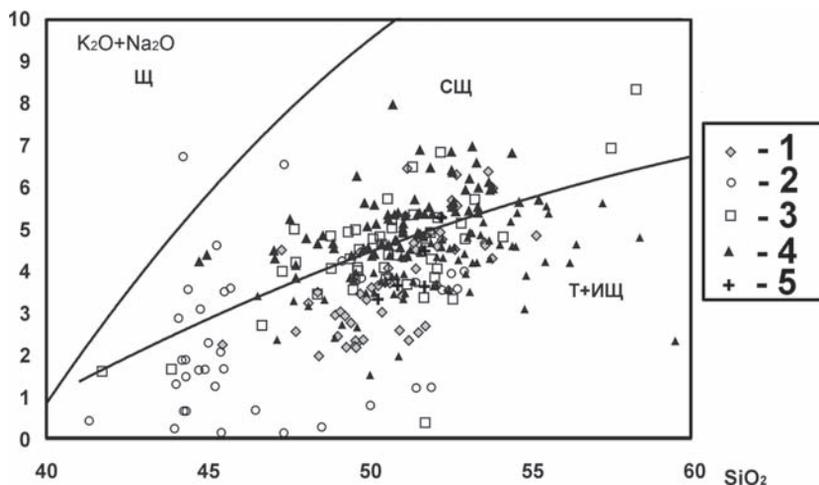


Рис. 34. Диаграммы $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для базальтов нижней части шеметовской (1), маячной (2), поляковской (3), верхней части разреза шеметовской (4) и булатовской (5) толщ

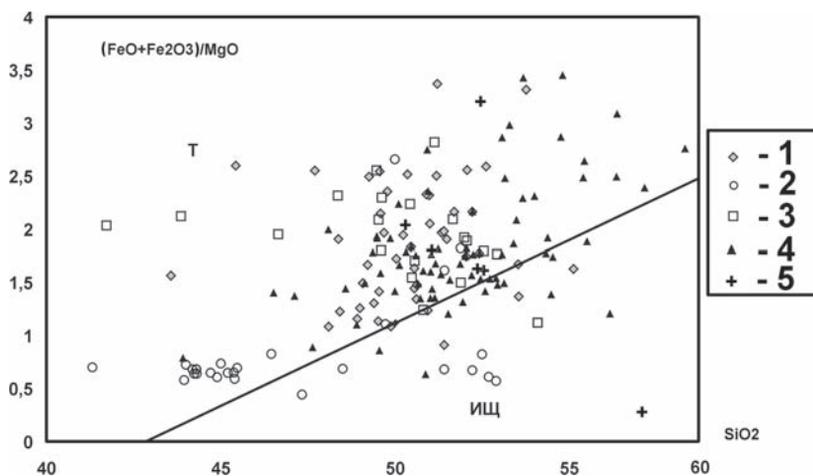


Рис. 35. Диаграммы $\text{SiO}_2 - (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)/\text{MgO}$ для базальтов

Условные обозначения см. на рис. 34

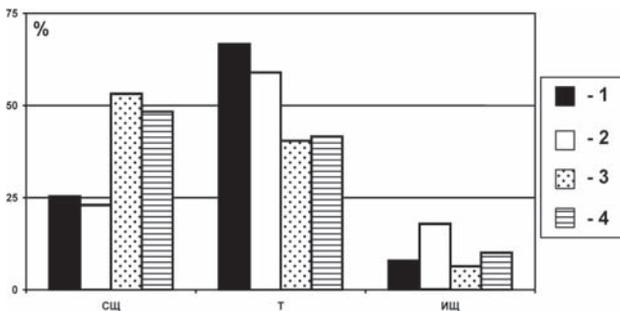


Рис. 36. Статистические гистограммы распределения базальтов различных петрогенетических серий в составе: верхней части разреза шеметовской (1), маячной (2), поляковской (3) и нижней части шеметовской (4) толщ

Кроме того, в двух пробах (М-24/105 и М-24/105,1), характеризующихся аномально высокими содержаниями суммарного железа ($> 20\%$) и окиси алюминия ($> 20\%$), концентрации РЗЭ резко повышены ($La_N = 40-50$ ед., $Lu_N = 20-30$ ед., на график не вынесены).

Довольно выдержанным составом редких земель характеризуются базальты нижней части шеметовской толщи. Практически во всех пробах вариации Lu_N составляют $10-20$ ед., а $La_N = 8-15$ ед., т.е. вид графиков соответствует промежуточному типу между N-MORB и E-MORB (тип T-MORB), значительно менее развит тип E-MORB. Для большинства проб характерно наличие отрицательной аномалии европия. Близкий характер распределения РЗЭ отмечен и в большинстве образцов базальтов поляковской свиты. Вместе с тем, в ее составе (в основании разреза) присутствуют субщелочные базальты с иным спектром РЗЭ: $La_N > Lu_N$ ($La_N = 50-80$ ед., $Lu_N = 10$ ед.).

Базальты верхних частей разреза шеметовской толщи охарактеризованы всего 4 анализами. В трех пробах легкие элементы преобладают над тяжелыми при $La_N = 15-30$ ед., $Lu_N = 2-10$ ед., в одной пробе зафиксировано распределение РЗЭ, близкое к типу N-MORB.

Распределение РЗЭ в базальтоидах булатовской толщи образует слабо наклоненную линию (легкая группа слегка преобладает над тяжелой — $La_N/Lu_N = 1,5-2$), расположенную немного выше единицы ($La_N = 2,5-3,2$; $Lu_N = 1,5-1,6$). Подобное распределение РЗЭ отмечено нами в базальтах саргазинской толщи (Восточно-Уральская синформа) [Савельев и др., 2006 б] и однозначно соответствует типу N-MORB.

Учитывая выявленную Н.В. Семеновым [1990] зависимость между составом РЗЭ в базальтовых выплавках и глубиной их возникновения, заключающуюся в постепенном уменьшении отношения элементов легкой группы (La, Ce, Pr, Nd) к тяжелой (Er, Tm, Yb, Lu) в процессе

подъема магматического очага, рассматриваемые базальты можно выстроить в следующий ряд по мере убывания глубины их формирования: нижнеполяковские, верхнешеметовские, булатовские, верхнеполяковские, маячные, нижнешеметовские.

На диаграмме $Zr - Ti$ (рис. 42) поляковские и шеметовские базальты образуют единое поле, расположенное в области пересечения внутриплитовых основных эффузивов и СОХ. Лишь несколько анализов пород шеметовской толщи с высокими содержаниями циркония группируются в правой части поля внутриплитовых базальтов. Все немногочисленные точки пород булатовской толщи не имеют однозначной интерпретации, но близки к СОХ. Базальты маячной свиты располагаются в области сочленения полей II и III, тяготея все же к последнему из них из-за содержаний $Ti > 10\,000$ г/т.

В рассматриваемых базальтах, по сравнению с вулканитами современных ГДО, отмечаются повышенные содержания крупнокатионных литофильных элементов, а также значительная дисперсия их содержаний. На диаграмме $Rb - Sr$ (рис. 43), на которой нанесены средние содержания

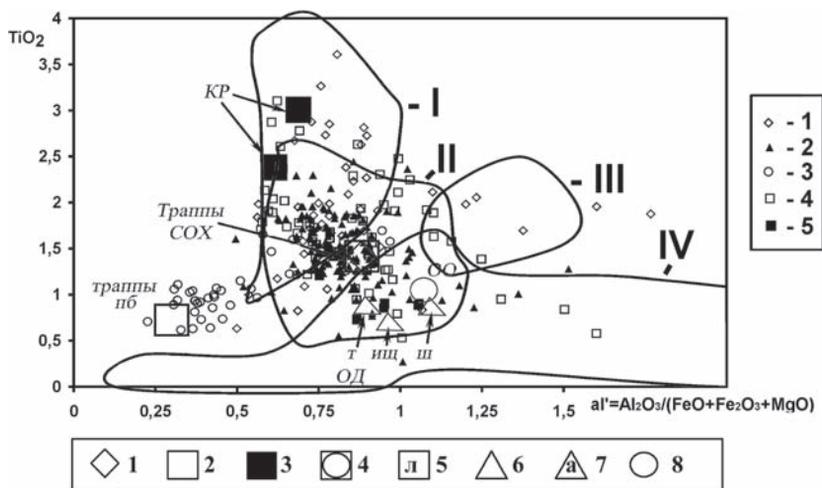


Рис. 37. Диаграмма $aI' - TiO_2$ для базальтов поляковской (1), нижней части шеметовской (2), маячной (3), верхней части шеметовской (4) и булатовской (5) толщ

Условные обозначения (внизу): 1–8 — средние составы базальтов (по [Кузьмин, 1985; Петрология и геохимия ..., 1987; Фролова, Бурикова, 1997]): 1 — срединно-океанических хребтов (СОХ), 2 — траппов (пб — пикробазальты), 3 — эпиплатформенных континентальных рифтов (КР), 4, 5 — эпиорогенных континентальных рифтов (4 — Рио-Гранде, 5 — латитовая серия Провинции Бассейнов и Хребтов), 6 — островных дуг (ОД, т — толеиты, ищ — известково-щелочные, ш — шошонитовая серия), 7 — активных окраин андийского типа, 8 — океанических островов (ОО, т — толеиты, щ — щелочные). Римскими цифрами показаны поля формаций: I — континентальных рифтов, II — срединно-океанических хребтов, III — континентальных рифтов (эпиорогенические), IV — океанических островов

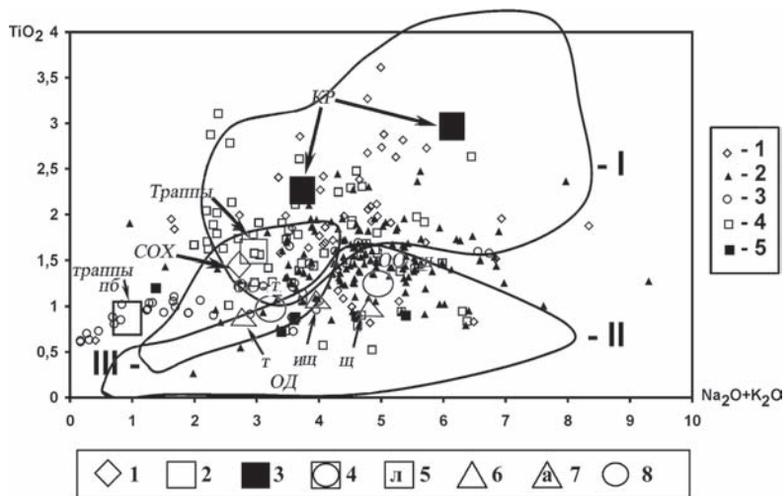


Рис. 38. Диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{TiO}_2$ для базальтов поляковской (1), нижней части шеметовской (2), маячной (3), верхней части шеметовской (4) и булатовской (5) толщ

Условные обозначения (внизу): 1–8 — смотри на рис. 37. Римскими цифрами показаны поля формаций: I — континентальных рифтов, II — океанических островов, III — срединно-океанических хребтов

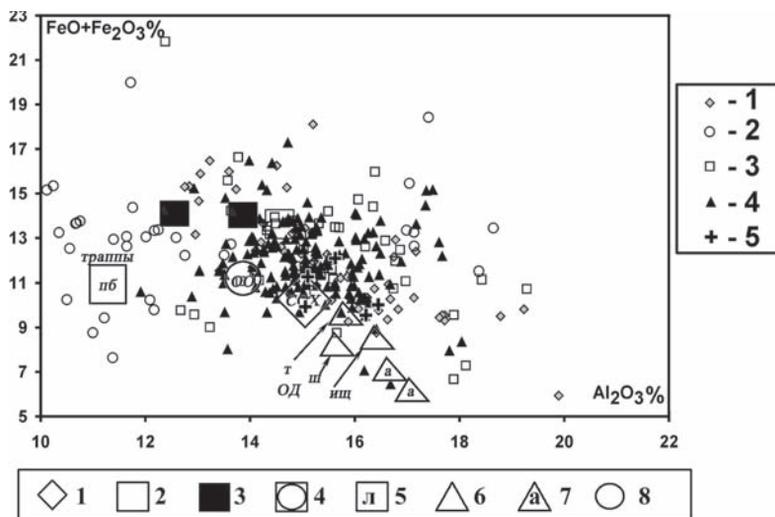


Рис. 39. Диаграмма $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ для базальтов верхней части шеметовской (1), маячной (2), поляковской (3), нижней части шеметовской (4) и булатовской (5) толщ

Условные обозначения (внизу): 1–8 — смотри на рис. 37

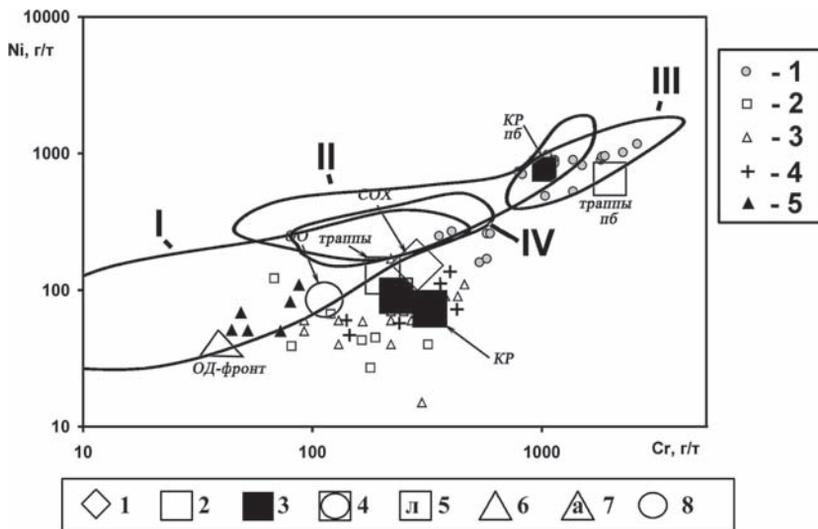


Рис. 40. Диаграмма Ni – Cr для базальтов маячной (1), поляковской (2), нижней части шеметовской (3), верхней части шеметовской (4) и булатовской толщ (5) (справа)

Условные обозначения: 1–8 (внизу) — смотри на рис. 37. Римскими цифрами указаны поля: I — островных дуг, II — срединно-океанических хребтов, III — островные дуги и глубоководные желоба (марианиты и бониниты), IV — глубоководные желоба

рубиния и стронция в породах ордовикского возраста, просматриваются основные тенденции, отмеченные нами ранее для других диаграмм. Примечательно, что здесь имеем несколько другой ряд по глубинности выплавления базальтов, чем тот, который получен из анализа графиков распределения РЗЭ: маячные, шеметовские, булатовские, поляковские.

Итак, базальты нижних и верхних частей шеметовской толщи развиты в пределах Арамилско-Сухтелинской структурно-формационной зоны и в общем характеризуются близким составом. Почти на всех диаграммах они обнаруживают близость с базальтами СОХ. Вместе с тем в составе незначительной части вулканитов основания шеметовской толщи более сильно проявлены черты траппоидов и базитов КР. По распределению РЗЭ рассматриваемые вулканиты довольно однородны: преобладает тип N–MORB. В базальтах верхней части шеметовской толщи наряду с преобладающим типом N–MORB развиты породы с преобладанием легких РЗЭ, что в какой-то мере сближает их с базитами КР, траппоидов и ОО. Более молодые базальты булатовской толщи по распределению РЗЭ сопоставимы с вулканитами океанических островов. Если это так, то петрогеохимия базальтов Арамилско-Сухтелинской зоны во времени закономерно изменялась от траппоидов (и/или КР) низов шеметовской толщи к базальтам

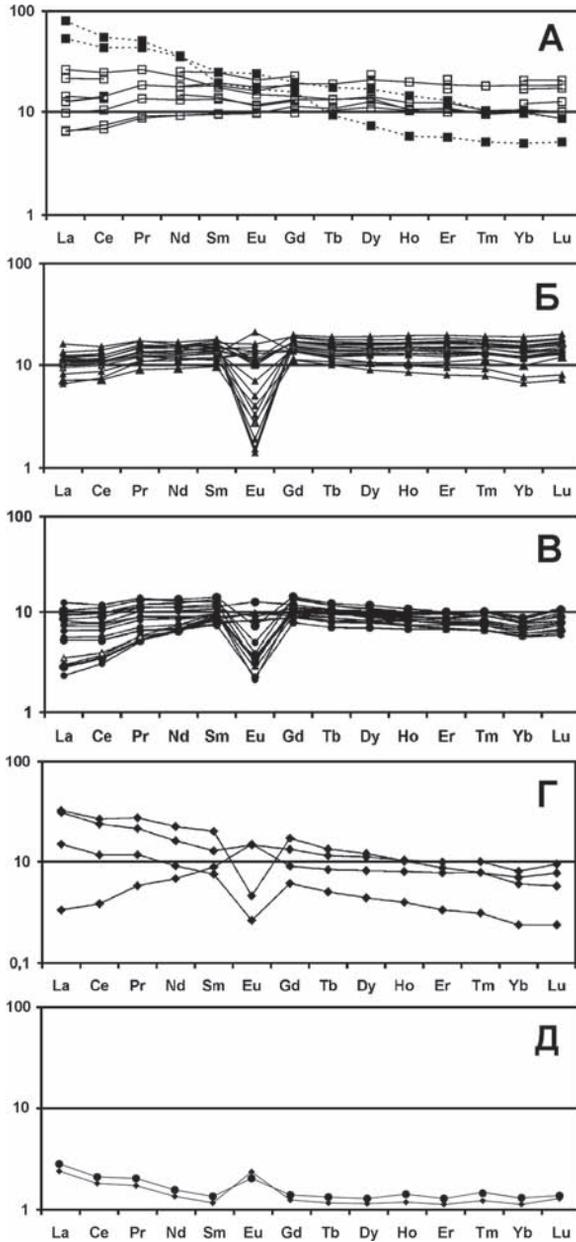


Рис. 41. Распределение редкоземельных элементов в базальтах поляковской (А), нижней части шеметовской (Б), маячной (В), верхних частей шеметовской (Г) и булатовской (Д) толщ

СОХ верхов шеметовской толщи. В дальнейшем (нижняя часть булатовской толщи), по мере раскрытия океанической структуры, появляются базальты с геохимическими характеристиками океанических островов.

К рассмотренным выше толщам ближе всего по составу поляковские базальты. На большинстве диаграмм составы их тяготеют к базальтам СОХ, часто в равной степени проявлены черты толеитовых базальтов КР и траппов. Очень незначительно проявлена островодужная тенденция. По распределению РЗЭ большая часть изученных базальтов соответствуют базальтам СОХ: поле составов охватывает весь спектр от N—MORB до E—MORB. В небольшой части проб отмечается спектр РЗЭ, характерный для базальтов КР.

Вулканисты маячной свиты на большинстве петрохимических диаграмм обнаруживают черты, присущие пикробазальтам траппов (и/или КР), реже — океанических островов. Состав РЗЭ соответствует типу N—MORB; в образцах, одновременно обогащенных железом и алюминием, содержание РЗЭ резко повышено при $La_N > Lu_N$. Геологические данные свидетельствуют о формировании вулканогенных пород свиты в континентальных (мелководных) условиях, что позволяет довольно уверенно сопоставлять их с траппами.

Определенный интерес представляет сопоставление шеметовских базальтов не только с таковыми поляковской и маячной свит, но и с ордовикскими эффузивными породами расположенных восточнее структурно-формационных зон: Восточно-Уральской синформы и Зауральского поднятия.

В пределах Восточно-Уральской синформы непосредственно южнее Челябинского массива широко развиты базальты саргазинской толщи. Возраст ее датирован как ранний — средний ордовик, учитывая находки средне-позднеордовикских конодонтов в согласно перекрывающих известняках [Сначёв, Мавринская, 1995]. В основании саргазинской толщи залегают субщелочные базальты. Выше они сменяются маломощной пачкой относительно высокотитанистых и далее — низкотитанистых, низкохром-никелевых базальтов. Последние слагают большую часть разреза (более 800 м). Далее на юг отложения саргазинской толщи наращиваются силурийскими базальтами, андезито-базальтами и андезитами кособродской толщи.

К среднему — верхнему ордовику [Мамаев, 1965; Ключина, 1985] относится и вулканогенно-осадочные образования увельской (троицкой) свиты, обнажающиеся непосредственно в черте г. Троицка. Здесь в ассоциации с аркозовыми песчаниками, алевролитами и сланцами отмечены субщелочные базальты рифтогенного типа [Кориневский, 1980].

Базальты увельской свиты на ряде диаграмм ($Na_2O + K_2O$) — TiO_2 , Al_2O_3 — ($FeO + Fe_2O_3$), al' — TiO_2 [Савельев и др., 2006 б] достаточно уверенно идентифицируются с вулканитами эпиорогенных континент-

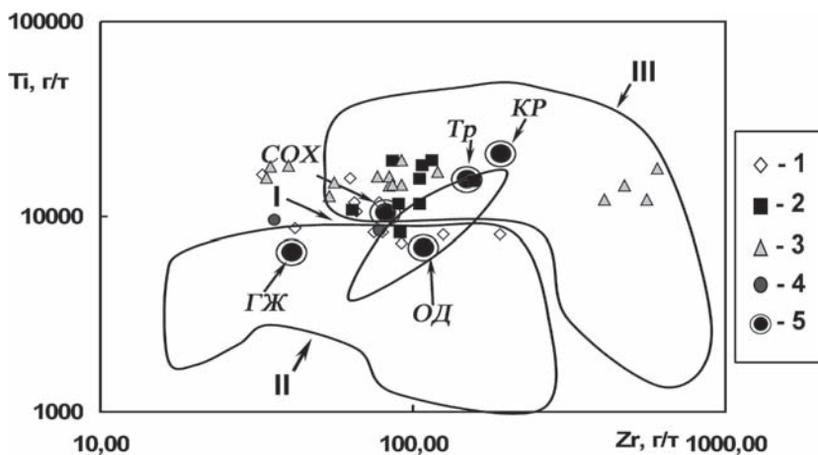


Рис. 42. Диаграмма Ti–Zr для базальтов маячной (1), поляковской (2), шеметовской (3) и булатовской (4) толщ. 5 — средние содержания для базальтов различных ГДО по данным [Лутц, 1980; Кузьмин, 1985; Серавкин и др., 1992 и др.].

Поля составов базальтов СОХ (I), ОД (II) и внутриплитных базальтов (III) — по [Интерпретация геохимических..., 2001]

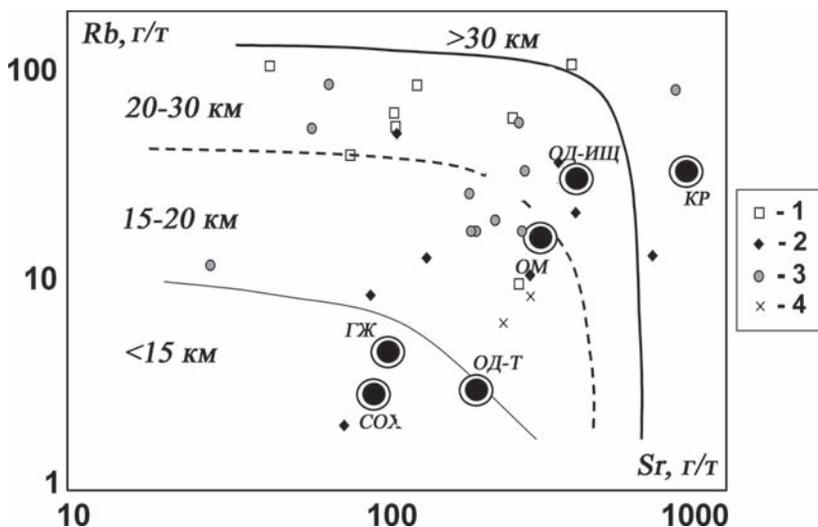


Рис. 43. Диаграмма Rb–Sr для базальтов маячной (1), поляковской (2), шеметовской (3) и булатовской (4) толщ. Стандартные линии — по [Серавкин и др., 1992]

тальных рифтов. Геохимия редких земель также свидетельствует об их формировании в обстановке континентального рифтогенеза. Для них характерна высокая степень дифференциации концентраций легких и тяжелых РЗЭ. Нормированные к хондриту содержания лантана (La_N) составляют 70–200 ед., а значение Lu_N почти во всех пробах около 10 ед. Этот вывод подтверждается и геологическими данными: ассоциированностью с грубообломочными терригенными осадками. Справедливости ради следует отметить, что, по А.В. Тевелеву и И.А. Кошелевой [2002], увельская свита сопоставима с шеметовской и обе относятся к кремнисто-трахибазальтовой формации, занимая на диаграммах Пирса место между полями базальтов СОХ и островных дуг. Возможно здесь дело в меньших выборках данных (в частности, освещена только южная часть зоны развития шеметовской свиты).

Наиболее разнообразна петрохимия базальтов саргазинской толщи. Здесь можно выделить две группы составов пород. Для первой (относительно высокотитанистой) свойственны черты базальтов СОХ – КР – траппов – ОО, для второй – ОД – ГЖ. По соотношению суммарного FeO и Al_2O_3 базальты второй группы обнаруживают близость к серии марианит – бонинит ОД – ГЖ. В то же время, распределение РЗЭ в породах саргазинской свиты однозначно соответствует типу N–MORB. Они отличаются минимальными содержаниями РЗЭ из всех ордовикских базальтов восточного склона Южного Урала, здесь $La_N = 0,3–5$ ед., $Lu_N = 1–20$ ед. Исключение составляют субщелочные и щелочные базальты низов разреза, в которых распределение РЗЭ в точности повторяет таковое увельской свиты.

Таким образом, аналогов шеметовским базальтам в расположенных восточнее структурно-формационных зонах восточного склона Южного Урала нет. Ордовикские вулканы Восточно-Уральского и Зауральского поднятий (маячная и увельская свиты) являются элементами грабеновых комплексов, а Восточно-Уральской синформы (саргазинская толща) — фронтальной части островных дуг. Единственным и близким аналогом шеметовских вулкаников являются базальты поляковской свиты, развитые в западном борту Магнитогорской мегазоны.

Отмечается некоторое геохимическое сродство небольшой части шеметовско-булатовских и поляковских вулкаников с траппами КР. Однако необходимо учесть геологические особенности этих формаций. Это по преимуществу подушечные лавы и яшмоиды, сменяющиеся вверх по разрезу черными сланцами. Ни грубообломочных толщ, характерных для рифтов в нижней части, ни типичных контрастных и последовательно дифференцированных вулкаников в верхах не наблюдается. Таким образом, принадлежность этих толщ к океанической стадии развития достаточно очевидна.

Глава 8. Рудоносность магматических и осадочных образований

Среди образований шеметовской и булатовской толщ, а также габбро-гипербазитового комплекса нет крупных рудных объектов. Однако наличие в них многочисленных проявлений, несущих хромитовую, медно-магнетитовую, никель-кобальтовую и благороднометаллическую минерализацию делает Арамилско-Сухтелинскую зону весьма перспективной на поиски перечисленных видов минерального сырья.

8.1. Гипербазиты Куликовского комплекса

Среди гипербазитов куликовского комплекса в 30-е годы прошлого столетия выявлено несколько мелких хромитовых проявлений [Реестр хромитовых ..., 2000], среди которых: Чебаркульские 2, 4, 6, Ступинское (Чебаркульский массив), Запываловское (Травниковский массив), Казбаевское (одноименный массив). Небольшие линзы, шпирь и гнезда хромитов отмечены А.В. Тевелевым, А.В. Моисеевым и др. также в Куликовском и Ларинском массивах. Реконструировать структурно-вещественный комплекс, в пределах которого залегают рудные тела, в подавляющем числе случаев не удастся в силу высокой степени измененности и тектонической проработки вмещающих пород. В целом проявления представляют собой незначительные по размерам (первые десятки метров по простиранию и до 1,5 м по мощности) линзы густо-вкрапленных, реже сплошных хромитов с высоким содержанием Cr_2O_3 (23–52%), залегающих среди серпентинитов. Перспективы выявления здесь новых хромитовых тел пока не ясны из-за слабой изученности гипербазитовых массивов.

На рассматриваемой территории известны три небольших месторождения и около десяти проявлений никеля и кобальта, связанных с нонтронитовой корой выветривания по серпентинитам. Почти все они отмечаются А.В. Тевелевым в Куликовском массиве. На других гипербазитовых массивах нонтронитовая кора выветривания размыта и почти

не сохранилась. Среди наиболее крупных объектов следует назвать Соляноложское, Новотемировское и Южно-Темировское проявления. На каждом из них выделено от 5 до 15 рудных тел, мощность которых варьирует от 1 до 24 м, протяженность по простиранию порядка 1000–1400 м при ширине до 50–200 м. Содержание никеля в рудах оценивается в 1,0–1,2%, а его запасы — в 15–35 тыс. т; Со — 0,07–0,1% и 1–3 тыс. т.

Единственное проявление медно-магнетитовых руд — Новотемировское — установлено в Куликовском массиве. Представлено оно магнетитовыми рудами с вкрапленностью халькопирита и сфалерита, залегающими в хлорит-пренитовых и хлорит-везувиан-пироксеновых метасоматитах среди серпентинитов. Проявление с поверхности отработано, перспективы фланговых зон и на глубину не ясны.

8.2. Базальты шеметовской толщи

В базальтах шеметовской и углеродисто-кремнистых сланцах булатовской толщ отмечен целый ряд мелких месторождений и проявлений золота, относящихся к золото-сульфидно-кварцевой формации. По данным В.И. Петрова, А.В. Тевелева и др., оруденение приурочено к кварц-серпентинитовым, кварц-серицит-хлоритовым, хлоритовым метасоматитам, аргиллизитам и представлено золотоносными кварцевыми жилами с вкрапленностью сульфидов. Кроме пирита, среди рудных минералов отмечены галенит, халькопирит (Ходневские проявления), арсенопирит (Кулуевские жилы). Простирание кварцевых жил для каждого рудного узла (Непряхинского, Кулуевского, Ходневского, Ключевского и т.д.) свое и не является определенным для всей Арамилско-Сухтелинской зоны. Протяженность жил варьирует от нескольких метров до 1–1,5 км, мощность — от первых десятков сантиметров до 1–5 м. Крайне редко мощность кварцевых жил доходит до 10 м. В этом случае они имеют отдельное название — «толстухи». Содержание золота в них составляет в среднем первые граммы на тонну, достигая нескольких десятков г/т в замках синклинальных и антиклинальных складок и 1–2 кг/т в так называемых «кустах», приуроченных обычно к местам пересечений различных систем нарушений. Отработка компактно расположенных золотоносных кварцевых жил подобного типа является весьма эффективной. Так, например, в пределах Непряхинского рудного поля было добыто более 2 т металла, одна половина из которого составляет коренное, а вторая — россыпное золото. Пробность золота очень высокая и колеблется для различных объектов от 800 до 950. По нашим данным, полученным при анализе золотин на растровом сканирующем микроскопе JSM–840 с приставкой «Link» в ИПСМ РАН (г. Уфа), наибольшей пробностью обладает золото месторождения XVIII партсъезда (западнее

д. Кулуево): Au — 95,86; Ag — 2,25; Bi — 1,09%. Заметно больше элементов-примесей обнаружено в золотилах, выделенных из кварцевых жил с повышенным количеством сульфидов свинца и меди. В частности, в золотилах Ходневского проявления установлено: Au — 88,02; Ag — 8,50; Hg — 2,62; Ni — 0,24; Cu — 0,43; Cr — 0,13%. Следует отметить, что отработка рассматриваемых руд кварцево-жильного типа велась преимущественно открытым путем до уровня грунтовых вод и на глубину они практически не изучены и могут представлять значительный интерес. Например, разведка Ходневского проявления до глубины 100—140 м позволила В.Ф. Турбанову и др. довести запасы золота по категориям В, С₁ и С₂ до 650 кг.

8.3. Углеродистые отложения булатовской толщи

Углеродистые отложения, как известно, представляют собой весьма благоприятную геохимическую среду для первоначального накопления многих промышленно важных элементов. При определенных условиях, особенно в областях проявления зонального метаморфизма, тектонической и магматической активности, углеродистые породы могут концентрировать в себе крупные залежи золота, молибдена, вольфрама, ванадия, платины и других элементов.

В пределах Арамильско-Сухтелинской зоны известна лишь серия мелких месторождений и рудопоявлений золота, фосфоритов, редких металлов, а также ряд перспективных геохимических аномалий.

Фосфориты. В процессе изучения структурно-геологических и металлогенических особенностей черносланцевых отложений рассматриваемой территории В.Ф. Турбановым было выявлено три проявления фосфоритов: Новокумлякское, Половинкинское и Никольское. Все они представляют собой коренные выходы углеродисто-кремнистых сланцев, содержащих желвакоподобные образования фосфоритов. На темном фоне вмещающих пород они четко выделяются более черным цветом и имеют резкие границы. Средний размер фосфоритовых образований составляет 3—5 см, редко до 10—15 см, их доля в породе варьирует в пределах 2—50% объема. В приповерхностных условиях, при интенсивном выщелачивании, на месте фосфоритов остается «остов», имеющий ячеистую структуру, обусловленную разноориентированной сетью кварцевых прожилков. Содержание P₂O₅ в углеродистых сланцах колеблется от десятых долей процента в выщелоченных участках до 2—3% — в неизмененных. Силикатный анализ зеленовато-голубоватого радиально-лучистого минерала, образующего сеть прожилков в эндоконтактной части даек габбро и диабазов, позволил отнести его предположительно к вавеллиту. Микронзондовый анализ, проведенный нами,

подтвердил это предположение: P — 14,3; Al — 18,58; O — 65,53%, что соответствует известной формуле вавеллита — $3\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{P}_2\text{O}_5 \cdot 13\text{H}_2\text{O}$. Проявления фосфоритов не изучены и их масштабы не ясны.

Золото относится к числу наиболее изученных элементов-примесей черных сланцев. Это объясняется экономическим значением золоторудных месторождений, пространственно связанных с черными сланцами.

Кларковые содержания золота в черных сланцах мира, оцененные разными способами, составляют 0,008–0,01 г/т [Юдович, Кетрис, 1994]. Аномальными можно считать содержания, превышающие 0,02 г/т. Основным минералом-концентратом золота в породах черносланцевых толщ является пирит, несущий $(1-1360) \cdot 10^{-7}\%$ этого элемента. Количество золота в углеродистом веществе разной степени метаморфизма обычно составляет 16–60% от суммарного его содержания в углеродистых породах [Юдович, Кетрис, 1994].

Золотоносность углеродистых образований в пределах описываемой площади впервые рассматривалась в 60-х гг. XX в. В.Я. Левиным и И.В. Жилиным в отчете Ильменогорского ГСО. Геологами этого отряда было отобрано 615 проб на пробирный анализ из графитистых кварцитосланцев игишской и сайтовской толщ. Из них в 193 пробах обнаружено весовое содержание золота. Наиболее высокие значения золота (1–3 г/т) показали пробы из скважин Яроткуловского профиля. Однако эти результаты ставятся под сомнение тем фактом, что контрольный анализ проб с высоким содержанием золота не подтвердил эти данные.

В дальнейшем, при проведении геологосъемочных работ В.Ф. Турбановым было проанализировано более 400 проб золотоспектрометрическим методом и 30 — пробирным методом из углеродистых образований Арамильско-Сухтелинской структурно-формационной зоны, Приильменского комплекса и других соседних с ними площадей (фиг. 9).

В результате опробования для углеродистых отложений Арамильско-Сухтелинской зоны были получены золото-спектрометрическим методом следующие средние содержания золота: в районе д. Булатово — 0,01 г/т, для осветленных и темно-серых сланцев из карьера у д. Краснокаменка — 0,011 и 0,008 г/т соответственно, для углеродистых отложений в 2 км юго-восточнее д. Половинки — 0,015 г/т осветленные и 0,006 г/т темно-серые. В кварцитах Ильменогорско-Сысертского блока в окрестности хребта Игиш содержания золота составили — 0,005 г/т, около д. Верхние Караси — 0,006 г/т.

Более подробно следует остановиться на рассмотрении данных по углеродисто-кремнистым сланцам, вскрытым в карьере у д. Половинки. В западной части карьера они темно-серые, в центральной и восточной частях — серые, светло-серые до белых. В центральной и восточной частях карьера вскрыты кварц-бурожелезняковые жилы мощностью

до 20 см. Бурые железняки пористые, с многочисленными пустотами выщелачивания, возможно, образовались за счет окисления сульфидов. По всем разновидностям пород В.Ф. Турбановым были отобраны пробы на пробирный анализ.

Получены следующие содержания: углеродисто-кремнистые сланцы темно-серые — 0,1 г/т, осветленные серые и светло-серые кремнистые сланцы — 0,33 г/т, светло-серые до белых кремнистые сланцы — 0,1 г/т, кварц-бурожелезняковые образования — 0,116 г/т, осветленные ожелезненные сланцы вблизи кварц-бурожелезняковых жил — 0,17 г/т.

В осветленных гидротермально проработанных сланцах содержания золота больше, чем в темных неизмененных. Эта же закономерность прослеживается в данных по всем выборкам. В связи с этим, осветление сланцев может служить поисковым признаком на золото.

В ходе проведения последней геологической съемки масштаба 1:200 000 (фиг. 3) нами совместно с ОАО «Челябинскгеосъемка» были проанализированы черносланцевые отложения из различных структурно-формационных зон. Анализ данных по золоту неизмененных и слабоизмененных отложений (пробы анализировались нейтронно-активационным методом в ГЕОХИ, г. Москва) позволил нам выявить фоновые содержания золота в пределах рассматриваемой территории. Из полученных данных (табл. 2, 3) были подсчитаны средние содержания, они составили для отложений Арамильско-Сухтелинской зоны 0,005 г/т, что согласуется с кларковыми содержаниями, а для кварцитов Ильменогорско-Сысертского блока (исключая обр. Ис-42/266 из табл. 2) — 0,015 г/т, что приближается к аномальным значениям [Рыкус и др., 2002; Сначёв и др., 2003; Сначёв, 2004].

Известно [Коробейников, 1985], что на начальных стадиях метаморфизма золото не теряет своей связи с органическим веществом. С повышением степени метаморфизма оно переходит в сульфидные минералы (пирит, арсенопирит и др.) и только с распадом сульфидов переходит в самородное состояние.

Нами был проведен в ИГЕМ (г. Москва) ряд анализов сульфидированных черносланцевых отложений Арамильско-Сухтелинской зоны и Ильменогорско-Сысертского блока химико-спектральным методом (табл. 2, обр. Ис-42/266; табл. 4).

Все содержания золота в этих образцах явно превышают таковые в обычных (неизмененных) черносланцевых отложениях (среднее содержание составляет 0,027 г/т). А в наиболее обогащенных пиритом интервалах достигают 0,78 г/т (обр. Ис-42/266).

В работах некоторых исследователей [Коробейников, 1985] показано, что при процессах низкотемпературного метасоматоза и сульфидизации происходит миграция золота. Однако наиболее отчетливо механизм переноса и концентрации золота проявлен при наложении

Таблица 2

Содержание Au в слабоизмененных черносланцевых отложениях
Миасской площади

№ п/п	№ пробы	Au г/т	№ п/п	№ пробы	Au г/т	№ п/п	№ пробы	Au г/т
1	1353-1	0,01	14	2408	0,008	27	2438-2	0,009
2	2053	0,017	15	2411	0,011	28	2447	0,009
3	2138-11	0,014	16	2419-3	0,003	29	2457	0,008
4	2312-1	0,001	17	2420	0,014	30	7214	0,01
5	2362-1	0,004	18	2448	0,009	31	476-1	0,008
6	2363-2	0,04	19	7246-1	0,015	32	Ис-42/162	0,028
7	2373-3	0,004	20	7357	0,016	33	Ис-42/168	0,014
8	2373-22	0,009	21	Ми-98-12	0,007	34	Ис-42/255	0,063
9	2373-25	0,006	22	Ми-98-3	0,006	35	Ис-42/266	0,782
10	2402	0,01	23	2413	0,008	36	Ис-42/292	0,004
11	2405	0,011	24	2424-4	0,008	37	Ис-42/320	0,017
12	2406	0,009	25	2433	0,005			
13	2406-5	0,007	26	2438-1	0,011			

Примечание: номера 1–23 — углеродистые и углеродисто-глинистые сланцы Арамилско-Сухтелинской зоны: 1 — д. Непряхино, 2, 22 — д. Куянбаево, 3 — с. Кулуево, 4 — карьер Грязный лог южнее Соболевской заимки, 5 — д. Байгазина, 6 — с. Ларино, 7–9, 12–15 — д. Уштаганка, 10, 11 — д. Крыжановка, 16, 17 — д. Малково, 18 — д. В. Караси, 19 — д. Мельниково, 21–23 — д. Темир; 24–37 — углеродистые кварциты Ильменогорско-Сысертского блока: 24 — южнее оз. Чебаркуля, 25 — п. Саитово, 26–28 — оз. Теренкуль, 29 — д. Халитова, 30 — между Уфимским трактом и с. Черновское, 31 — оз. Б. Миассово, 32–37 — с. Кундравы (скв. № 42)

на углеродсодержащие отложения более высоких степеней метаморфизма. В частности В.А. Буряком [1966] убедительно показана приуроченность золотосульфидной минерализации к определенным субфациям зеленосланцевой фации, которую он считает зоной осаждения золота, в то время как более высокотемпературные фации — зонами потенциального выноса. Такая зона с благоприятной обстановкой в пределах фации зеленых сланцев фиксируется в западном и восточном крыльях Ильменогорско-Сысертского блока вблизи с границей эпидот-амфиболовой фации повышенной концентрацией рудопроявлений и месторождений золота. Ширина этой зоны около 4–5 км.

Основываясь на этом, можно прогнозировать аналогичную зону в обрамлении Ларинского гнейсового купола (фиг. 9, рис. 44). Именно здесь в позднепалеозойское время (P_1) произошло внедрение ряда

гранитных массивов, судя по геофизическим данным, образующих на глубине единое крупное тело. Уже первые результаты анализа сульфидизированных углеродсодержащих отложений восточного обрамления Ларинского купола на золото (табл. 5) показали очень высокие его содержания. Так, среднее содержание золота составляет 0,58 г/т, а отдельные определения достигают 3,6 и 4,9 г/т, что подтверждает правильность высказанных выше предположений и позволяет рекомендовать эти территории для дальнейших поисковых работ на золото и элементы группы платины [Сначёв и др., 2003].

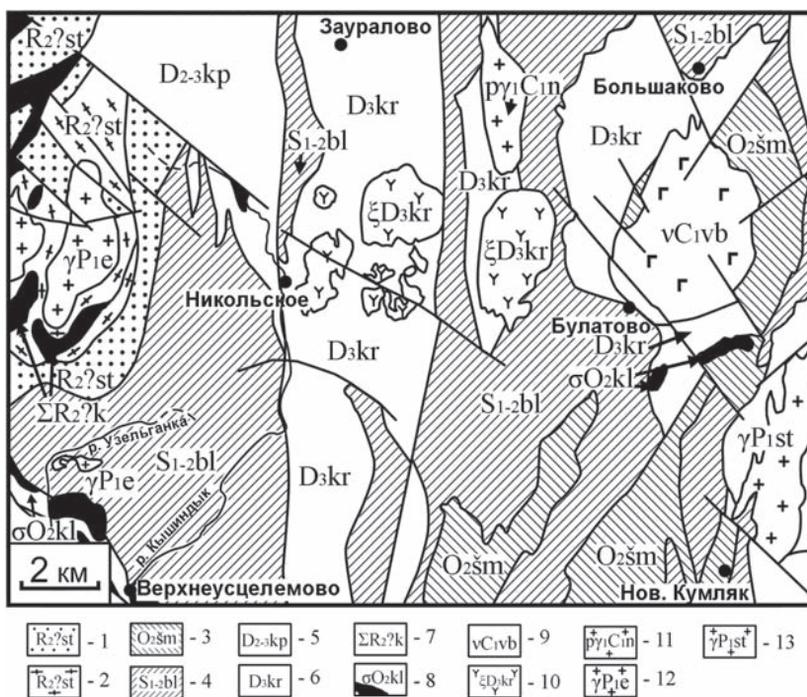


Рис. 44. Схематическая геологическая карта обрамления Ларинского купола и смежной части Сухтелинско-Арамильской зоны, составлена А.В. Сначёвым по данным А.В. Моисеева и др.

Условные обозначения: 1, 2 — сайтовская свита: 1 — верхняя подсвита, кварциты гранатовые, мусковитовые, графитистые, 2 — нижняя подсвита, гнейсы, биотитовые и амфибол-биотитовые плагисланцы; 3 — шеметовская толща, афирновые и мелкопорфировые базальты; 4 — булатовская толща, углеродистые сланцы и алевролиты; 5 — копаловская толща, кремнистые алевролиты, прослой яшм и туфы кислого состава; 6 — краснокаменная толща, трахибазальты и их туфы, вулканомиктовые песчаники и алевролиты; 7 — каганский комплекс, тремолитовые и тальк-карбонатные породы; 8 — куликовский комплекс, серпентиниты аподунитовые, апогарицбургитовые; 9 — большаковский комплекс, габбро, габбро-диабазы; 10 — краснокаменный комплекс, сиениты, кварцевые монцоидориты; 11 — неплюевский комплекс, граниты; 12 — еланчиковский комплекс, граниты мусковитовые с гранатом, гранито-гнейсы; 13 — степнинский комплекс, граниты

Таблица 3

Содержание благородных металлов в слабоизмененных черносланцевых отложениях Миасской площади

№ п/п	№ пробы	Au г/т	Ag г/т	Pt мг/т	Os мг/т	Ir мг/т	Ru мг/т
1	Ми-98-3	0,007	0,064	1,20	0,16	0,20	1,02
2	Ми-98-12	0,001	0,001	0,22	0,02	0,02	0,31
3	Ми-98-25	0,001	0,002	0,21	<0,01	0,01	0,09
4	Ми-98-47	0,004	0,125	0,90	<0,02	0,05	7,33
5	Ми-98-97	0,005	0,033	0,29	0,18	0,34	9,21
6	Ми-98-105	0,001	0,018	0,14	0,02	0,02	0,52
7	Ми-98-42/210	0,002	0,056	0,25	0,03	0,05	3,27
8	Ми-98-42/161	0,002	0,045	0,52	0,05	0,06	0,59

Примечание: номера 1–4 — углеродистые и углеродисто-глинистые сланцы Арамилско-Сухтелинской зоны; 1, 2, 3 — карьер около д. Темир; 4 — южнее д. Сарафаново; 5–8 — углеродистые кварциты Ильменогорско-Сысертского блока; 5, 6 — к югу от п. Ларино; 7–8 — с. Кундравы (скв. № 42)

В пределах Пластовской площади (лист N–41–XIII) содержания золота в углеродистых отложениях в среднем составляют 0,15 г/т (максимальные до 0,34 г/т) (табл. 6).

Платиноиды. В последние десятилетия были открыты ранее неизвестные промышленные месторождения благородных металлов в черносланцевых комплексах, в которых совместно с основными промышленными компонентами (Au, Mo, V и т.д.) присутствуют металлы платиновой группы (Сухой Лог, Мурунтау, Кумтор, Наталкинское и др.). Месторождения такого масштаба на Урале пока не обнаружены, однако результаты изучения благородных металлов в углеродсодержащих черносланцевых толщах этого региона приводят к оптимистическим прогнозам [Волченко, Коротеев, 2000; Рыкус, Сначёв, 2000; Рыкус и др., 2000; Золоев и др., 2001]. Так, Ю.А. Волченко и В.А. Коротеев, обобщив данные порядка 200 проб черных сланцев трех возрастных уровней (R_3 , O_{1-2} , O_3-S_1) преимущественно Среднего и Северного Урала, пришли к выводу, что региональный фон в них по Pt и Pd составляет соответственно 13 и 17 мг/т, 17 и 15 мг/т, 14 и 25 мг/т. На отдельных участках с отчетливо проявленной сульфидизацией (участок Кокуйский) получено до 5 г/т Pd, 0,5 г/т Pt и 0,7 г/т Au. К.К. Золоев и др. [2001] выделяют на Среднем Урале в качестве типовых Кедровскую и Долгомывовскую рудные зоны; первая расположена на западном склоне Урала, в пределах развития континентально-склоновых черносланцевых толщ, а вторая — в Восточно-

Таблица 4

Содержание благородных металлов в сульфидизированных черных сланцах
игишской толщи (Миасская площадь)

№ п/п	№ пробы	Pt г/т	Pd г/т	Rh г/т	Ir г/т	Ru г/т	Au г/т	Ag г/т
1	Ми-98-42/152	0,09	0,11	< 0,02	< 0,05	< 0,02	0,04	2,7
2	Ми-98-42/230	0,07	0,03	< 0,02	< 0,05	< 0,02	0,03	0,9
3	Ми-98-42/106	0,06	0,04	< 0,02	< 0,05	< 0,02	0,05	2,7
4	Ми-98-42/188	0,04	0,09	< 0,02	< 0,05	< 0,02	0,02	1,1
5	Ми-98-42/204	0,04	0,06	< 0,02	< 0,05	< 0,02	0,03	1,7
6	Ми-98-42/227	0,09	0,14	< 0,02	< 0,05	< 0,02	0,05	1,5
7	Ми-98-42/243	0,03	0,06	< 0,02	< 0,05	< 0,02	0,02	2,7
8	Ми-98-42/250	0,04	0,02	< 0,02	< 0,05	< 0,02	0,07	1,1
9	Ми-98-42/258	0,04	0,05	< 0,02	< 0,05	< 0,02	0,02	2,3
10	Ми-98-42/264	0,04	0,05	< 0,02	< 0,05	< 0,02	0,03	0,4
11	Ми-98-42/274	0,07	0,08	< 0,02	< 0,05	< 0,02	0,03	1,9
12	Ми-98-42/282	0,02	0,04	< 0,02	< 0,05	< 0,02	0,05	3,6
13	Ми-98-42/297	0,02	0,02	< 0,02	< 0,05	< 0,02	0,02	1,1
14	Ми-98-42/302	0,05	0,08	< 0,02	< 0,05	< 0,02	0,03	1,9
15	Ми-98-42/308	0,04	0,04	< 0,02	< 0,05	< 0,02	0,02	0,9

Примечание: все анализы выполнены из черносланцевых отложений, расположенных около с. Кундравы (скв. № 42)

Уральской мегазоне, и связана с ордовикскими или раннесилурийскими углеродистыми сланцами в вулканогенно-осадочной толще.

Максимальные содержания платиноидов в углеродистых отложениях Южного Урала установлены М.В. Рыкусом и В.И. Сначёвым [2000] в метаморфически измененных черных сланцах (О–S) в бассейне рр. Бетера и Тупаргасс (зона Уралтау), где получены содержания Pt — до 0,23 г/т, Pd — до 1,8 г/т. Средние же содержания ЭПГ в углеродистых отложениях, рассчитанные по 22 рудным районам Сибири, Казахстана и Урала, составляют [Коробейников, 1985]: Pt — 5 мг/т, Pd — 1–3 мг/т, Ir — 3 мг/т, Rh — 4 мг/т.

Анализ неизмененных и слабоизмененных черносланцевых отложений Арамильско-Сухтелинской зоны (табл. 3) дал содержания от 0,21 до 1,2 мг/т при среднем — 0,63 мг/т; для Ильменогорско-Сысертского блока — от 0,14 до 0,52 мг/т, среднее 0,3 мг/т. Эти содержания являются

Таблица 5

Результаты анализа сульфидизированных черносланцевых отложений восточного обрамления Ларинского купола (Пластовская площадь)

№ п/п	№ пробы	Au г/т	Ag г/т	Название породы
1	9279-1	0,7	0,3	углеродисто-хлоритовый сланец
2	9279-5	0,27	1,3	углеродисто-хлоритовый сланец
3	9279-8	0,21	1,2	углеродисто-хлоритовый сланец
4	9279-10	0,3	0,1	углеродисто-хлоритовый сланец
5	9279-16	0,18	0,7	углеродисто-хлоритовый сланец
6	9280	3,6	0,1	углеродисто-хлоритовый сланец
7	9280-1	0,34	1,4	углеродисто-хлоритовый сланец
8	9280-2	0,2	0,9	углеродисто-хлоритовый сланец
9	9281	4,9	0,9	углеродисто-амфибол-хлоритовый сланец
10	9281-1	0,21	1,3	углеродисто-хлорит-серицитовый сланец
11	9281-2	0,2	1	углеродисто-хлоритовый сланец
12	9285	0,1	0,01	кварц-серицитовый сланец (порфиرويد)
13	9285-2	0,5	0,6	кварц-серицитовый сланец (порфиرويد)
14	9285-3	0,1	0,3	кварц-серицитовый сланец (порфиرويد)
15	9285-4	0,4	0,2	кварц-серицитовый сланец (порфиرويد)
16	9286	0,3	1,2	кварц-серицитовый сланец
17	9287	0,1	0,3	кварц-серицитовый сланец
18	294	0,24	0,6	углеродисто-кремнистый сланец
19	294-1	0,26	1,1	углеродисто-кремнистый сланец
20	294-2	0,05	0,8	углеродисто-кремнистый сланец
21	294-3	0,06	0,8	углеродисто-кремнистый сланец
22	294-4	0,03	0,6	углеродисто-кремнистый сланец
23	5401-1	0,1	0,01	углеродисто-серицит-кремнистый сланец

Примечание: анализы выполнены в химической лаборатории ОАО «Челябинскгеосъемка»

геохимическим фоном по платине для данных структурно-формационных зон.

В сульфидизированных углеродсодержащих породах Ильменогорско-Сысертского блока (табл. 4) высоких содержаний платиноидов также не отмечено: Pt в пределах 0,02–0,09 г/т, Pd — 0,02–0,14 г/т, Rh, Ir и Ru — ниже чувствительности анализа. Аналогичные данные были

Таблица 6

Содержание благородных металлов в измененных углеродистых отложениях Арамильско-Сухтелинской зоны (Пластовская площадь)

№ п/п	№ пробы	Pt г/т	Pd г/т	Rh г/т	Ir г/т	Ru г/т	Au г/т
1	Пл-11070	–	0,02	–	–	–	0,18
2	Пл-176/1	0,03	0,03	–	–	–	0,19
3	Пл-227	–	0,02	–	–	–	0,18
4	Пл-2715	0,02	0,02	–	–	–	0,34
5	Пл-5402-3	–	0,01	–	–	–	0,10
6	Пл-5400-1	0,02	0,07	–	–	–	0,07
7	Пл-9057-1	–	0,06	–	–	–	0,09
8	Пл-185	–	0,03	–	–	–	0,13
9	Пл-257	–	0,02	–	–	–	0,05
10	Пл-5/5	0,03	0,05	–	–	–	н/опр.
11	Пл-5/6	–	0,01	–	–	–	н/опр.
12	Пл-5/7	–	0,02	–	–	–	н/опр.

Примечание: 1 — карьер около д. Новоусцелимово, 2, 5, 6 — карьер-расчистка на северо-западе д. Никольское, 3 — разрез по правому берегу р. Бурля, 4 — в 3 км севернее п. Лесной, 7 — в 2 км северо-восточнее д. Кумляк, 8 — расчистка в 1,5 км к северо-западу от д. Бирюковки, 9 — карьер к западу от д. Лесное, 10–12 — карьер на северной окраине п. Восточный. н/опр. — элемент не определялся, прочерк — содержание ниже чувствительности метода

получены и для Пластовской площади, где содержания платины изменяются от 0,02 до 0,03 г/т, а палладия от 0,01 до 0,07 г/т при среднем 0,03 г/т (табл. 5). Наибольший интерес с точки зрения перспектив на элементы группы платины представляет, как это ранее нами отмечено для золота, обрамление Ларинского купола.

Благородно-редкометалльное оруденение. На некоторых участках обрамления Ларинского купола нами проведено детальное картирование, а также выполнены 20 анализов на благородные металлы в аналитической лаборатории ИГЕМ (табл. 7). Максимальные полученные значения золота составляют 2,0 г/т (среднее значение 0,49 г/т), платины 0,05 г/т, палладия — 0,1 г/т (среднее 0,06 г/т).

Известно, что все платиноидно-золоторудные месторождения в черносланцевых толщах и их метасоматитах отражаются в аномальных геохимических полях элементов-индикаторов (Au, Pt, Pd, Ag, As, Sb) и элементов-спутников (V, Mo, W и др.) [Додин и др., 1995]. В процессах рудно-метасоматических систем аномально эндогенные геохимические

поля концентрирования этих элементов фиксируют рудоносные участки метасоматитов.

Примечательно, что месторождение Мурунтау было открыто по результатам литохимической съемки по вторичным ореолам рассеяния масштаба 1:50 000. Отличительной геохимической особенностью здесь является ограниченный круг главных элементов: Au, W, As [Шаякубов, 1998]. Вольфрам образует слабоконтрастные, в основном согласные ореолы, при полном совпадении максимумов с ореолами золота. Максимумы ореолов мышьяка могут быть пространственно оторваны от золоторудных тел, что следует учитывать в практике поисков.

Таблица 7

Содержания благородных металлов в сульфидизированных и кварцованных углеродсодержащих отложениях восточного обрамления Ларинского купола (г/т)

	Образец	Pt	Pd	Rh	Ir	Au
1	H-3/1	< 0,02	0,06	–	–	0,20
2	H-3/2	< 0,02	0,07	–	–	0,32
3	H-5/1	< 0,02	0,05	–	–	0,19
4	H-5/2	< 0,02	0,08	–	–	0,28
5	H-6/1	< 0,02	0,06	–	–	1,93
6	H-6/2	0,04	0,10	–	–	0,20
7	H-8/1	< 0,02	0,04	–	–	1,66
8	H-8/2	0,03	0,09	–	–	0,74
9	H-10/1	0,03	0,09	–	–	0,17
10	H-10/2	0,04	0,03	–	–	0,33
11	H-13/1	< 0,02	0,08	–	–	0,06
12	H-14/1	< 0,02	0,06	–	–	0,04
13	H-14/2	< 0,02	0,08	–	–	0,11
14	H-15/1	< 0,02	0,05	–	–	0,04
15	H-16/1	0,05	0,10	–	–	0,12
16	H-16/2	0,04	0,03	–	–	0,30
17	H-17/1	< 0,02	0,06	–	–	0,05
18	H-24/1	< 0,02	0,03	–	–	1,12
19	H-24/2	0,03	0,09	–	–	0,08
20	H-25/1	0,02	0,06	–	–	0,15

Примечание: образцы 3, 5, 6, 8, 10, 24, 25 отобраны около д. Никольское, 13–17 — близ бывшей д. Пролетарка

В ходе проведения литохимической съемки листа N-41-XIII был получен ряд геохимических аномалий (рис. 45–49), которые можно разделить на четыре группы.

Аномалия I (W, Mo, V, Ag) связана с Заураловским вольфрам-золоторудным полем, расположенным в окрестностях д. Зауралово. Месторождение связано с зоной развития серицит-альбит-кварцевых сланцев по вулканогенным образованиям копаловской толщи, в которой располагаются шеелит-золотоносные кварцевые жилы. Месторождение частично отработано, перспектива связывается с разведкой флангов и на глубину.

Аномалия II (As, Ag) связана с Никольским проявлением золота (1 км на восток от д. Никольское), которое расположено в зоне развития углеродистых отложений булатовской толщи и серицит-альбит-кварцевых сланцев по вулканогенным породам краснокаменной толщи. Проявление представлено минерализованной сульфидами кварцевой жилой мощностью 0,2–1,2 м. Содержания золота 0,4–1,8 г/т, серебра — 15–55 г/т. Самостоятельного промышленного значения не имеет.

Аномалия III (As, Ag). Контрастная аномалия этих элементов связана с Соколовским проявлением золота, приуроченным к порфиритам

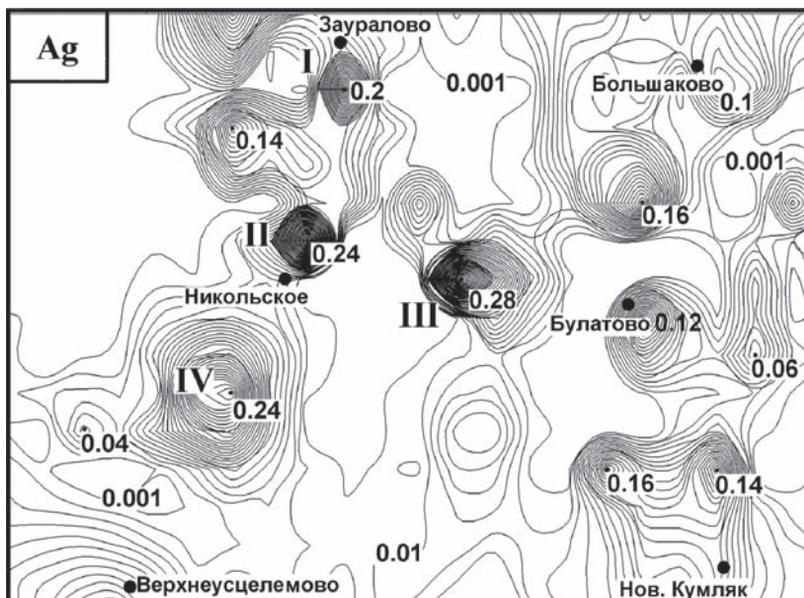


Рис. 45. Карты литогеохимических аномалий для Ag (первичные данные ОАО «Челябинскгеосъемка» обработаны А.В. Сначёвым)

Условные обозначения: Римскими цифрами I–IV указаны номера аномалий (см. в тексте). Границы участков соответствуют рис. 44

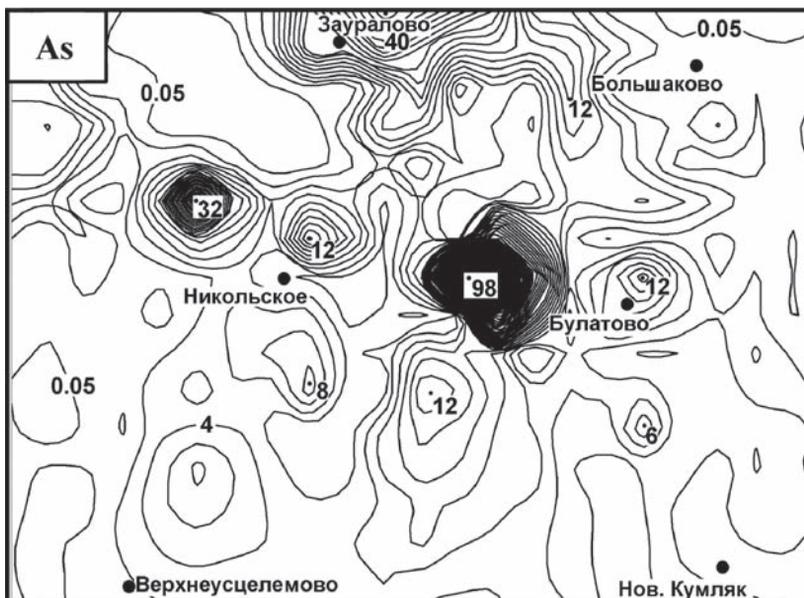


Рис. 46. Карты литогеохимических аномалий для As (первичные данные ОАО «Челябинскгеосъемка»)

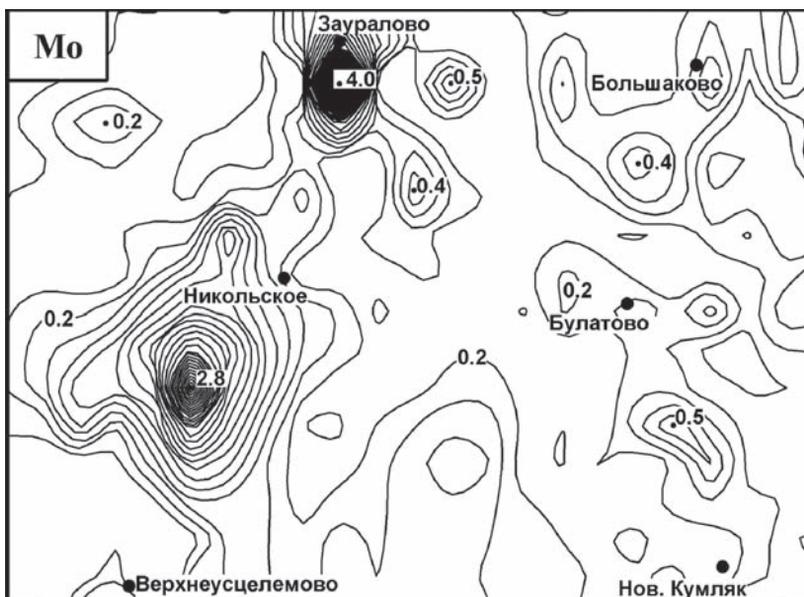


Рис. 47. Карты литогеохимических аномалий для Mo (первичные данные ОАО «Челябинскгеосъемка»)

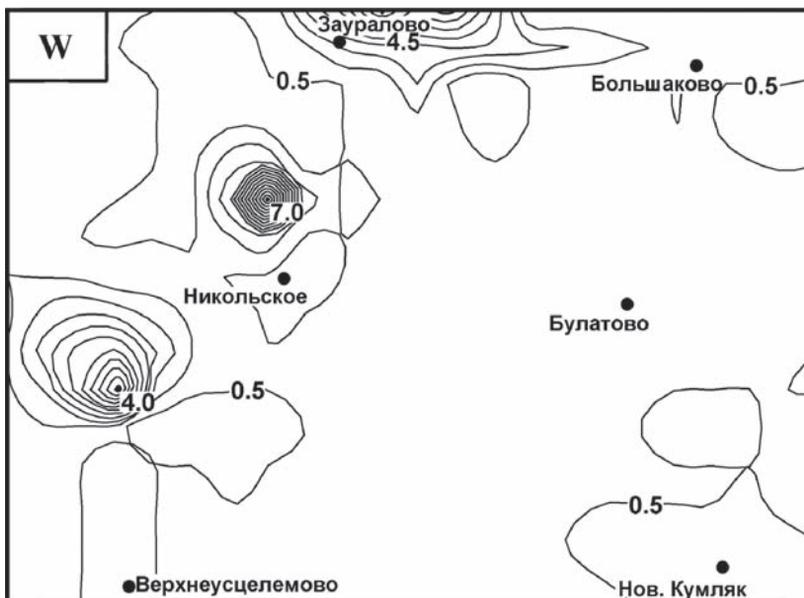


Рис. 48. Карты литогеохимических аномалий для W (первичные данные ОАО «Челябинскгеосъемка»)

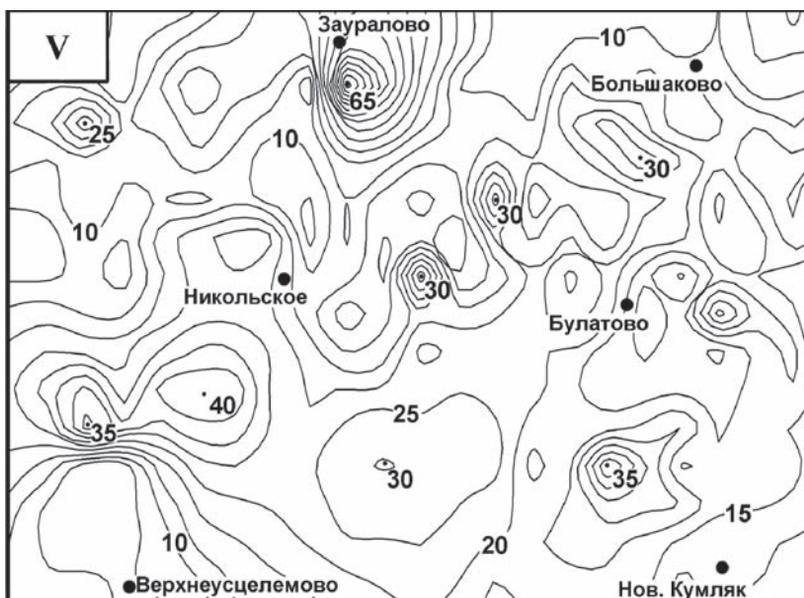


Рис. 49. Карты литогеохимических аномалий для V (первичные данные ОАО «Челябинскгеосъемка»)

андезито-базальтового, базальтового состава, их туфам краснокаменной и углеродистым отложениям булатовской толщ, и представленным сульфидизированной кварцевой жилой мощностью 0,2–1 м, с многочисленными прожилками. Жила золотоносна, распределение золота неравномерное, содержания от 0,4 до 29 г/т. На флангах и на глубине не разведана.

Аномалия IV (Ag, As, V, Mo, W) связана с Масловско-Беловским золоторудным узлом. Его границы совпадают с границами северной части Сухтелинской эрозионно-структурной депрессии, в пределах которой развиты меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения с приуроченными к ним многочисленными россыпями золота (долины рек Узельганки и Кышиндык). Для этого района характерно широкое развитие бурожелезняковых образований, связанных с породами булатовской толщи и содержащих повышенные содержания золота, серебра, цинка, меди, вольфрама, мышьяка и молибдена. Наличие россыпного золота, крупных аномалий вышеуказанных элементов делает этот узел весьма перспективным на выявление редкометального оруденения и коренного золота.

Таким образом, обрамление Ларинского купола и смежная часть Сухтелинско-Арамильской зоны, в значительной мере представленные углеродистыми отложениями, насыщенные магматическими породами различного состава и возраста и подвергшиеся умеренному метаморфизму, являются первоочередным объектом для проведения поисковых работ на благородно- и редкометальное оруденение. Наиболее перспективным в его пределах следует считать верховье р. Узельганки, где отмечена крупная комплексная аномалия и можно предположить наличие коренных проявлений золота.

Глава 9. Геодинамические условия формирования Арамильско-Сухтелинской зоны в ордовикско-силурийское время

На проблему формирования Арамильско-Сухтелинской зоны существует несколько точек зрения. Связано это прежде всего со слабой степенью ее изученности и высокой эродированностью (слабым развитием девонских и более молодых отложений). Лишь в последнее время в результате геологической съемки М 1:200 000 листов N–41–VII, XIII, XIX (новая серия), охватывающих большую часть рассматриваемой территории, появилась возможность на основе нового фактического материала дать интерпретацию истории развития Арамильско-Сухтелинской зоны в раннепалеозойское время, уточняющую представления предыдущих исследователей: В.Ф. Турбанова, В.Н. Пучкова, К.С. Иванова, В.А. Коротеева, Б.Л. Кабановой, А.В. Тевелева, И.А. Кошелевой, И.Б. Серавкина, Е.А. Белгородского, В.И. Петрова и других.

Основой для геодинамических построений явилось изучение офиолитовой ассоциации, в состав которой входят (снизу вверх): гипербазиты, габброиды, базальты и глубоководные углеродистые отложения. Считается общепринятым, что породы офиолитовой ассоциации представляют собой реликт океанической коры, образовавшейся в результате спрединга в рифтогенных структурах срединно-океанических хребтов и окраинных морей [Пейве, 1969; Колман, 1979]. Изучение всех перечисленных выше ее членов, начиная от ультраосновных пород и заканчивая углеродистыми образованиями, позволило выявить специфические особенности формирования Арамильско-Сухтелинской зоны в ранний этап ее развития и сопоставить их с современными геодинамическими обстановками.

Все гипербазитовые массивы Арамильско-Сухтелинской зоны, как отмечено в главе 6, относятся к дунит-гарцбургитовой альпинотипной формации, образующей меланократовое основание офиолитового разреза. Подавляющая часть из них принадлежат гарцбургитовому типу,

наиболее истощенному легкоплавкой составляющей, и лишь докембрийские (?) массивы Ларинской группы — лерцолитовому типу, приближающемуся к составу неистощенной примитивной мантии. Большинство исследователей ультрабазитовый комплекс рассматривается в качестве тугоплавкого остатка (рестита) от частичного плавления мантийного вещества.

В ультрамафитах Арамильско-Сухтелинской зоны отчетливо проявлена широтная зональность. Так, гипербазиты Миасс-Куликовского (западного) пояса имеют более высокую степень истощенности относительно Казбаевского (восточного). Судя по комплексу геологических и петрогеохимических характеристик в пределах западного пояса пространственно совмещены реликты океанической коры срединно-океанического хребта и более молодого фундамента островной дуги, в пределах восточного — развиты ультраосновные породы, характерные для срединно-океанических хребтов.

В меридиональном направлении также отмечена определенная зональность в изменении петрогеохимических особенностей гипербазитов. Она заключается в увеличении степени деплетированности пород с севера на юг, в сторону Магнитогорской мегазоны.

Анализ представленного в работе материала позволяет нам предположить, что гипербазитовые массивы Арамильско-Сухтелинской структурно-формационной зоны формировались в структуре океанического типа, раскрытие которой происходило последовательно с юга на север. В дальнейшем западнее Миасс-Куликовского пояса (меридиан Аминевского массива) образовывались гипербазиты основания островной дуги, заметно отличающиеся от океанических. В период коллизии ультраосновные породы и серпентиниты по ним представляли собой зону серпентинитового меланжа, по которой вышележащие вулканогенно-осадочные образования были шарьированы в восточном направлении на западный край Восточно-Уральского поднятия. Примечательно, что серпентиниты Куликовского массива, обрамляющие Арамильско-Сухтелинскую зону с запада и востока, судя по геофизическим материалам Верхнеуральского и Троицкого профилей, прослеживаются и в центральной ее части, образуя в целом синформную структуру.

В процессе частичного плавления и истощения мантийного вещества в качестве дифференциатов выплавки образуются габброиды. В целом для рассматриваемой нами структурно-формационной зоны, особенно для северной ее части, характерно развитие габброидов, повторяющих по составу базиты срединно-океанических хребтов. Лишь в пределах западного фланга зоны отмечены габброиды, приближающиеся по петрогеохимическим особенностям к основным породам глубоководных желобов или марианит-бонинитовой серии океанических островных дуг, однако возраст их может быть и девонским.

От габброидов офиолитового типа резко отличаются габброиды Большаковского комплекса, отмеченные в центральной части Арамильско-Сухтелинской зоны и представленные крупным одноименным массивом. По комплексу геологических, металлогенических и петрогеохимических параметров они сопоставимы с основной составляющей габбро-гранитной формации. Формирование пород Большаковского комплекса происходило, по-видимому, в режиме рифта на отмершей островной дуге в раннекаменноугольное время.

Слабое распространение вулканогенных и островодужных формаций в пределах рассматриваемого района связано с последующей глубокой его эродированностью. Однако признаки наличия зоны субдукции проявляются в особенностях геохимии габбро-гипербазитовых комплексов (высокая деплетированность гипербазитов, сходство части габброидов с марианит-бонинитовыми сериями). Магнитогорская островная дуга, обусловленная заложением в конце раннего девона зоны субдукции, протягивалась, таким образом, на север, через Арамильско-Сухтелинскую зону (фиг. 8).

Рассмотрим образования верхней части офиолитовой ассоциации, в состав которой входят ордовикские базальты шеметовской толщи и перекрывающие их преимущественно углеродистые отложения булатовской толщи. Наиболее ранние проявления вулканизма в Арамильско-Сухтелинской зоне по геохимии сходны с рифтогенными и представлены субщелочными и траппоидными образованиями. Однако, с учетом геологических данных, это могли быть красноморские условия [Пучков, 2000]. В дальнейшем субщелочной характер эффузивов сменился толеитовым, приближаясь по составу к типу N–MORB, что отвечает постепенному расширению рифта и превращению его в субокеанический бассейн. Судя по однородному недифференцированному составу и афировой структуре, базальты формировались в условиях растяжения и быстрого подъема. Учитывая зависимость между скоростью спрединга и содержанием титана в основных эффузивах, установленную Л.П. Зоненшайном и др. [1985], скорость раздвига в пределах океанической рифтовой структуре в период формирования шеметовских базальтов составляла около 10 см/год. Этап сжатия, начавшийся в позднем эмсе, привел к формированию зоны субдукции с восточным падением и смене океанических базальтов островодужными.

Сопоставление шеметовских базальтов с ордовикскими эффузивными породами расположенных восточнее и западнее структурно-формационных зон (Магнитогорской, Восточно-Уральской и Зауральской) позволило сделать важный вывод — аналогов шеметовским базальтам в зонах восточного склона Южного Урала нет. Единственным и близким аналогом шеметовских вулканитов являются базальты поляковской свиты, развитые в западном борту Магнитогорской мегазоны.

Петрогеохимические особенности кремнисто-углеродистых отложений булатовской толщи, отсутствие в них карбонатного и терригенного материала указывают на формирование базальт-фтанитовой ассоциации в условиях больших глубин, в удалении от берега, то есть в пределах глубоководного океанического бассейна. Судя по увеличению терригенной составляющей в осадках с запада на восток, береговая линия располагалась в пределах восточного фланга Арамильско-Сухтелинской зоны. Максимальная величина прогиба бассейна отмечается в осевой ее части.

Таким образом, рассмотрение геологических и петрогеохимических особенностей всех составных частей офиолитовой ассоциации (гипербазитов, габброидов, базальтов, углеродистых отложений) позволило сделать главный вывод представленной работы — Арамильско-Сухтелинская зона в раннепалеозойские время являлась восточным флангом Магнитогорской мегазоны, совместно образуя единый активно развивающийся бассейн океанического типа. Магнитогорская мегазона в своем развитии прошла стадии континентального рифтогенеза, океанического спрединга, островодужную, коллизионную (фиг. 10). Начало палеозойскому циклу развития было положено в кембрийско-раннеордовикское время, когда образовалась сложная южноуральская система рифтовых зон, в пределах которых накапливались отложения грабеновой формации. В Магнитогорской мегазоне наиболее ранние проявления вулканизма, связанные с континентальным рифтогенезом, представлены субщелочными и траппоидными вулканитами поляковской (на западе) и шеметовской (на востоке) толщ, без типичных для рифтовых формаций грубообломочных отложений. Восточнее в пределах Восточно-Уральского поднятия ордовикские вулканиты также могут рассматриваться в качестве составных частей типичных грабеновых комплексов. Так, среди терригенно-обломочных образований маячной свиты отмечены маломощные пикритобазальты трапповой формации, на расположенных севернее участках (самарская толща) — незначительные по мощности субщелочные и толеитовые вулканиты. На Зауральском поднятии (в современных координатах) в раннем — среднем ордовике происходило излияние щелочных и субщелочных базальтов и накопление грубообломочных толщ (увельская свита). Показательна и эволюция состава вулканитов саргазинской толщи, развитой в пределах Восточно-Уральской синформы. Инициальные субщелочные базальты субконтинентальной стадии (без осадочных грабеновых фаций) последовательно и довольно быстро сменяются здесь вначале относительно высокотитанистыми толеитами, а затем мощной толщей низкотитанистых толеитов фронтальной части островной дуги, что знаменует смену режима растяжения сжатием на рубеже среднего и позднего ордовика.

Перерастание континентального рифтогенеза в спрединг океанической коры произошло в Магнитогорской мегазоне в конце раннего — начале среднего ордовика. В это время на базит-гипербазитовом основании формируются глубоководные подушечные базальты толеитовой серии, а затем углеродистые отложения. На рубеже раннего и среднего девона (эмс) растяжение сменилось сжатием, что привело к формированию здесь зоны субдукции с восточным падением и преимущественно известково-щелочных базальтов островодужного типа. Большая часть ордовикских образований была поглощена зоной субдукции: базальты поляковской свиты сохранились фрагментарно лишь в крайней западной части Магнитогорской мегазоны в виде блоков среди серпентинитового меланжа. Океанические базальты восточного ее фланга (шеметовская толща) в результате коллизии были шарьированы в восточном направлении на западный край Восточно-Уральского микроконтинента.

Заключение

Основные выводы, вытекающие из приведенного в данной работе материала, следующие:

1. Интерпретация геофизических материалов по Верхнеуральскому и Троицкому сейсмическим профилям МОВ позволяет рассматривать Арамильско-Сухтелинскую зону как северное продолжение современной структуры Магнитогорской мегазоны, глубоко эродированное и шарьированное к востоку, на сиалический блок Восточно-Уральской зоны.

2. В районе Ларинского купола палеозойские океанические формации, шарьированные на докембрийский кристаллический массив, были, по-видимому, совместно мобилизованы на коллизионном этапе, в позднепалеозойское время. Обрамление Ларинского купола, насыщенное магматическими породами различного состава, и в значительной мере представленное углеродистыми отложениями, является первоочередным объектом для проведения поисковых работ на благородно- и редкометальное оруденение.

3. Углеродистые отложения булатовской толщи относятся к кремнисто-углеродистой формации и характеризуются очень незначительной примесью терригенного и карбонатного материала, что указывает на их накопление в пределах глубоководного открытого морского бассейна. Максимальная его глубина отмечена в осевой части, минимальная — в восточной.

4. Метагипербазиты Ларинской группы тел по типу распределения всего спектра редкоземельных элементов, повторяющего хондритовый, близки таковым Няшевского и Бараусского массивов. По-видимому, Ларинский купол является южным продолжением Ильменогорского блока и образует с ним единую субмеридиональную структуру.

5. В ультрамафитах Арамильско-Сухтелинской зоны отчетливо проявлена широтная зональность, выраженная в более сильной степени деплетированности гипербазитов Миасс-Куликовского (западного) пояса относительно Казбаевского (восточного). В пределах Миасс-Куликовского пояса совмещены, по-видимому, реликты океанической

коры СОХ и основания островной дуги, гипербазиты Казбаевского пояса прошли стадию деплетирования в процессе океанического рифтогенеза и сопоставимы с ультраосновными породами СОХ либо задуговых бассейнов.

6. Наименьшей степенью деплетирования характеризуются ультрабазиты северной части зоны. С севера на юг степень истощенности пород закономерно увеличивается.

7. Габброиды северной части зоны по химическому составу близки к габброидам, развитым в срединно-океанических хребтах. В области сочленения Арамильско-Сухтелинской зоны с Магнитогорской в ассоциации с альпинотипными гипербазитами развиты крайне низкотитанистые габброиды. Они заметно отличаются от габброидов СОХ и приближаются по составу к габбро, драгированным в глубоководных желобах, и к вулканитам серии марианит – бонинит океанических островных дуг и глубоководных желобов.

8. По ряду геолого-петрографических, петро- и геохимических признаков габброиды Большаковского комплекса резко отличаются от габброидов офиолитового типа, развитых в пределах Арамильско-Сухтелинской зоны. Они не являются комагматами базальтов шеметовской толщи, как это предполагалось ранее, а сопоставимы с породами Магнитогорской габбро-гранитной формации. Образование габброидов Большаковского комплекса, вероятнее всего, связано с проявлением в пределах рассматриваемой структуры магматизма в режиме рифта на отмершей островной дуге.

9. Состав базальтов Арамильско-Сухтелинской зоны во времени закономерно менялся от траппоидов низов шеметовской толщи к базальтам СОХ ее верхов. В дальнейшем (нижняя часть булатовской толщи), по мере раскрытия океанической структуры, появляются базальты с геохимическими характеристиками океанических островов.

10. Аналогов шеметовским базальтам в структурно-формационных зонах восточного склона Южного Урала нет. Ордовикские вулканиты Восточно-Уральского и Зауральского поднятий (маячная и увельская свиты) являются элементами грабеновых комплексов, а Восточно-Уральской синформы (саргазинская толща) — фронтальной части островных дуг. Единственным и близким аналогом шеметовских вулканитов являются базальты поляковской свиты, развитые в западном борту Магнитогорской мегазоны.

11. Территория Арамильско-Сухтелинской зоны в ордовикско-силурийское время являлась восточным флангом Магнитогорской, совместно образуя единую океаническую впадину. В раннем девоне (эмсе) здесь началось формирование зоны субдукции с восточным падением и преимущественно известково-щелочных базальтов островодужного типа. В дальнейшем большая часть ордовикских образований была

поглощена в зоне субдукции: базальты поляковской свиты сохранились фрагментарно лишь в крайней западной части Магнитогорской мегазоны в виде блоков среди серпентинитового меланжа. Океанические базальты восточного ее фланга (шеметовская толща) на коллизионном этапе были шарьированы в восточном направлении на западный край Восточно-Уральского микроконтинента. В связи с вышесказанным, представление о непрерывном прослеживании Тагильской островной дуги силурийско-раннедевонского возраста в Восточно-Уральскую зону [Язева, Бочкарев, 1995] нуждается в существенной корректировке, поскольку между ними лежит Арамилко-Сухтелинская зона, в которой силурийско-раннедевонские формации отсутствуют.

Список литературы

- Автонеев С.В., Дружинин В.С., Кашубин С.Н.* Глубинное строение Южного Урала по Троицкому профилю ГСЗ // Советская геология. 1988. № 7. С. 47–53.
- Альмухамедов А.И., Жюто Т., Матвеев В.В. и др.* Талеитовые базальты Красного моря // Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан – континент. Новосибирск: Наука, 1984. С. 41–59.
- Анцигин Н.Я.* Раннеордовикские трилобиты из разреза горы Маячной в Брединском районе // Докембрий и нижний палеозой Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 30–38.
- Буряк В.А.* Генетические особенности золото-сульфидной минерализации центральной части Ленской золотоносной провинции // Вопросы генезиса и закономерности размещения золотого оруденения Дальнего Востока. М.: Наука, 1966. С. 66–100.
- Вассоевич Н.Б., Корнилова Н.Н., Чернышов В.В.* О содержании углеродистого органического вещества в континентальном секторе осадочной оболочки Земли // Вестник МГУ. Геология. 1973. № 1. С. 8–23.
- Вертикальная аккреция земной коры. Факторы и механизмы / Отв. ред. М.Г. Леонов.* М.: Наука, 2002. 462 с.
- Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.
- Волохин Ю.П., Михайлов М.А.* Источники кремнезема кремнистых пород восточной части Монголо-Охотской складчатой области // Геохимия и минералогия осадочных комплексов Дальнего востока. Владивосток, 1979. С. 21–42.
- Волченко Ю.А., Коротеев В.А.* Платинометальное оруденение палеоостроводужных комплексов Урала: платиноносные и палладиеносные пояса // Металлогения и геодинамика. Екатеринбург, 2000. С. 94–98
- Геология дна Филиппинского моря / Под. ред. А.В. Пейве.* М.: Наука, 1980. 262 с.
- Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект Уралсейс) / Отв. ред. А.Ф. Морозов.* Тверь: ГЕРС, 2001. 286 с.
- Горбачев О.В., Созинов Н.А.* Некоторые петрохимические и геохимические аспекты типизации углеродистых отложений докембрия // Проблемы осадочной геологии докембрия. Вып. 10. М.: Наука, 1985. С. 46–57
- Додин Д.А., Чернышов Н.М., Яцкевич Б.А. и др.* Состояние и проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов (Результаты и направления исследований по программе «Платина России») // Платина России. М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1995. С. 7–48.
- Дружинин В.С., Кошубин С.Н.* Строение Южного Урала по Троицкому профилю ГСЗ // Советская геология. 1986. № 7. С. 24–31.
- Ефремова С.В., Стафеев К.Г.* Петрохимические методы исследования горных пород: Справочное пособие. М.: Недра, 1985. 512 с.
- Знаменский С.Е.* Позднеордовикско-раннесилурийский вулкано-интрузивный комплекс северной части Магнитогорского мегасинклинория и связанное с ним оруденение (Южный Урал): Препринт. Уфа, 1994. 20 с.

Золов К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А. и др. Платинометальная минерализация в геологических комплексах Урала / Уральская геологосъемочная экспедиция, Екатеринбург, 2001. 199 с.

Зоненшайн Л.П. Тектоника плит и геосинклинали // Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан – континент / Новосибирск: Наука, 1984. С. 6–14.

Зоненшайн Л.П., Кориневский В.Г., Матвиенков В.В., Хаин В.Е. Разрез палеозойской океанической коры в южных Мугуджарах: реконструкция спрединга и палеорельефа // Геотектоника. 1985. № 3. С. 5–20.

Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6–0,2 млрд. лет) и строение Урала: Дисс... д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1998. 252 с.

Иванов К.С., Пучков В.Н., Наседкина В.А., Пелевин И.А. Первые результаты ревизии стратиграфии поляковской свиты по конодонтам // Ежегодник–1988 / ИГГ УрО РАН. Свердловск, 1989. С. 12–13.

Интерпретация геохимических данных / Под. ред. Е.В.Склярова. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.

Кетрис М.П. Петрохимическая характеристика терригенных пород // Ежегодник–1974 / ИГ Коми фил. АН СССР. М.: ВИНТИ, 1976. С. 32–38.

Ключина М.Л. Палеогеография Урала в ордовикском периоде. М.: Наука, 1985. 189 с.

Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.

Кориневский В.Г. Новые данные по стратиграфии и вулканизму позднего ордовика Южного Урала // Доордовикская история Урала. Свердловск: УНЦ РАН СССР, 1980. С. 54–59.

Коробейников А.Ф. Особенности распределения золота в породах черносланцевых формаций // Геохимия. 1985. № 12. С. 1747–1757.

Коротеев В.А., Кабанов Б.Л. Палеозойский вулканизм Восточно-Уральского поднятия на Южном Урале // Вулканические образования Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 106–115.

Косарев А.М., Лазаренко Ю.С. Восточно-Уральский палеовулканический пояс: Препринт / АН СССР. Уральское отделение. Башкирский науч. центр. Ин-т геологии. Уфа, 1991. 40 стр.

Краснобаев А.А., Нечехин В.М., Давыдов В.А. и др. Цирконовая геохронология и проблема террейнов Уральской аккреционно-складчатой системы // Уральский минералогический сборник. 1998. № 8. С. 196–206.

Кузьмин М.И. Геохимия магматических пород фанерозойских подвижных поясов. Новосибирск, 1985. 198 с.

Лазько Е.Е., Шарков Е.В., Богатиков О.А. Мантийные субстраты, их геохимическая типизация и роль в образовании подкорковых магм // Геохимия. 1993. № 2. С. 165–189.

Луц Б.Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 247 с.

Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. Ч. 1 / Под. ред. О.А. Богатикова. М.: Наука, 1983. 366 с.

Магматические горные породы. Т. 3. Основные породы / Под. ред. О.А. Богатикова. М.: Наука, 1985. 488 с.

Магматические горные породы. Т. 5: Ультраосновные горные породы / Под ред. Е.В. Шаркова. М.: Наука, 1988. 508 с.

Мамаев Н.Ф. Геологическое строение и история развития восточного склона Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1965. 169 с. (Труды / ИГ УНЦ АН СССР; Вып. 73).

Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия палеозойских образований Учалинского района Башкирии / ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2000. 140 с.

Маслов В.А., Артюшкова О.В., Мавринская Т.М., Якупов Р.Р. Ордовикские отложения Южного Урала // Палеогеография венда — раннего палеозоя северной Евразии. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 67–74.

Меньшиков Ю.П., Кузнецова Н.В., Шебухова С.В., Никишева Г.Н. Тектоника северной части Магнитогорского бассейна по геофизическим данным // Разломы земной коры Урала и методы их изучения. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. С. 65–78.

Овчинников Л. Н., Степанов А. И., Краснобаев А. А. и др. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1969. С. 173–204 (Труды / II Уральское петрографическое совещание; Т. 1).

Орлов Д.М., Литнер Г.Н., Орлова М.П., Смелова Л.В. Петрохимия магматических формаций: Справочное пособие. Л.: Недра, 1991. 299 с.

Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 6. С. 3–23.

Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечехин В.М. и др. Тектоника Урала: Объяснительная записка к тектонической карте М 1:1 000 000. М.: Наука, 1977. 120 с.

Петров Б.В., Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск, 1975. 342 с.

Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей / Отв. ред. О.А. Богатилов. М.: Наука, 1987. 336 с.

Плюснин К.П., Плюснина А.А., Зенков И.И. Новые данные о граптолитовых сланцах восточного склона Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 11. С. 121–123.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.

Пучков В.Н., Иванов К.С. К стратиграфии черносланцевых толщ на востоке Урала // Ежегодник—1988 / ИГиГ УФАН СССР. Свердловск, 1989. С. 4–7.

Пучков В.Н., Рапопорт М.С., Феритатер Г.Б., Аманьева Е.М. Тектонический контроль палеозойского гранитоидного магматизма на восточном склоне Урала // Исследования по петрологии и металлогении Урала. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1986. С. 85–95.

Пучков В.Н., Светлакова А.Н. Строение Южного Урала по Троицкому профилю ГСЗ // ДАН СССР. 1993. Т. 333, № 3. С. 348–351.

Пуцаровский Ю.М., Пейве А.А., Разницын Ю.Н. и др. Строение зоны разлома Зеленого мыса: Центральная Атлантика. М.: Наука, 1989. 199 с.

Реестр хромитовых месторождений в альпинотипных гипербазитах Урала / Под ред. Б.В. Перевозчикова / КамНИИКИГС. Пермь, 2000, 474 с.

Ронкин Ю.Л., Регега А., Лепихина О.П. Sm–Nd систематика Магнитогорской группы массивов // Гранитоидные вулcano-плутонические ассоциации: Тез. докл. / Всеросс. Совещ. Сыктывкар: ИГ КНЦ РАН, 1997. С. 41–42.

Рыкус М.В., Сначёв В.И. Особенности палеозойского углеродистого осадконакопления Сысертско-Ильменогорской зоны Южного Урала // Осадочные

бассейны: закономерности строения и эволюции, минералогия. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 112–114.

Рыкус М.В., Сначёв В.И., Насибуллин Р.А. и др. Осадконакопление, магматизм и рудоносность северной части зоны Уралтау. Уфа: Изд-во БГУ, 2002. 268 с.

Рыкус М.В., Сначёв В.И., Сначёв А.В. Золото в дислоцированных углеродистых толщах палеоконтинентального сектора Южного Урала // Геологическая служба и горное дело Башкортостана на рубеже веков: Мат-лы Респуб. науч.-практ. конф. Уфа: Тау, 2000. С. 179–191.

Савельев Д.Е., Сначёв А.В., Пучков В.Н., Сначёв В.И. Особенности формирования базальтов восточного склона Южного Урала в раннепалеозойское время // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана / ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2005. С. 108–112.

Савельев Д.Е., Сначёв А.В., Пучков В.Н., Сначёв В.И. Петрогеохимические и геодинамические особенности формирования габбро-гипербазитовых массивов Арамилско-Сухтелинской зоны (Южный Урал) // Геологический сборник № 5 / ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2006 а. С. 72–85.

Савельев Д.Е., Сначёв А.В., Пучков В.Н., Сначёв В.И. Петрогеохимические и геодинамические особенности формирования ордовикско-раннесилурийских базальтов восточного склона Южного Урала // Геологический сборник № 5 / ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2006 б. С. 85–104.

Савельев Д.Е., Сначёв В.И. Размещение базит-гипербазитовых комплексов Южного Урала // Геологический сборник № 3 / ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2003. С. 162–167.

Савельев Д.Е., Сначёв В.И., Романовская М.А. Новые данные по геохимии полосчатого комплекса массива Средний Крака (Южный Урал) // Вестник МГУ. 2000. № 6. С. 32–40.

Савельев Д.Е., Сначёв В.И., Романовская М.А., Сначёв А.В. Геолого-геохимическая зональность базит-гипербазитового магматизма Южного Урала // Вестник МГУ. 2006. № 1. С. 25–31.

Савельева Г.Н. Габбро-гипербазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука. 1987. 244 с.

Салихов Д.Н. Составы базальтов кембрия, ордовика и раннего силура на Южном Урале // Геологический сборник № 4 / ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2004. С. 106–122.

Семененко Н.П., Головкин Н.И., Жуков Г.В. и др. Петрография железисто-кремнистых формаций Украинской ССР. Киев: Изд-во АН УССР, 1956. 215 с.

Семенов И.В. Состав РЗЭ в палеоокеанических базальтах Урала и океанских толеитах как индикатор глубин парциального плавления в верхней мантии: Препринт. Свердловск, 1990. 66 с.

Серавкин И.Б. Тектоно-магматическая зональность Южного Урала и его положение в складчатых системах Урало-Монгольского пояса // Геотектоника. 1997. № 1. С. 32–47.

Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н. и др. Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 1992. 197 с.

Силантьев С.А. Условия формирования плутонического комплекса Средне-Атлантического хребта, 13–17° с.ш. // Петрология. 1998. Т. 6, № 4. С. 381–421.

Силантьев С.А., Базылев Б.А., Клитгорд К.Д. и др. Вещественный состав третьего слоя океанической коры Северной Атлантики (40–51° с.ш.) // Геохимия. 1992. № 12. С. 1415–1435.

Сначёв А.В. Условия формирования углеродистых отложений Восточно-Уральского поднятия // Металлогения древних и современных океанов — 2001. История месторождений и эволюция рудообразования. Миасс: Геотур, 2001. С. 292–295.

Сначёв А.В. Условия формирования углеродистых отложений Ильменогорско-Сысертской и Арамильско-Сухтелинской зон // Металлогения древних и современных океанов — 2002. Формирование и освоение месторождений в офиолитовых зонах. Миасс: ИМин УрО РАН, 2002. С. 263–267.

Сначёв А.В. Благородные металлы в углеродистых отложениях обрамления Ларинского купола (Арамильско-Сухтелинская зона Ю. Урала) // Геологический сборник № 4 / ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2004. С. 154–160.

Сначёв А.В., Рыкус М.В., Сначёв В.И. Благородные металлы в углеродистых отложениях южной части Арамильско-Сухтелинской зоны // Геологический сборник № 3 / ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2003. С. 180–185.

Сначёв В.И., Мавринская Т.М. Некоторые проблемы стратиграфии Полетаевской площади // Ежегодник—1994 / ИГ УНЦ РАН. Уфа, 1995. С. 33–34.

Созинов Н.А., Горбачев О.В., Чистякова Н.Н. и др. Углеродисто-фосфатные конкреции в докембрии и фанерозе (сходство и различия) // Конкреции докембрия. Л., 1989. С. 51–59.

Страхов Н.М. Гидродинамический механизм распределения $C_{орг}$, SiO_2 и $CaCO_3$ в океаническом осадконакоплении // Литология и полезные ископаемые. 1978. № 1. С. 19–27.

Таловина И.В., Лазаренков В.Г. Распределение и генезис платиноидов в никелевых рудах Сахаринского и Елизаветинского месторождений, Урал // Литология и полезные ископаемые. 2001. № 2. С. 134–141.

Тевелев Ал.В., Артюшкова О.В., Борисенко В.И. и др. Новые данные о возрасте и структуре палеозойских комплексов Сухтелинской зоны на восточном склоне Южного Урала // Бюлл.МОИП. Т. 73, Вып. 5. 1998. С. 63–65.

Тевелев Ал.В., Кошелева И.А. Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-уральское поднятие и Зауралье) М.: Изд-во МГУ, 2002. 120 с.

Тимофеев П.П., Холодов В.Н., Хворова И.В. Эволюция процессов осадконакопления на континентах и в океанах // Литология и полезные ископаемые. 1983. № 5. С. 3–23.

Феритатер Г.Б., Беа Ф. Геохимические особенности уральских гранитоидов, производных разных по составу магм // Геохимия. 1993. № 11. С. 1579–1599.

Феритатер Г.Б., Беа Ф. Геохимическая типизация Уральских офиолитов // Геохимия. 1996. № 3. С. 195–218.

Феритатер Г.Б., Бородин Н.С., Рапопорт М.С. и др. Орогенный гранитоидный магматизм Урала. Миасс: ИГЗ УрО РАН, 1994. 250 с.

Феритатер Г.Б., Малахова Л.В., Бородин Н.С. и др. Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии. М.: Наука, 1984. 264 с.

Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. М.: Изд-во МГУ, 1997. 320 с.

Фролова Т.И., Бурикова И.А., Гущин А.В. и др. Происхождение вулканических серий островных дуг. М.: Недра, 1985. 275 с.

Хворова И.В., Лисицина Н.А., Богданов Ю.А. Осадки рифтовой зоны хр. Рейкьянес (58° с.ш.) // Литология и полезные ископаемые. 1985. № 3. С. 12–23.

Холодов В.Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М.: Наука, 1973, 275 с.

Чехович П.А., Живкович А.Е. Редкоземельные элементы в пелагических известняках как индикаторы палеотектонической обстановки (нижнесергеевский меланж, Средний Урал) // ДАН СССР. 1991. Т. 316, № 3. С. 693–697.

Шаякубов Т.Н. Золоторудное месторождение Мурунтау. Ташкент, 1998. 539 с.

Юдович Я.Э., Беляев А.А., Кетрис М.П. Геохимия и рудогенез черных сланцев Пай-Хоя. СПб.: Наука, 1998. 366 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Химическая классификация осадочных горных пород. Сыктывкар: Коми фил. АН СССР, 1986. 34 с. (Сер. препр. «Науч. докл.»; Вып. 148).

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 271 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург, 1994. 304 с.

Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика // Геотектоника. 1995. № 6. С. 32–44.

Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геология и геодинамика Южного Урала (опыт геодинамического картирования). Екатеринбург: УРО РАН, 1998. 203 с.

Bea F., Fershtater G.B., Montero P. et al. Deformation-driven differentiation of granitic magma: The Stepninsk pluton of the Uralides, Russia // Lithos. 2005. V. 81. P. 209–233.

Boynon, W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies, in Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114,

Echtler H.P., Stiller M., Steinhoff F. et al. Preserved collisional crustal structure of the Southern Urals revealed by vibroseis profiling // Science. 1996. V. 274. P. 224–226.

Haskin M.A., Haskin L.A. Rare earth in European shales: a redetermination // Science. 1966. V. 154. P. 507–509.

Spadea P., Antonio M.D., Kosarev A. et al. Arc-Continent Collision in the Southern Urals: Petrogenetic Aspects of the Forearc-Arc Complex // American Geophysical Union. Washington, DC. 2002. P. 101–134.

Sun S.S. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. 46. P. 179–192.

Wakita H., Rey P., Schmitt R.A. Abundances of the 14 rare-earth elements and 12 other trace elements in Apollo 12 samples: five igneous and one breccia rocks and four soils // Pros. 2nd Lunar Sci. Conf. Oxford: Pergamon Press, 1971. P. 1319–1329.

П Р И Л О Ж Е Н И Я

Приложение 1

**Химические анализы отложений булатовской толщи
Арамилско-Сухтелинской зоны**

Лист 1 из 12

№.№ п/п	№.№ образцов	Выбор ка	Поло- са	Клас- тина	Порода	Разновидность
1	2	3	4	5	6	7
1	8	01	Сев.	IV	сланец	кремнисто-углеродистый
2	9	01	Сев.	IV	сланец	кремнисто-углеродистый
3	501	01	Сев.	IV	сланец	кремнисто-углеродистый
4	503	01	Сев.	IV	сланец	кремнисто-углеродистый
5	505	01	Сев.	IV	сланец	кремнисто-углеродистый
6	517	01	Сев.	IV	сланец	кремнисто-углеродистый
7	2066	01	Сев.	IV	сланец	
8	2438,2	01	Сев.	III	кварцит	углеродистый
9	2438,3	01	Сев.	III	сланец	
10	2441	01	Сев.	IV	кварцит	
11	2448	01	Сев.	III	сланец	углеродисто-кремнистый
12	2454	01	Сев.	III	сланец	углеродисто-кремнистый
13	7357	01	Сев.	IV	сланец	углерод.-глин.-кремнистый.
14	7357,2	01	Сев.	IV	сланец	углеродисто-глинистый
15	65/1	01	Сев.	IV	сланец	кремнисто-углеродистый
16	65/2	01	Сев.	IV	сланец	кремнисто-углеродистый
17	10	02	Сев.	III	сланец	кремнисто-углеродистый
18	11	02	Сев.	III	сланец	кремнисто-углеродистый
19	527	02	Сев.	III	сланец	кремнисто-углеродистый
20	565	02	Сев.	III	сланец	кремнисто-углеродистый
21	Ис-125/106	02	Сев.	III	сланец	кремнисто-углеродистый
22	1353	02	Сев.	III	сланец	
23	М-111/265,6	02	Сев.	III	сланец	углерод.-глин.-кремнистый
24	2415	03	Сев.	III	сланец	
25	2419	03	Сев.	III	сланец	
26	2419,3	03	Сев.	III	сланец	углеродисто-кремнистый
27	2420	03	Сев.	III	сланец	углеродисто-глинистый

Приложение 1

Лист 2 из 12

№№ п/п	Привязка	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
1	8	9	10	11	12	13	14	15	16
1	Куянбаева	94,42	0,06	1,75	0,05	0,43	0,01	0,21	0,27
2	Куянбаева	96,37	0,06	1,42	0,05	0,43	0,01	0,19	0,10
3	Куянбаева	96,34	0,06	1,26	0,07	0,52	0,01	0,58	0,20
4	Куянбаева	94,65	0,06	2,55	0,07	0,44	0,01	0,39	0,20
5	Куянбаева	92,99	0,14	3,81	0,11	0,42	0,03	0,09	0,42
6	Куянбаева	94,88	0,06	0,94	0,07	0,64	0,03	0,39	0,42
7	Куянбаева	96,94	0,05	0,97	0,05	0,50	0,01	0,32	0,10
8	В. Караси	95,24	0,04	0,86	0,02	0,40	0,01	0,02	0,72
9	оз. Б. Теренкуль	92,16	0,12	1,66	0,09	0,50	0,01	0,12	0,10
10	оз. Б. Теренкуль	96,60	0,05	0,96	0,07	0,38	0,01	0,02	0,10
11	В. Караси	96,04	0,09	1,38	0,05	0,40	0,01	0,08	0,10
12	Куйсарينو	95,30	0,04	1,20	0,05	0,60	0,02	0,04	0,10
13	Куянбаева	76,66	0,53	5,89	0,90	3,52	0,04	8,48	0,10
14	Куянбаева	78,46	0,31	4,60	0,80	2,33	0,05	5,35	1,18
15	Куянбаева	95,70	0,01	0,78	0,07	0,02	0,01	0,29	0,70
16	Куянбаева	95,32	0,02	1,05	0,10	0,54	0,01	0,39	0,20
17	Непряхино	88,60	0,18	4,14	0,39	0,43	0,02	0,35	0,27
18	Непряхино	90,93	0,15	3,52	0,45	0,29	0,01	0,17	0,10
19	Непряхино	95,02	0,02	1,25	0,39	0,51	0,03	0,29	0,28
20	Непряхино	93,73	0,06	1,98	0,15	0,51	0,01	0,29	0,42
21	Непряхино	82,85	0,25	5,00	0,43	1,53	0,02	0,54	0,39
22	Непряхино	87,68	0,19	4,56	0,06	0,22	0,01	0,60	0,40
23	Непряхино	72,34	0,22	4,82	1,44	2,18	0,18	0,81	7,74
24	Малково	92,72	0,14	1,75	0,10	0,43	0,01	0,10	0,10
25	Малково	92,34	0,12	1,89	0,17	0,30	0,10	0,08	0,10
26	Малково	97,64	0,03	0,64	0,05	0,38	0,02	0,02	0,10
27	Малково	90,94	0,27	3,57	0,14	0,20	0,01	0,28	0,10

Приложение 1

Лист 3 из 12

№№ п/п	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	Сера	лпп	Сумма	S	ГМ
1	17	18	19	20	21	22	23	24	25
1	0,09	0,40	0,55	0,40	0,10	1,90	99,16	1564,30	0,024
2	0,09	0,33	0,06	0,40	0,10	0,54	99,65	1590,02	0,020
3	0,18	0,44	0,01	0,20	0,10	0,58	100,25	1573,78	0,020
4	0,08	0,40	0,01	0,20	0,10	1,58	100,46	1549,94	0,033
5	0,14	0,31	0,03	0,20	0,10	1,66	100,15	1518,88	0,048
6	0,14	0,25	0,08	0,20	0,10	1,66	99,56	1581,40	0,018
7	0,09	0,34	0,01	0,40	0,10	1,54	100,76	1596,44	0,016
8	0,08	0,24	0,54	0,66	0,10	1,14	99,29	1580,81	0,014
9	0,09	0,91	0,04	0,40	0,10	3,84	99,62	1571,03	0,026
10	0,07	0,29	0,04	0,66	0,10	1,02	99,51	1606,67	0,015
11	0,11	0,51	0,04	0,44	0,10	1,32	100,02	1591,75	0,020
12	0,09	0,45	0,02	0,66	0,10	2,72	100,49	1593,06	0,020
13	0,08	0,08	0,02	0,40	0,10	3,60	99,80	1034,01	0,14
14	0,10	0,15	0,70	0,40	0,10	4,88	98,91	1169,29	0,10
15	0,05	0,18	0,06	0,88	0,10	1,78	100,05	1583,86	0,009
16	0,06	0,31	0,03	0,22	0,10	1,98	100,01	1589,13	0,018
17	0,13	1,25	0,28	0,40	0,10	3,42	99,46	1469,50	0,058
18	0,15	1,08	0,07	0,40	0,10	2,62	99,54	1509,57	0,048
19	0,07	0,50	0,03	0,20	0,10	1,56	99,95	1575,84	0,023
20	0,08	0,63	0,08	0,22	0,10	2,12	100,08	1552,26	0,029
21	0,58	1,25	0,14	0,40	0,66	6,32	99,30	1390,24	0,09
22	0,24	1,71	0,01	0,40	0,10	4,40	100,07	1448,08	0,057
23	0,10	1,56	1,51	4,29	0,18	6,54	99,44	1016,80	0,12
24	0,10	0,89	0,06	0,40	0,10	3,76	100,08	1570,50	0,026
25	0,07	0,24	0,04	0,40	0,10	4,56	100,01	1578,07	0,027
26	0,08	0,16	0,06	0,40	0,10	0,80	99,83	1622,00	0,011
27	0,10	1,28	0,10	0,40	0,10	3,36	100,33	1507,44	0,046

Приложение 1

Лист 4 из 12

1	2	3	4	5	6	7
28	2424,4	03	Сев.	III	кварцит	углеродистый
29	2425	03	Сев.	III	кварцит	
30	Тв-3/2	15	Сев.	IV	сланец	углеродисто-кремнистый
31	2224	04	Центр	II	сланец	углеродисто-кремнистый
32	2226	04	Центр	II	микрокварцит	
33	7227	04	Центр	II	сланец	
34	7230,1	04	Центр	II	микрокварцит	
35	2203	05	Центр	III	микрокварцит	
36	7132	05	Центр	III	микрокварцит	
37	7246,1	05	Центр	III	сланец	углеродистый
38	7544	05	Центр	III	сланец	углеродисто-кремнистый
39	Ч6-3	05	Центр	III	сланец	углеродисто-кремнистый
40	2358	06	Центр	I	сланец	углерод.-глин.-кремнистый
41	2413,1	06	Центр	I	кварцит	
42	7247,3	06	Центр	I	сланец	углеродисто-кремнистый
43	7247,8	06	Центр	I	микрокварцит	
44	2406	07	Центр	II	сланец	углеродисто-глинистый
45	2406,3	07	Центр	II	сланец	
46	2406,5	07	Центр	II	сланец	ф-слюдисто-глинистый
47	2408	07	Центр	II	сланец	углеродисто-кремнистый
48	2409	07	Центр	II	кварцит	
49	2411	07	Центр	II	сланец	углеродисто-глинистый
50	2412	07	Центр	II	кварцит	
51	2401	08	Центр	II	сланец	углеродисто-кремнистый
52	2402	08	Центр	II	сланец	углеродисто-кремнистый
53	2404	08	Центр	II	сланец	
54	2404,1	08	Центр	II	сланец	углеродисто-кремнистый
55	2405	08	Центр	II	сланец	углеродисто-глинистый
56	2405,5	08	Центр	II	сланец	

Приложение 1

Лист 5 из 12

1	8	9	10	11	12	13	14	15	16
28	Чебаркуль	95,94	0,07	1,32	0,02	0,38	0,02	0,08	0,10
29	Чебаркуль	96,18	0,06	1,22	0,05	0,40	0,02	0,06	0,10
30	Щапино	95,10	0,06	0,40	1,80	–	–	0,60	0,20
31	Кундравы	95,94	0,07	1,32	0,02	0,38	0,02	0,08	0,10
32	Кундравы	86,78	0,27	5,16	0,20	0,50	0,01	0,30	0,14
33	Кундравы	89,60	0,01	1,48	0,05	0,57	0,01	0,71	0,85
34	Кундравы	93,60	0,03	0,74	0,05	0,64	0,04	0,08	0,28
35	Ступино	95,12	0,03	0,74	0,01	0,50	0,03	0,06	0,78
36	Ступино	94,02	0,04	0,98	0,12	0,64	0,01	0,09	0,09
37	Мельниково	93,36	0,01	0,67	0,06	0,64	0,01	0,16	0,71
38	Малково	94,92	0,06	0,87	0,07	0,64	0,01	0,60	0,57
39	Малково	96,00	0,06	0,70	0,30	–	–	0,30	0,18
40	Темир	91,72	0,12	3,03	0,36	0,35	0,01	0,40	0,42
41	Темир	97,32	0,06	1,14	0,22	0,33	0,01	0,02	0,24
42	Темир	90,38	0,23	3,66	0,28	0,36	0,01	0,26	0,43
43	Темир	89,32	0,25	4,66	0,05	0,28	0,02	0,20	0,36
44	г. Крутая	90,36	0,25	3,94	0,60	0,61	0,04	0,60	0,35
45	г. Крутая	91,58	0,21	3,57	0,28	0,36	0,02	0,36	0,48
46	г. Крутая	95,40	0,12	2,52	0,27	0,21	0,01	0,20	0,35
47	г. Крутая	97,00	0,03	0,30	0,05	0,46	0,01	0,18	1,74
48	г. Крутая	96,64	0,02	0,30	0,04	0,56	0,03	0,06	0,21
49	Уштаганка	93,72	0,14	1,74	0,05	0,53	0,01	0,16	0,10
50	Уштаганка	97,14	0,04	0,78	0,05	0,60	0,03	0,02	0,10
51	Крыжановка	93,88	0,14	1,29	0,11	0,28	0,01	0,32	0,21
52	Крыжановка	96,56	0,05	0,26	0,12	0,50	0,01	0,22	0,35
53	р. Карасу	94,00	0,14	2,54	0,31	0,64	0,01	0,34	0,21
54	р. Карасу	96,04	0,05	0,84	0,11	0,28	0,01	0,22	0,21
55	Крыжановка	89,50	0,41	2,29	0,42	0,43	0,01	0,58	0,10
56	Крыжановка	95,54	0,03	0,73	1,10	0,78	0,01	0,08	0,07

Приложение 1

Лист 6 из 12

1	17	18	19	20	21	22	23	24	25
28	0,08	0,44	0,02	0,40	0,10	1,50	99,90	1597,08	0,019
29	0,08	0,42	0,09	0,66	0,10	1,52	100,13	1594,75	0,018
30	0,06	0,08	0,01	–	–	1,40	99,71	1576,41	0,02
31	0,08	0,44	0,02	0,40	0,10	1,50	99,90	1597,08	0,019
32	0,53	1,58	0,04	0,40	0,10	3,86	99,36	1440,54	0,071
33	0,23	0,63	0,02	0,40	0,10	4,48	98,64	1525,78	0,024
34	0,47	0,40	0,08	0,40	0,10	2,18	98,59	1593,09	0,016
35	0,50	0,35	0,01	0,40	0,10	1,46	99,58	1582,65	0,013
36	0,45	0,37	0,01	0,55	0,10	2,18	99,00	1591,48	0,019
37	0,25	0,33	0,01	0,40	0,10	2,36	98,55	1582,96	0,015
38	0,12	0,20	0,09	0,40	0,10	1,00	99,14	1567,58	0,017
39	0,06	0,08	0,06	–	–	1,48	99,02	1615,52	0,011
40	0,27	0,93	0,20	0,40	0,10	2,40	100,20	1503,14	0,042
41	0,06	0,37	0,03	0,40	0,10	0,32	100,10	1598,18	0,018
42	0,22	1,00	0,31	0,40	0,10	1,68	98,81	1488,16	0,050
43	0,45	1,36	0,29	0,40	0,10	1,62	98,81	1462,79	0,059
44	0,13	1,79	0,39	0,40	0,10	1,94	100,99	1447,41	0,060
45	0,07	1,33	0,16	0,40	0,10	2,46	100,88	1486,60	0,048
46	0,03	0,56	0,03	0,40	0,10	1,14	100,83	1547,67	0,033
47	0,05	0,21	0,09	0,55	0,10	0,92	100,99	1564,31	0,009
48	0,07	0,22	0,03	0,40	0,27	1,86	100,04	1619,30	0,010
49	0,11	0,77	0,07	0,40	0,10	2,46	99,74	1570,23	0,026
50	0,10	0,23	0,03	0,40	0,10	0,60	99,58	1613,25	0,015
51	0,06	1,00	0,01	0,40	0,10	2,52	99,83	1572,45	0,019
52	0,04	0,18	0,03	0,40	0,10	1,66	99,98	1611,68	0,010
53	0,08	0,79	0,03	0,40	0,10	1,86	100,96	1532,32	0,039
54	0,04	0,36	0,03	0,40	0,10	2,04	100,22	1601,92	0,013
55	0,09	2,28	0,04	0,55	0,10	3,68	99,80	1496,77	0,040
56	0,05	0,25	0,05	0,55	0,10	1,79	100,48	1583,91	0,028

Приложение 1

Лист 7 из 12

1	2	3	4	5	6	7
57	Мс-5	09	Юг	I	сланец	углеродисто-кремнистый
58	Н-04	09	Юг	I	сланец	углеродисто-кремнистый
59	Н-05	09	Юг	I	сланец	углеродисто-кремнистый
60	Н-07	09	Юг	I	сланец	углеродисто-кремнистый
61	Н-09	09	Юг	I	сланец	углеродисто-кремнистый
62	Н-11	09	Юг	I	сланец	светло-серый
63	Н-15	09	Юг	I	сланец	углеродисто-кремнистый
64	Н-18	09	Юг	I	сланец	углеродисто-кремнистый
65	Н-21	09	Юг	I	сланец	углеродисто-кремнистый
66	Н-24	09	Юг	I	сланец	углеродисто-кремнистый
67	Н-25	09	Юг	I	сланец	углеродисто-кремнистый
68	Ник-01/2	09	Юг	I	сланец	углеродисто-кремнистый
69	Ник-03	09	Юг	I	сланец	углеродисто-кремнистый
70	Ник-08	09	Юг	I	сланец	углеродисто-кремнистый
71	Ник-10/6	09	Юг	I	сланец	углеродисто-кремнистый
72	Ник-12/1	09	Юг	I	сланец	углеродисто-кремнистый
73	Ник-12/2	09	Юг	I	сланец	углеродисто-кремнистый
74	Ник-13	09	Юг	I	сланец	углеродисто-кремнистый
75	Ник-2/1	09	Юг	I	сланец	углеродисто-кремнистый
76	Ник-4/3	09	Юг	I	сланец	углеродисто-кремнистый
77	Ник-7/1	09	Юг	I	сланец	углеродисто-кремнистый
78	Пл-5400-1	09	Юг	I	алевролит	углеродистый
79	Пл-5401	09	Юг	I	сланец	углеродисто-серицит-кремн.
80	Ув-05/1	09	Юг	I	сланец	углеродисто-кремнистый
81	4	10	Юг	I	сланец	кремнисто-углеродистый
82	5	10	Юг	I	сланец	кремнисто-углеродистый
83	2322	10	Юг	I	сланец	кремнисто-углеродистый
84	2642	10	Юг	I	сланец	кремнисто-углеродистый
85	3114	10	Юг	I	сланец	кремнисто-углеродистый

Приложение 1

Лист 8 из 12

1	8	9	10	11	12	13	14	15	16
57	Маслово	89,50	0,11	4,09	0,50	–	–	2,00	0,50
58	Никольское	94,16	0,05	1,50	0,50	–	0,98	0,60	0,98
59	Никольское	92,00	0,04	3,70	1,20	–	0,57	0,20	0,01
60	Никольское	94,00	0,02	1,80	1,00	–	0,57	0,40	0,01
61	Никольское	95,80	0,02	1,00	1,00	–	0,43	0,50	0,43
62	Никольское	88,00	0,12	3,70	1,40	–	1,70	0,80	1,70
63	Никольское	86,80	0,09	4,60	2,80	–	0,85	1,40	0,03
64	Никольское	78,80	0,18	7,40	4,80	–	1,14	0,80	0,01
65	Никольское	59,45	0,53	11,40	7,60	–	8,80	0,40	0,06
66	Никольское	96,23	0,01	0,43	1,00	–	0,57	0,20	0,57
67	Никольское	90,00	0,09	3,83	0,80	–	0,57	0,80	0,57
68	Никольское	96,10	0,04	0,40	0,60	–	–	0,40	0,10
69	Никольское	98,10	0,02	0,15	0,30	–	–	0,20	0,10
70	Никольское	95,00	0,06	1,20	0,60	–	–	0,10	0,20
71	Никольское	94,60	0,06	0,40	0,10	–	–	0,60	0,18
72	Никольское	96,45	0,05	1,20	0,60	–	–	0,40	0,20
73	Никольское	97,00	0,05	0,60	0,40	–	–	0,40	0,10
74	Никольское	97,00	0,10	0,60	0,50	–	–	0,40	0,20
75	Никольское	96,00	0,02	0,60	0,30	–	–	0,40	0,28
76	Никольское	95,00	0,08	0,30	0,30	–	–	0,60	0,10
77	Никольское	97,75	0,03	0,30	0,30	–	–	0,30	0,20
78	Никольское	87,04	0,19	4,01	0,76	0,58	0,01	0,32	1,00
79	Никольское	87,70	0,38	6,48	0,61	0,38	0,01	0,72	0,36
80	Приданниково	85,00	0,29	6,30	1,55	–	–	0,60	0,20
81	Приданниково	91,57	0,18	3,76	0,17	0,64	0,01	0,05	0,71
82	Приданниково	95,28	0,03	0,95	0,25	0,64	0,01	0,20	0,28
83	Приданниково	96,20	–	0,35	0,37	0,97	0,03	0,63	0,50
84	Приданниково	95,10	0,12	1,09	0,05	0,65	0,03	0,41	0,29
85	Приданниково	95,82	0,03	0,60	0,43	–	0,05	0,19	0,57

Приложение 1

Лист 9 из 12

1	17	18	19	20	21	22	23	24	25
57	0,08	0,48	0,01	–	–	2,26	99,53	1427,37	0,053
58	0,25	0,03	0,18	–	–	0,83	99,09	1529,34	0,022
59	1,25	0,13	1,02	–	–	0,72	100,04	1481,07	0,054
60	1,00	0,05	0,27	–	–	0,52	99,63	1544,68	0,030
61	0,50	0,10	0,22	–	–	0,25	99,73	1558,93	0,021
62	1,25	0,10	0,74	–	–	2,70	100,51	1376,73	0,059
63	1,25	0,10	0,27	–	–	1,28	99,44	1372,14	0,09
64	1,88	0,81	0,67	–	–	3,66	99,15	1232,61	0,16
65	2,10	1,35	0,63	–	–	7,44	99,76	887,59	0,33
66	0,25	0,13	0,13	–	–	0,80	99,85	1584,23	0,015
67	1,25	0,13	0,22	–	–	0,80	99,49	1451,17	0,052
68	0,02	0,15	0,01	–	–	1,28	99,10	1615,91	0,011
69	0,01	0,02	0,00	–	–	0,10	99,00	1641,33	0,005
70	0,20	0,14	0,01	–	–	1,60	99,12	1600,02	0,020
71	0,08	0,15	0,22	–	–	2,94	99,33	1610,59	0,006
72	0,02	0,24	0,00	–	–	0,20	99,36	1590,24	0,019
73	0,03	0,07	0,01	–	–	0,60	99,26	1616,62	0,011
74	0,06	0,10	0,01	–	–	0,40	99,37	1609,12	0,012
75	0,05	0,15	0,00	–	–	1,90	99,70	1611,17	0,010
76	0,06	0,14	0,04	–	–	2,70	99,28	1614,85	0,007
77	0,06	0,02	0,00	–	–	0,20	99,20	1628,65	0,006
78	0,20	1,18	0,90	–	0,03	3,22	99,43	1433,72	0,064
79	0,20	1,75	0,57	–	0,03	3,36	102,54	1379,86	0,09
80	0,15	2,50	0,01	–	–	3,00	99,60	1371,94	0,10
81	0,27	1,00	0,29	–	0,10	1,76	100,41	1491,44	0,052
82	0,17	0,30	0,06	–	0,10	1,66	99,83	1593,14	0,020
83	–	0,16	0,02	–	0,02	1,18	100,41	1583,32	0,018
84	0,06	0,40	0,03	–	–	1,58	99,81	1585,13	0,020
85	0,06	0,24	0,00	–	–	1,76	99,75	1604,19	0,011

Приложение 1

Лист 10 из 12

1	2	3	4	5	6	7
86	5497	10	Юг	I	сланец	кремнисто-углеродистый
87	5667	10	Юг	I	сланец	кремнисто-углеродистый
88	6029	10	Юг	I	сланец	кремнисто-углеродистый
89	Мс-11	10	Юг	I	сланец	углеродистый
90	Мс-8/1	10	Юг	I	сланец	углеродистый
91	Пл-257	10	Юг	V	сланец	углеродистый
92	Пл-923-1	10	Юг	I	сланец	Углеродсодержащий
93	Пл-923-3	10	Юг	I	сланец	Углеродсодержащий
94	19	11	Юг	II	сланец	кремнисто-углеродистый
95	1050	11	Юг	II	сланец	кремнисто-углеродистый
96	1974	11	Юг	II	сланец	кремнисто-углеродистый
97	2036	11	Юг	II	сланец	кремнисто-углеродистый
98	9464	11	Юг	II	сланец	кремнисто-углеродистый
99	13/1	11	Юг	II	сланец	кремнисто-углеродистый
100	9464/10	11	Юг	II	сланец	кремнисто-углеродистый
101	9464/15	11	Юг	II	сланец	кремнисто-углеродистый
102	9464/19	11	Юг	II	сланец	кремнисто-углеродистый
103	9464/4	11	Юг	II	сланец	кремнисто-углеродистый
104	Б-62	11	Юг	II	сланец	кремнисто-углеродистый
105	Пл-905-1	12	Центр	III	сланец	углеродистый
106	Пл-905-2	12	Центр	III	сланец	углеродистый
107	Пл-905-3	12	Центр	III	сланец	углеродсодержащий
108	Пл-2715	13	Юг	V	алевролит	углеродисто-кварцевый
109	Пл-9057-1	13	Юг	V	кварцит	углеродистый
110	Пл-185	14	Юг	V	кварцит	графитистый
111	Пл-5092	14	Юг	V	кварцит	графитистый, пloyчатый
112	Пл-907-1	15	Юг	II	сланец	Углеродсодержащий
113	Пл-914-1	15	Юг	II	сланец	Углеродсодержащий

Приложение 1

Лист 11 из 12

1	8	9	10	11	12	13	14	15	16
86	Приданниково	94,67	0,06	1,32	0,62	–	–	0,19	0,29
87	Приданниково	90,12	0,18	3,58	0,39	–	–	0,29	1,14
88	Приданниково	94,77	0,04	0,80	0,42	–	0,10	0,09	0,57
89	Маслово	93,15	0,04	0,80	0,60	–	–	0,40	0,08
90	Маслово	95,60	0,06	0,88	0,60	–	–	0,60	0,08
91	Лесное	92,28	0,15	3,00	0,23	0,70	0,01	0,18	0,29
92	Приданниково	94,42	0,04	1,12	0,01	0,39	0,01	0,16	0,14
93	Приданниково	90,92	0,11	2,36	0,16	0,78	0,01	0,21	1,07
94	Булатово	75,83	0,42	7,73	2,04	0,29	0,01	0,40	2,76
95	Булатово	94,62	0,06	0,92	0,69	–	0,05	0,16	0,29
96	Булатово	96,88	–	–	0,37	1,11	0,03	0,31	0,28
97	Булатово	91,15	0,18	4,11	0,62	–	0,08	0,20	0,57
98	Булатово	79,43	0,50	8,81	0,66	0,56	0,02	0,82	1,63
99	Булатово	95,88	0,04	1,00	0,05	0,48	0,01	0,16	0,16
100	Булатово	89,71	0,21	4,49	0,08	0,71	0,01	0,63	0,63
101	Булатово	80,83	0,44	8,58	0,18	0,60	0,01	0,59	1,27
102	Булатово	92,45	0,10	3,15	0,22	0,92	0,01	0,49	0,50
103	Булатово	83,76	0,34	7,11	0,47	0,63	0,01	0,92	1,35
104	Булатово	94,05	0,10	1,27	0,20	1,33	0,07	0,51	0,40
105	Восточный	86,84	0,13	2,48	0,03	0,64	0,01	0,36	2,02
106	Восточный	91,62	0,11	2,10	0,26	0,35	0,02	0,64	0,36
107	Восточный	94,28	0,07	1,58	0,09	0,53	0,24	0,48	0,29
108	Степнинский	87,96	0,19	3,97	0,65	0,43	0,01	1,00	0,84
109	Кумляк	93,70	0,06	1,20	0,50	1,06	0,02	0,50	0,14
110	Магадеево	87,80	0,24	2,69	0,08	1,21	0,01	0,40	0,86
111	Кумляк	94,40	0,06	1,16	0,14	0,36	0,01	0,61	0,42
112	Заозерный	97,32	0,03	0,50	0,09	0,36	0,02	0,12	0,50
113	Токмакский	92,78	0,12	2,22	0,21	0,35	0,01	0,06	0,07

Приложение 1

Лист 12 из 12

1	17	18	19	20	21	22	23	24	25
86	0,08	0,40	0,02	–	0,03	2,42	100,07	1586,33	0,021
87	0,08	1,28	0,29	–	–	2,40	99,75	1474,45	0,046
88	0,06	0,26	0,00	–	0,01	2,94	100,05	1601,16	0,013
89	0,03	0,14	0,01	–	–	3,74	98,99	1604,20	0,015
90	0,08	0,15	0,01	–	–	1,40	99,38	1593,97	0,016
91	0,21	0,83	0,27	–	0,03	2,38	100,55	1523,84	0,044
92	0,16	0,36	0,02	–	–	2,64	99,47	1605,46	0,017
93	0,26	0,70	0,98	–	–	2,34	99,90	1502,03	0,038
94	0,47	2,10	2,17	0,66	0,10	4,94	99,16	1173,75	0,14
95	0,04	0,34	0,00	–	–	2,72	99,89	1598,17	0,018
96	–	0,17	0,01	–	–	0,62	99,78	1611,59	0,015
97	0,08	1,00	0,10	–	–	2,18	100,27	1486,78	0,054
98	0,08	2,62	0,93	0,33	0,10	4,18	100,18	1225,57	0,13
99	0,11	0,23	0,03	0,40	0,10	0,96	99,11	1601,14	0,016
100	0,06	1,00	0,18	0,44	0,10	1,68	99,39	1447,60	0,061
101	0,08	2,54	0,37	0,44	0,10	3,88	99,37	1273,82	0,12
102	0,22	0,66	0,06	0,20	0,10	1,34	100,12	1499,74	0,047
103	0,08	2,06	0,80	0,20	0,10	2,78	100,31	1303,31	0,10
104	0,22	0,39	0,04	–	–	0,86	99,44	1554,52	0,031
105	0,05	0,84	0,03	–	0,03	5,82	99,28	1472,71	0,038
106	0,10	0,05	0,15	–	0,03	4,56	100,35	1546,03	0,031
107	0,05	0,58	0,00	–	–	2,30	100,49	1564,91	0,024
108	0,22	1,25	0,03	–	0,02	3,50	100,07	1430,88	0,060
109	0,08	0,35	0,01	–	0,02	2,60	100,24	1567,37	0,030
110	0,30	1,27	0,14	–	0,05	3,69	98,74	1483,08	0,048
111	0,12	0,55	0,05	–	0,05	0,40	98,33	1569,41	0,018
112	0,04	0,14	0,28	–	–	0,92	100,32	1612,70	0,010
113	1,01	0,77	0,02	–	–	2,52	100,14	1556,04	0,031

Примечание: Прочерк в графе FeO — не определялся (сумма железа дана в графе Fe₂O₃), остальные прочерки — содержания ниже чувствительности метода. Заимствованные анализы: 1–6, 15–21, 85, 86, 98, 103 — Турбанов (1988 г.); 87, 100, 108 — Турбанов и др. (1969 г.); 88–92, 99, 101 — Турбанов и др. (1975 г.); 102, 104–107 — Юрецкий и др. (1982 г.)

Приложение 2

Содержания редкоземельных элементов в отложениях булатовской толщи Арамильско-Сухтелинской зоны

Лист 1 из 6

№№ п/п	№№ образцов	Выборка	Полоса	Пластина	Порода
1	2	3	4	5	6
1	2053	01	Север	IV	сланец
2	2438,1	01	Север	III	кварцит
3	2438,2	01	Север	III	кварцит
4	2447	01	Север	III	сланец
5	2448	01	Север	III	сланец
6	2454	01	Север	III	сланец
7	1353	02	Север	III	сланец
8	2419,3	03	Север	III	сланец
9	2420	03	Север	III	сланец
10	2424,1	03	Север	III	сланец
11	2424,3	03	Север	III	сланец
12	2424,4	03	Север	III	кварцит
13	Тв-3/2	15	Север	IV	сланец
14	7227,4	04	Центр	II	сланец
15	7246,1	05	Центр	III	сланец
16	Ми-98-56	05	Центр	III	сланец
17	Ми-98-60	05	Центр	III	сланец
18	Ч6-3	05	Центр	III	сланец
19	2358	06	Центр	I	сланец
20	7247,3	06	Центр	I	сланец
21	2406	07	Центр	II	сланец
22	2406,5	07	Центр	II	сланец
23	2408	07	Центр	II	сланец
24	2411	07	Центр	II	сланец
25	2401	08	Центр	II	сланец
26	2402	08	Центр	II	сланец
27	2404,1	08	Центр	II	сланец
28	2405	08	Центр	II	сланец
29	Пл-5/1	12	Центр	III	сланец
30	Пл-5/2	12	Центр	III	сланец
31	Мс-5	09	Юг	I	сланец
32	Н-11	09	Юг	I	сланец

Приложение 2

Лист 2 из 6

№№ п/п	Разновидность	Привязка	La	Ce	Pr
1	7	8	9	10	11
1	углеродистый	Куянбаева	14,40	29,60	3,42
2	углеродистый	В.Караси	14,90	33,80	4,30
3	углеродистый	В.Караси	3,94	9,40	1,31
4	кремнистый	Кумысный	2,88	5,80	0,69
5	углеродисто-кремнистый	Кумысный	10,50	22,80	2,99
6	углеродисто-кремнистый	Куйсарино	19,80	36,70	3,97
7		Непряхино	12,10	22,50	2,49
8	углеродисто-кремнистый	Малково	1,99	4,60	0,63
9	углеродисто-глинистый	Малково	20,00	36,50	3,85
10	углеродисто-кремнистый	Малково	9,73	21,80	2,79
11	углеродисто-кремнистый	Малково	13,00	27,20	3,21
12	углеродистый	Малково	18,60	36,60	4,17
13	кремнисто-углеродистый	Щапино	0,64	1,34	0,17
14	углеродистый	Кундравы	23,90	42,80	4,77
15	углеродистый	Мельниково	2,04	4,40	0,56
16	кремнисто-углеродистый	Ступино	8,15	16,50	1,95
17	кремнисто-углеродистый	Половинка	8,14	16,00	1,79
18	кремнисто-углеродистый	Малково	4,53	10,80	1,44
19	углеродисто-глинисто-кремнист.	Темир	9,69	16,70	1,70
20	углеродисто-кремнистый	Темир	25,40	36,80	3,10
21	углеродисто-кремнистый	г.Крутая	26,10	53,80	6,50
22	ф-слюдисто-глинистый	г.Крутая	15,60	27,90	2,91
23	углеродисто-кремнистый	г.Крутая	6,18	14,80	1,97
24	углеродисто-глинистый	Уштаганка	11,10	22,30	2,60
25	углеродисто-кремнистый	Крыжановка	3,55	6,98	0,74
26	углеродисто-кремнистый	Крыжановка	6,86	15,00	1,90
27	углеродисто-кремнистый	р.Карасу	4,28	9,50	1,21
28	углеродисто-глинистый	Крыжановка	38,80	70,00	7,48
29	углеродсодержащий	Восточный	11,7	23,0	2,81
30	углеродсодержащий	Восточный	10,1	26,5	3,85
31	кремнисто-углеродистый	Маслово	4,02	7,90	0,82
32	Светло-серый	Никольское	3,11	5,72	0,62

Приложение 2

Лист 3 из 6

№ п/п	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
1	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
1	13,90	3,63	0,66	4,40	0,64	3,82	0,81	2,26	0,34	1,74	0,29
2	19,80	5,77	1,14	6,71	0,96	5,30	1,12	2,92	0,42	1,95	0,33
3	5,97	1,83	0,19	2,26	0,32	1,80	0,38	1,01	0,15	0,75	0,12
4	2,90	0,78	0,18	0,95	0,14	0,82	0,18	0,50	0,07	0,40	0,06
5	13,10	3,82	0,31	4,41	0,60	3,08	0,62	1,52	0,20	1,00	0,15
6	14,60	3,62	0,53	4,22	0,59	3,07	0,63	1,56	0,22	1,09	0,17
7	9,30	2,37	0,17	3,00	0,47	2,74	0,59	1,60	0,24	1,30	0,22
8	3,03	0,94	0,02	1,31	0,20	1,19	0,27	0,74	0,11	0,62	0,10
9	14,10	3,37	0,44	4,30	0,63	3,62	0,77	2,07	0,30	1,60	0,26
10	12,20	3,60	0,75	5,14	0,81	4,90	1,13	3,22	0,48	2,70	0,45
11	13,40	3,58	0,66	4,23	0,59	3,00	0,61	1,50	0,20	1,00	0,15
12	17,10	4,40	0,92	4,57	0,60	2,98	0,56	1,32	0,17	0,78	0,11
13	0,70	0,20	0,01	0,27	0,04	0,25	0,05	0,14	0,02	0,11	0,02
14	17,90	4,13	0,39	4,85	0,76	4,60	1,09	3,01	0,46	2,65	0,45
15	2,47	0,68	0,12	0,92	0,14	0,84	0,19	0,54	0,08	0,46	0,08
16	7,47	2,01	0,28	1,70	0,20	0,93	0,17	0,34	0,04	0,17	0,02
17	7,00	1,77	0,11	2,20	0,34	2,00	0,45	1,30	0,20	1,11	0,18
18	7,00	2,17	0,54	3,80	0,63	4,02	0,98	2,92	0,47	2,80	0,52
19	6,00	1,28	0,56	1,80	0,28	1,75	0,41	1,17	0,18	1,02	0,17
20	9,00	1,81	0,26	2,02	0,31	1,80	0,40	1,10	0,16	0,88	0,14
21	25,80	7,30	1,41	8,80	1,25	7,00	1,46	3,94	0,54	2,78	0,44
22	10,10	2,43	0,11	2,79	0,38	2,05	0,42	1,08	0,15	0,72	0,11
23	8,91	2,72	0,35	2,00	0,23	1,10	0,19	0,40	0,05	0,19	0,03
24	10,80	2,83	0,28	3,90	0,58	3,29	0,70	1,92	0,28	1,53	0,25
25	2,81	0,68	0,19	0,92	0,14	0,87	0,20	0,58	0,09	0,50	0,09
26	8,00	2,37	0,26	2,53	0,32	1,60	0,32	0,72	0,09	0,44	0,06
27	5,08	1,41	0,47	1,59	0,22	1,17	0,23	0,59	0,08	0,40	0,06
28	26,90	6,22	0,04	7,20	1,08	5,97	1,26	3,36	0,47	2,45	0,39
29	11,6	3,2	0,34	4,0	0,57	3,09	0,65	1,72	0,24	1,23	0,19
30	20,0	6,56	0,94	8,7	1,2	6,41	1,29	3,28	0,44	1,98	0,31
31	3,10	0,74	0,03	1,08	0,18	1,19	0,30	0,90	0,15	0,91	0,17
32	2,31	0,57	0,09	0,67	0,11	0,59	0,13	0,34	0,05	0,28	0,05

Приложение 2

Лист 4 из 6

1	2	3	4	5	6
33	Н-24	09	Юг	I	сланец
34	Н-25	09	Юг	I	сланец
35	Н-4	09	Юг	I	сланец
36	Н-5	09	Юг	I	сланец
37	Н-7	09	Юг	I	сланец
38	Н-9	09	Юг	I	сланец
39	Ник-1/2	09	Юг	I	сланец
40	Ник-10/6	09	Юг	I	сланец
41	Ник-12/1	09	Юг	I	сланец
42	Ник-12/2	09	Юг	I	сланец
43	Ник-13	09	Юг	I	сланец
44	Ник-2/1	09	Юг	I	сланец
45	Ник-3	09	Юг	I	сланец
46	Ник-4/3	09	Юг	I	сланец
47	Ник-7/1	09	Юг	I	сланец
48	Ник-8	09	Юг	I	сланец
49	Мс-11	10	Юг	I	сланец
50	Мс-8/1	10	Юг	I	сланец
51	Пл-3632	11	Юг	II	алевролит
52	Пл-3633	11	Юг	II	алевролит
53	Пл-3377-1	14	Юг	V	кварцит
54	Пл-3404-1	14	Юг	V	кварцит
55	Пл-5092	14	Юг	V	кварцит

Приложение 2

Лист 4 из 6

1	7	8	9	10	11
33	кремнисто-углеродистый	Никольское	9,27	19,10	2,29
34	кремнисто-углеродистый	Никольское	11,10	19,00	2,03
35	кремнисто-углеродистый	Никольское	5,76	11,70	1,41
36	кремнисто-углеродистый	Никольское	13,00	22,80	2,43
37	кремнисто-углеродистый	Никольское	5,48	11,40	1,43
38	кремнисто-углеродистый	Никольское	9,30	16,90	1,87
39	кремнисто-углеродистый	Никольское	2,61	6,40	0,91
40	кремнисто-углеродистый	Никольское	7,58	14,90	1,60
41	кремнисто-углеродистый	Никольское	0,69	1,56	0,22
42	кремнисто-углеродистый	Никольское	1,21	2,48	0,37
43	кремнисто-углеродистый	Никольское	0,66	1,61	0,23
44	кремнисто-углеродистый	Никольское	2,30	5,35	0,73
45	кремнисто-углеродистый	Никольское	1,19	2,54	0,33
46	кремнисто-углеродистый	Никольское	2,36	6,03	0,91
47	кремнисто-углеродистый	Никольское	3,38	6,98	0,85
48	кремнисто-углеродистый	Никольское	1,82	3,68	0,46
49	кремнисто-углеродистый	Маслово	2,20	5,98	0,95
50	кремнисто-углеродистый	Маслово	3,74	10,40	1,63
51	кремнистый, углеродсодержащ.	Булатово	0,9	2,97	0,57
52	углеродсодержащий	Булатово	0,98	2,26	0,32
53	углеродсодержащий	Магадеево	0,52	1,49	0,24
54	углеродсодержащий	Магадеево	3,69	8,42	1,06
55	графитистый, плойчатый	Гусары	0,71	1,62	0,22

Приложение 2

Лист 6 из 6

1	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
33	9,48	2,55	0,70	2,77	0,37	1,82	0,36	0,85	0,11	0,51	0,07
34	7,12	1,71	0,32	2,25	0,35	2,10	0,45	1,30	0,20	1,12	0,18
35	5,66	1,51	0,48	1,59	0,22	1,21	0,24	0,63	0,09	0,44	0,07
36	8,90	2,17	0,12	2,24	0,30	1,60	0,33	0,79	0,11	0,51	0,08
37	5,90	1,59	0,13	1,90	0,28	1,58	0,34	0,88	0,13	0,64	0,10
38	6,78	1,63	0,09	1,85	0,27	1,47	0,31	0,78	0,11	0,55	0,09
39	4,43	1,39	0,07	1,92	0,29	1,72	0,38	1,07	0,16	0,86	0,14
40	6,32	1,59	0,30	1,96	0,29	1,70	0,37	1,02	0,15	0,80	0,13
41	0,98	0,32	0,07	0,41	0,06	0,36	0,08	0,22	0,03	0,17	0,03
42	1,25	0,37	0,03	0,43	0,06	0,35	0,07	0,18	0,03	0,14	0,02
43	1,16	0,40	0,03	0,63	0,11	0,69	0,17	0,50	0,08	0,48	0,09
44	3,42	1,04	0,07	1,36	0,21	1,20	0,27	0,72	0,11	0,56	0,09
45	1,51	0,45	0,11	0,62	0,10	0,55	0,13	0,34	0,05	0,28	0,05
46	4,73	1,62	0,24	2,20	0,33	1,87	0,42	1,13	0,17	0,91	0,15
47	3,70	1,06	0,01	1,32	0,19	1,05	0,22	0,57	0,08	0,43	0,06
48	1,92	0,51	0,07	0,66	0,10	0,59	0,13	0,35	0,05	0,29	0,05
49	5,22	1,92	0,05	2,55	0,37	2,13	0,45	1,22	0,18	0,93	0,15
50	8,90	3,18	0,04	3,00	0,37	1,77	0,33	0,72	0,09	0,40	0,05
51	3,73	1,68	0,59	2,0	0,27	1,46	0,29	0,7	0,093	0,45	0,065
52	1,51	0,48	0,1	0,65	0,11	0,59	0,13	0,36	0,053	0,29	0,049
53	1,37	0,53	0,079	0,68	0,1	0,53	0,11	0,27	0,038	0,19	0,03
54	4,5	1,26	0,097	1,96	0,34	2,23	0,53	1,61	0,27	1,62	0,29
55	1,02	0,33	0,03	0,51	0,091	0,6	0,16	0,49	0,081	0,51	0,095

Приложение 3

Химический состав гипербазитов Арамильско-Сухтелинской зоны

Лист 1 из 2

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
№	9075	9070	9049	9163	9164	9101	9060	9186-1	9186	7360	7359	9088	9096
SiO ₂	40,72	41,08	41,71	41,80	42,85	42,00	42,68	40,80	37,32	38,90	41,92	39,95	41,01
TiO ₂	0,03	<0,01	0,02	0,01	0,01	<0,01	<0,01	0,08	0,02	0,21	0,02	<0,01	<0,01
Al ₂ O ₃	1,06	0,91	0,94	0,70	0,58	0,59	0,55	3,30	0,50	4,91	0,72	0,82	0,64
Fe ₂ O ₃	5,03	4,22	4,24	2,87	2,35	3,74	3,40	6,23	9,83	6,64	3,69	7,18	5,38
FeO	3,06	2,85	2,50	3,92	4,32	3,63	3,13	3,46	1,85	4,05	4,05	0,78	2,20
MnO	0,12	0,08	0,06	0,09	0,02	0,07	0,05	0,10	0,09	0,09	0,06	0,09	0,12
MgO	37,67	37,88	38,08	37,16	36,55	37,67	37,57	32,61	36,06	32,82	37,07	37,07	38,08
CaO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	2,94	0,59	0,59	<0,01	<0,01	<0,01
Na ₂ O	0,25	0,25	0,26	0,07	0,08	0,24	0,24	0,11	0,07	0,13	0,10	0,24	0,26
K ₂ O	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05
P ₂ O ₅	0,005	0,005	0,009	0,005	0,005	0,005	0,005	0,005	0,209	0,031	0,084	0,005	0,005
ппп	11,02	11,58	11,50	11,96	11,36	11,36	11,38	9,34	12,06	10,14	11,50	12,76	11,78
сумма	99,64	99,50	100,05	99,17	98,82	99,84	99,48	99,42	99,41	99,13	99,81	99,60	100,06
Cr	2491	2053	2579	1341	2217	1669	1669	1423	3832	2053	2053	2596	1960
Ni	1729	1965	2043	2515	2279	1650	1257	1179	1336	1729	1729	4670	1573
Co	94	87	71	63	102	79	87	134	71	71	71	163	120

Приложение 3

Лист 2 из 2

	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
№	9057-1	9084	Лр-4/1	Лр-6/1	Мс-14/1	Мс-15/2	Ам-8	Ам-16	Пл-12/20	Пл-12/22	Пл-12/19	Ам-34	Мг-2/1	Кул-1/1
SiO ₂	41,51	43,45	43,5	45,7	41,6	42	39,5	36	40,4	41,38	38,94	40,75	40,3	37,0
TiO ₂	0,01	<0,01	0,06	0,06	0,11	0,1	0,1	0,06	0,13	0,07	0,03	0,11	0,06	0,06
Al ₂ O ₃	0,64	0,54	1,8	1,1	2,6	2,1	0,6	1,1	4,65	0,98	1,57	1,1	1,2	1,08
Fe ₂ O ₃	4,27	1,85	7,3	6,3	8,5	8,5	14	14,5	4,73	8,08	9,85	9,3	6,8	10,0
FeO	3,13	5,05	-	-	-	-	-	-	4,54	2,8	3,48	-	-	-
MnO	0,07	0,09	0,05	0,06	0,13	0,02	0,09	0,1	0,13	0,19	0,15	0,08	0,05	0,09
MgO	37,67	37,07	35,8	33,6	36	36	35,2	36,4	33,41	34,06	35,24	37,0	38,4	38,0
CaO	0,05	<0,01	0,5	0,5	0,28	0,42	0,5	0,5	1,64	2,14	0,05	1,0	0,56	1,0
Na ₂ O	0,26	0,22	0,2	0,2	0,2	0,2	0,12	0,12	0,41	0,49	0,06	0,12	0,3	0,12
K ₂ O	0,05	0,05	0,1	0,05	0,03	0,03	0,05	0,05	0,08	0,08	0,07	0,05	0,03	0,06
P ₂ O ₅	0,005	0,005	сл.	сл.	0,01	сл.	сл.	сл.	0,027	0,009	0,005	0,01	0,02	0,01
ппп	11,86	11,56	10,36	11,72	10,44	10	9,76	11,24	10,3	9,42	10,82	9,68	11,88	12,6
сумма	99,96	100,42	99,67	99,29	99,9	99,37	99,92	100,1	100,5	99,7	100,21	99,2	99,6	100,02
Cr	2913	1543	2405	1879	1470	1300	1130	1670	2457	2016	2129	1773	1600	2350
Ni	4510	1967	1350	940	1840	1510	1140	830	990	450	760	835	1045	1060
Co	151	110	92	78	78	54	85	57	96	98	134	78	71	85

Примечание: 1–5 — Чебаркульский массив; 6, 7 — Травниковский массив, 8–11 — Байрамгуловский пояс; 12–15 — Казавский массив, 16, 17 — Ларинский купол; 18, 19 — Белово-Масловская группа, 20–24 — Аминевский массив, 25 — мелкие тела восточнее д. Аминово, 26 — Магадеевский массив, 27 — Куликовский массив. Здесь и далее содержания Cr, Ni, Co приведены в г/т, прочерк в графе FeO означает сумму в графе Fe₂O₃

Приложение 4

Химический состав пироксенитов и габброидов Арамильско-Сухтелинской зоны

Лист 1 из 2

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	9162	9046	9162-1	367-2	9101-1	7358	7361	9186-3	Пл-12/16	Пл-12/18	Пл-12/18	Ам-15/2	Пл-12/1	Пл-12/3
SiO ₂	46,48	45,48	46,16	63,64	48,04	46,02	49,54	51,26	53,58	50,56	48,02	44,00	54,02	52,16
TiO ₂	0,19	0,56	0,14	0,52	1,15	0,11	0,87	0,36	0,07	0,19	0,1	0,11	0,29	0,3
Al ₂ O ₃	4,20	12,84	14,80	16,00	15,79	21,30	14,58	17,07	2,77	4,99	1,28	16,9	17,45	11,06
Fe ₂ O ₃	3,17	4,22	1,30	1,77	3,07	1,44	3,22	2,05	2,21	1,54	4,37	9	1,8	2,16
FeO	4,12	7,83	3,20	4,06	7,54	2,91	7,40	3,41	6,03	6,16	3,34	–	3,61	5,4
MnO	0,15	0,20	0,08	0,09	0,17	0,06	0,11	0,06	0,12	0,19	0,2	0,12	0,1	0,16
MgO	27,54	10,61	12,45	2,50	7,54	8,50	8,50	6,88	21,22	18,95	26,06	13,0	6,25	12,71
CaO	6,41	15,17	13,70	4,83	11,09	14,73	10,90	14,73	10,95	13,36	10,28	12,5	8,93	10,33
Na ₂ O	0,10	0,97	1,62	5,00	4,00	1,87	2,46	2,75	0,4	0,64	0,36	1,54	4,9	2,7
K ₂ O	0,04	0,25	0,70	0,63	0,16	0,09	0,14	0,10	0,05	0,12	0,08	0,1	0,12	0,14
P ₂ O ₅	0,005	0,031	0,005	0,179	0,080	0,005	0,021	0,056	0,03	0,009	0,005	–	0,053	0,027
ppn	6,38	1,80	5,24	1,42	1,76	2,50	1,86	2,10	2,42	2,36	5,36	2,48	1,9	1,86
сумма	98,78	100,05	99,39	100,64	100,44	99,53	99,60	100,83	99,85	99,06	99,45	99,75	99,42	99,01
Cr	3729	113	181	–	74	–	116	119	1398	978	2102	600	230	464
Ni	300	150	200	–	490	–	310	220	70	180	930	160	470	147
Co	60	30	41	–	38	–	31	33	48	46	50	64	25	43

Приложение 4

Лист 2 из 2

	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
	Пл-12/11	Пл-12/13	Пл-12/17	Ам-32/2	Ам-31/1	Мг-5/1	Мг-5/2	Кд-4/1	Кул-7/1	Кул-5/1	Кул-8	Пл-8/3	Пл-8/5	Пл-8/1
SiO ₂	48,68	49,38	49,2	49,5	45,8	52,6	40,0	42,8	55,4	46,5	55,0	45,98	50,66	51,2
TiO ₂	0,1	0,14	0,13	0,11	0,11	0,57	0,4	0,53	0,06	0,45	0,29	1,82	1,58	2,5
Al ₂ O ₃	14,25	15,0	16,28	11,0	12,8	11,21	10,0	16,0	1,0	14,0	17,0	16,86	17,65	19,61
Fe ₂ O ₃	2,18	2,65	2,87	7,3	6,8	10,5	13,8	8,7	9,3	9,3	10,0	4,62	2,3	1,73
FeO	3,61	3,97	4,17	—	—	—	—	—	—	—	—	6,43	6,6	5,53
MnO	0,14	0,11	0,11	0,12	0,07	0,17	0,18	0,14	0,12	0,15	0,05	0,17	0,17	0,11
MgO	12,1	10,49	10,49	16,4	12,4	12,0	18,8	11,0	7,8	12,0	15,4	6,85	5,4	3,24
CaO	14,69	13,54	12,96	13,63	18,17	11,36	15,8	15,62	9,94	14,2	0,59	10,36	8,93	10,08
Na ₂ O	1,38	1,52	1,56	0,6	2,5	1,35	0,54	2,6	2,38	1,68	0,07	3,63	3,85	3,75
K ₂ O	0,08	0,12	0,12	0,08	0,06	0,28	0,08	0,07	0,63	0,5	0,09	0,4	0,49	0,48
P ₂ O ₅	0,011	0,04	0,01	0,01	0,01	0,08	0,01	0,02	—	0,03	—	—	—	—
ппп	1,94	2,8	2,06	0,7	1,74	0,08	0,41	1,76	11,38	0,72	0,52	0,98	0,26	0,6
сумма	99,16	99,77	99,96	99,45	100,46	100,2	100,02	99,24	98,01	99,53	99,01	98,1	97,89	98,83
Cr	299	320	345	743	277	462	510	316	1502	670	750	93	60	13
Ni	300	216	306	42	175	55	82	91	1325	190	140	230	80	30
Co	42	27	32	57	50	50	64	50	78	57	64	30	20	19

Примечание: 1–3 — Чебаркульский массив; 4, 5 — Травниковский массив, 6–8 — Байрамгуловский массив, 9–17 — Аминевский массив; 18, 19 — восточнее д. Аминово; 20, 21 — севернее Магадеевского массива, 22 — разрез у п. Кыдыш, 23–25 — Куликовский массив, 26–28 — Большая-Ковский массив. Название пород: 1, 9, 11, 21, 23 — пироксениты; 2–8, 12–20, 22, 24–28 — габбро; 10 — верлит

Приложение 5

Содержания РЗЭ в гипербазитах Арамильско-Сухтелинской зоны

	5	7	8	12	14	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
№	9164	9060	9186-1	9088	9057-1	Пр-4/1	Пр-6/1	Мс-14/1	Мс-15/2	Ам-8	Ам-16	Пл-12/20	Пл-12/22	Пл-12/19	Ам-34	Мг-2/1	Кул-1/1	Кул-1/2
La	0,36	0,45	0,80	0,18	0,22	0,35	0,14	0,1	0,26	0,4	0,52	0,22	0,39	0,072	0,33	0,14	0,21	0,18
Ce	0,90	1,03	1,24	0,50	0,70	0,87	0,32	0,29	0,69	0,86	1,09	0,68	0,91	0,19	0,86	0,26	0,43	0,34
Pr	0,13	0,14	0,12	0,08	0,14	0,12	0,039	0,05	0,11	0,1	0,14	0,13	0,12	0,033	0,13	0,028	0,055	0,039
Nd	0,69	0,66	0,35	0,48	0,90	0,6	0,17	0,28	0,57	0,39	0,59	0,82	0,53	0,18	0,63	0,11	0,23	0,15
Sm	0,20	0,21	0,07	0,18	0,40	0,19	0,05	0,11	0,21	0,11	0,17	0,37	0,16	0,066	0,21	0,021	0,066	0,04
Eu	0,27	0,03	0,11	0,04	0,07	0,012	0,012	0,009	0,024	0,031	0,013	0,036	0,01	0,062	0,064	0,016	0,053	0,024
Gd	0,33	0,34	0,15	0,35	0,67	0,27	0,11	0,24	0,3	0,19	0,23	0,59	0,26	0,13	0,3	0,051	0,13	0,09
Tb	0,06	0,06	0,03	0,06	0,12	0,043	0,022	0,047	0,046	0,035	0,036	0,1	0,047	0,023	0,046	0,01	0,026	0,02
Dy	0,44	0,43	0,26	0,44	0,75	0,27	0,16	0,36	0,28	0,26	0,22	0,61	0,34	0,17	0,28	0,077	0,19	0,17
Ho	0,12	0,11	0,07	0,12	0,18	0,061	0,043	0,11	0,063	0,066	0,05	0,15	0,085	0,045	0,064	0,022	0,054	0,054
Er	0,40	0,34	0,27	0,37	0,57	0,17	0,14	0,34	0,17	0,22	0,14	0,45	0,27	0,14	0,18	0,076	0,18	0,22
Tu	0,07	0,06	0,05	0,06	0,09	0,027	0,028	0,067	0,027	0,041	0,022	0,07	0,05	0,027	0,028	0,015	0,035	0,046
Yb	0,49	0,39	0,41	0,42	0,56	0,15	0,18	0,47	0,14	0,27	0,13	0,44	0,33	0,18	0,16	0,1	0,25	0,38
Lu	0,10	0,07	0,09	0,08	0,10	0,026	0,039	0,1	0,025	0,053	0,021	0,075	0,063	0,036	0,027	0,022	0,051	0,087

Примечание: Номера образцов соответствуют приложению 3

Приложение 6
Содержания РЗЭ в габро и пироксенитах Арамильско-Сухтелинской зоны

Лист 1 из 2

	1	2	3	5	7	8	9	10	11	12	13	14
№	9162	9046	9162-1	9101-1	7361	9186-3	Пл-12/6	Пл-12/8	Пл-12/18	Ам-15/2	Пл-12/1	Пл-12/3
La	1,10	1,80	0,69	0,30	0,88	0,55	0,16	1,0	0,68	0,32	0,45	0,35
Ce	2,52	5,00	1,18	1,43	2,90	1,90	0,58	2,27	1,59	0,88	1,57	1,41
Pr	0,36	0,81	0,20	0,39	0,56	0,39	0,12	0,32	0,22	0,14	0,31	0,33
Nd	1,80	4,70	0,41	3,90	3,65	2,78	0,82	1,48	1,09	0,71	2,24	2,75
Sm	0,53	1,74	0,10	2,33	1,62	1,28	0,4	0,46	0,37	0,25	1,02	1,36
Eu	0,12	0,23	0,55	0,65	0,70	0,22	0,038	0,023	0,16	0,022	0,25	0,064
Gd	1,03	2,74	0,19	3,80	2,12	1,98	0,74	0,7	0,5	0,37	1,53	1,78
Tb	0,20	0,41	0,04	0,60	0,34	0,31	0,14	0,12	0,079	0,06	0,23	0,24
Dy	1,49	2,48	0,36	3,70	2,01	1,89	0,91	0,74	0,47	0,38	1,39	1,35
Ho	0,42	0,52	0,11	0,85	0,46	0,43	0,23	0,18	0,11	0,085	0,32	0,28
Er	1,44	1,43	0,43	2,50	1,31	1,24	0,77	0,54	0,29	0,24	0,87	0,7
Tu	0,27	0,22	0,09	0,40	0,20	0,19	0,14	0,09	0,047	0,038	0,13	0,096
Yb	1,77	1,18	0,70	2,20	1,13	1,09	0,84	0,52	0,27	0,22	0,71	0,47
Lu	0,39	0,19	0,17	0,40	0,19	0,18	0,17	0,093	0,045	0,037	0,12	0,071

Приложение 6

Лист 2 из 2

	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
№	Пл-12/11	Пл-12/13	Пл-12/17	Ам-32/2	Ам-31/1	Мг-5/1	Мг-5/2	Кд-4/1	Куп-7/1	Куп-5/1	Куп-8	Пл-8/3	Пл-8/5	Пл-8/1
La	0,86	0,2	0,31	0,56	0,32	4,86	0,4	0,66	0,075	4,59	1,62	23,3	15,6	17,7
Ce	1,76	0,63	0,97	1,47	0,93	11,4	1,53	1,9	0,18	10,4	4,41	53,0	34,2	39,5
Pr	0,22	0,13	0,18	0,22	0,16	1,56	0,34	0,33	0,026	1,37	0,71	7,15	4,39	5,12
Nd	0,9	0,81	1,14	1,17	0,91	7,47	2,6	2	0,12	6,2	3,86	34,2	19,6	22,6
Sm	0,24	0,37	0,48	0,43	0,37	2,34	1,27	0,79	0,038	1,84	1,37	10,1	5,6	6,53
Eu	0,057	0,34	0,3	0,075	0,12	0,41	0,43	0,88	0,012	0,11	0,22	1,85	0,076	1,68
Gd	0,34	0,5	0,86	0,73	0,58	3,63	1,43	1,3	0,074	2,77	1,85	13,1	7,0	7,71
Tb	0,05	0,076	0,14	0,13	0,1	0,59	0,19	0,21	0,014	0,45	0,28	1,98	1,02	1,08
Dy	0,3	0,44	0,9	0,84	0,61	3,5	1,08	1,3	0,1	2,77	1,74	11,4	5,76	5,98
Ho	0,067	0,095	0,22	0,21	0,15	0,8	0,22	0,31	0,027	0,65	0,36	2,47	1,24	1,23
Er	0,18	0,25	0,65	0,67	0,44	2,3	0,54	0,89	0,089	1,9	0,98	6,75	3,31	3,18
Tu	0,28	0,037	0,11	0,11	0,068	0,37	0,072	0,14	0,016	0,3	0,15	0,98	0,46	0,44
Yb	0,15	0,19	0,63	0,68	0,42	1,97	0,36	0,82	0,11	1,72	0,78	5,21	2,44	2,03
Lu	0,026	0,033	0,11	0,13	0,071	0,36	0,05	0,14	0,021	0,3	0,13	0,85	0,39	0,34

Примечание: Номера образцов соответствуют приложению 4

Приложение 7

**Химический состав ордовикских базальтоидов маячной, поляковской и шеметовской свит
(собственные данные)**

Лист 1 из 3

№ п/п	То.оща	№ пробыг	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	F ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	поп	Сумма
1	Маячная	М-25/220.1	42.00	0.73	10.63	13.00	-	0.16	15.6	7.60	0.54	0.10	0.07	8.78	99.21
2	Маячная	М-25/220	41.40	0.83	10.71	12.02	-	0.15	16.2	8.52	2.02	0.10	0.07	7.20	99.22
3	Маячная	М-25/200.1	41.86	0.87	11.41	12.40	-	0.15	17.00	8.52	2.70	0.05	0.03	4.45	99.44
4	Маячная	М-25/200	41.20	0.87	10.00	12.80	-	0.16	18.6	7.95	1.35	0.05	0.03	7.08	100.09
5	Маячная	М-24/169.1	43.26	0.81	8.54	12.80	-	0.13	7.00	9.74	0.54	0.50	0.08	16.76	100.16
6	Маячная	М-24/169	43.40	0.81	8.54	12.80	-	0.14	7.90	9.66	0.54	0.50	0.13	16.88	101.30
7	Маячная	М-24/119	44.20	1.49	16.00	11.80	-	0.28	12.00	1.42	6.07	0.05	0.08	6.04	99.43
8	Маячная	М-24/110	43.19	1.57	16.53	17.50	-	0.28	11.00	1.42	3.30	0.05	0.12	6.10	101.06
9	Маячная	М-24/105.1	43.80	1.64	22.40	21.20	-	0.02	2.50	0.57	2.70	1.78	0.20	2.90	99.71
10	Маячная	М-24/105	43.20	1.54	22.30	20.60	-	0.02	2.40	0.86	4.08	2.50	0.21	2.02	99.73
11	Маячная	М-22/83.1	41.41	0.87	11.41	12.50	-	0.16	18.20	7.38	1.68	0.10	0.03	7.00	100.74
12	Маячная	М-22/83	41.41	0.87	11.45	12.50	-	0.16	18.20	7.10	1.68	0.10	0.03	7.10	100.60
13	Маячная	М-22/198.1	41.40	0.83	10.00	12.80	-	0.16	19.80	7.95	0.54	0.10	0.03	6.20	99.81
14	Маячная	М-22/198	41.53	0.83	10.00	12.80	-	0.16	19.80	7.95	0.54	0.10	0.03	5.80	99.54
15	Маячная	М-22/121	43.20	1.18	16.54	12.8	-	0.14	12.20	7.38	2.90	0.10	0.12	2.50	99.06
16	Маячная	М-22/107	43.20	1.18	16.54	13.00	-	0.13	11.20	8.52	3.38	0.10	0.12	2.62	99.99

Приложение 7

Лист 2 из 3

№ п/п	То-ща	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	F ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	пшп	Сушала
17	Маячная	М-22/103	43.19	1.02	10.00	12.80	-	0.16	19.60	8.20	1.35	0.25	0.06	3.50	100.13
18	Маячная	М-22/102.9	43.00	1.06	10.11	12.00	-	0.16	19.60	8.20	1.35	0.25	0.06	3.36	99.15
19	Поляковская	1288	48.38	1.16	16.96	1.43	7.30	0.09	9.04	9.59	3.78	0.30	0.06	0.96	99.05
20	Поляковская	1288-1	46.06	1.16	16.26	1.26	7.90	0.14	11.53	8.98	3.58	0.50	0.07	1.58	99.02
21	Поляковская	635-5	45.08	2.08	17.66	1.89	8.17	0.25	8.37	4.30	4.91	0.83	0.28	5.82	99.64
22	Поляковская	247	46.40	2.12	13.36	1.10	10.11	0.21	10.06	12.46	2.40	0.15	0.28	2.32	100.96
23	Поляковская	229-2	50.34	1.93	13.74	2.10	10.47	0.21	7.61	6.97	4.93	0.21	0.16	0.64	99.31
24	Поляковская	5563	51.34	2.24	14.18	2.73	7.85	0.16	6.76	8.94	4.89	0.20	0.21	0.66	100.16
25	Поляковская	229-8	52.06	2.05	14.03	1.81	8.79	0.21	7.96	6.68	5.82	0.27	0.18	0.74	100.60
26	Поляковская	5548-2	46.40	2.12	13.36	1.10	10.11	0.21	10.06	12.46	2.40	0.15	0.28	2.32	100.96
27	Поляковская	5550-3	47.62	1.00	15.21	3.18	6.64	0.15	8.69	11.73	2.47	0.23	0.09	2.00	99.01
28	Поляковская	676	48.34	1.54	16.31	1.64	7.78	0.24	8.22	10.05	2.82	0.46	0.11	2.10	99.61
29	Поляковская	1288-2	49.46	1.35	14.92	1.68	8.17	0.14	9.52	9.60	3.50	0.31	0.08	0.62	99.35
30	Поляковская	5549-1	46.28	1.56	14.10	2.43	9.58	0.17	8.89	11.00	2.50	0.14	0.14	1.78	98.57
31	Поляковская	243	48.58	1.76	14.10	1.45	10.18	0.21	8.25	11.30	2.59	0.25	0.17	0.98	99.82
32	Шеметовская	Мп-9/2	47.40	1.82	16.00	14.00		0.21	6.00	8.52	5.06	0.17	0.59	0.60	100.37
33	Шеметовская	Мп-9/1	44.00	1.44	16.00	13.00	-	0.18	9.00	10.49	4.05	0.12	0.14	0.68	99.10
34	Шеметовская	Мп-8/2	44.00	1.50	17.00	14.80	-	0.19	7.20	8.80	4.05	0.25	0.11	1.36	99.26

Приложение 7

Лист 3 из 3

№ п/п	Тоша	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	F ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
35	Шеметовская	Мп-8/1	47.50	1.22	15.00	12.00	—	0.16	7.60	11.93	4.05	0.08	0.07	0.20	99.81
36	Шеметовская	Лип-7	47.00	1.76	14.00	14.80	—	0.22	7.40	9.37	2.70	0.40	0.11	2.14	99.90
37	Шеметовская	Лип-6	50.60	1.80	15.00	13.80	—	0.21	7.80	5.94	3.40	0.50	0.11	0.44	99.60
38	Шеметовская	Лип-5	49.10	1.94	15.00	14.50	—	0.24	7.00	7.10	4.00	0.35	0.14	0.50	99.87
39	Шеметовская	Лип-3	50.00	1.69	15.00	13.00	—	0.19	7.40	7.10	3.84	0.50	0.11	0.82	99.65
40	Шеметовская	Лип-2	50.15	1.27	15.10	11.80	—	0.16	8.00	5.68	4.73	0.50	0.08	2.52	99.99
41	Шеметовская	Лип-1	48.00	1.58	14.70	12.80	—	0.17	7.40	9.37	4.50	0.30	0.10	0.74	99.66
42	Шеметовская	Кп-6/2	51.80	1.22	16.00	12.30	—	0.14	6.20	2.89	6.55	0.25	0.14	2.36	99.85
43	Шеметовская	Кп-6/1	47.60	1.80	14.50	13.60	—	0.19	6.40	10.19	4.25	0.50	0.11	1.00	100.14
44	Шеметовская	Вор-5	47.00	1.44	16.00	13.00	—	0.19	8.40	9.50	4.05	0.25	0.08	0.08	99.99
45	Шеметовская	Вор-4/1	47.00	1.44	16.00	14.10	—	0.18	7.00	9.64	4.00	0.50	0.10	0.08	100.04
46	Шеметовская	Вор-3/2	47.50	1.32	15.00	12.00	—	0.18	7.20	12.49	3.70	0.13	0.08	0.20	99.80
47	Шеметовская	Вор-2	50.00	1.32	14.00	13.00	—	0.19	7.80	9.90	3.36	0.12	0.08	0.20	99.97
48	Шеметовская	Вор-1	58.90	0.95	13.40	9.60	—	0.12	5.00	8.80	2.20	0.12	0.06	0.32	99.47

Примечание: пробы с №№ 1—18 отобраны из керна скважин г. Маячной; пробы с №№ 19—48 отобраны близ населенных пунктов: 19—31 — Золотой Пляж (окрестности оз. Турояк); 32—35 — Магадево, 36—41 — Ливневка, 42, 43 — Кильш, 44—48 — Воронцово

Приложение 8

Содержание (в г/т) RЭЭ и Sr, Ni и Co в базальтоидах маячной, поляковской и шеметовской свит (собственные данные)

Лист 1 из 3

№ п/п	Голша	№ пробы	Cr	Ni	Co	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu
1	Маячная	M-25/220.1	1881	960	85	2.72	6.99	1.07	5.50	1.93	0.78	3.00	0.51	3.12	0.74	2.23	0.36	1.90	0.37
2	Маячная	M-25/220	790	740	80	1.84	5.10	0.83	4.75	1.75	0.64	2.72	0.42	2.60	0.58	1.69	0.26	1.45	0.25
3	Маячная	M-25/200.1	1136	900	85	1.72	4.70	0.77	4.38	1.65	0.67	2.71	0.44	2.77	0.66	1.98	0.33	1.78	0.34
4	Маячная	M-25/200	1368	900	90	1.73	4.69	0.76	4.25	1.60	0.17	2.39	0.37	2.30	0.52	1.53	0.23	1.34	0.23
5	Маячная	M-24/169.1	1033	490	60	2.51	7.10	1.22	6.62	2.37	0.72	3.41	0.53	3.01	0.67	1.86	0.28	1.53	0.26
6	Маячная	M-24/169	1368	530	60	2.87	8.22	1.33	7.35	2.66	0.24	3.52	0.53	2.97	0.64	1.75	0.26	1.35	0.22
7	Маячная	M-24/119	575	170	45	3.11	9.00	1.44	8.00	3.00	0.30	4.32	0.63	3.70	0.79	2.22	0.33	1.73	0.28
8	Маячная	M-24/110	534	160	50	3.21	8.97	1.35	7.22	2.50	1.03	3.70	0.57	3.22	0.71	1.97	0.29	1.60	0.27
9	Маячная	M-24/105.1	595	260	60	16.30	35.90	4.78	22.10	6.32	2.53	9.01	1.44	8.78	2.00	5.90	0.89	5.03	0.89
10	Маячная	M-24/105	404	270	50	16.00	35.80	4.73	21.90	6.22	0.34	9.00	1.39	8.22	1.86	5.30	0.79	4.49	0.72
11	Маячная	M-22/83.1	1498	820	80	2.40	6.53	1.07	5.78	1.99	0.21	2.84	0.47	2.75	0.63	1.80	0.27	1.53	0.26
12	Маячная	M-22/83	1136	850	85	2.16	6.00	0.99	5.53	2.11	0.16	3.48	0.56	3.48	0.79	2.31	0.37	2.00	0.38
13	Маячная	M-22/198.1	1827	950	85	3.52	10.20	1.60	8.81	3.14	0.58	4.48	0.66	4.00	0.85	2.32	0.36	1.78	0.31
14	Маячная	M-22/198	1806	900	80	1.13	3.50	0.66	4.11	1.83	0.79	2.80	0.44	2.61	0.56	1.54	0.23	1.27	0.21
15	Маячная	M-22/121	356	250	60	0.96	3.30	0.67	4.72	2.11	0.26	3.00	0.47	2.71	0.58	1.57	0.23	1.24	0.20

Приложение 8

Лист 2 из 3

№ п/п	Голша	№ пробы	Cr	Ni	Co	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
16	Маячная	М-22/107	575	260	75	4,26	11,00	1,68	8,35	2,81	0,39	4,21	0,63	3,62	0,78	2,20	0,33	1,72	0,28
17	Маячная	М-22/103	917	900	75	0,91	3,10	0,61	4,10	1,94	0,27	3,20	0,53	3,25	0,75	2,25	0,36	1,96	0,37
18	Маячная	М-22/102.9	1054	980	75	0,74	2,70	0,59	4,30	2,04	0,25	3,15	0,52	3,04	0,70	2,03	0,33	1,75	0,32
19	Поляковская	1288	314	250	43	2,31	6,80	1,16	6,50	2,41	0,30	4,00	0,60	3,50	0,76	2,18	0,33	1,74	0,29
20	Поляковская	1288-1	295	440	44	1,94	5,98	1,07	6,40	2,48	0,96	4,35	0,67	4,28	0,99	2,80	0,45	2,57	0,44
23	Поляковская	229-2	139	210	55	1,20	4,60	1,07	8,00	4,25	1,68	7,30	1,18	7,21	1,68	4,82	0,71	4,27	0,69
26	Поляковская	5548-2	350	130	37	2,86	8,00	1,31	6,95	2,41	0,90	4,00	0,63	4,00	0,92	2,76	0,44	2,58	0,45
30	Поляковская	5549-1	120	130	46	2,10	6,70	1,30	7,66	3,20	1,21	4,91	0,80	5,00	1,21	3,62	0,56	3,28	0,57
32	Шеметовская	Мп-9/2	92	60	67	12,60	30,00	4,07	19,80	6,06	1,89	8,91	1,37	8,30	1,88	5,47	0,82	4,60	0,78
33	Шеметовская	Мп-9/1	260	90	64	2,22	6,92	1,29	7,72	3,10	0,15	4,70	0,76	4,80	1,17	3,48	0,54	3,30	0,56
34	Шеметовская	Мп-8/2	130	60	57	5,48	14,10	2,08	10,20	3,47	0,88	5,22	0,83	5,00	1,18	3,38	0,52	2,95	0,50
35	Шеметовская	Мп-8/1	430	90	57	2,77	8,03	1,31	7,22	2,57	1,05	4,21	0,65	4,22	0,99	2,81	0,46	2,70	0,47
36	Шеметовская	Лип-7	270	60	57	3,74	10,80	1,76	9,58	3,49	0,84	5,28	0,86	5,30	1,27	3,78	0,57	3,43	0,58
37	Шеметовская	Лип-6	167	60	50	4,02	11,50	1,89	10,00	3,58	0,80	5,30	0,83	4,93	1,14	3,22	0,48	2,73	0,45
38	Шеметовская	Лип-5	130	40	50	4,55	13,00	2,05	10,90	3,94	0,90	6,12	1,02	6,48	1,54	4,57	0,69	4,30	0,70
39	Шеметовская	Лип-3	280	90	50	4,07	11,50	1,87	10,00	3,62	1,30	5,90	0,96	6,00	1,41	4,27	0,64	3,90	0,64

Приложение 8

Лист 3 из 3

№ п/п	Голша	№ пробы	Cr	Ni	Co	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Ti	Yb	Lu
40	Шеметовская	Лин-2	300	80	50	3,69	9,90	1,46	7,53	2,59	1,11	4,32	0,67	4,35	1,03	2,99	0,47	2,75	0,49
41	Шеметовская	Лин-1	220	70	50	3,43	10,10	1,62	9,00	3,30	0,11	5,31	0,88	5,50	1,32	4,02	0,62	3,77	0,63
42	Шеметовская	Кл-6/2	92	50	54	4,04	10,30	1,48	7,48	2,45	0,32	3,48	0,54	3,03	0,67	1,86	0,28	1,51	0,25
43	Шеметовская	Кл-6/1	220	170	50	3,63	10,70	1,80	10,00	3,85	0,12	5,80	0,92	5,61	1,30	3,81	0,57	3,32	0,55
44	Шеметовская	Вор-5	250	70	50	3,17	9,30	1,48	8,30	3,10	0,94	4,99	0,80	5,00	1,20	3,52	0,55	3,31	0,56
45	Шеметовская	Вор-4/1	220	60	57	3,18	9,18	1,44	7,98	2,98	0,56	4,50	0,70	4,43	1,03	2,96	0,46	2,63	0,45
46	Шеметовская	Вор-3/2	380	90	54	3,16	9,07	1,42	7,87	2,84	1,44	7,37	0,66	4,11	0,92	2,63	0,41	2,18	0,39
47	Шеметовская	Вор-2	300	15	50	3,47	9,82	1,51	8,02	2,95	0,21	4,60	0,73	4,63	1,13	3,33	0,52	3,02	0,53
48	Шеметовская	Вор-1	220	40	40	2,41	6,65	1,08	6,00	2,13	0,22	3,50	0,58	3,60	0,83	2,50	0,41	2,24	0,42

Примечание: номера образцов соответствуют приложению 7

Приложение 9
Химический состав ордовикских базальтоидов булатовской, маячной, поляковской и шеметовской свит (заимствованные данные)

Лист 1 из 7

№ п/п	Толща	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
1	Булатовская	2543	50.13	0.72	15.26	2.93	8.90	0.18	5.75	11.04	2.80	0.60		1.14	99.45
2	Булатовская	2548	52.58	0.89	15.28	1.87	8.18	0.14	5.99	8.70	4.00	0.60	-	1.08	99.31
3	Булатовская	2557	52.66	0.90	16.24	3.04	6.55	0.20	5.76	7.67	4.80	0.60	-	1.86	100.28
4	Булатовская	2557-4	51.02	0.88	16.40	3.20	6.82	0.18	5.51	9.45	3.00	0.62	-	1.72	99.30
5	Булатовская	С-1569-24	52.45	0.85	15.66	3.20	9.37	0.22	3.90	9.03	3.00	0.60		1.78	100.06
6	Маячная	С-1/183,7	39.41	0.63	8.56	4.66	9.27	0.17	23.76	2.38	0.18	0.06	0.07	10.40	100.08
7	Маячная	С-1/197	40.10	0.53	10.24	1.72	6.96	0.21	19.34	5.02	0.08	0.06	0.02	14.62	99.36
8	Маячная	С-1/205	46.05	1.50	17.48	2.11	10.50	0.16	9.66	2.12	3.85	0.14	0.19	6.72	100.48
9	Маячная	С-1/214	37.85	0.51	9.50	1.44	9.35	0.17	18.05	6.35	0.08	0.06	0.03	16.20	99.59
10	Маячная	С-22/106	42.70	0.98	11.00	3.50	8.43	0.17	18.23	8.20	1.00	0.20	0.07	4.90	99.38
11	Маячная	С-22/115	43.66	1.20	17.56	3.56	7.45	0.14	10.03	8.46	2.74	0.71	0.09	4.96	100.56
12	Маячная	С-22/155	35.75	0.92	11.33	4.76	6.96	0.17	20.07	9.26	0.69	0.06	0.05	10.62	100.64
13	Маячная	С-22/208	41.34	0.54	8.95	2.35	6.39	0.18	12.60	12.60	0.18	0.08	0.04	15.04	100.29

Приложение 9

Лист 2 из 7

№ п/п	Толща	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
14	Маячная	C-22/230	42.50	1.00	12.65	3.93	7.53	0.17	17.42	6.45	1.84	0.12	0.07	6.60	100.28
15	Маячная	C-22/237	42.49	0.93	11.92	4.18	7.24	0.17	16.32	8.57	1.50	0.08	0.06	5.82	99.28
16	Маячная	C-22/240	49.81	0.84	10.70	2.56	6.44	0.15	13.27	8.18	3.31	0.09	0.06	3.72	99.13
17	Маячная	C-22/61	38.88	0.92	12.05	2.88	8.36	0.16	15.40	8.30	1.09	0.08	0.05	12.00	100.38
18	Маячная	C-22/76	47.54	1.06	10.17	2.21	5.90	0.13	11.79	10.16	3.34	0.12	0.07	6.76	99.25
19	Маячная	C-23/125	50.13	0.92	11.62	4.06	5.30	0.17	11.29	8.18	3.71	0.07	0.06	4.10	99.61
20	Маячная	C-23/146,5	50.80	0.70	9.23	2.13	6.85	0.16	14.60	8.45	3.31	0.15	0.05	3.16	99.59
21	Маячная	C-23/147,6	49.89	1.00	10.73	1.47	5.74	0.14	12.51	9.00	3.71	0.07	0.06	4.58	98.90
22	Маячная	C-23/239	41.04	0.70	9.62	1.50	14.91	0.31	6.16	7.09	0.48	0.19	0.09	16.80	98.89
23	Маячная	C-24/117	44.78	1.32	13.70	3.66	8.25	0.29	10.70	3.82	3.37	0.09	0.09	9.72	99.79
24	Маячная	C-24/138	36.19	0.64	14.93	2.76	10.78	0.12	19.15	2.59	0.30	0.10	0.05	12.52	100.13
25	Поляковская	N-429	41.53	1.94	16.31	15.91	-	0.23	7.80	14.04	0.72	0.90	0.18	-	99.56
26	Поляковская	SU-33	52.32	1.52	15.25	11.08	-	0.18	5.14	7.75	6.79	0.07	0.21	-	100.31
27	Поляковская	SU-35	51.29	0.83	15.65	8.76	-	0.20	5.89	10.70	5.40	1.09	0.18	-	99.99
28	Поляковская	SU-97	43.65	1.83	13.71	16.56	-	0.26	7.78	13.91	1.01	0.66	0.17	-	99.54

Приложение 9

Лист 3 из 7

№ п/п	Толща	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
29	Поляковская	SU-99	50.55	1.08	14.10	11.07		0.20	8.86	9.15	2.35	2.02	0.12		99.50
30	Поляковская	По-06	46.91	0.94	12.22	9.06	-	0.24	13.70	7.14	2.02	2.26	-	4.84	99.33
31	Поляковская	По-07	50.25	2.54	13.61	12.84		0.33	7.25	3.60	3.74	0.80		4.82	99.78
32	Поляковская	По-08	49.02	2.69	16.11	11.91	-	0.28	6.20	4.20	4.29	0.82	-	4.36	99.88
33	Поляковская	По-09	55.56	1.79	17.08	6.38	-	0.18	3.28	3.25	5.05	2.91	-	3.61	99.09
34	Поляковская	По-10	55.81	1.90	17.61	7.09	-	0.19	3.90	3.95	4.60	2.14	-	2.60	99.79
35	Поляковская	По-11	47.97	2.59	16.11	10.53		0.42	7.40	4.48	4.69	0.75		4.22	99.16
36	Поляковская	По-12	49.02	3.20	14.54	13.49	-	0.21	5.70	7.05	4.02	0.66	-	2.16	100.05
37	Поляковская	По-13	48.60	2.19	14.60	11.52	..	0.18	5.50	11.80	3.17	0.59	..	2.02	100.17
38	Поляковская	По-15	50.32	2.00	17.41	9.31	-	0.14	4.80	8.68	4.02	0.64	-	2.25	99.57
39	Поляковская	По-16	50.32	0.61	12.05	21.26	-	0.26	2.80	9.66	0.20	0.20	-	2.37	99.73
40	Поляковская	По-17	48.70	2.72	13.80	13.00	-	0.22	4.60	8.70	2.98	0.54	-	3.03	98.29
41	Поляковская	По-21	50.06	2.04	16.16	10.39		0.17	4.30	8.68	3.35	1.41		2.94	99.50
42	Поляковская	По-22	49.02	2.32	13.71	11.23	-	0.17	5.20	11.20	3.57	0.96	-	2.64	100.02
43	Поляковская	По-23	48.11	2.20	14.70	11.42	..	0.19	4.96	11.50	3.28	0.62	..	2.50	99.48

Приложение 9
Лист 4 из 7

№ п/п	Толща	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
44	Поляковская	По-24	48,50	1,15	13,00	8,86		0,16	11,96	10,40	2,95	1,28		1,84	100,10
45	Поляковская	По-27	48,40	2,75	15,00	12,87	-	0,31	7,70	3,70	2,25	2,57	-	3,77	99,32
46	Поляковская	По-28	46,14	2,65	15,69	12,22		0,20	8,10	7,00	3,05	1,80		3,26	100,11
47	Поляковская	По-29	47,71	3,48	14,92	13,68	-	0,20	4,80	6,72	3,05	1,76	-	3,15	99,47
48	Поляковская	По-30	48,17	2,50	15,95	11,38	-	0,25	6,74	5,12	3,13	1,85	-	3,38	98,47
49	Поляковская	По-31	49,84	1,38	13,73	12,80	-	0,29	6,64	7,50	3,47	0,24	-	2,99	98,88
50	Поляковская	По-33	48,50	1,82	14,65	12,83		0,19	7,10	8,70	3,26	0,75		3,04	100,84
51	Поляковская	По-34	47,81	2,37	13,30	15,28	-	0,22	6,36	8,68	3,17	0,82	-	2,57	100,58
52	Поляковская	По-35	49,80	1,52	13,95	13,44	..	0,21	6,40	7,84	3,05	0,21	..	2,97	99,39
53	Поляковская	По-36	46,60	1,74	14,90	12,00	-	0,19	7,60	11,60	2,90	1,05	-	2,09	100,67
54	Поляковская	По-39	52,16	0,79	12,22	9,43	-	0,15	8,36	8,68	3,57	1,08	-	2,76	99,20
55	Поляковская	По-42	50,21	2,30	13,03	13,60	-	0,22	7,55	5,46	2,76	0,44	-	3,56	99,13
56	Поляковская	По-43	49,90	1,60	14,40	11,96		0,20	6,30	7,60	3,15	0,75		3,23	99,09
57	Поляковская	По-45	49,67	1,61	15,11	11,17	-	0,22	7,20	9,66	3,31	0,46	-	2,25	100,66
58	Поляковская	По-46	45,88	1,96	16,08	14,18	..	0,21	7,24	10,14	2,45	0,23	..	2,25	100,62

Приложение 9

Лист 5 из 7

№ п/п	Толща	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
59	Поляковская	По-47	47.71	1.96	15.11	13.47		0.22	5.80	10.98	3.02	0.40		2.56	101.23
60	Поляковская	По-48	47.30	1.90	18.50	10.30	-	0.19	5.10	7.90	3.87	0.87	-	3.75	99.68
61	Поляковская	По-49	50.28	1.60	17.41	10.54		0.16	2.10	7.00	3.38	2.02		3.66	98.15
62	Поляковская	По-53	50.33	1.02	14.90	11.25	-	0.18	7.92	5.94	3.57	1.54	-	2.73	99.38
63	Поляковская	По-54	48.60	1.63	15.98	12.42	..	0.21	5.54	8.06	3.05	0.90	..	3.00	99.39
64	Поляковская	По-56	48.44	1.90	11.89	13.24	-	0.19	7.74	8.20	3.02	1.20	-	2.82	98.64
65	Поляковская	По-57	50.30	1.36	13.40	10.75	-	0.18	7.14	9.66	3.57	0.60	-	2.41	99.37
66	Поляковская	По-59	48.09	1.80	15.62	14.33	-	0.20	5.60	8.12	3.06	0.41	-	2.54	99.77
67	Поляковская	По-60	50.90	1.84	15.00	11.20	-	0.18	4.90	7.42	3.05	1.92	-	2.95	99.36
68	Поляковская	По-61	46.40	1.67	15.20	13.13	-	0.19	7.84	8.76	2.59	1.52	-	2.61	99.91
69	Поляковская	По-62	46.60	1.84	14.40	10.06		0.18	6.32	11.54	3.23	1.40		4.30	99.87
70	Поляковская	По-63	48.40	2.01	15.00	10.76	-	0.19	7.06	8.18	3.55	1.10	-	2.96	99.21
71	Шеметовская	Б-1019	51.01	1.43	17.17	5.84	7.78	0.21	6.83	4.81	4.34	0.58	-	-	100.00
72	Шеметовская	Б-1019/3	51.02	1.84	15.93	4.65	7.18	0.20	7.37	7.50	3.86	0.45	-	-	100.00
73	Шеметовская	Б-4022	51.53	1.95	14.08	3.75	9.11	0.20	6.39	8.09	4.29	0.60	-	-	99.99

Приложение 9
Лист 6 из 7

№ п/п	Толща	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
74	Шеметовская	Б-4025/1	51.53	1.41	15.44	1.69	8.33	0.17	8.29	8.72	4.28	0.16			100.02
75	Шеметовская	Б-4025/3	49.11	1.28	14.37	2.66	7.90	0.13	7.05	14.75	2.58	0.15	-	-	99.98
76	Шеметовская	Б-4026	52.62	1.68	13.51	3.42	7.94	0.17	7.17	8.05	4.42	1.01			99.99
77	Шеметовская	Б-4027/2	51.87	1.62	14.27	3.19	9.17	0.32	7.36	7.54	3.11	1.56	-	-	100.01
78	Шеметовская	БМ-2011	49.98	1.43	16.19	6.90	3.45	0.23	7.29	12.99	1.44	0.09	-	-	99.99
79	Шеметовская	БМ-2064	51.90	1.95	14.18	5.59	8.27	0.20	5.50	7.03	5.02	0.35	-	-	99.99
80	Шеметовская	БМ-2066	51.46	1.49	15.48	2.59	8.24	0.15	7.43	8.26	4.66	0.26	-	-	100.02
81	Шеметовская	БТ-1018/1	47.62	1.20	18.04	2.28	6.07	0.10	9.35	12.04	2.25	1.04	-	-	99.99
82	Шеметовская	БТ-1018/2	51.16	1.73	14.89	2.23	10.24	0.20	7.42	7.79	4.06	0.28	-	-	100.00
83	Шеметовская	БТ-1020	50.65	1.48	14.51	2.45	7.86	0.15	6.91	12.10	3.67	0.21	-	-	99.99
84	Шеметовская	БТ-1020/1	47.11	1.41	15.98	3.10	8.17	0.18	8.18	13.50	1.90	0.47	-	-	100.00
85	Шеметовская	БТ-1021	50.12	1.72	15.16	1.33	10.19	0.19	8.12	8.75	3.93	0.49	-	-	100.00
86	Шеметовская	В-2097	53.68	2.44	14.98	6.10	7.42	0.19	3.94	6.96	4.29	0.01	-	-	100.01
87	Шеметовская	В-2185	44.61	1.90	17.49	10.80	4.36	0.15	3.07	16.66	0.86	0.10	-	-	100.00
88	Шеметовская	В-2202	51.94	1.19	16.10	3.91	6.33	0.18	7.76	8.96	3.24	0.40	-	-	100.01

Приложение 9
Лист 7 из 7

№ п/п	Толща	№ пробы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ппп	Сумма
89	Шеметовская	Е-2024	50.09	1.94	14.87	5.60	7.84	0.20	6.00	9.49	3.81	0.15	—	—	99.99
90	Шеметовская	Е-2025	50.04	1.24	15.02	2.70	9.78	0.22	9.36	7.28	3.95	0.42	—	—	100.01
91	Шеметовская	Е-2025/1	51.52	1.35	14.68	5.35	5.98	0.19	7.68	8.38	4.53	0.35	—	—	100.01
92	Шеметовская	Е-2035/1	50.86	0.26	16.68	2.32	4.13	0.13	10.09	13.54	1.88	0.10	—	—	99.99
93	Шеметовская	Е-2208	48.89	0.82	13.49	5.75	5.23	0.19	9.93	13.28	1.79	0.63	—	—	100.00
94	Шеметовская	Е-2211	51.01	0.76	16.26	6.74	3.49	0.16	7.55	10.70	3.15	0.19	—	—	100.01
95	Шеметовская	Е-4005/1	50.99	1.48	16.27	3.80	7.46	0.21	7.00	7.82	4.05	0.91	—	—	99.99
96	Шеметовская	Е-4008	51.57	1.10	14.94	3.10	6.58	0.16	6.34	11.63	4.33	0.25	—	—	100.00
97	Шеметовская	Е-4008/1А	49.36	2.10	14.69	4.10	8.83	0.19	7.24	9.66	3.45	0.39	—	—	100.01
98	Шеметовская	Е-4008/1Б	51.23	1.67	14.07	2.74	9.59	0.21	6.77	9.21	4.16	0.35	—	—	100.00
99	Шеметовская	Е-4008/2	50.80	1.95	13.95	3.67	8.58	0.20	7.60	9.38	3.52	0.35	—	—	100.00
100	Шеметовская	Е-4022	46.51	1.60	12.93	4.77	10.45	0.25	10.81	9.27	1.87	1.54	—	—	100.00

Примечание: анализы заимствованы: 1–5 — Костарев, Баганин (1976 г.); 6–24 — Шалагинов и др. (1988 г.); 25–29 — Age-Continent Collision..., (2002); 30–70 — Салихов [2004]; 71–100 — Тевелев и др. (2002 г.)

Приложение 10
Содержание (в г/т) RЭэ и Cr, Ni и Co в базальтоидах маячной, поляковской и шеметовской свит
(заимствованные данные)

Лист 1 из 2

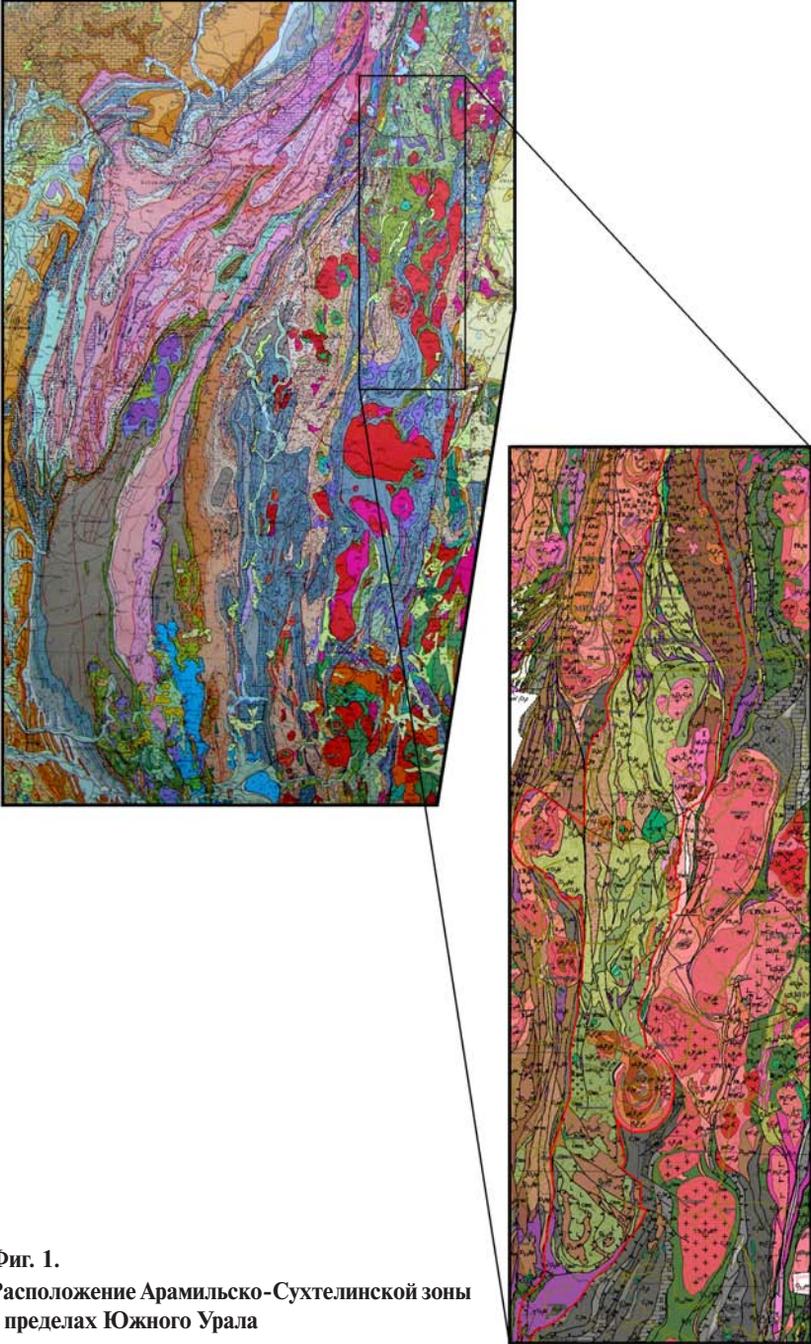
№ п/п	Толща	№ пробы	Cr	Ni	Co	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu
6	Маячная	C-1/183,7	2600	1179	110	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
7	Маячная	C-1/197	2258	1022	79	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
17	Маячная	C-22/61	821	707	79	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
25	Поляковская	N-429	137	2100	-	4,28	12,90	-	11,60	4,26	1,42	5,65	-	6,84	-	3,92	-	3,83	0,60
26	Поляковская	SU-33	81	39	-	7,30	19,70	-	16,30	5,40	1,67	7,03	-	7,96	-	4,88	-	4,66	0,72
27	Поляковская	SU-35	188	45	-	4,85	12,56	-	9,60	3,05	0,92	3,97	-	4,54	-	2,74	-	2,73	0,44
28	Поляковская	SU-97	120	67	61	4,28	13,24	2,21	11,49	4,02	1,31	5,91	1,02	7,04	1,56	4,31	0,65	4,14	0,64
29	Поляковская	SU-99	332	88	52	2,16	6,83	1,09	5,98	2,11	0,80	3,03	0,56	3,77	0,81	2,31	0,36	2,24	0,35
40	Поляковская	По-17	179	27	31	18,20	40,30	5,21	22,90	5,44	1,93	6,07	0,94	5,71	1,14	3,02	0,37	2,20	0,30
44	Поляковская	По-24	68	122	34	27,27	51,30	6,10	23,38	4,22	1,36	4,87	0,50	2,47	0,45	1,30	0,18	1,10	-
60	Поляковская	По-48	318	69	33	8,90	22,80	3,15	14,50	3,83	1,20	4,42	0,72	4,61	0,82	2,53	0,34	2,24	0,30
63	Поляковская	По-54	164	43	32	3,30	9,70	1,62	8,50	2,94	0,95	4,11	0,71	4,79	0,97	2,86	0,37	2,37	-
67	Поляковская	По-60	319	40	39	2,21	6,30	1,04	5,97	2,08	0,78	3,51	0,58	4,29	0,84	2,47	0,35	2,27	-

Приложение 10

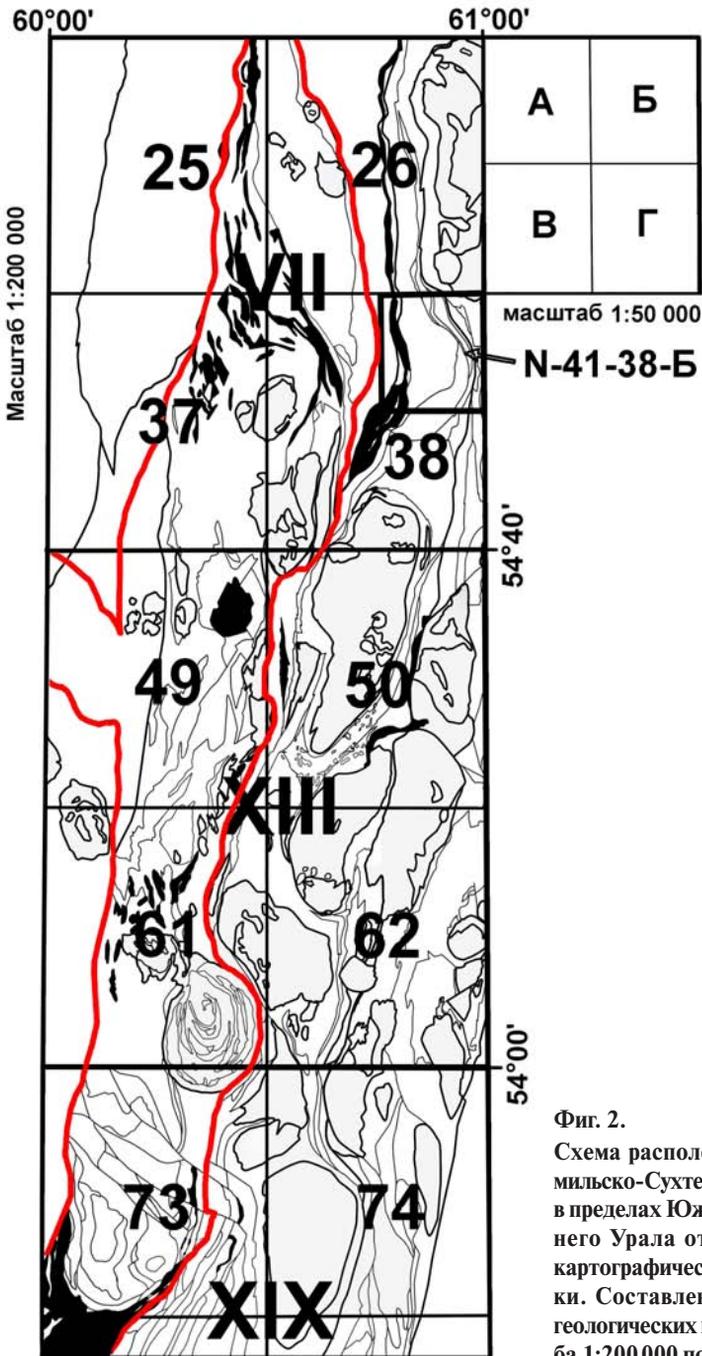
Лист 2 из 2

№ п/п	Толща	№ пробы	Cr	Ni	Co	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tu	Yb	Lu
71	Шеменовская	Б-1019	-	-	-	4.20	12.00	-	10.00	3.30	1.10	-	0.87	-	-	-	-	3.20	0.49
75	Шеменовская	Б-4025/3	-	-	-	5.40	13.00	-	11.00	3.50	1.00	-	0.80	-	-	-	-	3.00	0.48
76	Шеменовская	Б-4026	-	-	-	4.00	11.00	-	10.00	3.90	1.30	-	1.10	-	-	-	-	4.40	0.68
79	Шеменовская	БМ-2064	-	-	-	4.30	12.00	-	11.00	4.40	1.20	-	1.30	-	-	-	-	4.30	0.66
81	Шеменовская	БТ-1018/1	-	-	-	5.80	15.00	-	11.00	3.60	1.00	-	0.54	-	-	-	-	2.00	0.30
86	Шеменовская	В-2097	-	-	-	4.50	12.00	-	11.00	3.60	1.20	-	0.95	-	-	-	-	3.50	0.56
87	Шеменовская	В-2185	-	-	-	3.90	10.00	-	9.00	3.20	1.20	-	0.83	-	-	-	-	3.10	0.50
88	Шеменовская	В-2202	-	-	-	4.30	11.00	-	9.20	3.20	0.88	-	0.69	-	-	-	-	3.00	0.47

Примечание: номера образцов соответствуют приложению 9, прочерк — элемент не определялся



Фиг. 1.
Расположение Арамильско-Сухтелинской зоны
в пределах Южного Урала

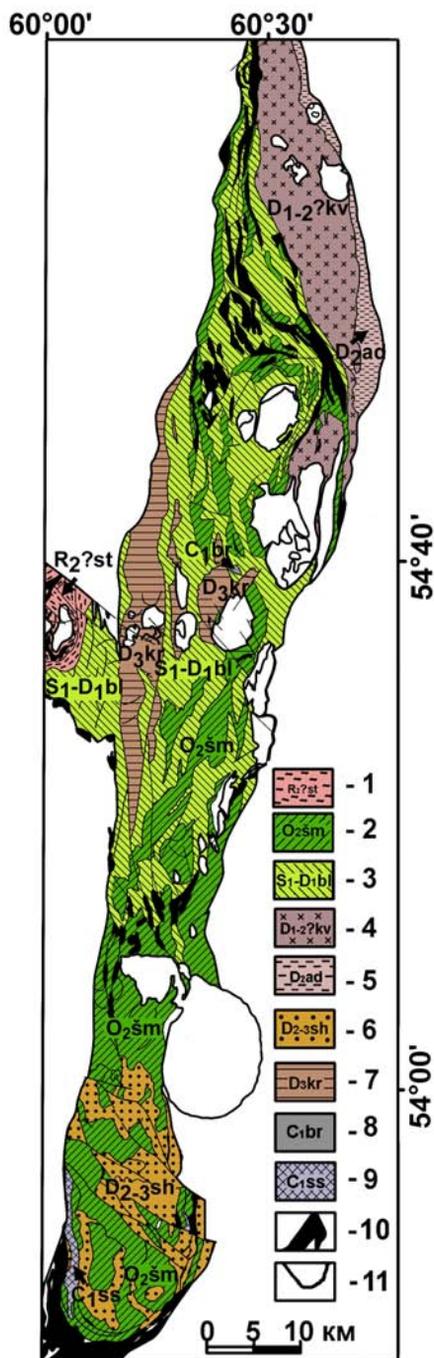


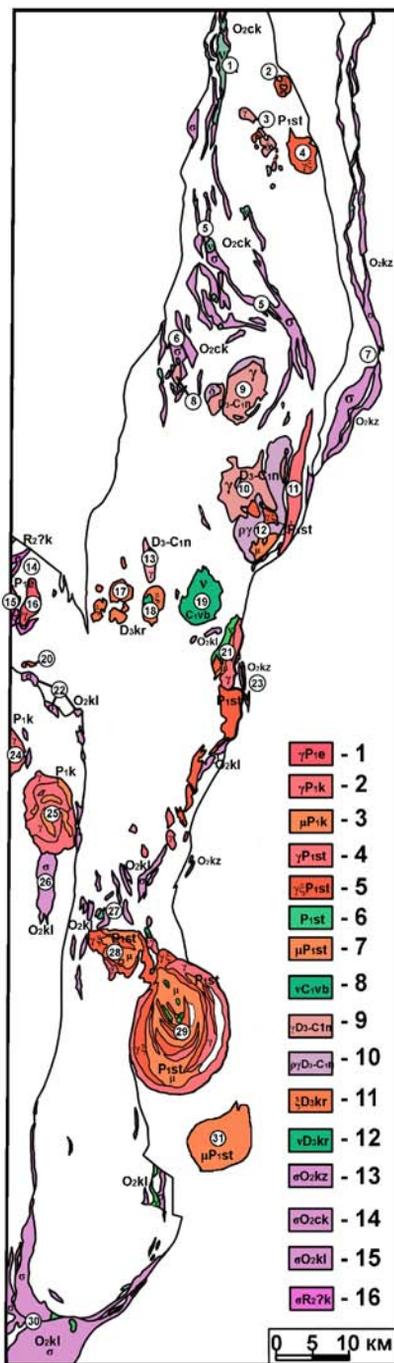
Фиг. 2.
 Схема расположения Арамьско-Сухтелинской зоны в пределах Южного и Среднего Урала относительно картографической разграфки. Составлена на основе геологических карт масштаба 1:200 000 по ГДП-200

Фиг. 3.

Схематическая геологическая карта стратифицированных отложений Арамилско-Сухтелинской зоны и Ларинского купола. Составлена по материалам: В.И. Петрова, А.В. Моисеева, А.В. Тевелева и др., с изменениями

Условные обозначения: 1 — сайтовская свита: кварциты гранатые, мусковитовые, графитистые, гранат-биотитовые амфиболиты, амфибол-биотитовые плагиосланцы; 2 — шеметовская толща: базальты, гиалокластитовые брекчии, алевролиты, прослой кремнистых алевролитов; 3 — булатовская толща: углеродистые сланцы и алевролиты; 4 — кулуевская толща: базальты, андезибазальты и их туфы, туфопесчаники, углеродистые сланцы, яшмоиды; 5 — аджатаровская толща: базальты, андезибазальты, андезиты, дациты, их туфы, лавобрекчии; 6 — сухтелинская толща: алевропесчаники с прослоями углеродистых, углеродисто-глинистых сланцев, редкогалечные конгломераты, туфы андезитов, базальтов; 7 — краснокаменная толща: афировые и порфиновые базальты, трахибазальты и их туфы, вулканомиктовые песчаники и алевролиты; 8 — биргильдинская толща: известняки, мрамора, прослой песчаников, алевролитов; 9 — сосновская толща: глинистые, углеродисто-глинистые сланцы, конгломераты с галькой песчаников, известняков; 10 — гипербазитовые массивы; 11 — контуры интрузивных массивов в пределах рассматриваемой зоны



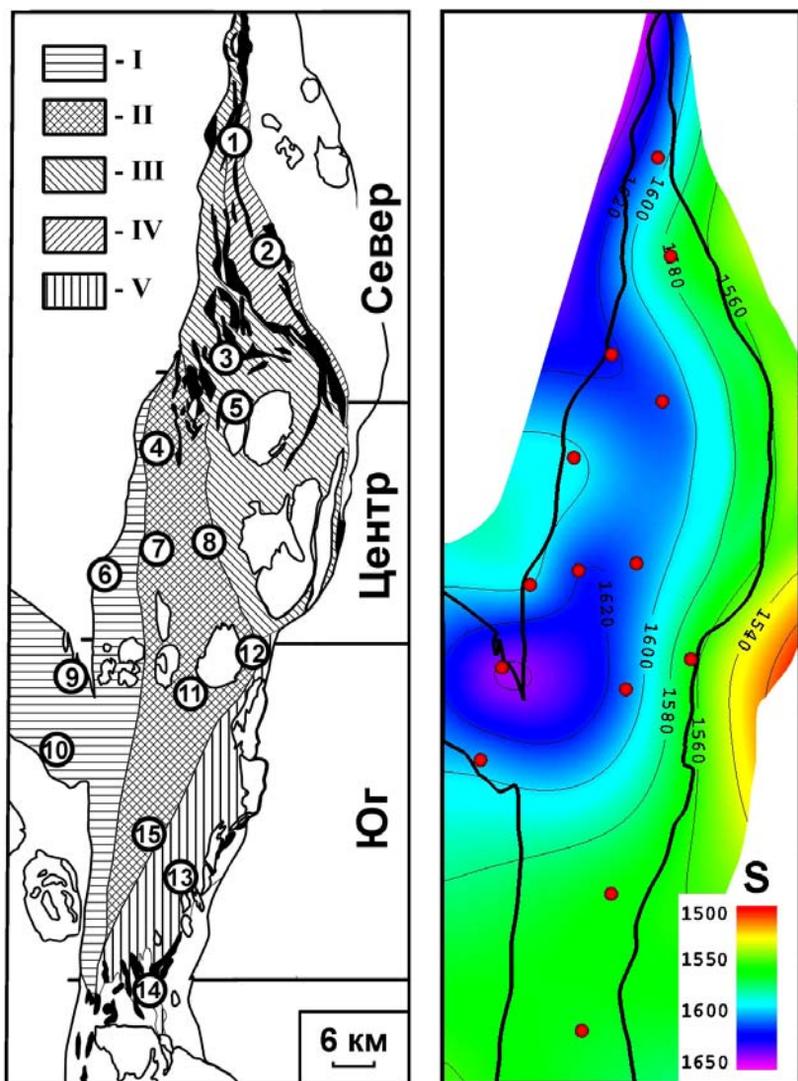


Фиг. 4.

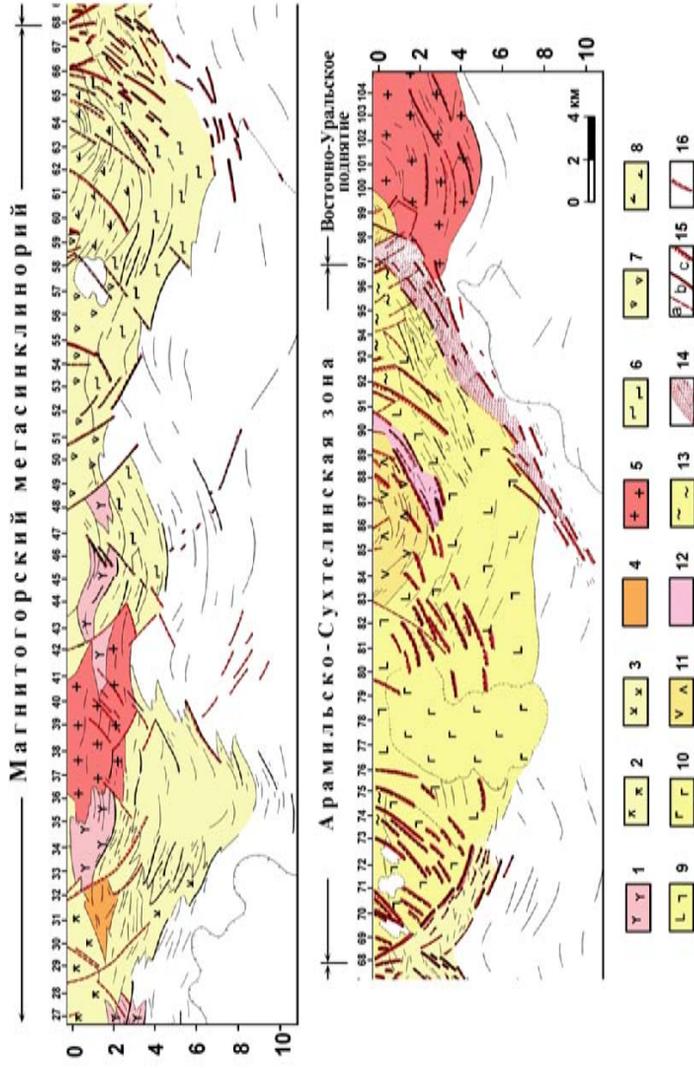
Схема расположения интрузивных массивов Арамилско-Сухтелинской зоны и его западного обрамления. Составлена по материалам В.И. Петрова, А.В. Моисеева, А.В. Тевелева и др., с авторскими изменениями

Условные обозначения. Магматические комплексы: 1 — Еланчиковский: граниты, гранито-гнейсы; 2–3 — Кацбахский (по мнению авторов, это часть Степнинского): 2 — граниты порфириовидные, 3 — монцодиориты, сиениты, гранодиориты; 4–7 — Степнинский: 4 — гранодиориты, 5 — граносиениты, 6 — монцогаббро, 7 — монцодиорито-гнейсы, монцодиориты; 8 — Большаковский: габбро, габбро-нориты; 9–10 — Неплюевский: 9 — граниты, лейкограниты, 10 — диориты, плагиограниты; 11–12 — Краснокаменский: 11 — сиениты, кварцевые монцониты, 12 — габбро; 13–15 — Куликовский: 13 — Казбаевский пояс: серпентинизированные перидотиты и клинопироксениты, габбро, 14 — Чебаркульский пояс: серпентинизированные гарцбургиты, габбро, 15 — Куликовский пояс: серпентинизированные дуниты и перидотиты, габбро, 16 — Каганский: метаморфизованные ультрамафиты и габброиды.

Цифрами в кружочках показаны массивы: 1 — Байрамгуловский, 2 — Кудуевский, 3 — Куйсаринский, 4 — Сагитовский, 5 — Травниковский, 6 — Чебаркульский, 7 — Казбаевский, 8 — Пустозеровский, 9 — Камбулатовский, 10 — Ключевской, 11 — Калининский, 12 — Куртмакский, 13 — Караталинский, 14 — Ларинская группа тел, 15 — Ларинский, 16 — Первомайский, 17 — Краснокаменский, 18 — Соколовский, 19 — Большаковский, 20 — Приданниковский, 21 — Кумлякский, 22 — Беловская группа тел, 23 — Кукушкинский, 24 — Уйский, 25 — Вандышевский, 26 — Аминевский, 27 — Магадеевская группа тел, 28 — Бирюковский, 29 — Степнинский, 30 — Куликовский, 31 — Черноробский

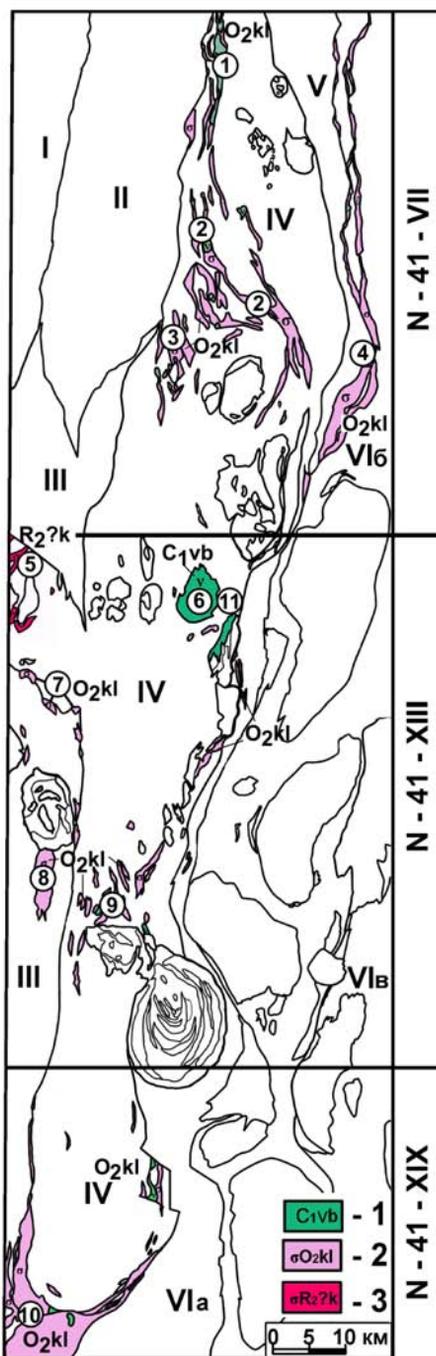


Фиг. 5. Географическое распределение углеродистых отложений булатовской толщи
 Условные обозначения: I–V — пластины. Полосы: южная — от широты д. Гусары до пос. Восточный, центральная — от пос. Восточный до д. Травники, северная — от д. Травники до северного замыкания зоны. Цифры в кружках — выборки, привязанные к населенным пунктам: 1 — Куянбаево, 2 — Непряхино, 3 — Малково, 4 — Кундравы, 5 — Ступино — Мельниково, 6 — Темир, 7 — Уштаганка, 8 — Крыжановка, 9 — Никольское, 10 — бывш. Приданиково, 11 — Булатово, 12 — Восточный, 13 — Лесной, 14 — Магадеево, 15 — Токмасский



Фиг. 6. Геологическая интерпретация геофизических данных по Верхнеуральскому (XIV) профилю (по Ю. П. Меньшикову и др.).

Условные обозначения к фиг. 6: 1 — образования контрастно и последовательно дифференцированной субформации с широким проявлением кислого вулканизма, в том числе и в субвулканических фациях, 2 — эффузивы преимущественно андезито-базальтового состава и их туфы, 3 — диабазы, спилиты, диабазовые порфириды нижней части разреза литарит-базальтовой субформации, 4 — сиениты, граносиениты, 5 — граниты, гнейсо-мигматиты, 6 — диабазы, спилиты, базальтовые африты, прослой кремнистых пород, 7 — вулканические участками значительно эпидотизированы и амфиболитизированы, 8 — пепловые кремнистые туфы, кремнистые сланцы, яшмоиды с маломощными прослоями диабазов и диабазовых порфиритов, 9 — преимущественно диабазы, порфириды базальтового реже андезито-базальтового состава, их туфы, 10 — образования диабазовой формации, насыщенные интрузиями основного состава, 11 — эффузивы базальтового, андезито-базальтового, андезитового и андезито-дацитового состава, их туфы, прослой туфогенных алевролитов, глинисто-углеродистых и глинисто-кремнистых сланцев, 12 — серпентиниты, серпентинизированные ультрабазиты, 13 — кремнисто-известково-глинистые сланцы, туфогенные песчаники, кварцевые порфириды липаритового состава, фельзитовые порфириды, реже порфириды базальтового и андезито-базальтового состава, 14 — тектоническая зона, 15 — тектонические нарушения выделенные: а — предположительно по неполному комплексу геофизических данных, б — по полному комплексу геофизических методов, с — по полному комплексу геофизических методов и геологическим данным, 16 — разломы с телами серпентинитов



Фиг. 7.

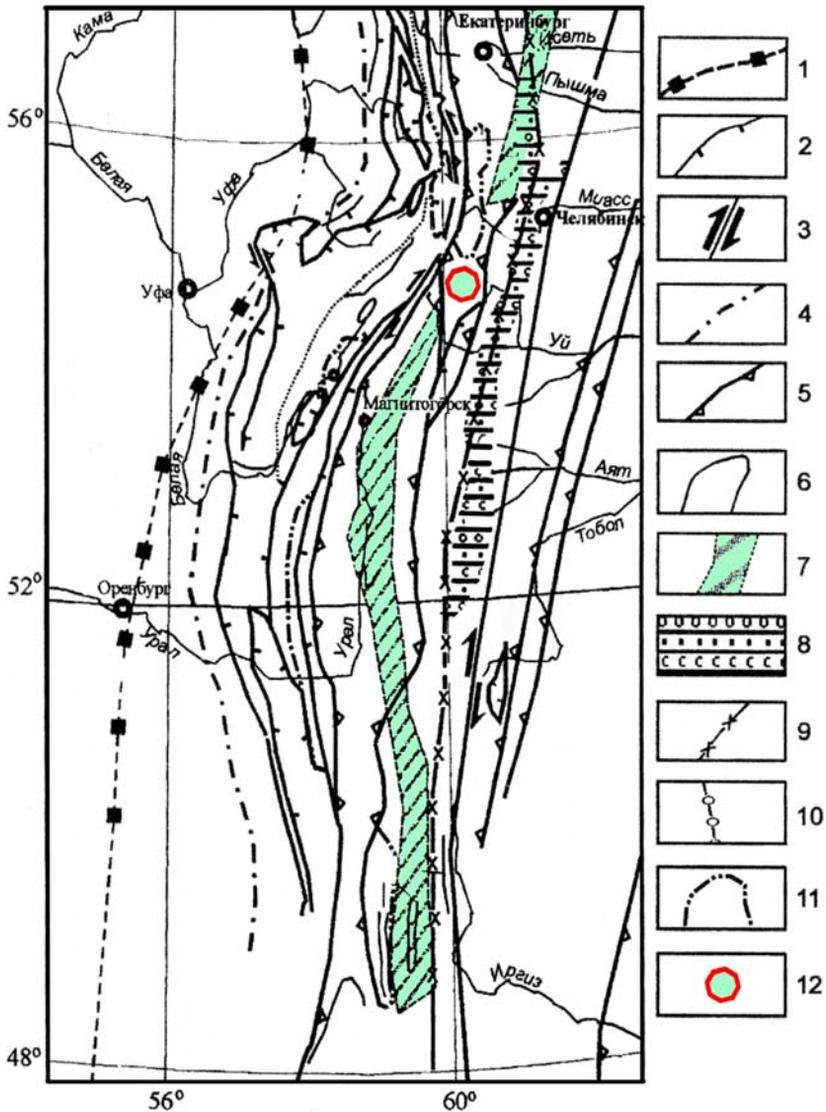
Схема расположения габбровых и габбро-гипербазитовых массивов Арамилско-Сухтелинской зоны. Составлена по материалам геологической съемки последних лет с изменениями авторов

Условные обозначения:

Комплексы: 1 — Большаковский: габбро, габбро-нориты, 2 — Куликовско-Казбаевский: серпентинизированные дуниты и перидотиты, габбро, 3 — Каганский: метаморфизованные ультрамафиты и габброиды.

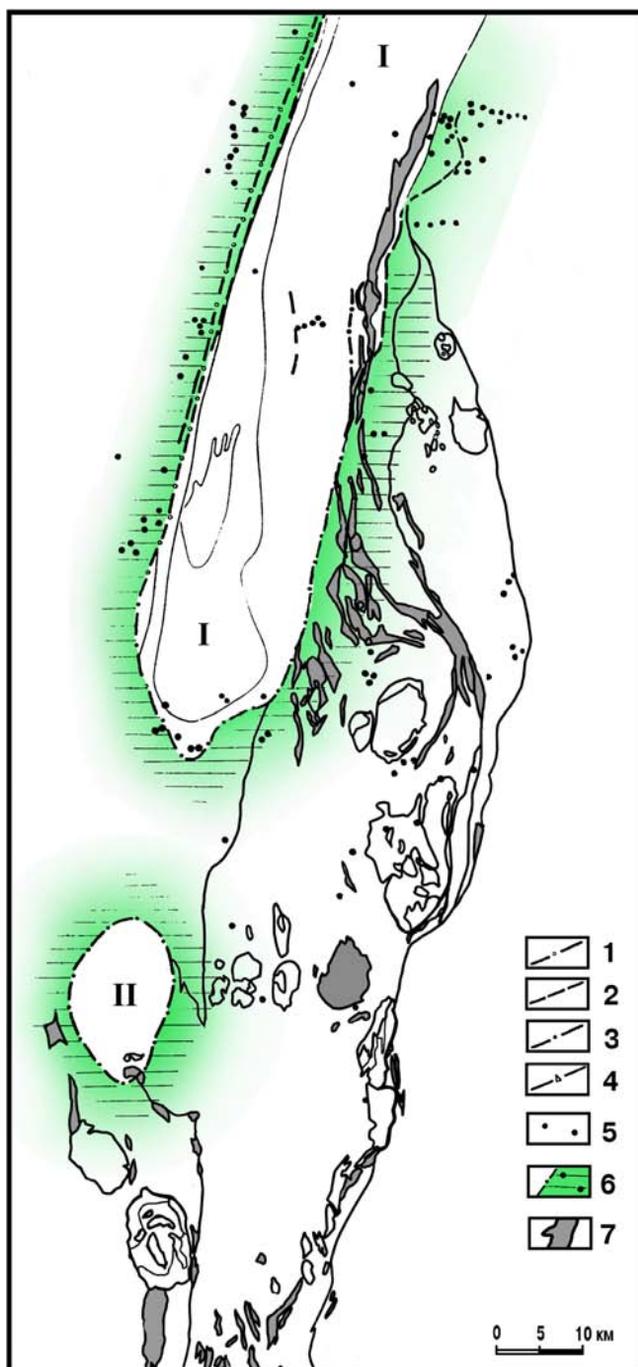
Цифрами в кружочках показаны массивы: 1 — Байрамгуловский, 2 — Травниковский, 3 — Чебаркульский, 4 — Казбаевский, 5 — Ларинская группа тел, 6 — Большаковский, 7 — Белово-Масловская группа тел, 8 — Аминевский, 9 — Магадеевская группа тел, 10 — Куликовский, 11 — Кумляжский.

Римскими цифрами на схеме показаны зоны: I — Вознесенско-Присакмарская; II — Сысертско-Ильменогорская; III — Уйско-Новооренбургская; IV — Арамилско-Сухтелинская; V — Касаргино-Рефтинская; VI — Кочкаро-Адамовская: VIa — западная подзона, VIb — центральная подзона, VIв — восточная подзона



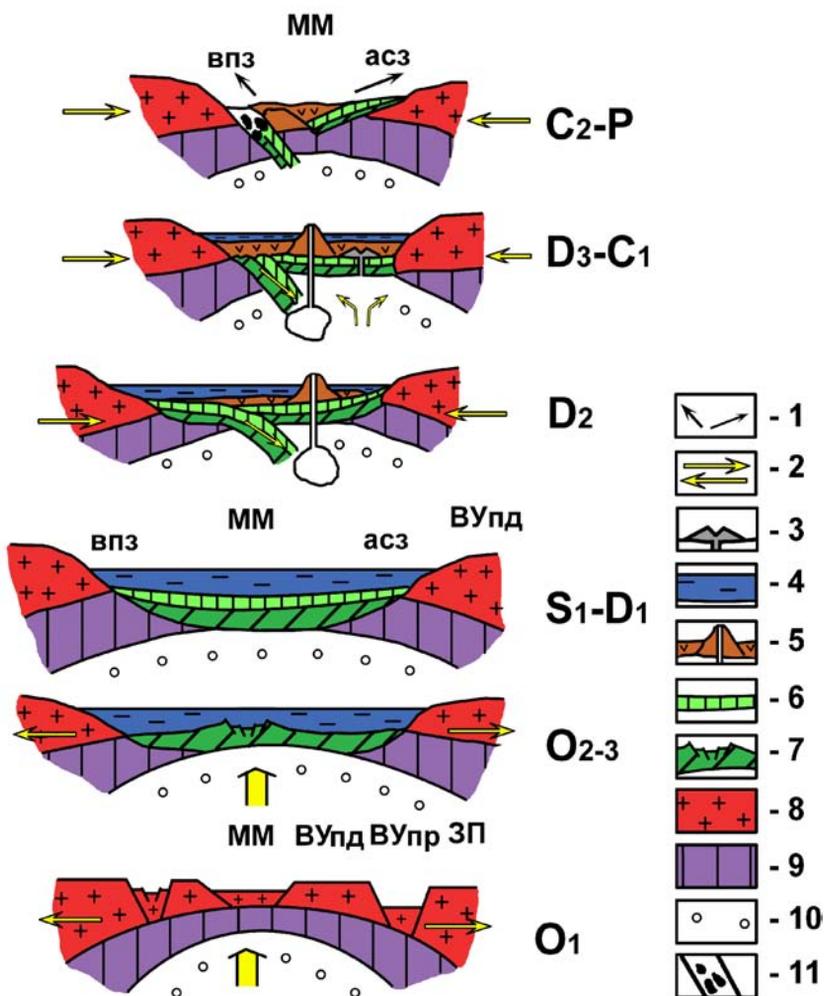
Фиг. 8. Важнейшие структуры орогена уралид Южного и Среднего Урала (по В.Н. Пучкову [2000])

Условные обозначения: 1 — западная граница Предуральского прогиба; 2 — надвиги; 3 — сдвиги; 4 — фронтальная линия западнорвергентных складчато-надвиговых структур; 5 — структурные зоны надвигов, маркируемые серпентинитовым меланжем; 6 — стратиграфические контакты; 7 — предполагаемая зона каменноугольного рифтогенеза в тылу зоны субдукции; 8 — позднекаменноугольная межгорная впадина; 9 — Главная гранитная ось Урала; 10 — Платиноносный пояс Тагильской зоны; 11 — контуры метаморфических комплексов; 12 — расположение Большаковского массива



Фиг. 9. Схема расположения зон ближайшего зеленосланцевого обрамления термальных структур, специализированных на золото (по В.Ф. Турбанову, с дополнениями авторов)

Условные обозначения: 1–4 — границы фаций эпидот-амфиболитовой и зеленых сланцев по: 1 — Б.М. Роненсону, 2 — В.Н. Юрецкому и др., 3 — В.Ф. Турбанову, по материалам петрографических исследований, 4 — В.Ф. Турбанову, по данным термографических исследований, 5 — пункты с весовыми содержаниями золота по материалам предшественников, 6 — зона ближайшего зеленосланцевого обрамления, специализированная на золото, 7 — ультрабазиты. I — Ильменогорско-Сысертский блок, II — Ларинский купол



Фиг. 10. Геодинамическая реконструкция Магнитогорской и Арамильско-Сухтелинской структурно-формационных зон в палеозое

Условные обозначения: 1 — направление перемещений по крупнейшим разломам в коллизивную стадию, 2 — направление движения мантийного вещества и блоков коры, 3 — зона рифтогенеза в тылу зоны субдукции, 4 — морская вода, 5 — вулканогенно-осадочные отложения, 6 — кремнисто-углеродистые отложения, 7 — океаническая кора, 8 — континентальная кора, 9 — мантия нормальная, 10 — мантия аномальная, 11 — зоны меланжа.

MM — Магнитогорская мегазона, впз — Вознесенско-Присакмарская зона, асз — Арамильско-Сухтелинская зона, ВУпд — Восточно-Уральское поднятие, ВУпр — Восточно-Уральский прогиб, ЗП — Зауральское поднятие

Содержание

Введение	3
Глава 1. Геологическая изученность района работ	6
1.1. Геологосъемочные работы	6
1.2. Тематические работы	12
Глава 2. Стратиграфия	14
2.1. Сайтовская свита, предположительно среднего рифея ($R_2^{?st}$)	14
2.2. Шеметовская толща среднего ордовика ($O_2\check{s}m$)	16
2.3. Булатовская толща силура – нижнего девона (S_1-D_1bl)	19
2.4. Кулуевская толща среднего – верхнего девона ($D_{1-2}kv$)	26
2.5. Аджатаровская толща среднего девона (D_2ad)	26
2.6. Сухтелинская толща среднего – верхнего девона ($D_{2-3}sh$)	27
2.7. Краснокаменная толща верхнего девона (D_3kr)	28
2.8. Сосновская толща нижнего карбона (C_{1ss})	28
2.9. Биргильдинская толща нижнего карбона (C_{1br})	29
Глава 3. Магматизм	31
3.1. Каганский комплекс предположительно среднерифейского возраста ($R_2^{?k}$)	31
3.2. Куликовский комплекс среднего ордовика (O_2)	31
3.3. Краснокаменный комплекс верхнего девона (D_3kr)	34
3.4. Неплюевский комплекс верхнего девона – нижнего карбона (D_3-C_{1n})	34
3.5. Большаковский нижнекаменноугольный комплекс (C_{1vb})	35
3.6. Степнинский комплекс (P_1st)	36
3.7. Еланчиковский комплекс (P_{1e})	39
Глава 4. Тектоника	40
Глава 5. Петрогеохимические особенности углеродистых отложений	49
Глава 6. Петрогеохимия габбро-гипербазитовых массивов Арамилско-Сухтелинской зоны	63
6.1. Геолого-петрографические особенности массивов	63
6.2. Закономерности петрогеохимических особенностей пород в широтном направлении	65
6.3. Закономерности петрохимических особенностей пород в меридиональном направлении	71
Глава 7. Петрогеохимические особенности базальтов Арамилско-Сухтелинской зоны	90
Глава 8. Рудоносность магматических и осадочных образований	104
8.1. Гипербазиты Куликовского комплекса	104
8.2. Базальты шеметовской толщи	105
8.3. Углеродистые отложения булатовской толщи	106

Глава 9. Геодинамические условия формирования Арамильско-Сухтелинской зоны в ордовикско-силурийское время	120
Заключение	125
Список литературы	128
Приложения	134
Приложение 1. Химические анализы отложений булатовской толщи Арамильско-Сухтелинской зоны	135
Приложение 2. Содержания редкоземельных элементов в отложениях булатовской толщи Арамильско-Сухтелинской зоны	147
Приложение 3. Химический состав гипербазитов Арамильско-Сухтелинской зоны	153
Приложение 4. Химический состав пироксенитов и габброидов Арамильско-Сухтелинской зоны	155
Приложение 5. Содержания РЗЭ в гипербазитах Арамильско-Сухтелинской зоны	157
Приложение 6. Содержания РЗЭ в габбро и пироксенитах Арамильско-Сухтелинской зоны	158
Приложение 7. Химический состав ордовикских базальтоидов маячной, поляковской и шеметовской свит (собственные данные)	160
Приложение 8. Содержание (в г/т) РЗЭ и Cr, Ni и Co в базальтоидах маячной, поляковской и шеметовской свит (собственные данные)	163
Приложение 9. Химический состав ордовикских базальтоидов булатовской, маячной, поляковской и шеметовской свит (заимствованные данные)	166
Приложение 10. Содержание (в г/т) РЗЭ и Cr, Ni и Co в базальтоидах маячной, поляковской и шеметовской свит (заимствованные данные)	173