Серия аналитических обзоров
"Очерки по региональной геологии России"

СТРОЕНИЕ И ДИНАМИКА ЛИТОСФЕРЫ ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ

Выпуск 2

ГЕОКАРТ
ГЕОС

Федеральное агентство по недропользованию (РОСНЕДРА)
Российская академия наук (РАН)
Межрегиональный центр по геологической картографии (ГЕОКАРТ)

Серия аналитических обзоров
«Очерки по региональной геологии России»

Строение и динамика литосферы Восточной Европы

Результаты исследований по программе EUROPROBE

Выпуск 2

Москва
ГЕОКАРТ, ГЕОС
2006

УДК 553.065
ББК 26.323
С 68

С 68 **Строение и динамика литосферы Восточной Европы. Результаты исследований по программе EUROPROBE.** — М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2006. 736 с. (РОСНЕДРА, РАН, ГЕОКАРТ)
ISBN 5-89118-365-9 (в пер.)

Более ста авторов из различных европейских стран представляют результаты геолого-геофизических исследований, проведенных в последнее десятилетие прошлого века в Восточной Европе по международной программе EUROPROBE. По этой программе было выполнено несколько крупных геофизических экспериментов: трехмерные томографический и электромагнитный проекты на Балтийском щите, глубинные сейсмические исследования в Донбассе, на Урале и в западной части Восточно-Европейского кратона, а также большой объем геологических полевых и лабораторных исследований. В монографии обобщены результаты этих и всех предыдущих исследований по структуре литосферы Восточной Европы.

Для геологов и геофизиков широкого профиля.

Табл. 19. Ил. 315. Библ. 1526 назв.

ББК 26.323

Серия аналитических обзоров «Очерки по региональной геологии России»
Выпуск 2

Главный редактор серии:
А.Ф. Морозов

Заместитель главного редактора:
Н.В. Межеловский

Ответственный редактор выпуска:
Н.И. Павленкова

Редакционная коллегия выпуска:
В.В. Балаганский, С.В. Богданова, Ив.М. Варенцов, Р.Г. Гарецкий, Г.С. Гусев, Дж.С. Дэйли, Д.Джи, С.Н. Кашубин, В.А. Килипко, С.Л. Костюченко, Н.В. Межеловский, А.Ф. Морозов, Н.И. Павленкова, А.Перес-Эстаун, В.Н. Пучков, В.И. Старостенко, Р.А. Стифенсон

ISBN 5-89118-365-9

© РОСНЕДРА, 2006
© ГЕОКАРТ, 2006
© Коллектив авторов, 2006

Federal Agency of Mineral Resources (ROSNEDRA)
Russian Academy of Sciences (RAS)
Interregional Centre for Geological Cartography (GEOKART)

Series of analitical reviews
«Essays for Regional Geology of Russia»

Structure and Dynamics of the Lithosphere of Eastern Europe

Results of Studies under the EUROPROBE Programme

Issue 2

Moscow
GEOKART, GEOS
2006

УДК 553.065
ББК 26.323
С 68

С 68 Structure and Dynamics of the Lithosphere of Eastern Europe. Results of Studies under the EUROPROBE Programme. — Moscow: GEOKART: GEOS, 2006. — 736 p. (ROSNEDRA, RAS, GEOKART)
ISBN 5-89118-365-9 (in cloth)

More than one hundred authors from the majority of European countries present the results of geological and geophysical studies conducted in the 1990s in Eastern Europe as part of the international EUROPROBE program. This program provided the framework for several major geophysical experiments: 3D tomography and electromagnetic projects on the Baltic shield; deep seismic studies in the Donets basin, the Urals, and the western part of the Eastern European craton; and a large amount of geological field investigations and laboratory research. This monograph is a summary of results from the above studies and all previous investigations in the lithospheric structure of Eastern Europe.

For geologists and geophysicists of broad specialization.

Tabl. 19. Il. 315. References 1526.

ББК 26.323

Series of analitical reviews «Essays for Regional Geology of Russia»
Issue 2

Editor-in-Chief of the Series:
A.F. Morozov

Deputy Editor-in-Chief:
N. V. Mezhelovsky

Responsible Editor of the Issue:
N.I. Pavlenkova

Editorial Board:
V. V. Balagansky, S.V. Bogdanova, Iv.M. Varentsov, R.G. Garetsky, G.S. Gusev, J.S. Daly, D.Gee, S.N. Kashubin, V A. Kilipko, S.L. Kostyuchenko, N.V. Mezhelovsky, A.F. Morozov, N.I.Pavlenkova, A.Perez-Estaun, V.N. Puchkov, V.I. Starostenko, R.A. Stephenson

ISBN 5-89118-365-9

© ROSNEDRA, 2006
© GEOKART, 2006
© Authors group, 2006

Оглавление

Глава 4. Проект URALIDES: Строение и эволюция Урала.
Редакторы: *В.Н. Пучков, С.Н. Кашубин, А.Перес-Эстаун* 343

Введение: Основные задачи исследований по проекту URALIDES. *В.Н. Пучков, С.Н. Кашубин* 345

4.1. Геологическая изученность и основные альтернативные представления о геологическом строении и развитии Урала. *В.Н. Пучков, С.Н. Кашубин* 348

4 2. Геофизическая изученность и основные представления о глубинном строении Урала. *С.Н. Кашубин* 350

4.3. Работы ОГТ по профилю URSEIS. *А.К. Сулейманов* 363

4.4. Работы ГСЗ по профилю URSEIS. *Р.Карбонель, С.Н. Кашубин, Дж.Мехи и рабочая группа URSEIS* 374

4.5. Среднеуральский трансект ESRU. *А.В. Рыбалка, Г.А. Петров, С.Н. Кашубин, К.Юхлин* 390

4.6. Проект UWARS. *С.Н. Кашубин, Ф. Тувино* 402

4.7. Гравимагнитная модель земной коры по профилю URSEIS. *Н.В. Федорова, В.А. Шапиро, А.В. Чурсин* 407

4.8. Геотермические исследования. *Ю.В. Хачай, И.В. Голованова, В.А. Щапов* 413

4.9. Палеомагнитные исследования. *И.А. Свяжина, В.Н. Пучков* 417

4.10. Офиолиты Урала. *Г.Н. Савельева, В.Н. Пучков, П. Спадеа* 421

4.11. Зональные габбро-ультрамафитовые комплексы. *К.С. Иванов, В.Р. Шмелев, Ю.Л. Ронкин, Г.Н. Савельева, В.Н. Пучков* 437

4.12. Вулканизм. *А.М. Косарев* 446

4.13. Гранитоиды. *Г.Б., Ферштатер, Ф.Беа, П.Монтеро* 449

4.14. Доуралиды. *В.Н. Пучков* 462

4.15. Уралиды. *В.Н. Пучков, Д.Браун* 467

4.16. Сравнительная геодинамика и основные этапы развития уралид. *В.Н. Пучков* 475

Заключение: Основные результаты исследований по проекту URALIDES. *А. Перес-Эстаун, В.Н. Пучков, С.Н. Кашубин* 489

Contents

Chapter 4. URALIDES Project: Structure and evolution of the Urals
Editors: ***V.N. Puchkov, S.N. Kashubin, A.Perez-Estaun*** 343

Introduction: The main objectives of URALIDES Project research. *V.N. Puchkov, S.N. Kashubin* 345
4.1. Geological coverage and the main alternatives on geological structure and evolution of the Urals. *V.N. Puchkov, S.N. Kashubin* 348
4.2. Geophysical coverage and the main concepts of deep structure of the Urals. *S.N. Kashubin* 350
4.3. South Urals deep structure from CDP studies along the URALSEIS profile. *A.K. Suleimanov* 363
4.4. DSS studies along the URALSEIS profile. *R.Carbonel, S.N. Kashubin, D.Mechie and URSEIS working group* 374
4.5. Middle Urals ESRU transect. *A.V. Rybalka, G.F. Petrov, S.N. Kashubin, K.Yuhlin* 390
4.6. UWARS project. *S.N. Kashubin, F.Tuvino* 402
4.7. Gravity/magnetic model along URALSEIS profile. *N.V. Fedorova, V.A. Shapiro, A.V. Chursin* 407
4.8. Geothermal studies. *Yu.V. Chachai, I.V. Golovanova, V.A. Shapov* 413
4.9. Paleomagnetic studies. *I.A. Svyazhina, V.N. Puchkov* 417
4.10. Ophiolites of the Urals. *G.N. Savelieva, V.N.Puchkov, P.Spadea* 421
4.11. Zoned gabbro-ultramafic complexes. *K.S. Ivanov, V.R. Shmelev, Yu.L. Ronkin, G.N. Savelieva, V.N. Puchkov* 437
4.12. Volcanism. *A.M. Kosarev* 446
4.13. Granitoids. *G.B. Ferstater, F.Bea, P.Montero* 449
4.14. Preuralides. *V.N. Puchkov* 462
4.15. Uralides. *V.N. Puchkov, D.Brown* 467
4.16. Comparative geodynamics and the main stages of the Uralides evolution. *V.N. Puchkov* 475
Conclusion: The main results of the URALIDES Project. *A.Perez-Estaun, V.N. Puchkov, S.N. Kashubin* 489

Глава 4

Проект URALIDES: Строение и эволюция Урала

Редакторы: ***В.Н. Пучков, С.Н. Кашубин, А.Перес-Эстаун***

Введение: Основные задачи исследований по проекту URALIDES

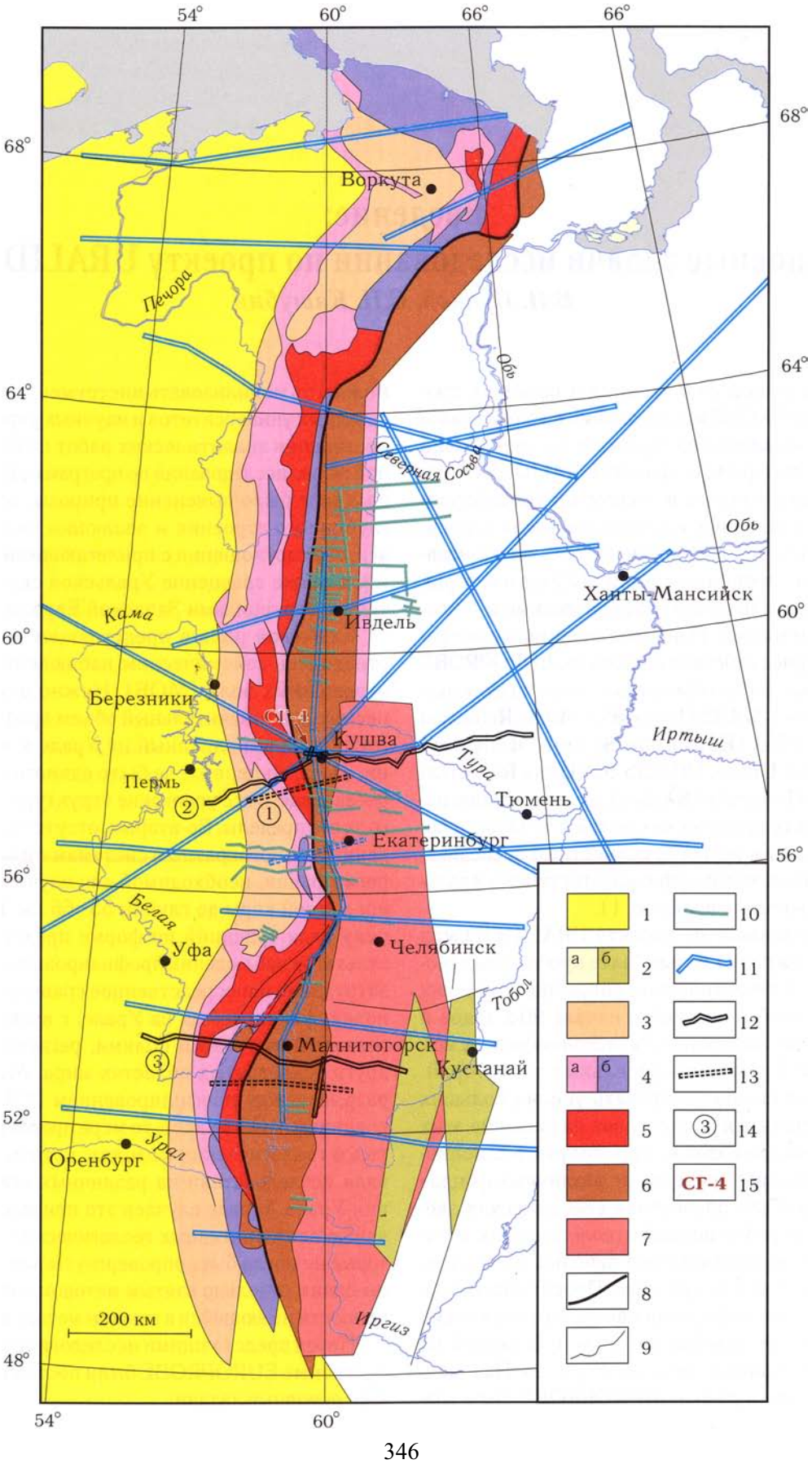
В.Н. Пучков, С.Н. Кашубин

С самого начала становления и развития программы EUROPROBE исследования на Урале являлись одним из ключевых проектов на территории России. Работы в рамках проекта URALIDES («Уралиды») осуществлялись в тесном взаимодействии российских и западных исследовательских коллективов по целой серии подпроектов, предусматривавших изучение глубинного строения Урала и истории его развития различными геофизическими и геологическими методами. Наиболее значительными работами за период действия программы EUROPROBE на Урале были: серия совместных сейсмических экспериментов — UWARS (**U**rals **W**ide-**A**ngle **R**eflection **S**eismic), ESRU (**E**uroprobe **S**eismic **R**eflection profiling in the **U**rals), URSEIS-95 (**U**rals **R**eflection **SE**ismics and **I**ntegrated **S**tudies); интерпретация потенциальных геофизических полей и теплового потока в Уральском регионе; совместные исследования магматизма, метаморфизма и тектоники Уральского подвижного пояса (рис. 1).

Все исследования по проекту URALIDES были направлены на решение наиболее проблемных геофизических и геологических вопросов, стоявших перед уральской геологией в начале 90-х годов и обусловленных состоянием геолого-геофизической изученности Урала и сопредельных территорий. Проект помог сконцентрировать усилия больших интернациональных коллективов на решение этих задач, а также дал возможность получить дополнительные денежные средства от различных фондов и организаций для проведения сейсмических экспериментов и работ полевых геологических отрядов, а также на организацию рабочих совещаний как в России, так и за рубежом. Проект содействовал улучшению информированности российских геологов в части новейших идей и публикаций по вопросам, связанным с его выполнением. Наконец, сотрудничество в рамках EUROPROBE дало возможность мобилизовать инструментальный ресурс западных университетов и научных учреждений для проведения аналитических работ на Урале. Основной целью исследований по программе EUROPROBE на Урале было выяснение природы, особенностей глубинного строения и эволюции подвижного пояса, его соотношения с прилегающими платформами, а также сравнение Уральской складчатой системы с варисцидами Западной Европы.

Ключевая роль в предстоящем исследовании отводилась сейсмическим наблюдениям методом отраженных волн (МОВ). Нужно отметить, что, несмотря на значительный объем профилирования МОВ, уже выполненный на Урале к этому времени, здесь, во-первых, не было единого профиля, пересекающего все уральские структуры и выходящего за его пределы. Во-вторых, отсутствовали наблюдения по многократным системам с длительностью регистрации, необходимой для изучения всей толщи земной коры до глубин 55–65 км. В-третьих, в силу ряда традиций по форме представления результатов наблюдений профилирования МОВ, было затруднено непосредственное сравнение волновых полей, фиксируемых на Урале, с временными разрезами и волновыми полями, регистрируемыми в других складчатых областях мира. Методический разрыв между профилированием ГСЗ и профилированием МОВ в какой-то мере предопределил разрыв в геологических моделях, которыми оперировали исследователи на различных стадиях изучения Урала. В ряде случаев это привело к формированию альтернативных геологических выводов, которые не могли быть опровергнуты или подтверждены одним отдельно взятым методом в силу односторонности имеющейся в каждом методе информации.

Перед предстоящими исследованиями Урала по программе EUROPROBE были поставлены следующие основные задачи:


54°
60°
66°
66°
68°
68°
64°
64°
60°
60°
56°
56°
52°
48°
54°
60°
Воркута
Печора
Обь
Северная Сосьва
Обь
Ханты-Мансийск
Ивдель
Кама
Березники
СГ-4
Кушва
Пермь
Тура
Тюмень
Иртыш
Екатеринбург
Белая
Уфа
Челябинск
Тобол
Магнитогорск
Кустанай
Урал
Оренбург
Иргиз
200 км
1
2 а б
3
4 а б
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
СГ-4

1. Установление природы основания уралид в различных структурах и связи его с фундаментом прилегающих платформ.

2. Детальное изучение строения земной коры и верхней мантии Урала до глубин 80–100 км высокоразрешающим методом отраженных волн с целью увязки в единую геодинамическую модель геологической и геофизической информации о структурах верхней части земной коры и связи их с особенностями глубинного строения.

3. Изучение переходной зоны между земной корой и верхней мантией, имеющей на Урале увеличенную мощность по сравнению с прилегающими платформами.

4. Исследование современных полей напряжений и тепловых потоков в земной коре Уральского региона.

5. Изучение соотношений между пологими и крутопадающими разрывными нарушениями разных динамических и кинематических типов и выяснение их амплитуд.

6. Исследование глубинной структуры зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала.

7. Сравнительный структурно-геологический и петрологический анализ глубокометаморфизованных пород нижнего докембрия на западе и востоке Урала; выяснение правомерности корреляции одновозрастных терригенно-карбонатных отложений западного и восточного склонов Урала.

8. Изучение морфологии и глубинного строения габбро-гипербазитовых массивов Главного Уральского разлома и габбро-гранитоидных и гранитоидных массивов, широко развитых на восточном склоне Урала.

Оглядываясь назад, нужно сказать, что не все задачи, сформулированные перед началом работ по программе EUROPROBE на Урале, представлялись одинаково актуальными российским и западным участникам. Значительная часть из них была существенно скорректирована в результате последовавших совместных исследований и обсуждений, появились новые проблемные вопросы по геологии и геодинамике. Однако стержнем исследований на протяжении всего проекта оставались комплексные сейсмические эксперименты, методика которых давала возможность корректного сопоставления полученных результатов с результатами по другим складчатым областям мира.

Геологические различия в строении Южного и Среднего Урала позволили почти с самого начала, с целью более полного решения поставленных задач, предложить проведение двух сейсмических профилей, длиной по 400–500 км каждый, один их которых должен был располагаться на Среднем, второй — на Южном Урале. Вокруг этих сейсмических экспериментов и сосредоточились все основные исследования по проекту URALIDES, включившие в себя изучение потенциальных геофизических полей и ключевых вопросов уральской геологии.

←

Рис. 1. Схема структурного районирования и сейсмической изученности Урала

1 — отложения чехла Русской платформы; 2 — Западно-Сибирская плита: а — чехол, б — палеозойские отложения Зауральской мегазоны Урала под чехлом плиты; 3 — пермская моласса Предуральского краевого прогиба; 4 — Западно-Уральская мегазона, осадки: а — Бельско-Елецкой зоны, б — Зилаирско-Лемвинской зоны; 5 — Центрально-Уральская мегазона; 6 — Тагильско-Магнитогорская мегазона; 7 — Восточно-Уральская мегазона; 8 — Главный Уральский глубинный разлом; 9 — границы мегазон и разломы; 10 — среднемасштабные профили МОВ и ОГТ; 11 — профили ГСЗ; 12 — профили ОГТ EUROPROBE; 13 — профили непродольного ГСЗ EUROPROBE; 14 — основные проекты EUROPROBE на Урале (цифры в кружках): 1 — UWARS'1992, 2 — ESRU'1993–2004, 3 — URSEIS'1995; 15 — Уральская сверхглубокая скважина СГ-4

4.1. Геологическая изученность и основные альтернативные представления о геологическом строении и развитии Урала

В.Н. Пучков, С.Н. Кашубин

Урал привлекал внимание исследователей как геологический объект первостепенного государственного значения уже столетия тому назад. Это определило его интенсивную геологическую изученность. Первоначально исследования носили характер поисковых работ для расширения сырьевой базы горнопромышленных предприятий. Начиная с середины XIX в. и до настоящего времени, на Урале выполнено большое количество геолого-поисковых, геолого-съемочных, геологических, геоморфологических и тематических исследований различного масштаба. Основы представлений об Уральской складчатой системе закладывались в классических работах А.П. Карпинского, Ф.Н. Чернышева, А.Н. Заварицкого, Д.В. Наливкина, А.А. Чернова, Е.А. Кузнецова и развивались в последующие годы Н.С. Шатским, В.Д. Наливкиным, И.И. Горским, И.Д. Соболевым, Н.П. Херасковым, А.А. Прониным и др. [Пучков, 2000].

К концу 60-х годов на значительной части «открытого» (не перекрытого чехлом мезозойско-кайнозойских осадочных пород) Урала была закончена геологическая съемка масштаба 1:50 000. На основании всей совокупности съемочных и тематических работ, в Свердловске была создана геологическая карта масштаба 1:200 000, опубликованная полистно и в виде Атласа; позднее под руководством И.Д. Соболева были опубликованы и сводные геологические карты масштаба 1:1 000 000 и затем 1:500 000. В основу создания геологической карты Урала было положено учение о том, что восточная часть Урала представляет собой эвгеосинклинальную, а западная — миогеосинклинальную зоны, сформировавшиеся в рамках классической геосинклинальной концепции [Соболев, 1968].

Характерной особенностью строения Урала считалось чередование меридионально вытянутых положительных и отрицательных зон поднятий и прогибов, в строении которых принимали участие структуры более мелких порядков, в основном, синклинорного и антиклинорного типов. Предполагалось, что для Урала характерно существование ряда структурно-фациальных зон, разделенных долгоживущими разломами. Для каждой из зон предполагалось существование единого стратиграфического разреза, сформировавшегося в течение нескольких последовательно сменявших друг друга тектономагматических циклов. Значительная роль в формировании структурно-тектонического облика Урала отводилась вертикальным глубинным разломам, по которым последовательно происходило внедрение основной, ультраосновной, а затем и гранитной магмы [Геология СССР, 1969].

По мере распространения идей неомобилизма и накопления геологических данных о развитии надвигов и шарьяжей (особенно на западном склоне Урала), не укладывающихся в классическую геосинклинальную концепцию, среди уральских геологов стали приобретать популярность идеи, объяснявшие особенности строения и развития этой складчатой области с иных геодинамических позиций. Поворотным пунктом в настроениях уральских ученых можно считать геологическую экскурсию на Урале, проведенную по инициативе академика А.В. Пейве в 1972 г. В экскурсии приняли участие как сторонники, так и убежденные противники новых идей, и дискуссии на обнажениях послужили лучшей проверкой для тех или иных утверждений. Большую роль в развитии представлений о заложении Урала в раннем палеозое в результате эпиконтинентального рифтогенеза с переходом к

спредингу океанической коры, с образованием пассивной окраины континента, дополненных возрождением покровной концепции строения Урала, в эти годы сыграли публикации А.В. Пейве, С.Н. Иванова, А.С. Перфильева, С.В. Руженцева, Н.А. Штрейса, Г.А. Смирнова, В.Н. Пучкова, М.А. Камалетдинова и др. Согласно этим представлениям, современная тектоническая зональность Урала отражает структурный план лишь конца палеозоя и сложилась в таком виде уже после завершения основных горизонтальных перемещений. Развитие этих идей привело к изданию в 1976–1977 гг. Тектонической карты Урала масштаба 1:1 000 000 и объяснительной записки к ней под редакцией А.В. Пейве, в основе которой впервые лежал принцип районирования не по возрасту главной складчатости или тектономагматического цикла, а по смене тектонических ассоциаций пород в процессе формирования определенного типа земной коры [Пейве и др., 1977].

В 80–90-е годы это направление продолжает развиваться в работах С.Н. Иванова, В.А. Коротеева, Л.П. Зоненшайна, К.С. Иванова, В.Н. Пучкова и др. Значительную роль в популяризации идей тектоники литосферных плит сыграли палеоокеанические экспедиции на Южный Урал под руководством Л.П. Зоненшайна, который ввел термин «Палеоуральский океан». Ряд идей в развитие плейттектонических представлений был предложен В.Н. Пучковым. Помимо доказанного присутствия на Урале рифтовых и батиальных формаций, он и его соавторы высказали представления о сопоставимости доуралид с кадомидами; о роли плавучести субдуцируемой литосферы в эксгумации высокобарических комплексов; предложен механизм косой коллизии, в процессе которой начал формировался современный облик земной коры Урала. По этим представлениям, пассивная окраина Восточно-Европейского континента и Магнитогорская островная дуга как часть активной окраины Казахстанского континента пришли в соприкосновение ранее всего на Южном Урале, в позднем девоне. Эти идеи в дальнейшем были подхвачены и детально развиты исследователями EUROPROBE.

Тем не менее, следует признать, что противоборство сторонников двух альтернативных гипотез (геосинклинальной и плитотектонической) по проблемам формирования и развития Уральского складчатого пояса существует и в настоящее время. По-видимому, такое положение объясняется не только недостаточной обоснованностью самих гипотез, но и рядом объективных причин: неоднозначностью геофизических данных; исключительной неполнотой и часто противоречивостью сведений о глубинной геологии Урала; как правило, недостаточной оценкой влияния доордовикской предыстории и докембрийского гетерогенного основания палеозоид Урала на состав и структуру последних; развитием в разрезе земной коры подвижного пояса структурно-вещественных комплексов разных по составу и происхождению, но близких по петрофизическим характеристикам. Поэтому, наряду со схемой структурного районирования Урала, приведенной на рис. 1, где основными структурными элементами Уральского подвижного пояса с запада на восток являются: Западно-Уральская, Центрально-Уральская, Тагильско-Магнитогорская и Восточно-Уральская мегазоны, в геолого-геофизической литературе по-прежнему можно встретить старые названия: Зона линейных складок, Центрально-Уральское поднятие, Тагильско-Магнитогорский прогиб, Восточно-Уральское поднятие и др.

Надо отметить, что в рамках работ по программе EUROPROBE вопрос о концепциях, альтернативных тектонике литосферных плит и плюмтектонике (которая также пользуется заслуженной популярностью как у нас, так и на Западе), не возникал, а сторонники фиксистстких концепций участия в совместных исследованиях и обсуждении результатов практически не принимали.

4.2. Геофизическая изученность и основные представления о глубинном строении Урала

С.Н. Кашубин

Систематическое региональное изучение Урала геофизическими методами ведется уже более полувека. За это время выполнены площадные гравиметрические и магнитометрические съемки; большой объем сейсмических исследований; разновысотные аэромагнитные наблюдения по серии маршрутов, пересекающих весь Урал; исследования магнитотеллурического, теплового и других полей.

Сейсмические исследования

Сейсмические исследования можно разделить на три вида: профильные глубинные сейсмические зондирования (ГСЗ); региональные площадные сейсмические исследования; работы методом отраженных волн (МОВ). К настоящему времени на Урале выполнено более 10 тыс. погонных километров профилей ГСЗ, 50 тыс. км^2 площадных исследований и 2 тыс. погонных километров профилей МОВ. Большинство из них сосредоточено в пределах Среднего Урала. Чаще всего профили располагались вкрест простирания основных геологических структур, хотя имеются профили и других направлений (см. рис. 1). Первые два вида исследований проводились, как правило, совместно и были нацелены на региональное изучение структуры и упругих свойств земной коры и верхней мантии до глубин 50 км и более. Относительно детальные наблюдения МОВ в основном исследовали верхнюю часть земной коры до глубин 10–15 км и выполнялись как для изучения строения крупных структурно-фациальных зон Урала, так и при более детальных исследованиях отдельных рудных районов.

Региональные сейсмические исследования методом ГСЗ. Эти исследования начались с 1961 г. На первом этапе (1961–1975 гг.) проводились наблюдения на профилях Темиртау–Куйбышев и Свердловском, а также площадные исследования на Среднем и Южном Урале [Хрычев и др., 1968; Дружинин и др., 1976; Халевин, 1975]. В эти годы работы выполнялись аппаратурой с осциллографической, а в конце этапа с магнитной записью. Наблюдения по профилям велись по системе непрерывного профилирования с использованием редко расположенных пунктов взрыва с длиной годографов до 300, иногда до 450 км, а площадные исследования — по методике точечных зондирований с использованием промышленных взрывов с карьеров.

На втором этапе (1975–1993 гг.) были выполнены исследования на профилях: Красноуральском, Нижняя Тура — Орск, Троицком, Тараташском, Красноленинском, Нижняя Тура — Вижай, Верхнее Нильдино — Казым, площадные наблюдения на Красноуральской и Муслюмовской площадях [Дружинин и др., 1981, 1985, 1990 а, б; Автонеев и др., 1988; и др.] и наблюдения на геотраверсах: Горизонт, Кварц, Агат-1 и Агат-2 Батолит, Рубин-1 и Рубин-2, ГРАНИТ [Егоркин, 1991, 1996; Геотраверс…, 2002; и др.]. В этот период работы выполнялись аналоговой аппаратурой с магнитной записью, а в конце этапа — аппаратурой с цифровой регистрацией. Наблюдения по профилям и на площадях велись по системам дифференциальных и точечных профильно-площадных и дискретных зондирований с использованием элементов поляризационных наблюдений в варианте многократных перекрытий [Опыт…, 1982; и др.].

По всем сейсмическим профилям составлены разрезы земной коры с основными сейсмическими границами и скоростными характеристиками (структурно-вещественными комплексами), а по данным ГСЗ также карты мощности земной коры (рис. 2) и поверхности раннеархейского фундамента для всего Уральского пояса. Для более уверенной интерполяции поверхностей Мохо и фундамента между сейсмическими профилями использовались установленные по

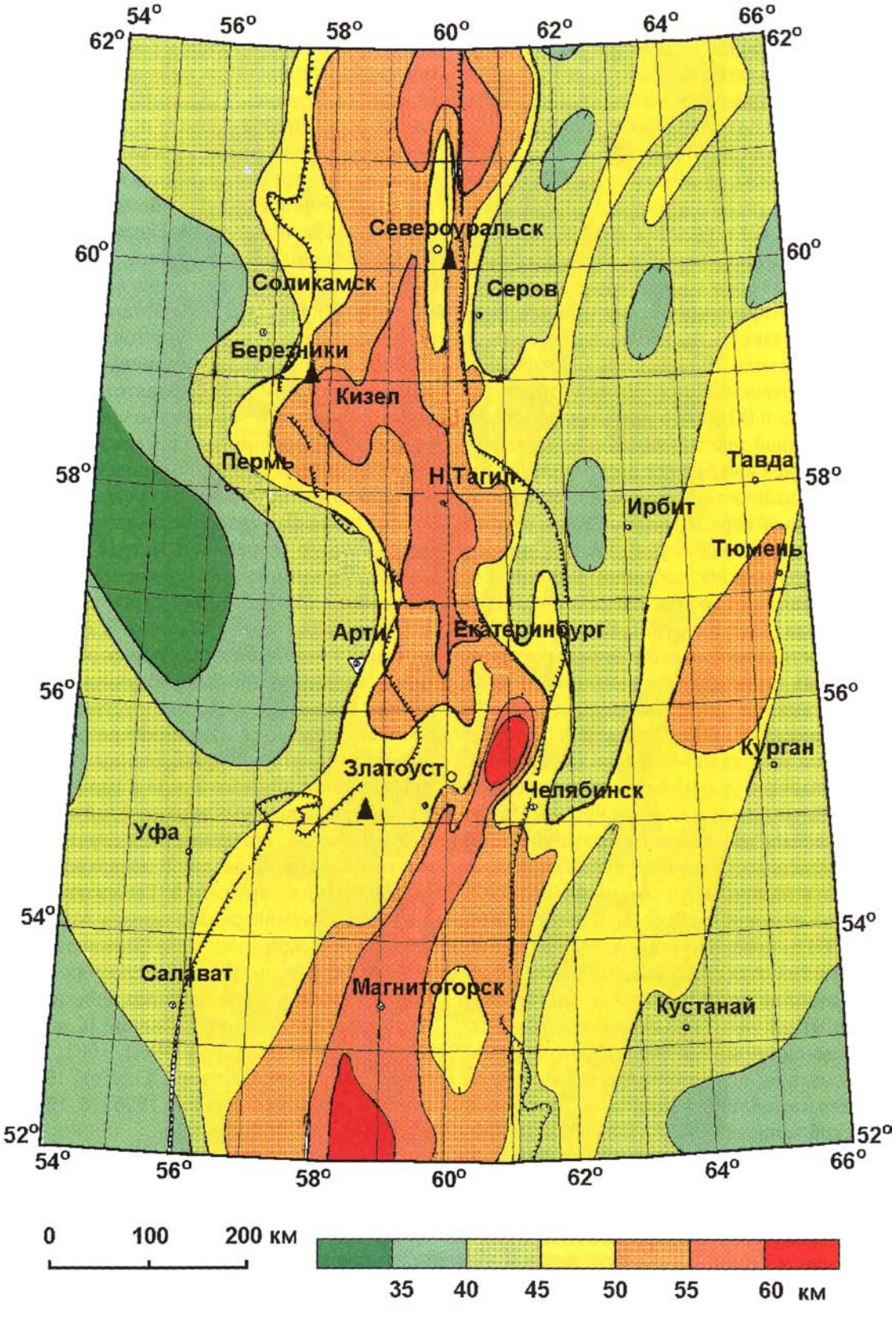


Рис. 2. Карта изоглубин поверхности Мохо (по В.С. Дружинину)

соседним профилям статистические зависимости между длиннопериодными составляющими гравитационного поля и глубиной до соответствующих поверхностей. В результате этих работ была установлена аномальность строения земной коры Уральской складчатой системы по отношению к коре соседних областей [Рыбалка и др., 1997; Дружинин и др., 1990; Таврин, Халевин, 1990; Druzhinin et al., 1997]. Это выражается: (1) в увеличении мощности земной коры до 55–60 км; (2) в наличии значительной по мощности (до 20 км) и сложной по строению переходной зоны в низах коры с промежуточными между корой и мантией значениями скоростей продольных волн (7.2–7.8 км/с); (3) в увеличении значений скоростей упругих волн и плотности в консолидированной коре по сравнению с соседними структурами на 0.3–0.5 км/с и 0.10–0.15 г/см^3, соответственно; (4) в повышенной тектонической раздробленности, проявляющейся в характере распределения отражателей; (5) в наличии зон пониженной скорости в консолидированной коре; (6) в повышенной расслоенности верхней мантии до глубин 120–150 км. По результатам площадных исследований была установлена сейсмическая анизотропия земной коры и верхней мантии Урала [Кашубин, 1991; Kashubin, 1997]. Такие особенности строения литосферы характерны для пограничных структур, расположенных между крупными плитами континентальной коры.

Профилирование МОВ. Первые опыты по изучению строения эффузивно-осадочных и метаморфических комплексов уралид методом отраженных волн были предприняты на Южном Урале в 1959 г. Одновременно были поставлены наблюдения МОВ по методике массовых пространственных зондирований в районе намечаемого бурения Уральской сверхглубокой скважины [Дорофеев и др., 1971]. Начиная с 1964 г., профилирование МОВ применяется для изучения отдельных рудных районов, а с 1967 г. — с работ на Асбестовском профиле [Соколов и др., 1974] для регионального изучения верхней части земной коры. До 1966–1968 гг. работы носили, в основном, опытный и опытно-методический характер и выполнялись аппаратурой с осциллографической записью. С 1968 по 1983 г. наблюдения велись аналоговой аппаратурой с магнитной записью по системам двукратного профилирования МОВ и ОГТ. С 1983 г. работы методом отраженных волн на Урале выполняются цифровой аппаратурой как по системам двукратного профилирования, так и по более плотным системам наблюдений.

Все, без исключения, исследователи-сейсморазведчики [Сегаль и др., 1975; Меньшиков, 1980; Близнецов, 1988] указывали на сложность применения сейсмометрии при изучении структуры Урала и неоднозначность сейсмической и соответственно геологической интерпретации наблюдений МОВ. Прежде всего отмечались: (1) интерференционный, дискретный характер волнового поля, его явная трехмерность, обилие волн различной природы, разрушающих друг друга и делающих невозможным прослеживание монотипных особенностей отражений; (2) многообразие геологических факторов, являющихся источниками отражений, — тектонические нарушения, зоны концентрации напряжений, литологические контакты, зоны метаморфизма, формирующие сложную структуру геологического пространства; (3) сложность и изменчивость поверхностных условий, зачастую препятствующая возможности организации эффективных по сейсмическому воздействию источников упругих волн и обеспечению повторяемости волновых полей; (4) высокоскоростной характер изучаемой среды, затрудняющий кинематическую интерпретацию и понижающий разрешающую способность метода.

Однако, несмотря на перечисленные трудности, результаты МОВ сыграли существенную роль в формировании представлений о геологическом строении Урала и дали такую информацию о среде, которую невозможно было получить другими средствами. По данным МОВ были установлены повторяемость рисунка сейсмических разрезов для большинства структурно-формационных зон вдоль всего Среднего и Южного Урала и наличие большого количества наклонных отражателей в верхней части земной коры, которые в ряде случаев приурочены, при выходе на дневную поверхность, к зонам тектонических нарушений. Геологическая интерпретация сейсмических разрезов МОВ отвечала геодинамической концепции формирования современной структуры Урала в условиях скучивания верхней части земной коры под действием субширотных сжимающих напряжений [Соколов и др., 1983; Соколов, Назаров, 1980, 1981; Глубинное строение…, 1986; Скрипий, Юнусов, 1989; Соборнов, Бушуев, 1991; Пучков, 1996 а, б, 1997].

Гравиметрические исследования

Урал почти полностью покрыт гравиметровыми съемками масштаба 1:200 000, а в пределах основных рудных зон — и более крупномасштабными съемками. На базе этих съемок составлены сводные карты аномалий силы тяжести масштабов

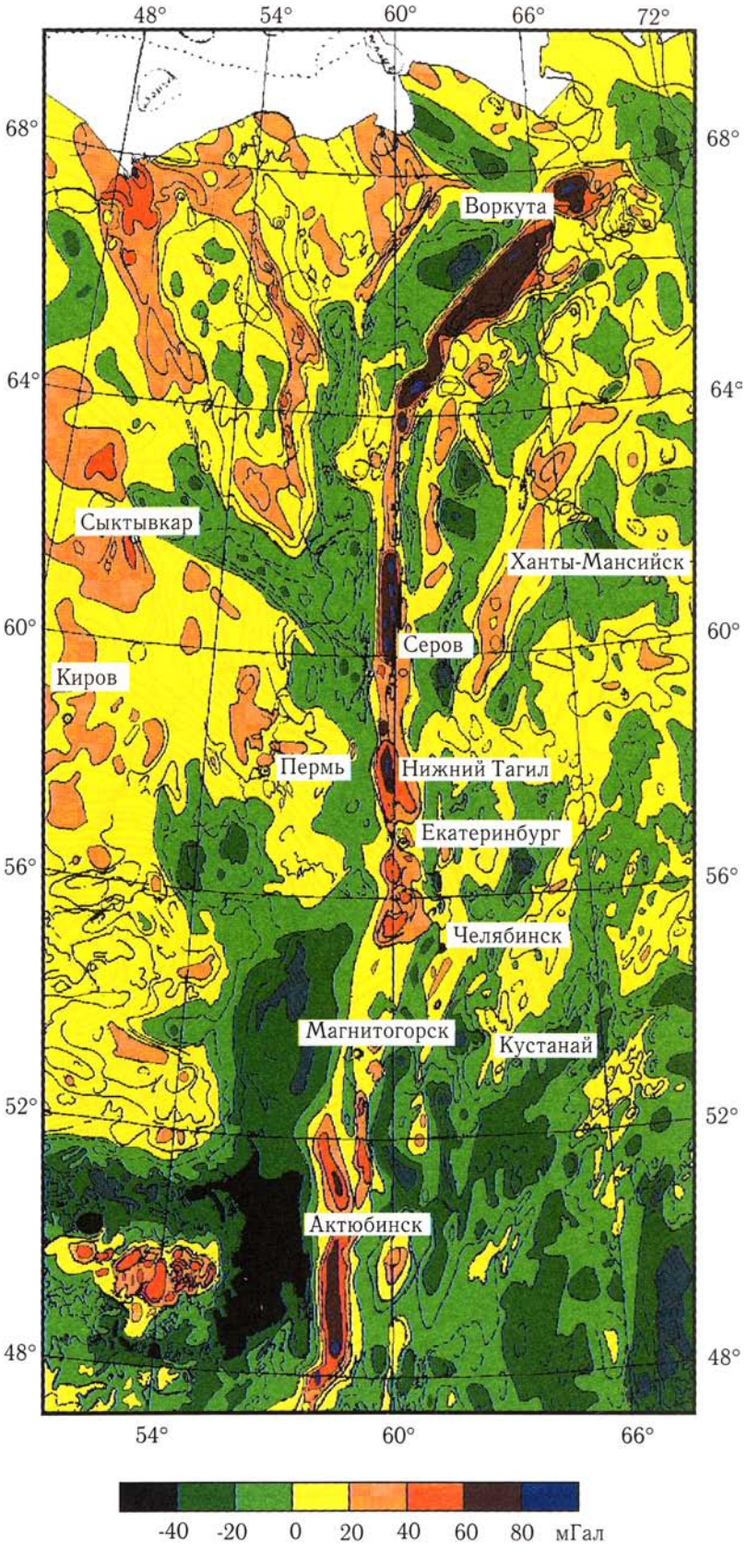


Рис. 3. Карта аномалий силы тяжести (по Е.М. Ананьевой)

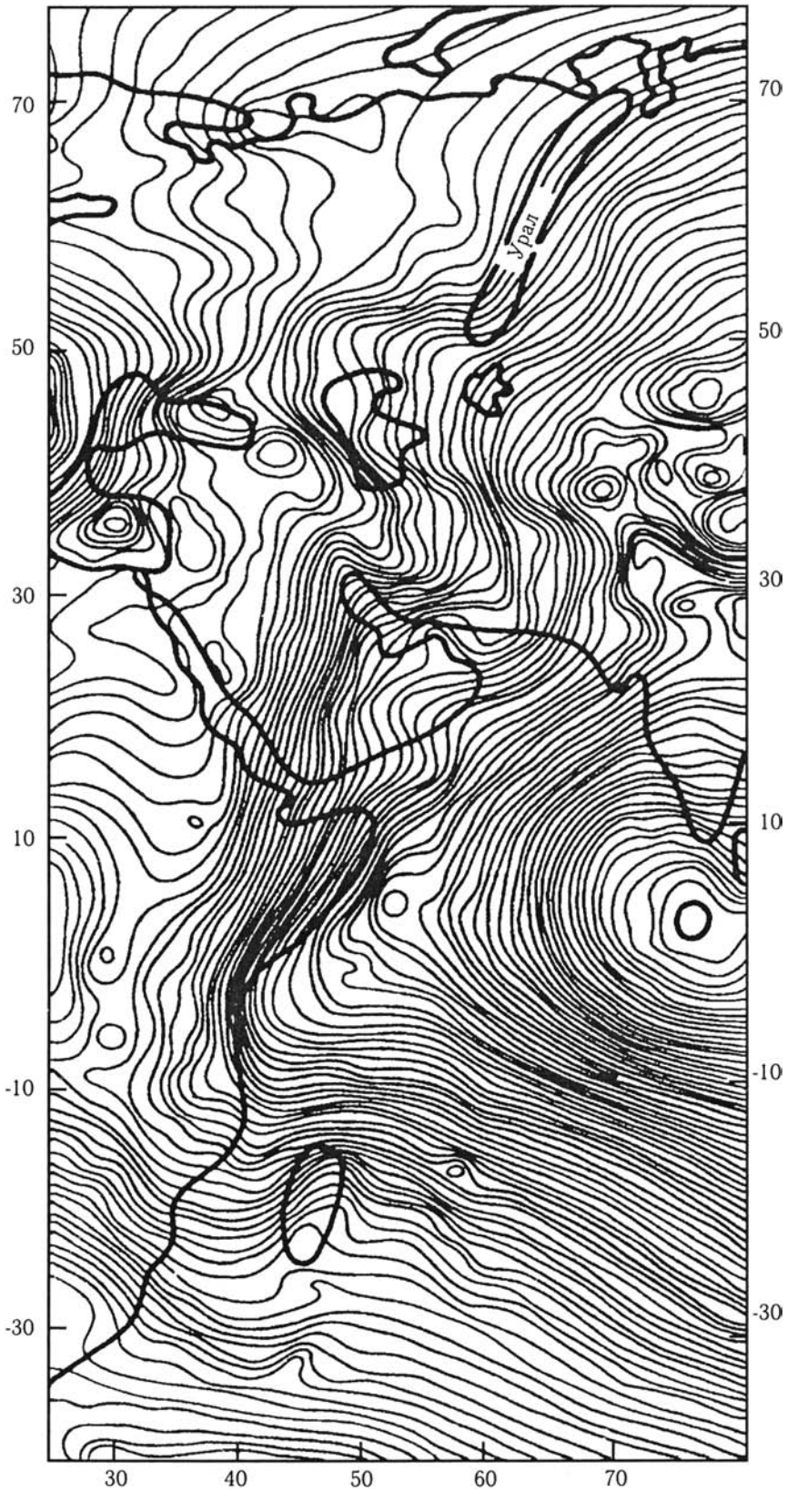


Рис. 4. Урало-Африканская ступень аномального геопотенциала [Рудные месторождения…, 1996]

1:500 000 и 1:1 000 000 на территорию всего складчатого пояса [Рудные месторождения…, 1996].

Наблюдаемый спектр аномалий силы тяжести Урала тесно коррелируется с его геологическим строением [Семенов и др., 1983]. Сильно вытянутые в меридиональном и северо-северо-восточном направлениях эти аномалии резко выделяются на фоне мозаичного поля силы тяжести сопредельных окраин Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ, а также складчатого Казахстана (рис. 3). В региональном плане Уралу соответствует отрицательная аномалия поля силы тяжести, связываемая с погружением подошвы земной коры [Голиздра и др., 1995; Кашубин и др., 1997], а в поле планетарных аномалий геопотенциала — крупнейшая градиентная зона, приуроченная к границе блоков с преимущественно положительными аномалиями Восточно-Европейской платформы и относительно низкими значениями поля Западно-Сибирской плиты [Рудные месторождения…, 1996]. Эта зона, разделяющая Евроазиатский материк на две части, имеет огромную протяженность и прослеживается на юг в пределы Африканского континента (рис. 4). Она осложняется поперечными нарушениями геопотенциала, соответствующими Урало-Тяньшаньской системе дислокаций.

Характерной особенностью гравитационного поля Урала является закономерное чередование с запада на восток, а для отдельных участков и с севера на юг, крупных зон повышенных и пониженных значений силы тяжести. Причем, площади с повышенными значениями поля преобладают над площадями аномалий с пониженными значениями, что связывается с преимущественно фемическим характером разреза земной коры. Уникальной является Тагильско-Магнитогорская линейная зона гравитационных максимумов (Главный Уральский супермаксимум), на большей части своего протяжения имеющая меридиональное направление и соответствующая развитию габбро-гипербазитовых массивов Платиноносного пояса. Наряду с продольной наблюдается и поперечная (субширотная) зональность гравитационного поля Урала. Наиболее крупная поперечная неоднородность проявляется в пределах всего Среднего Зауралья (между 56° и 60° с.ш.), где «продольная» по отношению к уральским структурам зональность гравитационного поля выражена слабо и оно имеет мозаичный характер.

Многочисленные расчеты показывают, что видимый спектр гравитационных аномалий Урала, наблюдаемых на земной поверхности, может быть объяснен плотностными неоднородностями, заключенными в верхних 12–15 км земной коры. В то же время результаты ГСЗ указывают на существование крупных глубинных скоростных неоднородностей, находящихся в прямой корреляции с плотностными неоднородностями верхней части коры. Эти глубинные неоднородности проявляются относительно малоамплитудными региональными аномалиями, выделяющимися при генерализации гравитационного поля с большими радиусами осреднения. При этом гравитационное влияние прогиба поверхности Мохо в значительной степени компенсируется обратным ему эффектом, обусловленным базификацией земной коры. Выявляемые в гравитационном поле локальные аномалии довольно точно отражают морфологию геологических комплексов с контрастными физическими свойствами. При этом интенсивность аномалий при относительном постоянстве физических свойств пород прямо связана с мощностью того или иного геологического комплекса. Это делает материалы гравиметрии незаменимыми при геологическом картировании, особенно в районах со слабой обнаженностью, при тектоническом и металлогеническом районировании с учетом особенностей глубинного строения. Данные площадных гравиметровых съемок, трансформированные в региональные аномалии, в комплексе с ГСЗ были использованы для уточнения вещественного состава слоев, слагающих земную кору, а в межпрофильном пространстве — для построения карт изомощности и основности коры.

Магнитометрия

Территория Урала почти полностью покрыта наземными и аэромагнитными съемками различных масштабов — от 1:10 000 до 1:200 000, положенными в основу сводных карт аномального магнитного поля масштабов 1:500 000 и 1:1 000 000 [Рудные месторождения…, 1996]. Кроме того, в 80-е годы выполнены разновысотные аэромагнитные наблюдения по серии протяженных профилей, пересекающих Урал и выходящих на сопредельные платформы [Чурсин и др., 1992], которые позволили увязать результаты всех магниторазведочных наблюдений на Урале и привести их к единому уровню нормального поля.

Аномалии магнитного поля отражают, в основном, распределение магнетита в образованиях, развитых в разрезе складчатого фундамента; в значительно меньшей мере, они связаны со скоплениями акцессорного магнетита. Характер магнитных аномалий и наличие резких градиентов на их контактах в открытой части Урала позволяют предпола-

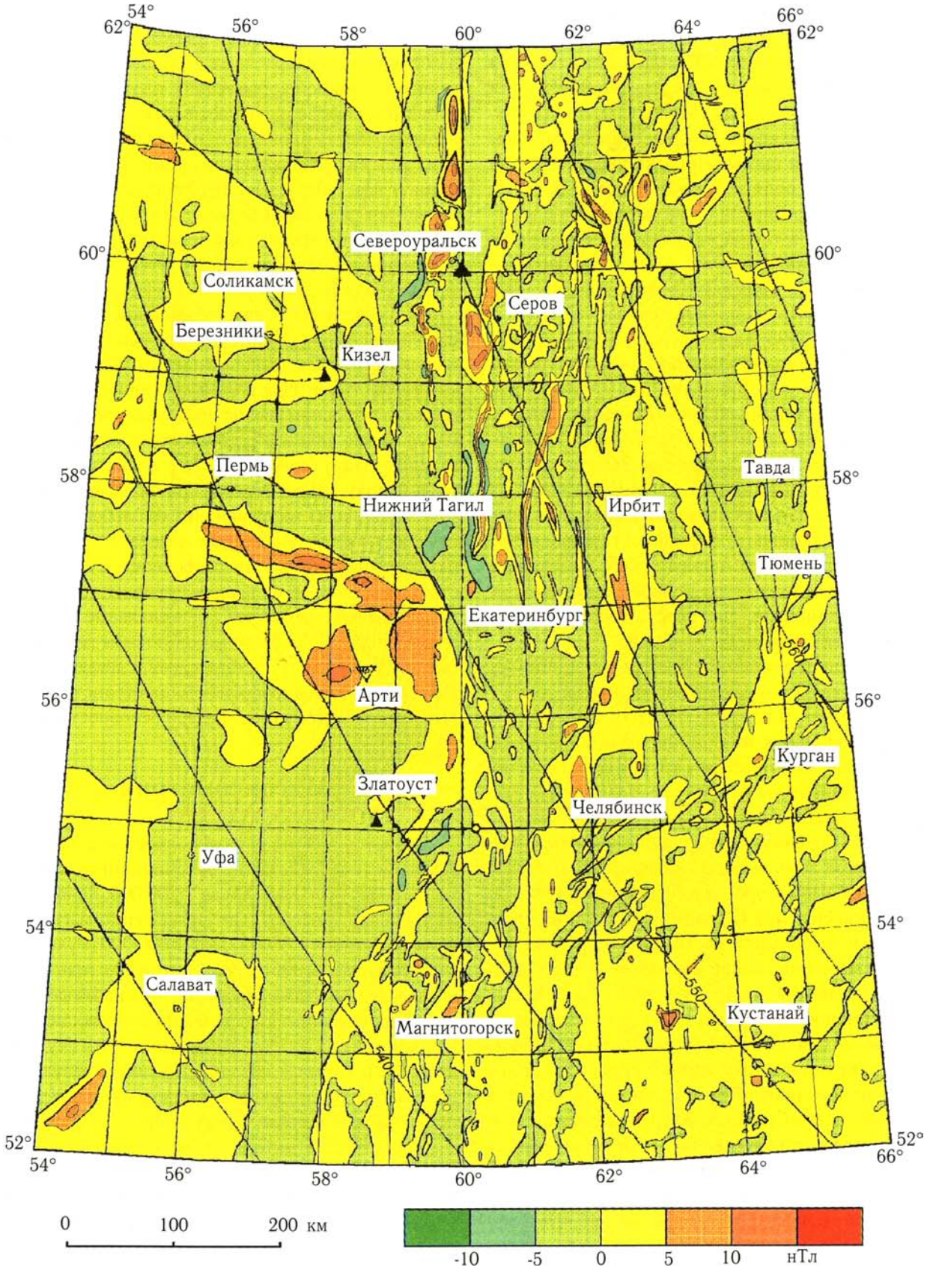


Рис. 5. Карта аномального магнитного поля (по Е.М. Ананьевой)

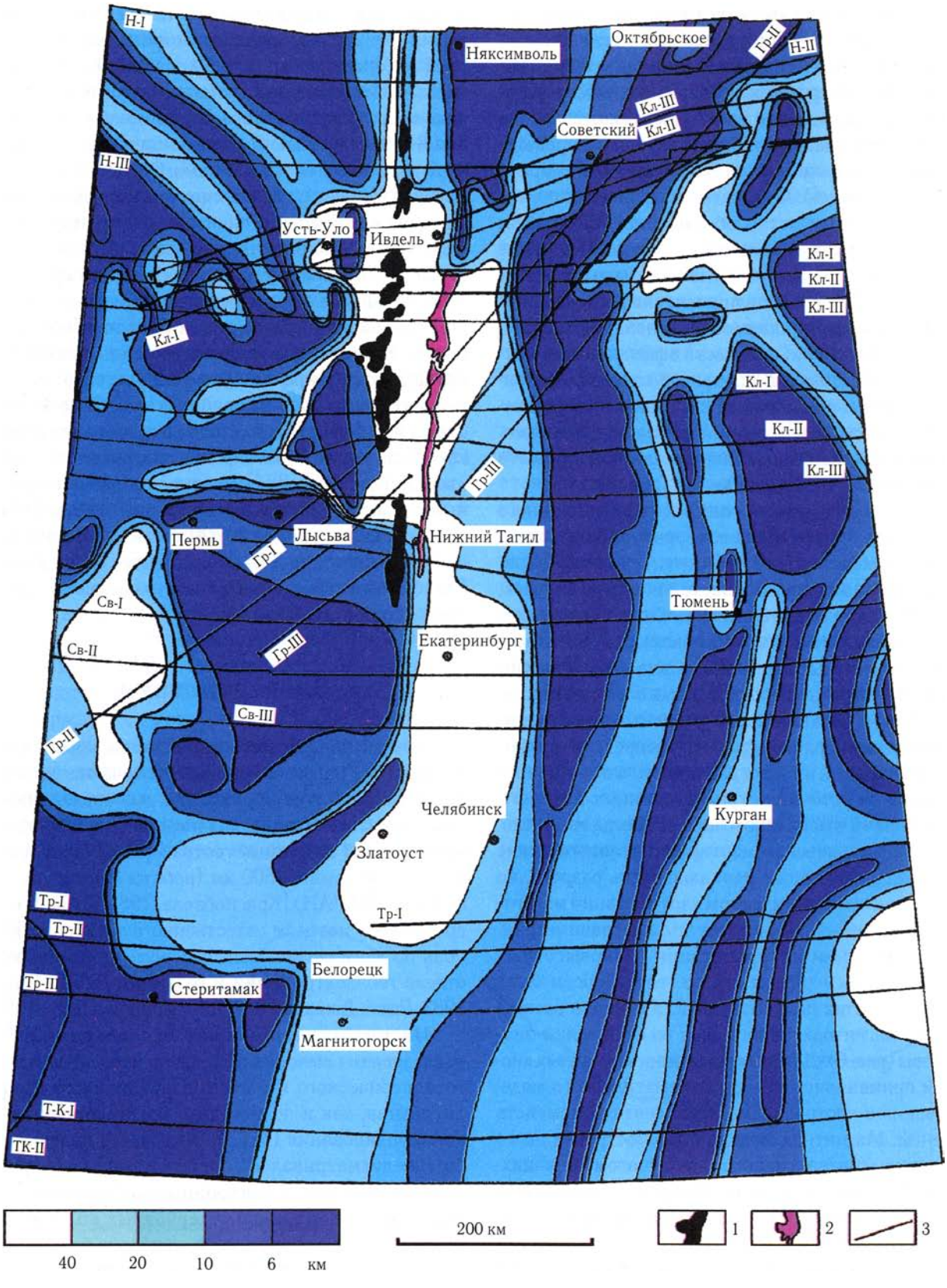


Рис. 6. Карта изоглубин кровли магнитоактивного слоя (по А.В. Чурсину)

1 — габброиды Платиноносного пояса; 2 — дунит-гарцбургитовые комплексы Тагильского прогиба; 3 — профили аэромагнитных наблюдений

гать, что источники высокоинтенсивных аномалий располагаются в верхних горизонтах земной коры, до глубин 8–10 км и связаны с преимущественно эффузивными и интрузивными образованиями и ультрабазитами. Вследствие того, что метаморфические процессы, как правило, приводят к перераспределению магнитных минералов в пределах метаморфизованных комплексов, в магнитных аномалиях находят отражение участки, обогащенные магнетитом по тектоническим и ослабленным зонам, а также контактовые и надинтрузивные зоны магматических комплексов. В результате проявления региональных метаморфических процессов (зеленокаменных и зеленосланцевых) большая часть эффузивных и интрузивных образований основного состава, особенно на Среднем и Южном Урале, оказались обеднены магнетитом, и над ними картируется пониженное слабопеременное магнитное поле, в котором эти комплексы часто не выделяются (рис. 5).

Сравнение карт магнитного и гравитационного полей Урала и прилегающих территорий позволяет видеть их сходство в общей структуре полей, конфигурации аномальных областей и, в ряде случаев, соответствии тех и других аномальных зон друг другу. Это указывает на то, что локальные гравитационные и магнитные аномалии, в основном, связаны с одними и теми же геологическими образованиями, развитыми в верхней части разреза земной коры. Однако в силу неравномерности распределения магнетита в породах, а также различного влияния метаморфизма на источники гравитационных и магнитных аномалий в магнитном поле не всегда так четко, как в гравиметрическом, картируются геологические комплексы, слагающие верхнюю часть разреза, но при детальном геологическом картировании магнитное поле удачно дополняет результаты гравиметрии.

На основании интерпретации разновысотных аэромагнитных наблюдений по геотраверсам была сделана попытка получить представление о распределении магнитоактивного слоя во всей толще земной коры (рис. 6). Для интерпретации магнитных аномалий применялись методы математического моделирования с построением эквивалентных семейств решений. Магнитная модель была построена по 14 разрезам магнитоактивного слоя с учетом имеющихся карт магнитного поля на площадь, ограниченную координатами от 52° до 62° с.ш. и от 54° до 66° в.д. в масштабе 1:1 000 000. В пределах изученных частей Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ магнитоактивный слой имеет трехъярусное строение. Под Уральской складчатой системой магнитоактивный слой на глубинах 10–40 км, в отличие от платформ, практически отсутствует. Эта область характеризуется региональной отрицательной аномалией интенсивностью от –250 до –400 нТл. Источники высокоинтенсивных аномалий в этой области расположены в верхних горизонтах земной коры до глубин 8–10 км и связаны с вулканогенно-осадочными и интрузивными образованиями. Область отсутствия магнитоактивного слоя вытянута в меридиональном направлении и имеет сегментарную структуру, отражающую различия в строении земной коры Южного, Среднего и Северного Урала. Имеются определенные различия между магнитоактивным слоем Восточно-Европейской платформы и Западно-Сибирской плиты. В пределах восточной окраины платформы наблюдаются широкие зоны распространения магнитоактивного слоя на глубинах от 3–5 до 40 км с отдельными участками его проявления на глубинах 20–30 км. На западной окраине плиты магнитоактивный слой как бы разорван неширокими меридиональными полосами. Глубина его залегания от 0 до 3–5 км и в полосах понижения 10–20 км. По-видимому, особенности строения магнитоактивного слоя связаны с глубинным строением Урала и указывают на сложную историю его развития.

Электрометрия

Геоэлектрическое строение земной коры и верхней мантии Уральского региона, включающего складчатую область и ее обрамление, изучалось с помощью магнитотеллурических и магнитовариационных методов по 11 широтным геотраверсам общей протяженностью свыше 4500 км (работы Института геофизики УрО РАН) [Краснобаева, 1981; Дьяконова и др., 1990] и методом естественного электрического поля по двум региональным пересечениям (работы отдела геоэлектрохимии и геохимии ВИРГ) [Рысс, 1983; Рысс, Джаши, 1987; Абрамишвили и др., 1983].

Магнитотеллурические исследования. Эти исследования выполнялись как по методикам магнитотеллурического и магнитовариационного профилирования, так и по методике магнитотеллурического зондирования (МТЗ). В процессе полевых работ предусматривалось опережающее проведение профилирования и синхронных наблюдений всех шести компонент короткопериодных колебаний с последующим выбором мест, наиболее благоприятных для постановки глубинных зондирований. При глубинных зондированиях наблюдения за вариациями поля, по возможности, осуществлялись в диапазоне периодов от 10^{-3} до 10^{5} с. Обработка магнито-

теллурических данных выполнялась, исходя из тензорных представлений импеданса, методом наименьших квадратов. Для повышения достоверности результатов МТЗ изучалось искажающее влияние региональной и локальной геоэлектрической неоднородности среды с помощью физического и численного моделирования. Геоэлектрические модели строились по наименее искаженным кривым МТЗ на основе двухмерного численного моделирования.

В результате этих исследований было получено представление о геоэлектрической расслоенности тектоносферы Уральского региона. Авторами работ [Краснобаева, 1981; Дьяконова и др., 1990] выделяются пять ярусов с резким изменением электрических свойств. На земной поверхности складчатые структуры Урала вырисовываются как изолятор (продольная проводимость составляет 1–10 См) на фоне проводящих отложений осадочного чехла платформенных областей (150–800 См). Второй слой (коровый) выделяется в приуральской части Восточно-Европейской платформы, в эвгеосинклинальной зоне Среднего Урала и в миогеосинклинальной зоне Южного Урала. Глубина до верхней кромки его колеблется от 7 до 22 км, а продольная проводимость изменяется от 50 до 450 См. Кроме того, в верхних частях коры до глубин 10–20 км выделяются глубинные разломы, которые хорошо подтверждаются результатами ГСЗ. Обнаружены две региональные зоны аномальной проводимости, оконтуривающие Уральскую складчатую область с востока и запада. Верхняя кромка третьего (астеносферного) слоя оценивается в 85±15 км. Установлено неповсеместное его распространение. На Среднем Урале в пределах Уральской складчатой области он не наблюдается, а выделяется лишь в платформенных областях. Поперечный размер «безастеносферной мантии» оценивается в 450–500 км. Продольная проводимость слоя составляет 1000–1500 См (по теоретическим оценкам мощность его равняется 30 км и удельное электрическое сопротивление — около 20 Ом·м).

На Южном Урале астеносферный проводник обнаружен в эвгеосинклинальной зоне с существенно меньшей (500 См) продольной проводимостью. В области же миогеосинклинали он отсутствует. Четвертый (мантийный) слой хорошо проявлен в модели Среднего Урала. Установлено, что мантия на глубинах 100–600 км под Восточно-Европейской платформой на порядок менее электропроводная, чем под Западно-Сибирской плитой. Пятый слой (слой Голицина) контролируется поведением границы С, разделяющей мантию как бы на две оболочки: верхнюю и нижнюю, обладающую хорошей проводимостью. Эта граница испытывает перепад глубин от 470 км под Западно-Сибирской плитой до 600 км под Восточно-Европейской платформой в среднем сечении Урала. На Южном Урале она выравнивается на глубине около 500 км.

Измерения глубинного естественного электрического поля. В пределах Урала и сопредельных территорий измерения глубинного естественного электрического поля были выполнены по линиям: Семипалатинск — Тюмень — Екатеринбург и Верхотурье — Альметьевск — Кривой Рог [Геотраверс…, 2002].

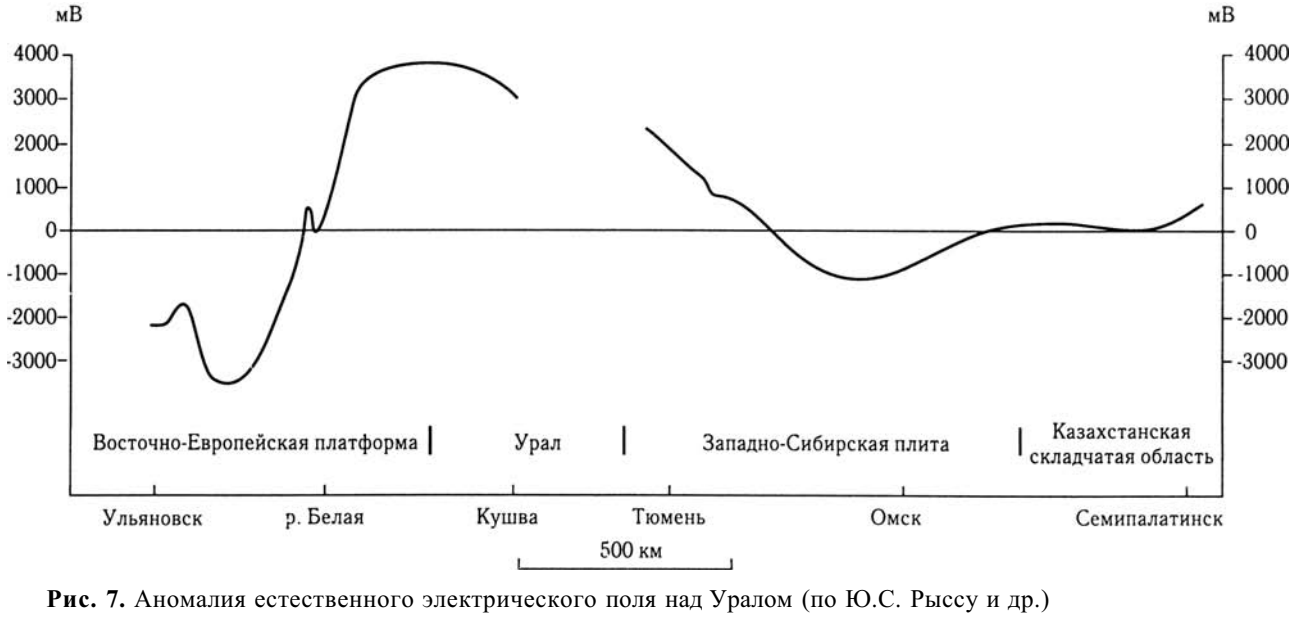


Рис. 7. Аномалия естественного электрического поля над Уралом (по Ю.С. Рыссу и др.)

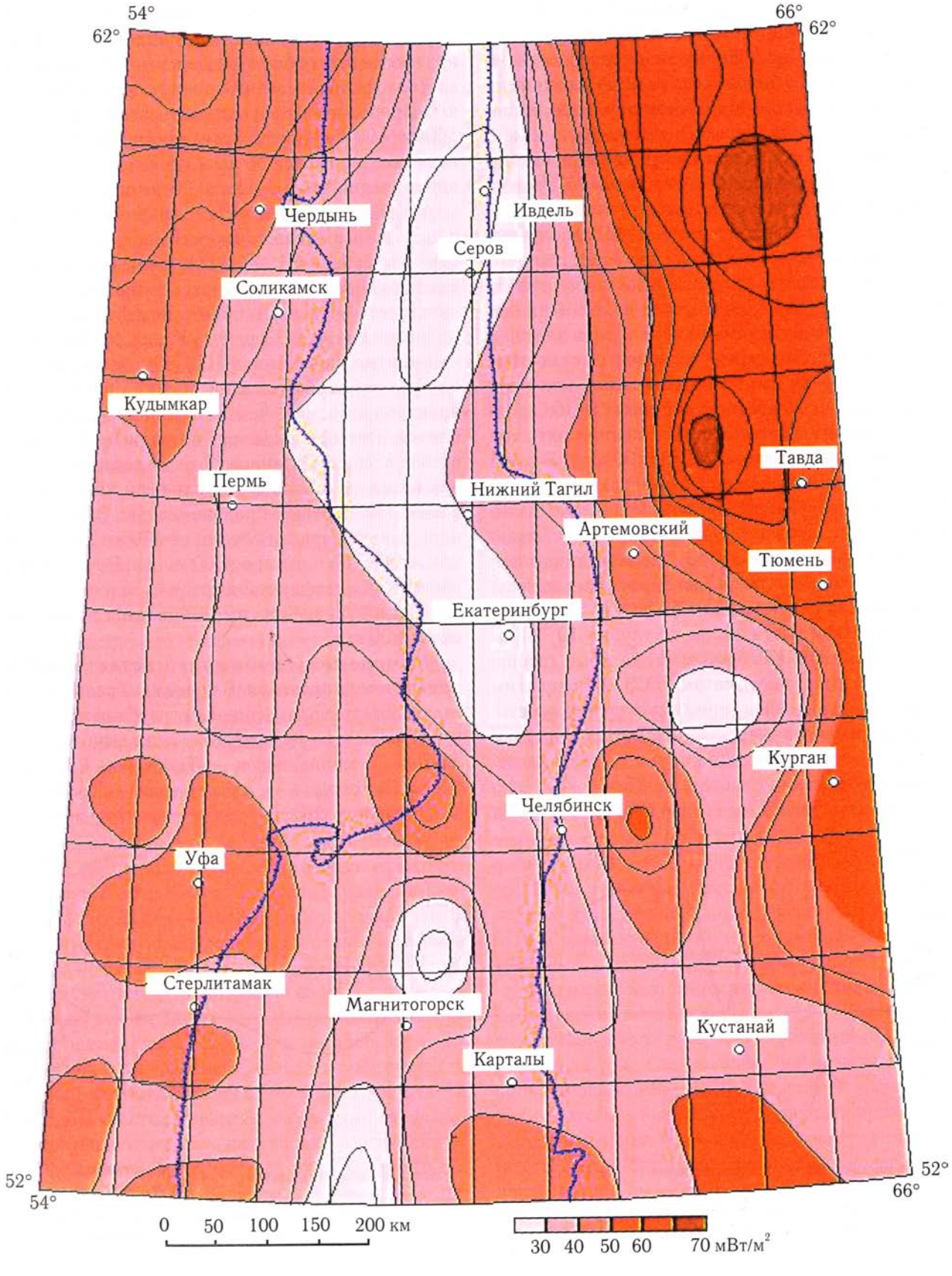


Рис. 8. Схематическая карта теплового потока (по В.А. Щапову, И.В. Голововой)

На графике естественного поля (рис. 7) Урал отмечается региональной положительной аномалией (с относительной интенсивностью 3500–4000 мВ), осложненной незначительными вариациями потенциала. Такой облик поля свидетельствует, во-первых, о резком отличии Урала от обрамляющих его структур по характеру протекающих в них в настоящее время внутриземных физико-химических процессов и, во-вторых, о достаточной целостности (региональной однородности) Уральской складчатой системы по этому признаку.

Предыдущие исследования в других районах показали, что естественное электрическое поле — квазипостоянная составляющая электрического поля Земли — отражает размещение и интенсивность глубинных окислительно-восстановительных процессов. Согласно этим представлениям [Рысс, 1983; Абрамишвили и др., 1983], положительная аномалия поля над Уралом может быть интерпретирована в настоящее время как результат преимущественно анодных окислительных процессов, по-видимому, связанных с современным воздыманием этой области.

Геотермия

Определения геотермического потока на Урале и прилегающих областях Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ выполнены более чем в 200 точках с погрешностью определения температуры, не превышающей ±0.02 °С [Булашевич, Щапов, 1978, 1983; Голованова, 1994]. По этим данным, Урал, и прежде всего его осевая часть, имеют аномально низкие значения плотности теплового потока по сравнению со средним для Земли, а именно — 20–30 мВт/м^2 (при среднем значении для Земли ≈70 мВт/м^2) (рис. 8).

При мощности земной коры около 50 км средняя мощность теплогенерации пород коры в этой зоне должна быть меньше 0.5 мВт/м^3. Такую теплогенерацию обеспечивает распад радиоактивных U, Th, K в основных породах типа габбро. В более кислых породах, которые представлены в верхних 10–15 км разреза, содержание U, Th, K, а значит, и теплогенерация, обычно имеют значительно большие величины. Согласовать столь низкий тепловой поток и распределение теплофизических свойств в

Таблица 1. Основные представления о глубинном строении Урала

Метод исследований	Основные региональные особенности полей	Предполагаемые особенности глубинного строения	Возможные альтернативные представления
1	2	3	4
Сейсмометрия	Большие времена регистрации преломленных (Pn) и отраженных (PmP) волн от границы M	Увеличенная мощность земной коры	Низкие скорости в средней и нижней частях земной коры
	Наличие нескольких динамически выраженных закритических отраженных волн от подошвы земной коры, отсутствие резкого излома годографа волн при выходе в первые вступления волн Pn	Наличие переходной зоны в низах коры с промежуточными между корой и мантией значениями скоростей	Расслоенность нижней части земной коры и верхней мантии
	Высокие скорости волн в первых вступлениях	Повышенная основность земной коры	Отсутствие «плитного» комплекса
	Интерференционный, дискретный характер поля отраженных волн, отсутствие протяженных годографов отраженных волн	Повышенная тектоническая раздробленность консолидированной земной коры	Наличие крутопадающих транскоровых зон
	Квазисимметричный облик земной коры в поле отраженных волн	Пограничное положение Урала между двумя литосферными массивами	Бивергентная коллизионная структура Урала
	Азимутальная анизотропия скоростей упругих волн и наличие устойчивых аномалий поляризации поперечных волн с преимущественной субширотной ориентировкой вектора максимальных значений скорости в верхней части земной коры	Преобладание субширотных сжимающих напряжений в верхней части земной коры	Упорядоченная ориентировка породообразующих минералов
	Азимутальная анизотропия граничной скорости в верхней мантии	Субперидотитовый состав верхней мантии	Латеральная неоднородность верхней мантии

Таблица 1. Окончание

1	2	3	4
Гравиметрия	Отрицательная региональная аномалия ноля силы тяжести	Погружение подошвы земной коры	Преобладающий кислый состав средней и нижней коры
	Чередование положительных и отрицательных аномалий силы тяжести субмеридионального простирания	Чередование блоков земной коры с различной основностью	Выдержанное вдоль Урала тектоническое положение структурно-вещественных комплексов в верхней части земной коры
Магнитометрия	Отрицательная региональная слабо затухающая с высотой аномалия напряженности магнитного поля	Отсутствие источников магнитного поля в средней и нижней частях земной коры под Уралом и наличие таких источников в соседних структурах	Обратная намагниченность средней части земной коры
	Чередующиеся положительные и отрицательные полосовые аномалии магнитного поля	Зоны глубинных разломов или щелевых рифтов, заполненные породами офиолитовой ассоциации	Прямая и обратная намагниченность вулканитов основного состава вблизи разломов
	Мозаичное распределение интенсивных положительных и менее интенсивных отрицательных аномалий магнитного поля	Литологическая дифференцированность образований в верхней части земной коры	Неравномерное распределение магнетита в верхней части земной коры
Электрометрия	Положительная региональная аномалия естественного электрического поля	Преобладание анодных окислительных процессов, связанных с современным воздыманием	Отсутствие проводящего осадочного слоя
Геохимия	Повышенные содержания элементов медно-полиметаллической ассоциации в ферримарганцевых соединениях и железа в магнетитовой форме	Преобладание фемического типа минерализации, связанное с повышенной основностью земной коры	Вынос под действием естественного электрического поля элементов, находящихся преимущественно в катионной форме, в область с преобладанием анодных окислительных процессов
Водногелиевая съемка	Повышенные концентрации гелия в подземных водах в сравнительно узких зонах субмеридионального простирания	Восходящие потоки глубинных флюидов через зоны повышенной проницаемости земной коры	Чередование слабо нарушенных блоков и тектонически проработанных зон в верхней части земной коры
Термометрия	Пониженный тепловой поток над осевой частью Урала	Базифицированный состав консолидированной земной коры и аномально низкий тепловой поток из мантии	Более интенсивный теплоперенос по сравнению с перекрытыми осадочным чехлом структурами обрамления

породах коры со всей совокупностью геологических и геофизических данных в рамках стационарной модели возможно [Хачай, Дружинин, 1998; Safanda et al., 1992], если плотность теплового потока из мантии в области под Уралом составляет около 6–10 мВт/м^2. Это значение в два раза ниже средних оценок теплового потока из мантии под платформами, граничащими с ним.

Таким образом, перед планированием основных полевых экспериментов по проекту URALIDES по результатам предшествующих геофизических исследований на Урале был установлен целый ряд аномальных особенностей геофизических полей и сформулированы определенные представления о глубинном строении складчатого пояса. Основные из них приведены в табл. 1.

Следует отметить, что по ряду таких особенностей, как наличие «корня гор», высокая основность консолидированной земной коры, аномально низкая плотность теплового потока, Урал резко отличался от других складчатых сооружений мира. Поэтому эти и многие другие проблемы подверглись рассмотрению интернациональными группами исследователей в первую очередь.

4.3. Работы ОГТ по профилю URSEIS

А.К. Сулейманов

Проект URSEIS, от международного названия «**U**rals **R**eflection **Se**ismic and **I**ntegrated **S**tudies», предусматривал изучение глубинного строения Уральского покровно-складчатого пояса в его наиболее широкой части, а также прилегающую часть Восточно-Европейской платформы посредством отработки регионального сейсмического профиля протяженностью более 500 км по маршруту Стерлитамак–Магнитогорск–Николаевка (субширотный профиль на широте г. Магнитогорска (рис. 9). Этот профиль является также важным элементом государственной сети опорных профилей России,

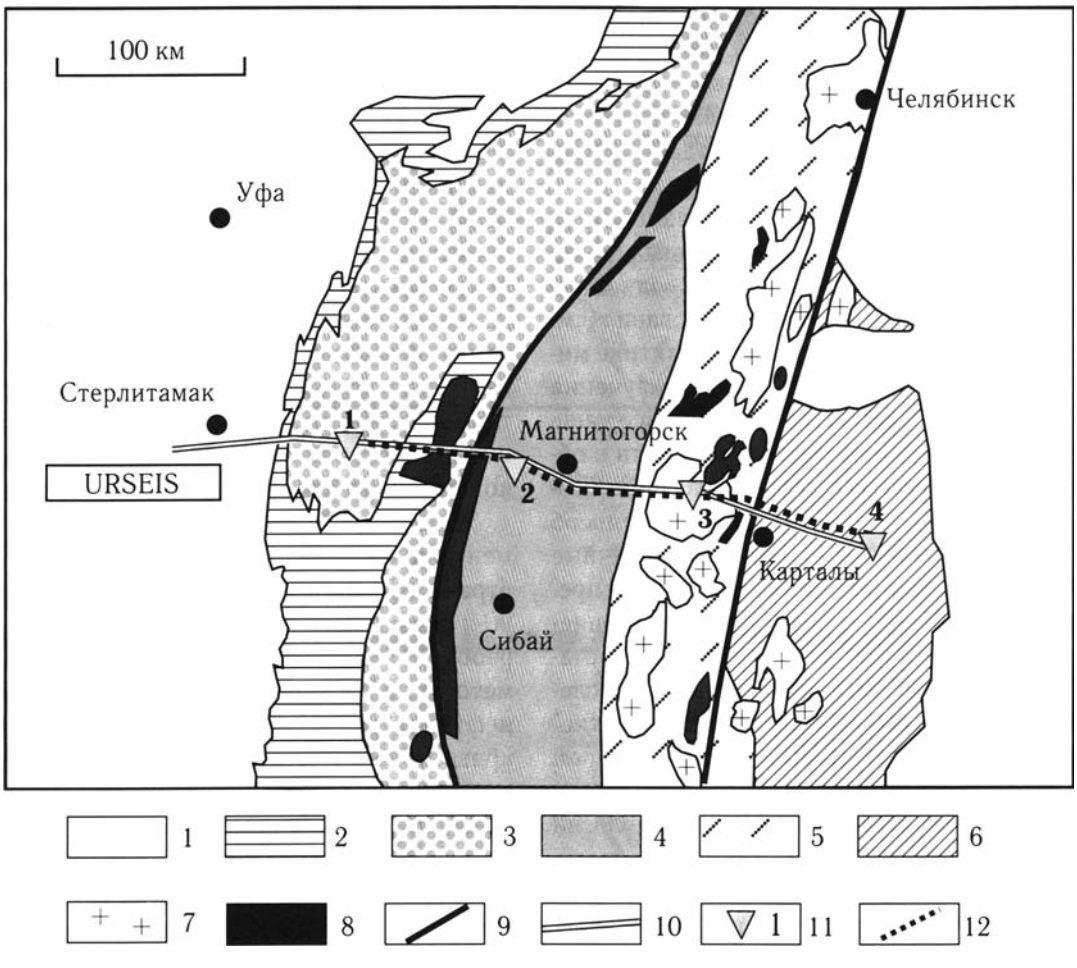


Рис. 9. Тектоническая схема Южного Урала с положением линии наблюдений по профилю URSEIS

1 — Восточно-Европейская платформа на западе и Казахская складчатая система на востоке; 2–6 — основные зоны: 2 — Западно-Уральская, 3 — Центрально-Уральская, 4 — Магнитогорская, 5 — Восточно-Уральская, 6 — Зауральская; 7 — гранитоиды; 8 — офиолиты; 9 — Главный Уральский разлом (на западе) и Троицкий разлом (на востоке); 10 — линия наблюдений МОВ; 11 — пункты взрыва ГСЗ и их номера; 12 — линия наблюдений ГСЗ

направленной на изучение тектонического развития Европейского континента.

Комплексные сейсмические исследования на профиле были выполнены в 1995 г. совместными усилиями международного консорциума (Россия, Германия, США и Испания). С российской стороны в проекте участвовали: ФГУ ГНПП «Спецгеофизика» (отв. исполнитель), Баженовская геофизическая экспедиция и ОАО Башнефтегеофизика. В качестве иностранных участников входили геофизики группы DEKORP Германского центра исследований Земли, группы JNSTOC Корнельского университета (США), Института наук о Земле им. Хаулк Альмера (Испания) при содействии Национального совета научных исследований (CSIC).

Материалы этих исследований обрабатывались несколькими международными группами и на каждом этапе широко публиковались в зарубежной и отечественной литературе [Berzin et al., 1996; Brown et al., 1996, 1997 а, б, 1998; Brown, Juhlin, Puchkov, 2002; Brown et al., 2002; Сулейманов и др., 2001]. Обработка полученных данных с применением новейших технологий и комплексная геолого-геофизическая интерпретация этих данных продолжаются до настоящего времени.

Важной особенностью этих исследований было комбинирование наблюдений, проведенных по методике близвертикальных отраженных волн и методом глубинного сейсмического зондирования (см. ниже раздел 4.4). В последние годы в практике мировых геофизических исследований для изучения глубоких границ и объектов земной коры все чаще используются наблюдения отраженных волн в области, близкой к источнику, по технологии многократных перекрытий, а при обработке — способ общей глубинной точки (ОГТ). Ранее аналогичные исследования проводились на основе метода преломленных волн (МПВ) и глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) с использованием достаточно разреженных систем наблюдений. Эти исследования были направлены на изучение скоростного разреза и глобальных границ раздела земной коры.

По существу, результаты указанных технологий (МОВ-ОГТ и ГСЗ-МПВ) создают информационные базы, дополняющие друг друга. Если по материалам МОВ-ОГТ устанавливается детальная расчлененность осадочного чехла и внутренней структуры консолидированной части коры вплоть до поверхности раздела кора–мантия (Мохо), то, в дополнение к детальной картине сейсмического разреза ОГТ, по материалам ГСЗ могут быть получены надежные сведения о региональных сейсмических границах (по фундаменту, внутрикоровым границам и Мохо) с оценкой соответствующих скоростных параметров.

Идея целесообразности совместной интерпретации волн различных типов была высказана еще в 40-х годах прошлого века [Гамбурцев и др., 1946]. При этом в основе комбинирования лежат несколько принципиальных положений, основанных на физических особенностях распространения волн:

— о возникновении и существовании совокупности отраженных и преломленных волн, соответствующих одному и тому же геологическому разрезу;

— о различии областей регистрации отраженных и преломленных волн при общей границе их возникновения;

— об общности принципов количественной интерпретации в методах преломленных и отраженных волн, основанных на применении законов геометрической сейсмики.

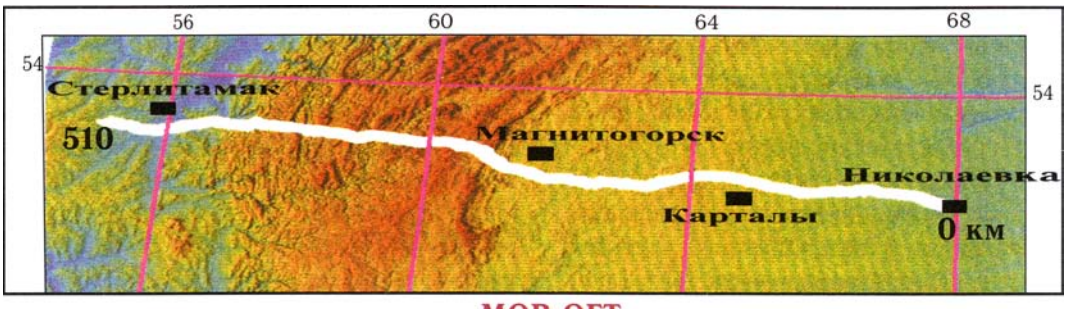
Однако долгое время комбинированный метод не получал своего непосредственного внедрения в практику глубинных сейсмических исследований в том понимании, в каком он был изначально определен [Гамбурцев и др., 1946]. Главной причиной было отсутствие технической базы, позволяющей одновременно регистрировать субвертикальные и широкоугольные (на больших удалениях от источника) сейсмические наблюдения. Кроме того, совместная обработка, интерпретация и визуализация данных по отраженным и преломленным волнам также требовали мощных вычислительных средств и графопостроителей, ставших достижением только новейшего времени (конец 90-х годов).

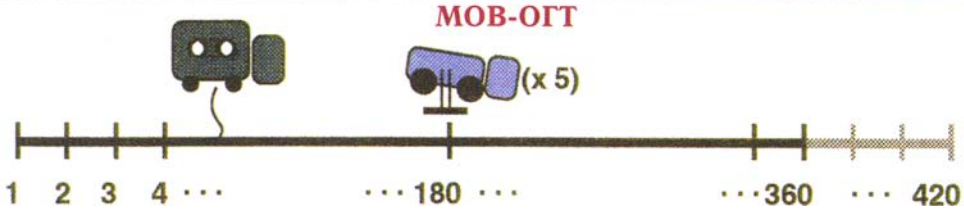
В результате обобщения обширного экспериментального материала и опыта полевых работ по отраженным и преломленным волнам с середины 90-х годов экспедицией «Спецгеофизика» начаты работы по реальному комбинированию различных методов, в частности, хорошо апробированного в нефтяной разведочной геофизике метода многократных перекрытий отраженных волн МОВ-ОГТ и метода ГСЗ. Такие экспериментальные работы обеспечены рядом различных технологий:

— созданием телеметрических систем сбора сейсмической информации с достаточным динамическим диапазоном и количеством каналов;

— радиопередачей, наряду с кабельной, благодаря чему реализуются широкоугольные наблюдения;

— практически неограниченной памятью накопления цифровой информации и реализацией записи сигналов большой длительности;





П1: вибраторы

- Система регистрации — «Input/Output»-2
- Расстояния: ПП = 50 м, ПВ = 150 м
- Симметричная система
- Рабочая расстановка сейсмоприемников — 18 км
- Максимальное расстояние ПВ-ПП — 9 км
- Кратность перекрытия — 60
- Длительность свипа — 30 с
- Продолжительность регистрации — 55 с
- Длительность записи после коррекции — 25 с

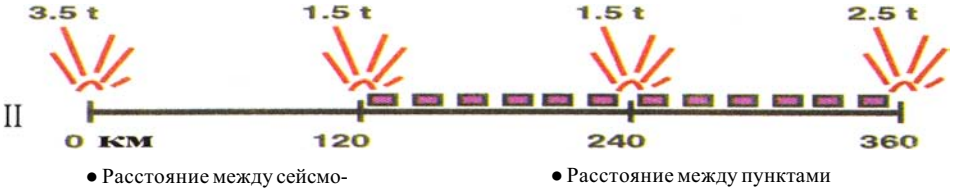
П2: взрывы

- Система регистрации — «Input/Output»-2
- Расстояния: ПП = 50 м, ПВ = 4 км
- Встречно-фланговая система
- Длина рабочей расстановки сейсмоприемников — 18 км
- Максимальное расстояние ПВ-ПП — 18 км
- Кратность перекрытия — 6
- Два физических наблюдения на одном пункте взрыва
- Длительность записи — 65 с

П3: ГСЗ-взрывы

- Длина профиля — 510 км
- Регистрирующая система — «REFTEK»
- 50 регистрирующих каналов
- Режим непрерывной записи — 2 ч

- Расстояние между сейсмоприемниками ΔПП — 2.5 км
- Расстояние между пунктами возбуждения ΔПВ — 120 км



- Расстояние между сейсмоприемниками ΔПП — 5 км
- Расстояние между пунктами возбуждения ΔПВ — 120 км

- Расстояние между сейсмоприемниками ΔПП — 5 км
- Расстояние между пунктами возбуждения ΔПВ — 120 км

Рис. 10. Топографическая карта профиля URSEIS и схемы полевых наблюдений
I–III — этапы отработки профиля

— созданием мощных вибрационных источников упругих колебаний с гибко управляемыми свип-сигналами, позволяющими получить отраженные сигналы с глубокозалегающих объектов исследований;

— развитием средств вычислительной техники и программного обеспечения способов обработки сейсмической информации и, как следствие, сближением представления и визуализации результативной информации (разрезов) различных методов.

Таким образом, появилась возможность в рамках единого технического комплекса возбуждения и регистрации реализовать технологию комбинированных наблюдений для целей глубинного изучения земной коры.

Опыт применения технологии комбинированных наблюдений на опорных геофизических профилях в различных сейсмогеологических условиях (профили 1-ЕВ, 2-ДВ) показал высокую ее эффективность при глубинных исследованиях, особенно при комплексировании детальных разрезов МОВ-ОГТ и скоростных разрезов, получаемых по данным ГСЗ.

Комплекс сейсмических исследований на профиле URSEIS включал почти исчерпывающий набор методов с контролируемыми источниками возбуждения упругих колебаний (рис. 10):

— высокоплотные наблюдения с использованием виброисточников в близвертикальной области, характеризующейся удалениями до 9000 м по методике многократных перекрытий отраженными волнами — МОВ-ОГТ ВСМ;

— относительно низкоплотные наблюдения с взрывными источниками, охватывающие область удалений до 18 000 м — МОВ-ОГТ ВВ;

— широкоугольные наблюдения, охватывающие область удалений до 360 км — ГСЗ.

Регистрация данных в рамках МОВ-ОГТ проводилась с использованием телеметрической системы I/O-2 («Input/Output»-2) и единого сейсмического канала, в связи с чем появилась возможность не только комбинирования результатов этих подсистем, но и корректного их сопоставления. Значительный научно-практический интерес при этом представляла оценка возможностей вибрационной сейсморазведки с использованием широко распространенных в нефтяной геофизике стандартных виброисточников.

В эксперименте была использована группа из пяти вибраторов общим пиковым усилием 50 т и групповые взрывы в двух скважинах глубиной 25–30 м — по 40 кг тротила в каждой. Единая система регистрации данных обеспечивала прием сигналов без искажений в широком диапазоне амплитуд, что является основой для корректного сравнения динамических и кинематических параметров волновых полей, наблюдаемых от обоих типов источников упругих колебаний.

Обработка сейсмических данных

Обработка сейсмических данных проведена по стандартной и специальной технологиям (динамической и кинематической) с учетом поверхностных и глубинных сейсмогеологических условий и особенностей полевой методики — большие удаления возбуждения, прием (0–10–20 км) и длительность записи (25 и 60 с), которые накладывают свои специфические требования к параметрам процедур обработки. Так, помимо стандартных обрабатывающих комплексов были опробованы новые технологии, которые пока не получили широкого распространения, но оказались весьма эффективными в других районах (РЕАПАК, МДС). Кроме того, специально для материалов URSEIS была разработана технология КОСКАД-ГЕОТРАВЕРС, которая включает широкий спектр вероятностно-статистических методов [Глубинное строение…, 2001].

Использованный нами граф обработки данных МОВ-ОГТ, полученных от виброисточников и от взрывов (ВВ), включал следующие процедуры:

— инсталляция геометрии профиля, ввод данных о координатах и высотах точек профиля;

— сортировка трасс для суммирования по ОГТ с учетом истинного положения глубинных точек в плане (бинирование) в связи с криволинейностью профиля;

— восстановление амплитуд и нормализация трасс;

— выбор процедур регулировки амплитуд для сохранения максимальной динамической выразительности записи;

— режекция помех;

— деконволюция исходных и суммарных трасс;

— определение скорости оптимального суммирования;

— выполнение интерактивной автоматической коррекции статических поправок для каждого этапа корреляции кинематических поправок;

— полосовая фильтрация;

— миграция временного разреза (посстэкмиграция);

— пересчет временного разреза в линейный масштаб глубин;

— параметризация разреза (A-, F-, V-разрез).

Большое значение при обработке уделялось проблеме восстановления амплитуд, коррекции статических и кинематических поправок.

Восстановление амплитуд. Известно, что амплитуда отражения во многом определяется перепадом акустической жесткости и, следовательно, несет информацию о распределении коэффициентов отражений. В то же время, существует ряд факторов, маскирующих эту информацию. Наиболее существенны среди последних:

— геометрическое расхождение фронта волны и связанное с этим физическим явлением уменьшение амплитуд отраженных волн; особенно важен учет данного процесса для материалов с большой длиной записи и значительными удалениями взрыв–прибор;

— поглощение сейсмической энергии, приводящее к спаду энергии, однако, если учесть высокоскоростной характер разреза, влияние поглощения на амплитуду оказывается слабым по сравнению с другими факторами;

— зависимость коэффициентов отражений от угла падения сейсмического луча и амплитуды регистрации от диаграммы направленности группы приемников.

К сожалению, имеющиеся средства обработки не позволяют напрямую учесть влияние этих факторов на амплитуды, что может снижать эффект суммирования в общей средней точке (ОСТ).

В рамках эффективной модели среды функция расхождения и поглощения сейсмической энергии описывается следующим выражением:

$$G(t) = MV(t)t\exp(\alpha \cdot t),$$

где t — время регистрации; V(t) — кривая эффективной скорости; α — коэффициент поглощения сейсмической энергии в среде; M — постоянный множитель, определяющий уровень амплитуд.

Как правило, высокоскоростные среды, каковой является Урал, характеризуются малой долей затрат сейсмической энергии на поглощение по сравнению с затратами на геометрическое расхождение; эти затраты оказываются ниже уровня энергии недоучета геометрического расхождения при неточном знании скоростного закона. Поэтому, зачастую коэффициент поглощения приравнивают к нулю. Более того, для URSEIS оказался приемлемым более упрощенный вариант, когда восстановлению подвергается региональная составляющая амплитуды (Методические разработки по А.К. Сулейманову, 1989 г.). При этом функция усиления выглядит следующим образом:

$$G(t) = Mt^2.$$

Нетрудно догадаться, что при этом предполагается приближенное описание функции скорости временем регистрации. Преимущество такого подхода в том, что он технологичен, восстанавливает единым образом амплитуду по профилю в целом и на его фоне легче обнаруживать амплитудные аномалии. Коэффициент выравнивания уровня амплитуд (M) может отличаться от трассы к трассе и зависит от изменения амплитуд, обусловленного поверхностными условиями возбуждения. На рис. 11 в качестве иллюстрации приведены огибающие амплитуд и восстановленные сейсмограммы для вибро- и взрывных материалов. Эффект геометрического расхождения достаточно заметно проявляется по амплитудам в начале и конце трасс.

Выравнивание спектра также является частью этапа восстановления динамических свойств сигнала (помимо амплитуд) и проводилось на основе деконволюции, меняющейся по профилю и во времени.

Далее трассы подвергались полосовой фильтрации в диапазоне 4–40 Гц. Необходимо отметить достаточно устойчивый характер спектра сигналов в этом диапазоне. Неожиданным оказалось то обстоятельство, что отраженные от границы Мохо волны имеют среднечастотный диапазон, и это является основанием для применения при глубинной сейсморазведке достаточно развитых технологий нефтяной сейсморазведки (рис. 12).

Анализ статических поправок. Априорные статические поправки рассчитывались по первым вступлениям волн с использованием пакета программ STATPR.

Анализ кинематических поправок. Оптимизация скоростей суммирования является одной из определяющих процедур обработки. Скоростная модель суммирования по ОСТ определялась по вертикальным скоростным спектрам с шагом 5–10 км по профилю и путем перебора разрезов с постоянными скоростями суммирования в интервале от 5000 до 9000 м/с.

Автоматическая коррекция статических поправок. Характерной чертой разреза URSEIS является отсутствие протяженных опорных границ, вследствие чего коррекция статических поправок осуществлялась в широком окне анализа (Δt = 4–5 с) с максимально допустимыми значениями поправок в пределах 5–12 мс.

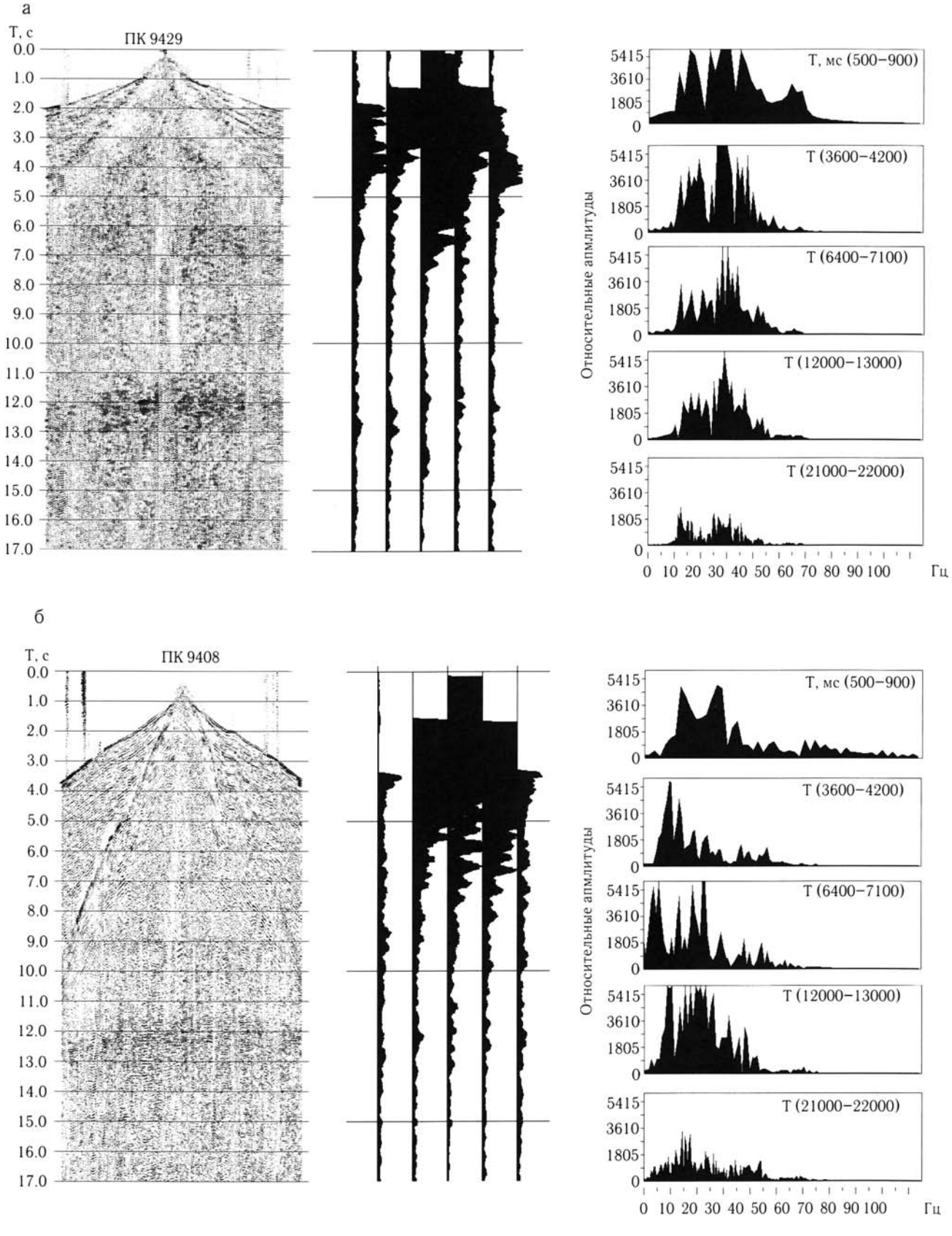


Рис. 11. Сейсмограммы МОВ и динамические характеристики
а — вибровозбуждение; б — взрывы

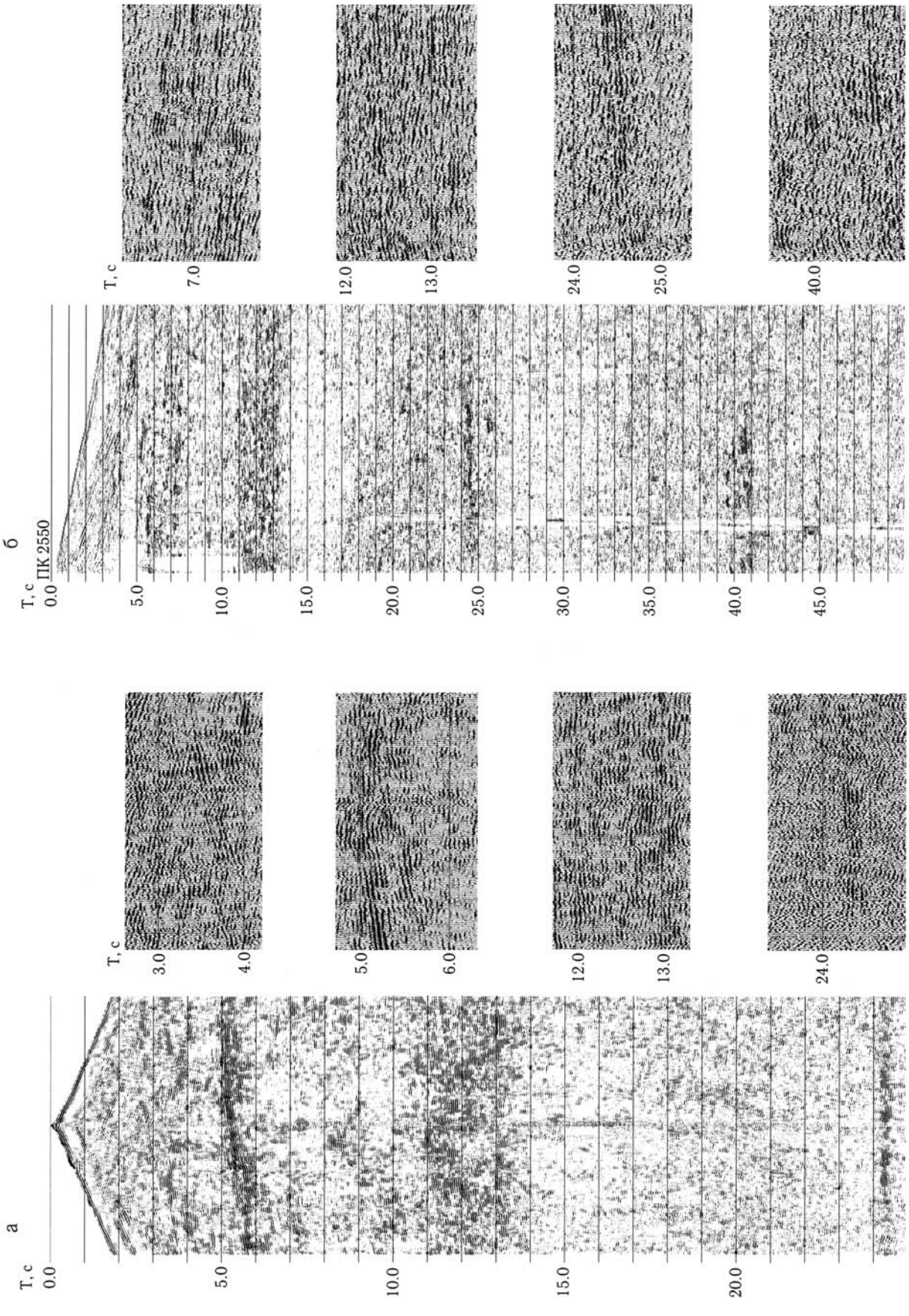


Рис. 12. Сейсмограммы МОВ и фрагменты временных разрезов с отражениями на больших временах
а — вибровозбуждение; б — взрывы

Окончательный разрез. После проведения интерактивной коррекции кинематических и статических поправок были получены окончательные разрезы. К окончательному временному разрезу была применена полосовая фильтрация со следующими параметрами:

временной интервал, мс	полоса фильтрации, Гц
0–2000	10, 18, 48, 55
2000–5000	9, 16, 42, 49
5000–7000	7, 14, 37, 46
7000–9000	6, 12, 33, 43
9000–25 000	5, 10, 28, 40.

Выбор параметров переменной во времени полосовой фильтрации выполнялся путем тестирования параметров на отдельных участках разреза.

В условиях сложно построенного интенсивно дислоцированного разреза Южного Урала одной из наиболее важных процедур преобразования сейсмической информации является миграция. К окончательным временным разрезам ОГТ по профилю применялась конечно-разностная миграция Кирхгофа. С целью выбора оптимальной скоростной модели на отдельных участках было выполнено несколько вариантов миграции с различными скоростными законами.

Для преобразования мигрированных временных разрезов в глубинные использовались скоростные характеристики, полученные в результате интерпретации данных ГСЗ. Глубинные разрезы получены с помощью пакета программ преобразований обрабатывающей системы iXL.

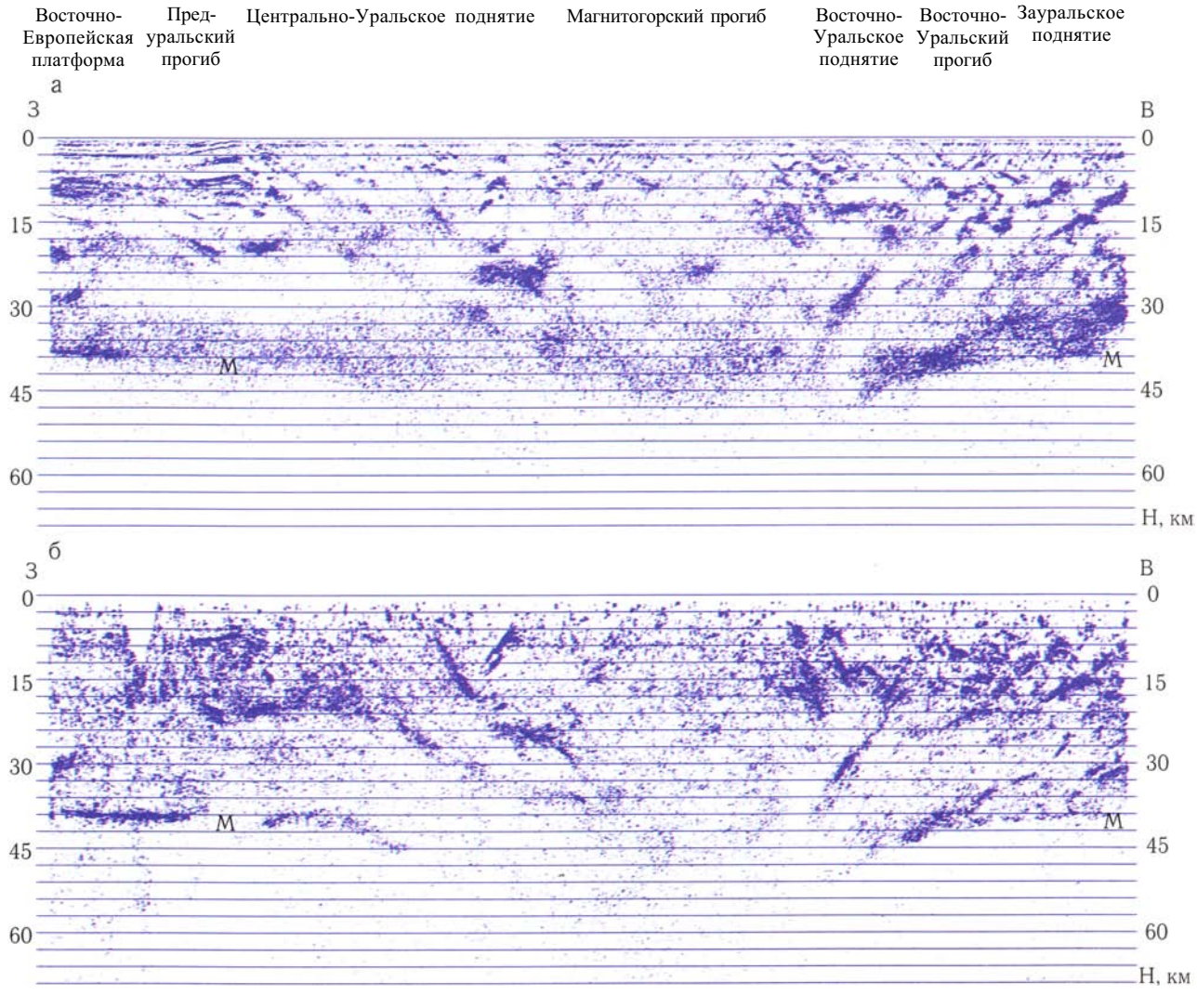


Рис. 13. Сопоставление сейсмических разрезов по геотраверсу URSEIS, построенные по материалам виброисточников (а) и взрывов (б)

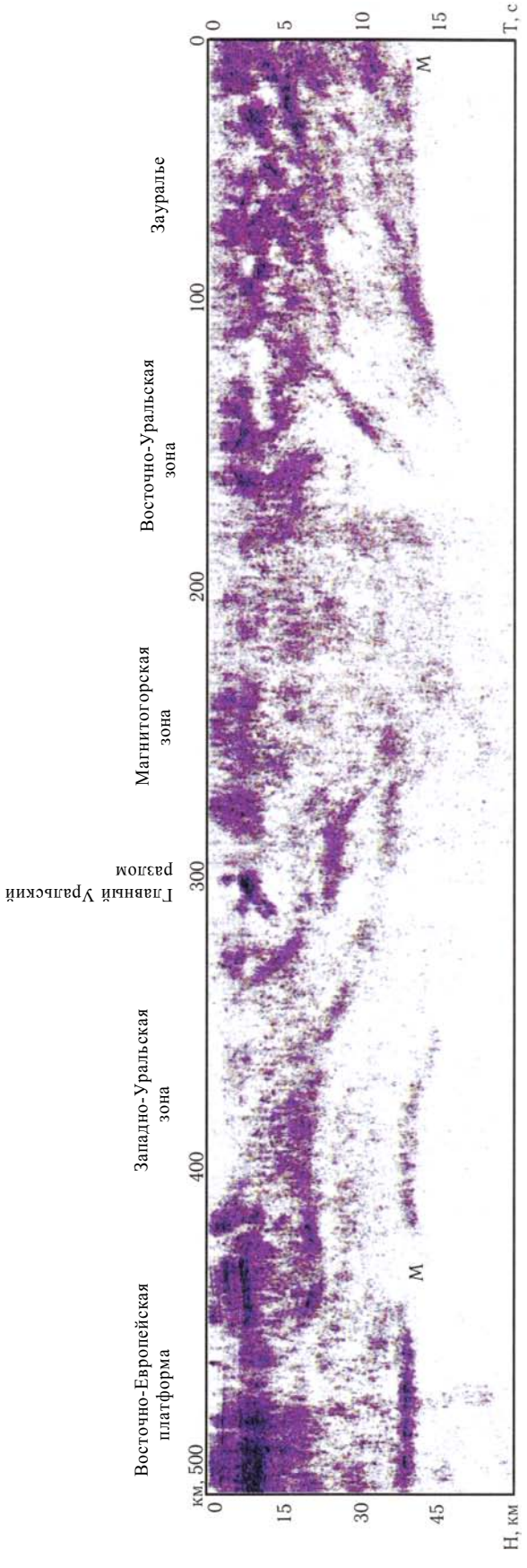


Рис. 14. Комбинированный сейсмический разрез по геотраверсу URSEIS

В результате обработки сейсмических данных получены временные разрезы ОГТ в масштабах 1:200 000 и 1:500 000:

— разрез ОГТ-ВСМ (кратность 45–90);

— разрез ОГТ-ВВ (кратность 6–8);

— разрез ОГТ-ВВ Reflection Strength (с подчеркиванием наиболее динамически выраженных отражений);

— мигрированные временные разрезы МОВ-ОГТ;

— мигрированные глубинные разрезы МОВ-ОГТ.

В результате обработки были получены три варианта разрезов: мигрированные разрезы МОВ-ОГТ-вибро (кратность 45–90), МОВ-ОГТ-ВВ (кратность 6–8) и комбинированный разрез МОВ-ОГТ (вибро + ВВ), использованные при геологической интерпретации (рис. 13 и 14).

Сравнительная эффективность глубинных вибрационных и взрывных сейсмических данных. При обработке материалов, полученных с вибро- и взрывным источниками был проведен их детальный сопоставительный анализ. Сравнение производилось на уровне исходных сейсмограмм, временных разрезов ОГТ и их отдельных фрагментов. Обширный полевой материал, полученный в разных частях профиля, позволяет отметить как сходство, так и отдельные особенности различия, присущие разным типам источников [Сулейманов, 2003].

На основе анализа представленных сейсмограмм (см. рис. 11 и 12), полученных на двух участках профиля с разными источниками — вибро и взрыв, вполне убедительно можно утверждать, что:

— волновые картины по главным особенностям подобны и содержат одинаковые пакеты отражений;

— на сейсмограммах обоих типов источников прослеживаются группы отраженных сигналов в интервале времен 12–13 с, которые отождествляются с поверхностью Мохо;

— значительный научный интерес представляют оси синфазности отражений на временах порядка 24.5 с, наблюдаемые как на вибро-, так и на взрыв-сейсмограммах и фрагментах временных разрезов (см. рис. 12, а и б); при этом сам факт регистрации виброотражений на таких больших временах является неожиданным, если учесть относительно маломощный характер группы возбуждения (50 т), что свидетельствует о больших перспективах данного типа источника;

— достаточно отчетливые отражения на времени порядка 40 с, регистрируемые на сейсмограмме и фрагменте временного разреза от взрыв-источника, если они не носят характера боковых, вызывают особый интерес в связи с тем, что фиксируются в мантии, которая на временных разрезах (см. рис. 12) почти акустически прозрачна: возможно, их появление связано с локальными физико-химическими причинами;

— амплитудно-частотные спектры и амплитудные огибающие трасс на обоих типах источников (см. рис. 11, а и б) имеют сходный характер, за исключением незначительного увеличения ширины спектра по взрыв-сейсмограммам.

По главным особенностям волновых полей сейсмические разрезы вибро- и взрыв-источников (см. рис. 13) достаточно хорошо сопоставимы. От дневной поверхности до границы Мохо на обоих разрезах отчетливо выделяется земная кора, насыщенная отражениями, в отличие от прозрачной нижней — мантийной — части. По линии профиля одинаково уверенно выделяются западная, центральная и восточная зоны, резко различающиеся по характеру отражений от поверхности Мохо. Главное их различие — высокая разрешенность в верхней части на вибро-разрезе, тогда как на взрыв-разрезе высокая разрешенность характерна для границы Мохо. Эти особенности позволяют путем корректного суммирования (с использованием корректирующих весовых функций) получить комбинированный разрез с преимущественно разрешенной и детальной верхней и выразительной нижней частями (см. рис. 14).

Таким образом, сопоставление сейсмических материалов, полученных вибрационным и взрывным способами, показывает их сравнимую эффективность, совпадение по главным очертаниям получаемых сейсмических образов и достаточно близкую результативность при решении задач определения особенностей внутреннего строения земной коры. Представленный сопоставительный анализ результатов по профилю URSEIS дает основание утверждать, что современная вибрационная сейсморазведка с достаточно высокой эффективностью может быть использована для глубинных исследований.

Структура земной коры

Разрез коры, полученный по материалам отраженных волн при использовании вибраторов и взрывов в качестве источников возбуждения упругих колебаний в сечении профиля URSEIS, по вертикали делится на две части — верхнюю часть, на-

сыщенную отражениями, включая поверхность Мохо, и практически прозрачную нижнюю часть разреза, отображающую верхнюю часть верхней мантии (см. рис. 14).

Подошва коры (раздел Мохо) наклонена к Уралу. Связанный с ней слой повышенной рефлективности прослежен практически непрерывно по всему профилю, исключая Магнитогорскую зону, где рефлективность нижней коры резко ухудшается к востоку от Главного Уральского разлома и граница М практически не выделяется.

По количеству фаз и динамике отражений поверхность Мохо имеет неоднородный характер, что указывает на сложное строение и физическое состояние пограничного слоя кора–мантия.

Кровля коры в Предуральском прогибе представлена дорифейскими образованиями, погруженными до 16–18 км. Кора здесь имеет субгоризонтальную расслоенность. Четко выделяется изотропный в сейсмическом отношении слой, сопоставимый со средней корой, а в верхней коре присутствуют два рефлективных слоя, разделенных прозрачным интервалом. Раздел Мохо имеет антиклинальный перегиб под Башкирским поднятием, где на поверхность выведены рифейские осадочные образования, перекрытые в Предуральском прогибе палеозойской толщей (девон — верхняя пермь).

Центральная часть разреза (150–250 км) глубже 10 км характеризуется низкими значениями амплитуд отражающих элементов. Здесь наблюдается резкое падение интенсивности волнового поля и отсутствие сколь-нибудь отчетливых отраженных волн. Это, возможно, связано как со строением средней и нижней коры, так и с тектонической активностью этой области.

Наряду с расслоенностью коры, на изменения уровня аномалий волнового поля в разрезе влияют сейсмические объекты, отождествляемые с интрузивными и протрузивными телами разного состава.

Главная особенность восточного окончания профиля — наличие падающих на запад под Уральский ороген интенсивных отражающих границ, отождествляемых с Карталинской зоной разломов и указывающих на надвигание Урала на восток. Эти отражения, протягивающиеся на десятки километров с падением на запад под углами 30–40°, прослеживаются до глубины 40–50 км. Здесь они сливаются с хорошо выраженной, падающей на запад границей Мохо. По взаимоотношениям между более крутыми индивидуальными зонами разломов и поверхностью Мохо представляется, что собственно последняя выражена здесь как главная разломная зона. Ближе к поверхности, на глубине до 20 км, отражающие площадки в разрезе ОГТ-вибро более прерывисты, что позволяет предполагать наличие более ранних структур, которые не поддаются расшифровке.

Следует подчеркнуть, что на восточном окончании профиля URSEIS получен весьма интересный сейсмический образ кристаллической коры Зауральского сегмента, значительно отличающийся от коры Предуралья и по некоторым особенностям похожий на разрез коры Балтийского щита (см. рис. 20 и 21 главы 1). Основное сходство состоит в присутствии динамически выраженных наклонных пакетов отражений. Такие пакеты пронизывают здесь всю толщину коры, достигая толщи верхней коры. Это отличает данный разрез от Фенноскандинавского, в котором наклонные отражатели, за немногими исключениями, не выходят за пределы толщи верхней и средней коры.

Сейсмические разрезы Зауральского сегмента и Карелии имеют еще одну черту сходства, относящуюся к подкоровому интервалу. Ниже раздела М, на Т около 24.0 с (рис. 12) профилем URSEIS зарегистрировано четкое отражение от субгоризонтальной границы в верхней мантии. Отражение прослежено на участке протяженностью до 40 км. Разрез Карельского сегмента (профиль 4В) на Т = 20 с под Шомбозерской структурной зоной также содержит отчетливое многофазное отражение, корреляция которого достаточно убедительна на отрезке длиной 40–50 км. Ориентировочная глубина мантийных отражений 70–80 км. Ранее отражающая граница на этих глубинах выделялась по данным ГСЗ, это так называемая граница N [Павленкова, 1996]. В обоих описанных случаях внутримантийные отражения получены при одной общей особенности строения коры, заключающейся в наличии наиболее значительных зон региональных надвигов; отражения локализуются в проекции поднадвигового блока.

Полученные материалы свидетельствуют о больших перспективах отражательной сейсморазведки и, что важно подчеркнуть, ее вибрационной разновидности для изучения коры и подстилающей астеносферы. Отражательные характеристики коры, поставляемые глубинной сейсморазведкой МОВ-ОГТ, несут важнейшую объективную информацию о строении и геодинамике коры; эта информация должна целенаправленно отбираться и анализироваться; особое значение и научные перспективы имеет также открывшаяся возможность выделения и прослеживания внутримантийных отражений.

4.4. Работы ГСЗ по профилю URSEIS

Р.Карбонель, С.Н. Кашубин, Дж.Мехи и рабочая группа URSEIS

Работы ГСЗ по профилю URSEIS были частью комплексного сейсмического эксперимента, проведенного в 1995 г. по этому проекту. На профиле длиной около 400 км было отработано четыре пункта взрыва (см. рис. 9). Обработка и интерпретация этого материала проводились участниками проекта в течение нескольких лет, и их результаты поэтапно по мере привлечения все более совершенных методов обработки сейсмических записей публиковались в различных изданиях. В данной работе приводятся примеры интерпретации различных групп, но, в основном, результаты, опубликованные в работах [Carbonell et al., 1996, 1998 и 2000, 2002], и дополненные материалами российских членов рабочей группы. В состав рабочей группы URSEIS-ГСЗ входили: R.Carbonell, J.Gallart, A.Perez-Estaun, J.Diaz, D.Brown из Института наук о Земле, Барселона; F.Wenzel, D.Lecerf, V.Itzin из Университета в Карлсруе, Германия; С.Н. Кашубин, Т.В. Кашубина из Баженовской геофизической экспедиции; J.Mechie из Центра геофизических исследований в Потсдаме; J.Knapp из Корнельского университета, США.

Полученные разными группами интерпретаторов скоростные разрезы коры несколько различаются, что связано с разным объемом использованной для их построения информации. Первые модели по данному профилю основывались на данных лишь двух пунктов взрыва с хорошими записями. Позже в работе [Carbonell et al., 1999] были представлены материалы после их частотной фильтрации, что позволило существенно улучшить записи из всех пунктов взрыва. Были обработаны также горизонтальные компоненты и построены модели земной коры не только по продольным (P), но и по поперечным волнам. Ряд публикаций был посвящен построению изображения границы M путем суммирования закритических отраженных волн на основе метода общей средней точки (ОСТ) и сопоставлению этих данных с материалами близвертикальных отражений [Carbonell et al., 1998].

Экспериментальные материалы и результаты их обработки

На профиле URSEIS было отработано, как отмечалось, четыре пункта взрыва, расстояние между которыми составляло в среднем около 120 км (см. рис. 10). Всего было выполнено 15 взрывов мощностью от 1500 до 3500 кг. Сейсмические записи были получены 50 трехкомпонентными сейсмическими станциями с хорошей разрешающей способностью. Расстояние между станциями составило от 1 до 2.5 км. Время взрыва записывали специальные сейсмографы, установленные у пункта взрыва. В результате вдоль профиля получена система встречных и нагоняющих годографов с максимальной их длиной в 340 км.

Монтажи сейсмограмм были составлены в формате SEGY для всех горизонтальных и вертикальных компонент общей длительностью до 120 с. Их обработка включала усиление полезной записи на фоне помех (снижение шума), масштабирование трасс и частотную фильтрацию. Результаты этой обработки представлены на рис. 15–18. Для улучшения корреляции коровых волн монтажи составлялись для P-волн со скоростью редукции 6.0 км/с, а мантийных волн — со скоростью 8.0 км/с. Скорость редукции S-волн была выбрана в 1.73 раз меньшей, что соответствует коэффициенту Пуассона 0.25. Это позволяет сравнивать времена прихода аналогичных P- и S-волн простым наложением записей.

Частотный спектр полезных волн исследовался с помощью метода, изложенного в работах [Carbonell et al., 2000]. Оказалось, что полезные волны имеют достаточно узкий спектр частот, который изменяется от одной группы волн к другой и от одного пункта взрыва к другому. Используя итеративную частотную фильтрацию для улучшения записи каждой сейсмической волны, удалось получить достаточно информативные материалы из всех пунктов взрыва.

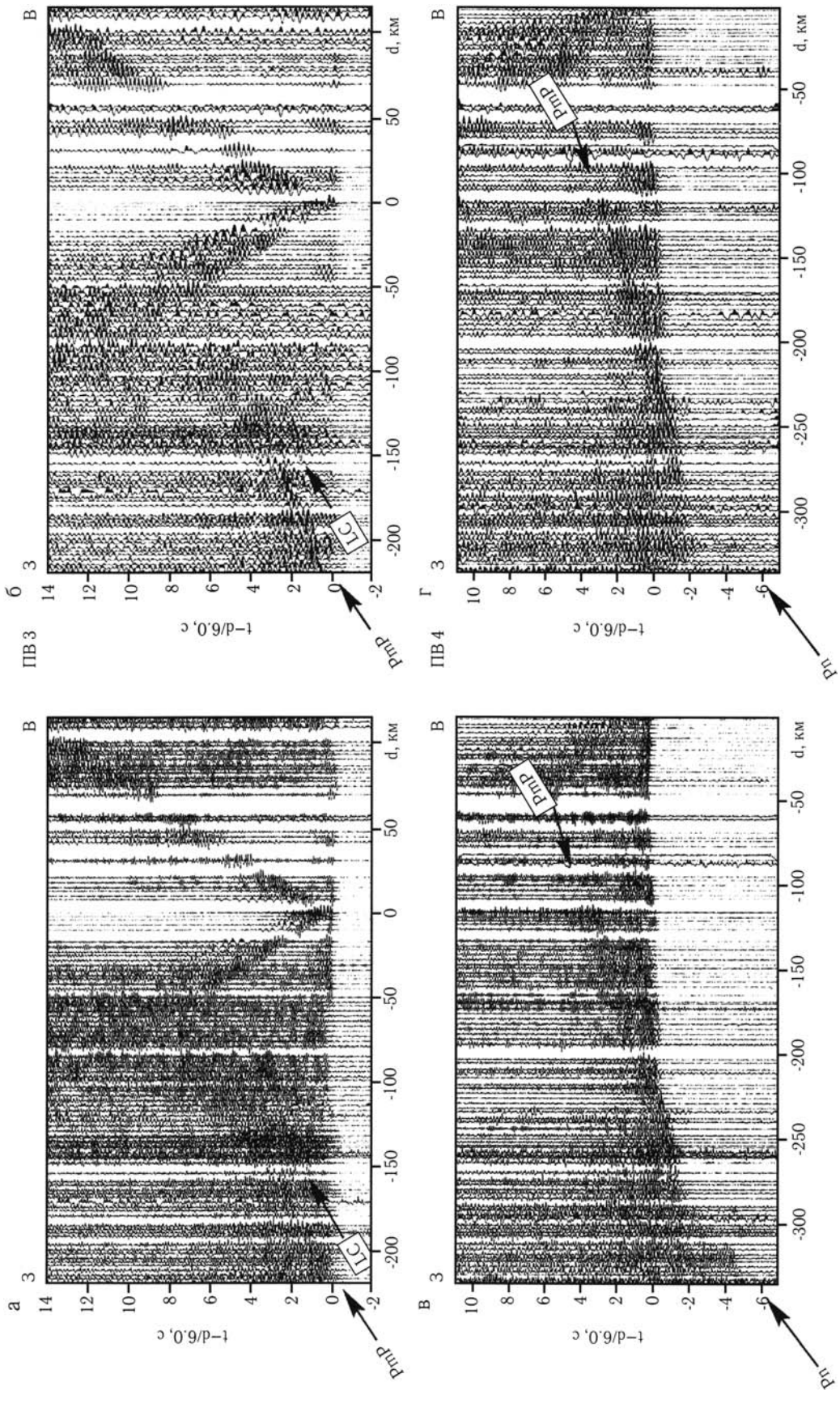


Рис. 15. Сравнение записей продольных волн, полученных из ПВ 3 и 4 на вертикальных компонентах при разном частотном диапазоне

а, в — при ограничении снизу в 15 Гц; б, г — при 6 Гц. Монтажи сейсмограмм редуцированны со скоростью редукции 6 км/с. Основные волны: PmP — продольная волна, отраженная от границы M, LC — волны от нижней коры, Pn — преломленная волна от верхней мантии

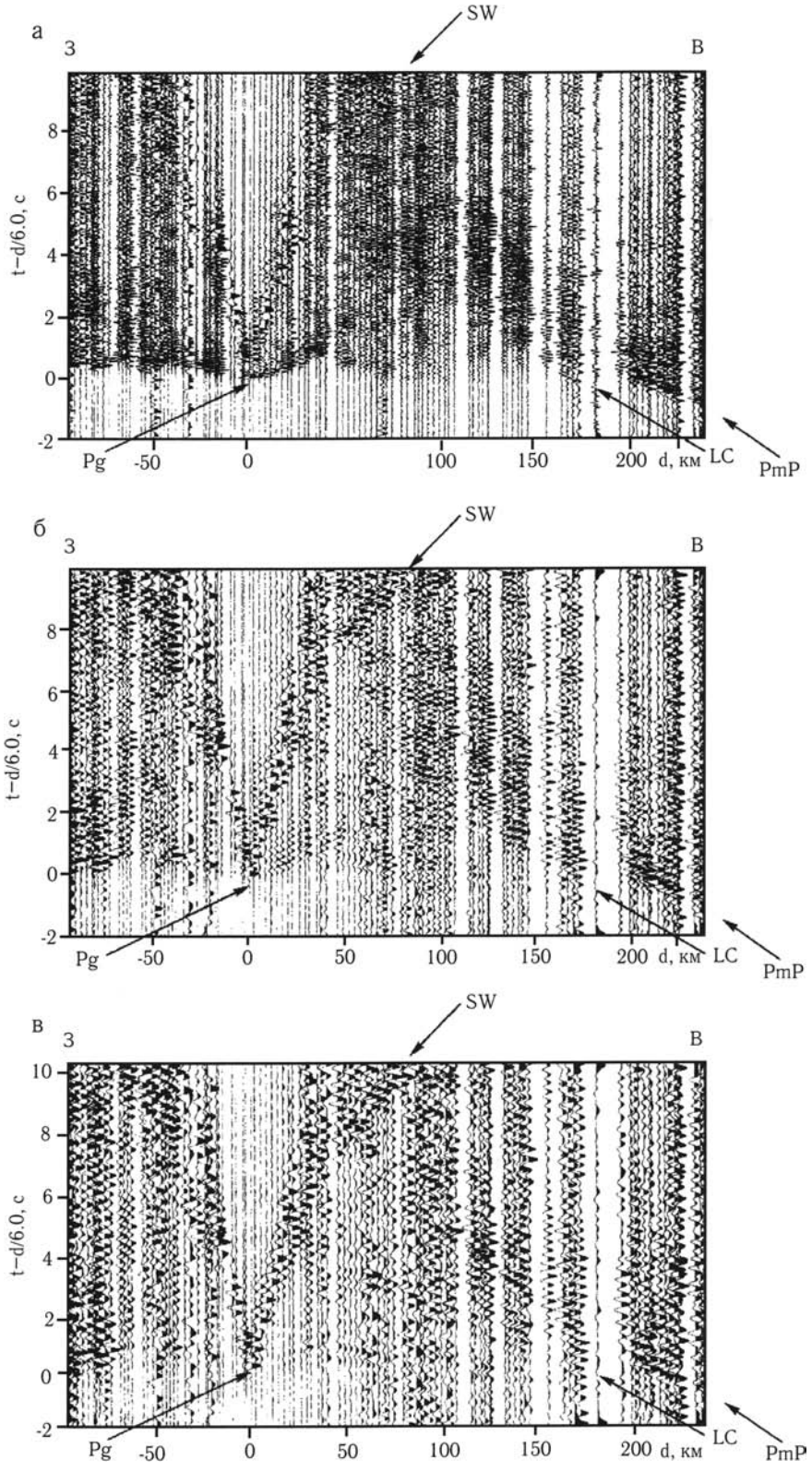


Рис. 16. Сопоставление записей продольных волн, полученных на вертикальной компоненте из ПВ 2 при разной частотной фильтрации

а — 15 Гц; б — 6 Гц; в — 4 Гц. На низкочастотных записях отмечается значительное увеличение амплитуды волны LC, которая исчезает при высоких частотах. Волна Pg следится в первых вступлениях и тоже характеризуется высокими частотами, ее амплитуда резко уменьшается на рис. 16, б и в

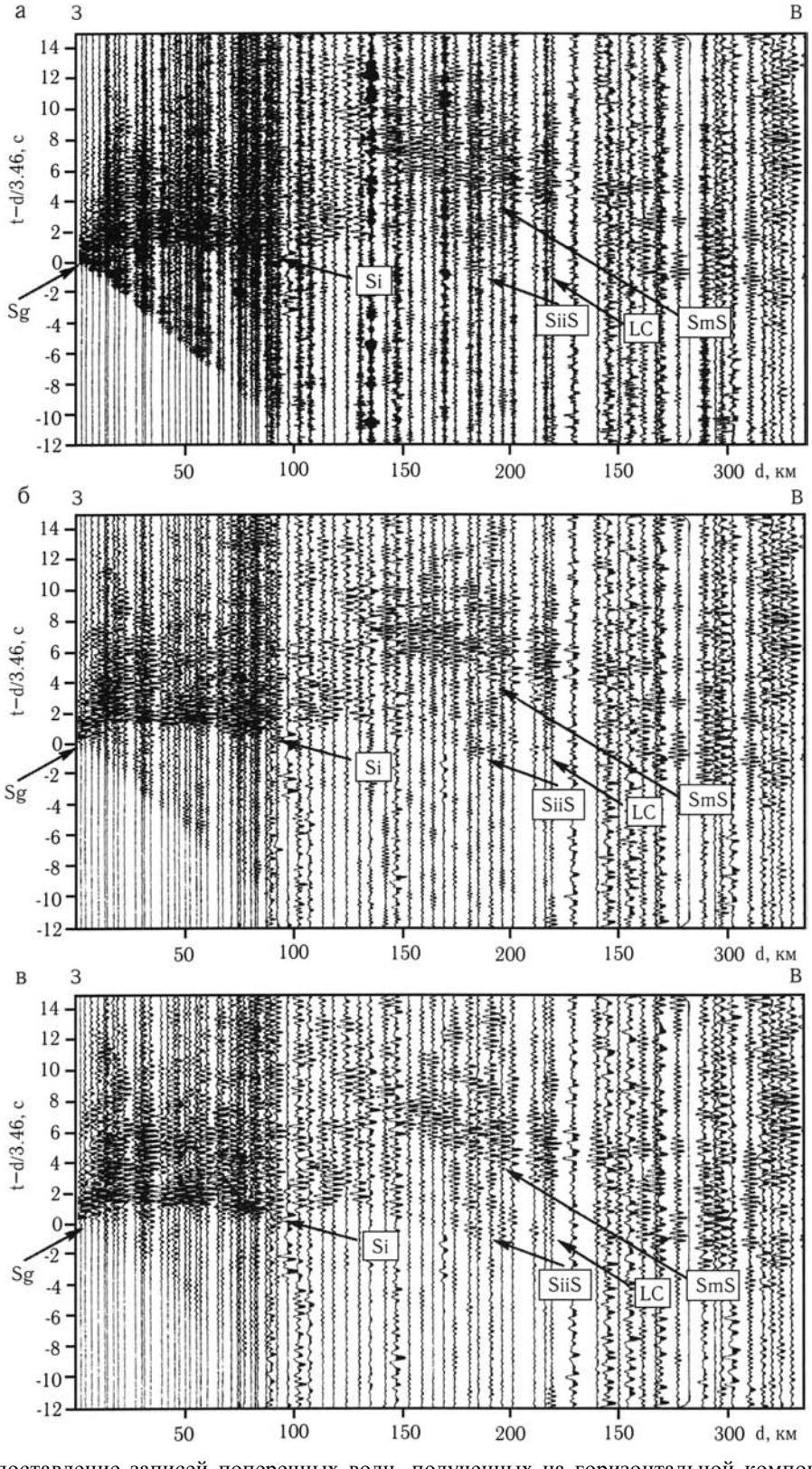


Рис. 17. Сопоставление записей поперечных волн, полученных на горизонтальной компоненте N-S из ПВ 1 при разной частотной фильтрации

а — 16 Гц; б — 6 Гц; в — 4 Гц. Монтажи представлены со скоростью редукции 3.46 км/с. Sg — первые вступления поперечных волн, Si и SiiS — волны от верхней коры, LC — от нижней коры, SmS — волны, отраженные от Мохо. Отмечается улучшение записи при низкочастотной фильтрации, особенно для волны LC (рис. 17, в)

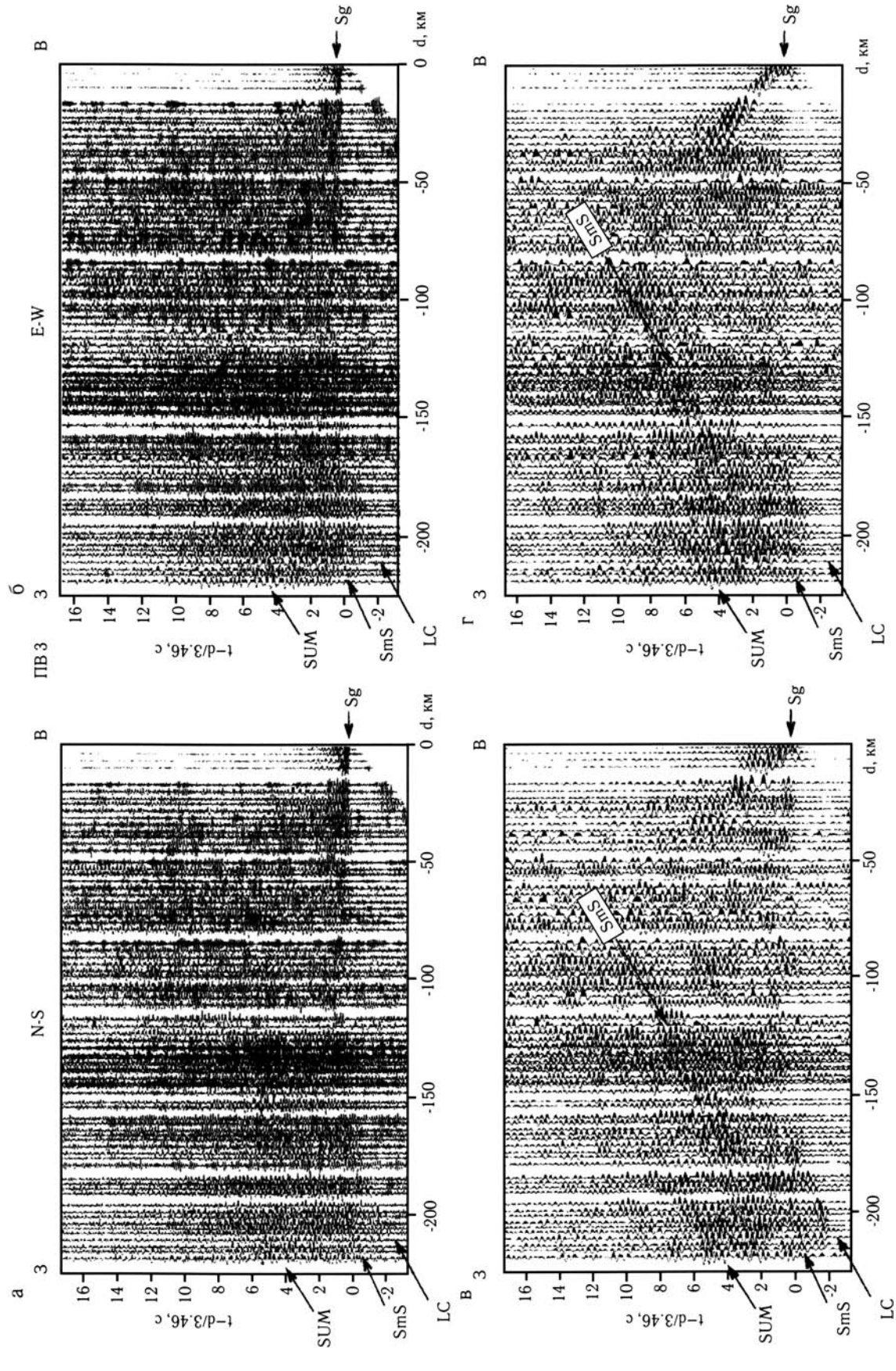


Рис. 18. Монтажи сейсмограмм горизонтальных компонент N-S и E-W для ПВ 3

а, б — для фильтрации 15 Гц; в, г — для 4 и 5 Гц. SUM — отражение от границ верхней мантии. Остальные обозначения см. на рис. 17. Волна Sg имеет большую амплитуду на рис. 18 а и б и затухает при низкочастотной фильтрации на рис. 18 в и г. Волна LC надежное прослеживается на компоненте N-S при низкочастотной фильтрации (рис. 18, в) и фактически исчезает на рис. 21, в

Первоначально частотный диапазон записи был ограничен снизу 15 Гц. Но сразу же было отмечено, что частотный спектр отражений от нижней коры и Мохо характеризовался более низкими частотами, особенно из ПВ 2 и 3 (от 2 до 7 Гц). Это наблюдалось на всех трех компонентах. Частотный диапазон первых вступлений (волн Pg) оказался различным на разных участках профиля. Из ПВ 4 запись этой волны одинаково хороша на высоких и низких частотах (см. рис. 15, в, г), но из других пунктов она оказалась более высокочастотной (см. рис. 15, а, б и рис. 16).

В среднем, частотные характеристики основных продольных волн могут быть охарактеризованы следующим образом. Первые вступления на удалениях от источника до 200–250 км (волна Pg — преломленная в коре) записаны на частотах около 6 Гц. Отражения от Мохо, отличающиеся большими амплитудами, имеют наилучшие записи также на частотах ниже 6 Гц (см. рис. 16). Волна Pn, преломленная в мантии, регистрируется на расстояниях от источника более 250 км и характеризуется более высокими частотами.

Эффективность низкочастотных фильтров оказалась еще более высокой при обработке записей на горизонтальных компонентах. При частотном диапазоне, ограниченном 15 Гц, вообще невозможно выделить какие-либо волны. Их корреляция существенно улучшается, если частотный диапазон расширен до 4.5 Гц. При таком диапазоне в поле S-волн удается выделить не только первые вступления, но и отражения от Мохо. Для записей S-волн, как и P-волн, отмечаются различия в частотном диапазоне для волн разной природы. Отраженные волны от границы M характеризуются лучшей записью при низкочастотной фильтрации (см. рис. 17), преломленные в верхах коры волны Sg — при высокочастотной фильтрации (см. рис. 18). Отмечается различие в качестве записей и на разных горизонтальных компонентах. Обычно волны лучше выделяются на компоненте N-S, чем на компоненте E-W.

В целом, проведенная обработка сейсмограмм позволила в конце концов получить достаточно надежные записи P- и S-волн от земной коры и верхней мантии вдоль всего профиля.

Поле P-волн

Записи вертикальных компонент от четырех пунктов взрыва позволяют выделить на всех монтажах серию достаточно надежных волн. Согласно общепринятому обозначению, это: Pg и Pn — преломленные волны в верхней коре и в верхней мантии, PmP — отражения от границы M. Выделяются также отражения от границ в средней и нижней коре.

На монтаже из ПВ 1 первые вступления имеют кажущуюся скорость 5.2 км/с до удалений от источника 20 км. Затем она увеличивается до 6 км/с. Эта волна достаточно стабильная, имеет большую амплитуду и прослеживается до расстояния в 120 км от источника. Из других трех ПВ волна Pg прослеживается непосредственно от источника (здесь фундамент выходит на поверхность) и до тех же удалений. Эта волна особенно выразительна при более высокочастотных записях (см. рис. 16).

На всех монтажах на расстоянии около 100 км высокоамплитудные первые вступления интерферируют с отраженной волной от границы в верхней коре, залегающей примерно на глубине 6–7 км. Скорости на этой границе увеличиваются до 6.2 км/с.

Наиболее значительная аномалия во временах прихода волны Pg наблюдается к востоку от ПВ 2, где на расстоянии от источника 20–60 км происходит увеличение времени первых вступлений на 0.5 с. Максимальное смещение годографов отмечается на удалении 40 км от источника (см. рис. 16). Эта аномалия может быть связана с толщей карбониферовых осадков Магнитогорского вулканического пояса. Кроме того, сейсмические записи показывают уменьшение амплитуд внутрикоровых волн при пересечении этого пояса с востока на запад. Из ПВ 1 наблюдается уменьшение амплитуд волны Pg на расстоянии 110–120 км, а ПВ 2 на том же месте дает низкое соотношение сигнал–помеха и отклонение на 0.2 с в соответствующих вступлениях волны Pg. Эти особенности могут быть результатом изменения физических свойств между древней континентальной корой и Магнитогорским вулканическим поясом.

Относительно слабые вступления, которые можно проследить на монтажах на удалениях более 120 км, имеют кажущуюся скорость выше 6.0 км/с и могут быть связаны с отраженной волной от границы в средней коре. Эта волна прослеживается и в последующих вступлениях в виде почти прямолинейного годографа на расстояниях от источника 50–100 км. На монтаже из ПВ 2 она расположена на времени 0.5 с. На монтажах из ПВ 1 и 4 эта волна не видна на фоне коды волны Pg.

Начиная с удалений в 100 км, на монтажах ПВ 2 на времени 3 с наблюдается увеличение амплитуды записи (волна LC на рис. 16) с частотой около 4 Гц. Эта волна, возможно, соответствует отражению от кровли нижней коры в блоке восточнее Главного Уральского разлома. Высокоамплитудная волна,

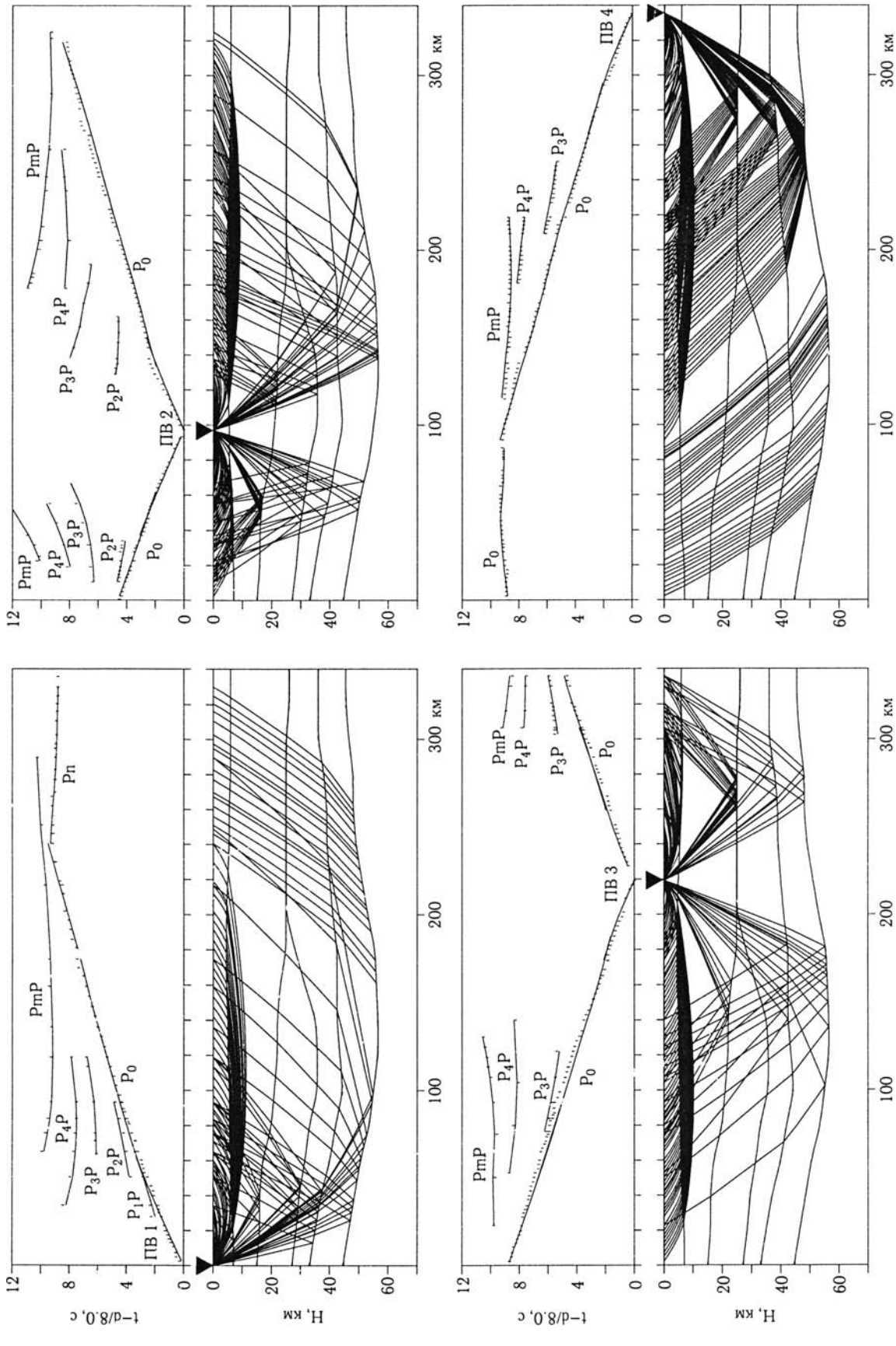


Рис. 19. Результаты математического моделирования (расчетов лучей и годографов основных групп продольных волн) для скоростного разреза, представленного на рис. 21 а

Наблюденные годографы даны точками, расчетные — сплошными линиями. Волны: P_0 и P_n — преломленные в земной коре и в верхах мантии P_1P, P_2P, P_3P и $P_4\$$ — отраженные от границ в коре, P_mP — отражения от границы М

которая зарегистрирована из ПВ 3 в интервале удалений 120–170 км (LC на рис. 15), соответствует отражению от более глубокой границы. Она прослеживается до 250 км от источника на времени 1.0 с. Эти волны предполагают наличие наклонных границ в нижней коре под Магнитогорским вулканическим поясом, где скорости увеличиваются от 6.8–7.0 км/с.

Волна PmP имеет четкую запись, начиная со 100 км от источника. После низкочастотной фильтрации она была выделена из всех пунктов взрыва. Из ПВ 1 эта волна прослежена на удалениях от источника 100–200 км на времени от 6.0 до 2.0 с. Это не согласуется с волновым полем из ПВ 4, где эта волна записана на удалениях 120 км на времени 3.0 с. Сопоставление этих двух монтажей дает разницу времен в 2.0 с, что означает изменение глубины до границы М. Математическое моделирование, проведенное для годографов и амплитуд волн для ПВ 1 и 4 (рис. 19), показало, что PmP волна формируется на глубине 50–56 км на сейсмической границе с изменением скорости от 7.2 км/с, характерной для нижней коры, до 8.0 км/с — скорости, типичной для мантии. Форма границы М под Магнитогорским вулканическим поясом определена по интенсивным волнам PmP, записанным на удалениях 125–225 км из ПВ 3. Амплитуда PmP волны хорошо согласуется с результатами моделирования, и граница М надежно отстроена на интервале профиля от 40 до 80 км.

Волна PmP из ПВ 2 и 3 интерферирует с группой отражений, связанных с нижней корой. Из этих пунктов взрыва волны от нижней коры характеризуются высокими частотами и многофазной записью восточнее Главного Уральского разлома. Из ПВ 1, расположенного на Восточно-Европейской платформе, зарегистрировано низкочастотное отражение от границы М. Эти особенности означают существенные структурные изменения в низах коры и на границе М под Магнитогорским вулканическим поясом и значительную разницу в структуре нижней коры и Мохо под платформой и под Западно-Сибирским блоком.

Волна Pn прослежена из ПВ 4 до удалений в 300 км. Она характеризуется высокими частотами (6–15 Гц) и практически исчезает при фильтрации в 6 Гц. Волны PmP и Pn позволяют определить изменение глубины до Мохо от 42–45 км на концах профиля до 53 ±3 км под центральной его частью. При этом не наблюдается существенных перепадов глубин по этой границе. Продолжительная многофазовая запись, характерная для волны PmP из ПВ 1 на расстоянии 125–225 км и из ПВ 3 на удалениях 175–225 км означает усиление степени неоднородности структуры Мохо под Магнитогорским вулканическим поясом.

Поле S-волн

Монтажи сейсмограмм горизонтальных компонент N-S и E-W для большей части профиля характеризуются большим числом S-волн, которые, в основном, соответствуют аналогичным P-волнам на вертикальных компонентах.

Волна Sg — четкая высокочастотная волна на обоих горизонтальных компонентах (рис. 20; см. рис. 17, 18). Отмечено, что изменения во временах прихода этой волны хорошо согласуются с изменениями в приповерхностной геологии. Сопоставление вертикальных и горизонтальных компонент для ПВ 2 и 3 показало, что коровые S-отражения более интенсивные, чем соответствующие P-волны. В поле S-волн выделяется также волна SiiS, она записана на N-S компоненте как высокоамплитудное вступление в интервале 40–100 км с частотой 4.5 Гц (см. рис. 17). На этой же компоненте из ПВ 2 эта волна записана на удалениях от 60 до 120 км.

Отраженные S-волны от границы М (SmS) на всех компонентах являются доминирующими, так же, как и волны PmP. Но времена их прихода не всегда совпадают между собой, если использовать для их сопоставления обычное соотношение скоростей P- и S-волн 1.73 (коэффициент Пуассона $\sigma = 0.25$). Так, времена прихода SmS волн из ПВ 1 и 4 не соответствуют скоростной модели, построенной по P-волнам, если использовать величину $\sigma = 0.25$. Кроме этого, отраженные от Мохо SmS волны на N-S и E-W компонентах тоже записаны на разных временах. В некоторых случаях отмечается и четкая разница во временах вступлений первых волн, записанных на разных горизонтальных компонентах, которая изменяется от одного пункта к другому. Все это свидетельствует об изменении вдоль профиля соотношения скоростей продольных и поперечных волн и об анизотропии скоростей.

Построение скоростных моделей, структура земной коры

Хорошее качество записей, полученных после частотной фильтрации на всех компонентах, позволило определить скоростную модель по P-волнам и

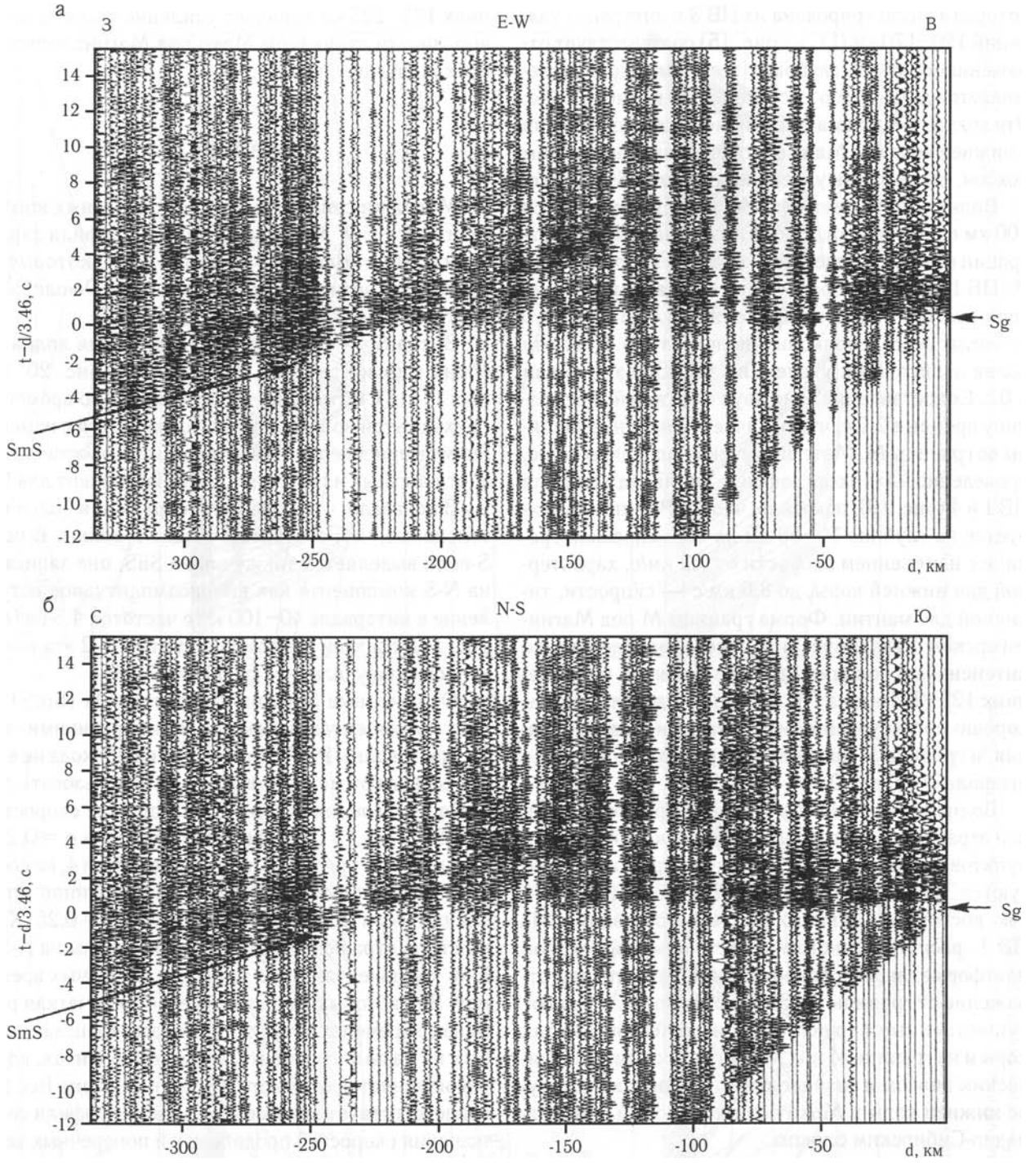


Рис. 20. Монтажи сейсмограмм горизонтальных E-W и N-S компонент для ПВ 4

Фильтрация с частотой 8 Гц. Скорость редукции 3.46 Гц. Время вступления волны SmS, рассчитанное по скоростной модели Р-волн при коэффициенте Пуассона 0.25 меньше фактического. Времена вступления этой волны на E-W и N-S компонентах также различаются, что доказывает наличие анизотропии скоростей

две модели по S-волнам (для двух компонент, рис. 21). Построения по Р-волнам проводилось путем математического моделирования: для некоторой стартовой модели рассчитывались времена прихода отраженных и преломленных волн и они сопоставлялись с наблюденными. При их расхождении модель уточнялась и снова производились расчеты. Эта процедура продолжалась до тех пор, пока не было получено расхождение теоретических и наблюденных годографов не более 0.1 с.

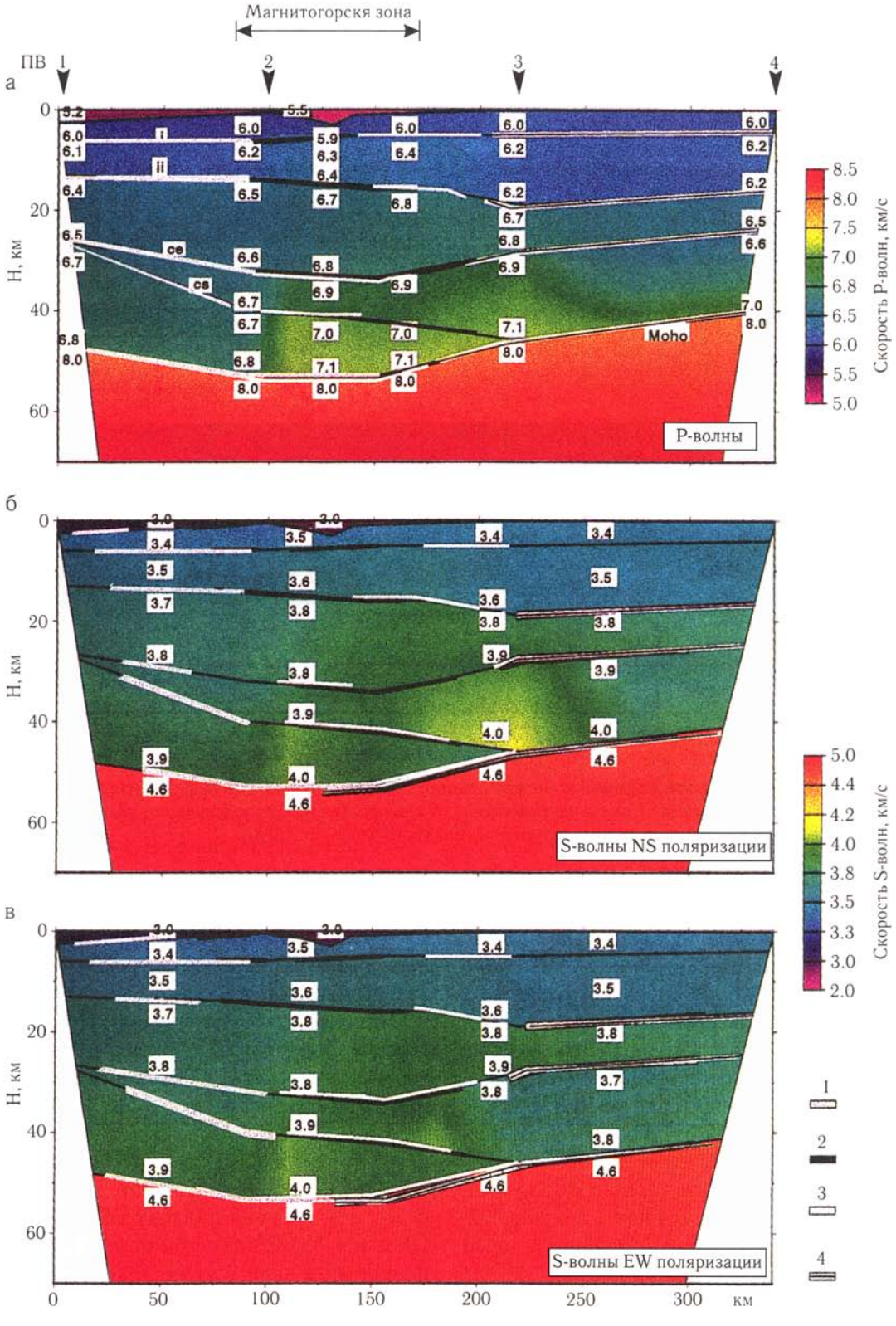


Рис. 21. Скоростные модели, построенные: по Р-волнам (а) и S-волнам разной поляризации (б, в) [Carbonell et al., 2000]

Отражающие границы, построенные по записям: 1 — ПВ 1; 2 — ПВ 2; 3 — ПВ 3; 4 — ПВ 4

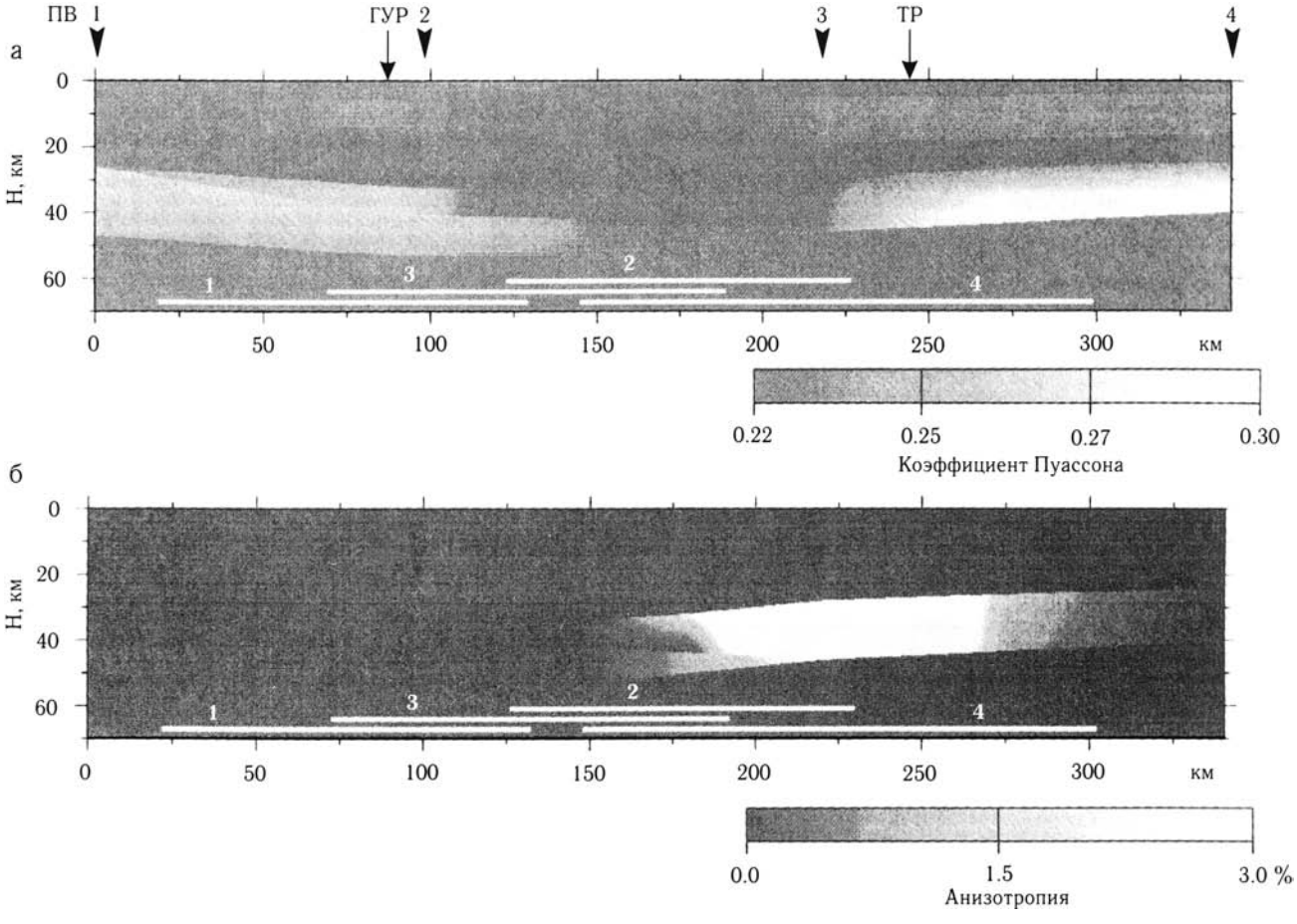


Рис. 22. Схема распределений в земной коре: коэффициента Пуассона (а) и коэффициента анизотропии, в % (б)
Здесь и далее ГУР и ТР обозначают выход на поверхность Главного Уральского и Троицкого разломов. Белые линии — область покрытия границы М лучами из разных пунктов взрыва [Carbonell et al., 2000]

Скоростная модель, построенная путем моделирования кинематики волн (времен их прихода), была затем уточнена моделированием амплитуд. Кроме того, глубина и модель границы М была уточнена расчетами положения соответствующей ей критической точки. Максимальная амплитуда для волн PmP из всех пунктов взрыва наблюдается на расстоянии 140–170 км от источника. Этот интервал шириной в 30 км характеризует критическое расстояние для отражений от Мохо. При средней скорости в коре 6.6–6.8 км/с и в мантии 8.0–8.2 км/с такое критическое расстояние характерно для мощности коры в 50–56 км. Эта мощность подтверждает наличие корней (увеличенной мощности коры) под Южным Уралом.

В целом, ошибки определения параметров модели, полученные по методике [Zelt, Smith, 1992], дали величину 0.1 км/с для скорости, а ошибка глубины до Мохо ≤ 1–3 км.

Для построений по S-волнам в качестве исходной модели использовался скоростной разрез, полученный по P-волнам. Он пересчитывался в S-модель по стандартному соотношению скоростей 1.73 ($\sigma = 0.25$) и затем уточнялся математическим моделированием раздельно для записей двух горизонтальных компонент.

Выше отмечалось, что скоростная модель по S-волнам, полученная по модели P-волн с использованием $\sigma = 0.25$, не согласуется с временами прихода SmS, особенно из ПВ 1 и 4. На записях из этих пунктов взрыва при $\sigma = 0.25$ волна SmS приходит позже. Однако другие S-волны хорошо соответствуют этой величине. Для того чтобы согласовать времена прихода волн SmS и PmP из ПВ 1 и 4, необходимо было уменьшить скорости поперечных волн в нижней коре по обе стороны от основного прогиба по границе М (корневой зоны уралид).

Полученные в результате скоростные модели представлены на рис. 21. По ним было определено также распределение в коре коэффициента Пуассона (рис. 22, а). Имея качественную и количе-

ственную разницу между волнами, записанными на NS и EW компонентах, т.е. для S-волн разной поляризации, оказалось возможным определить и анизотропные свойства коры (см. рис. 22, б). Оказалось, что скоростная модель, полученная по волнам S с поляризацией NS, не соответствует отраженным волнам от границы M, полученным по записям горизонтальных компонент EW (особенно для ПВ 2 и 4). Остальные волны от верхней и нижней коры в точности соответствуют одной и той же скоростной модели. Это означает наличие анизотропии скоростей в нижней коре, которая оценена примерно в 2 %. Возможно конечно и другое объяснение — искажение записи волн SmS за счет трехмерности структуры или влияния обменных волн. Поэтому нужно иметь в виду, что, несмотря на хорошее качество записей, такие характеристики, как коэффициенты Пуассона и анизотропии скоростей, имеют смысл только для крупных неоднородностей.

Как уже отмечалось, обработка материалов проводилась параллельно различными группами участников проекта и полученные результаты затем сравнивались и анализировались. Это позволяло оценить степень возможной неоднозначности построений, а также перспективность разных методов обработки сейсмических записей и построения разрезов. В качестве примера на рис. 23 представлены скоростные модели, полученные российской группой (С.Н. Кашубин, Т.В. Кашубина и др.). Сопоставление их с разрезами рис. 21 показывает, что различаются они, в основном, деталями. В целом, все разрезы позволяют сделать одни и те же принципиальные выводы об особенностях глубинного строения земной коры и верхов мантии Южного Урала.

Скоростная неоднородность коры

На всех полученных разрезах отмечается существенная горизонтальная изменчивость скоростей. В западной части профиля Южного Урала скорости P-волн изменяются в верхней коре от 5.0 до 6.0 км/с. Эти изменения хорошо коррелируются с тектоническими блоками различной природы (при переходе от деформированных к недеформированным в предуральское время докембрийским породам). Породы со скоростями 6.0 км/с выходят на поверхность в восточных частях уралид.

На глубине 5–7 км скорости P-волн увеличиваются до 6.2–6.3 км/с, в средней коре на глубине от 10 до 30 км — до 6.6 км/с. В низах коры от глубины 30–35 км до Мохо скорости изменяются от 6.7 до 7.1 км/с. Относительное увеличение скоростей во всей коре характерно для центральной части профиля (Магнитогорский вулканический пояс), что соответствует, согласно геологическим данным, увеличению степени метаморфизма пород.

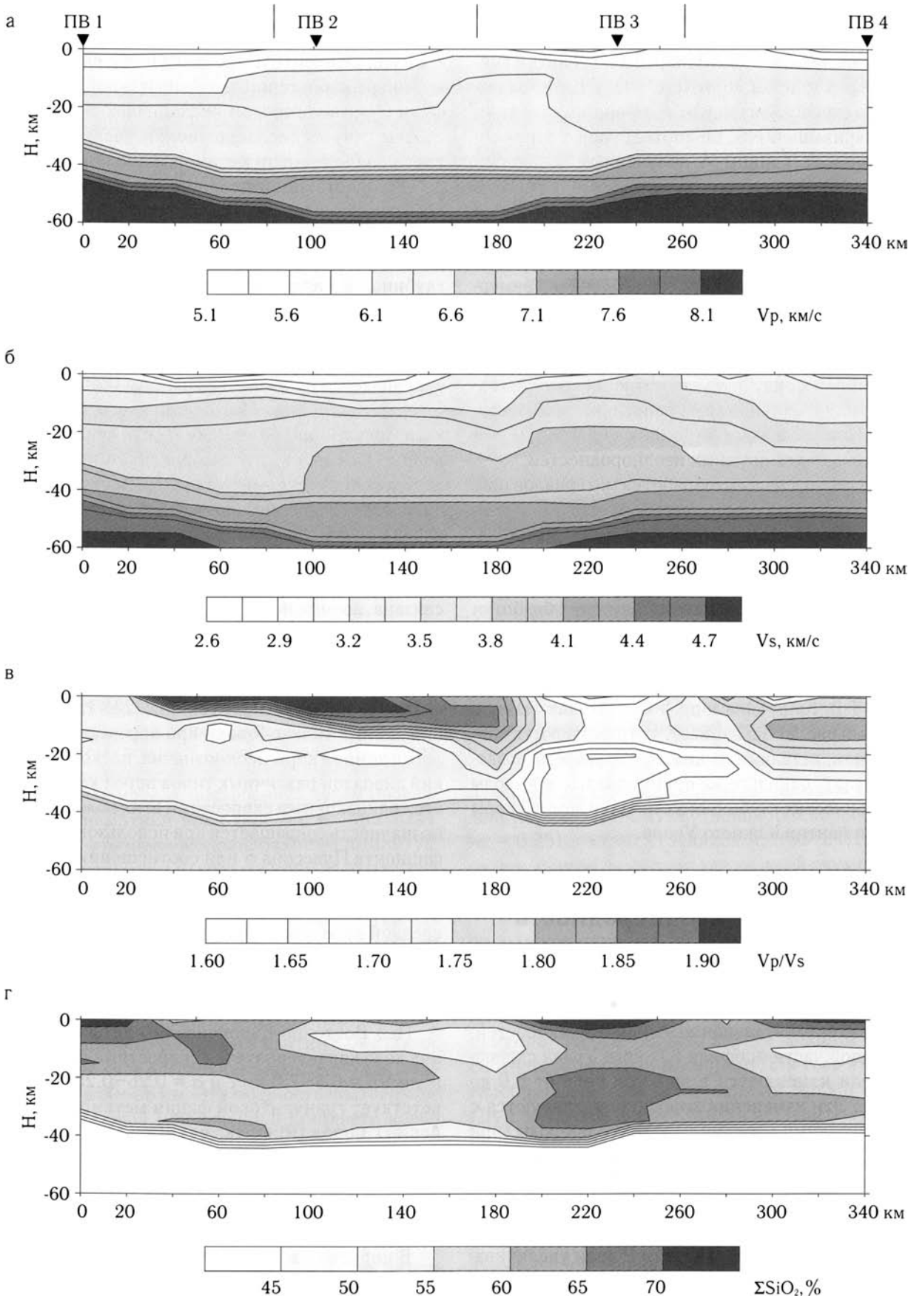
О существенной неоднородности коры свидетельствует и структура построенных отражающих границ (см. рис. 21). Они характеризуют скачкообразное изменение скоростей на соответствующих глубинах и являются результатом посторогенной эволюции коры.

Глубина до границы M изменяется вдоль профиля от 42 до 57 км, при этом под уралидами четко очерчивается прогиб этой границы (корни уралид) с центром в районе Магнитогорского вулканического пояса. Однако изменчивость формы записи волны PmP (отсутствие корреляции при высоких частотах) свидетельствует о горизонтальной неоднородности границы, состоящей из линз или прослоев менее 0.25 части зоны Френеля (зона Френеля равна примерно 3 км для сигнала в 10 Гц при средней скорости 6.8 км/с). Сложность записи волн PmP связана, возможно, с отдельными неоднородностями под границей M.

Полученные данные о скоростях P- и S-волн позволяют определить вещественный состав пород, слагающих земную кору (см. рис. 23). Интерпретация данных только P-волн при определении петрологии земной коры неоднозначна, поскольку широкий диапазон различных типов пород характеризуется одинаковыми скоростями этих волн. Эта неоднозначность сокращается при использовании коэффициента Пуассона σ или соотношения скоростей P- и S-волн (см. рис. 22 и 23). По соотношению времен прихода отраженных P- и S-волн от границ в средней коре и от Мохо установлено, что коэффициент Пуассона в верхней и средней коре равен 0.25. В нижней коре такая величина характерна лишь для двух блоков по обе стороны уралид.

Под Восточно-Европейской платформой нижняя кора характеризуется скоростями продольных волн $Vp = 6.8–7.0$ км/с и $\sigma = 0.26–0.25$, что соответствует гранулитовой фации метаморфизма основных пород [Rudnick, Fountain, 1995]. Некоторое увеличение скоростей в нижней коре восточнее Главного Уральского разлома дает основание предположить увеличение содержания основных пород в этой части профиля.

В корневой зоне уралид нижняя кора характеризуется величиной σ, близкой к 0.25 и относи-


а
ПВ 1
ПВ 2
ПВ 3
ПВ 4
H, км
0
-20
-40
-60
0 20 60 100 140 180 220 260 300 340 км
5.1 5.6 6.1 6.6 7.1 7.6 8.1 Vp, км/с
б
H, км
0 20 60 100 140 180 220 260 300 340 км
2.6 2.9 3.2 3.5 3.8 4.1 4.4 4.7 Vs, км/с
в
H, км
0 20 60 100 140 180 220 260 300 340 км
1.60 1.65 1.70 1.75 1.80 1.85 1.90 Vp/Vs
г
H, км
0 20 60 100 140 180 220 260 300 340 км
45 50 55 60 65 70 ΣSiO2,%

←

Рис. 23. Сейсмические модели земной коры и верхов мантии по профилю URSEIS в параметрах скоростей P- и S-волн (а и б) и их соотношения (в), в также модель вещественного состава коры по содержанию кремнезема SiO_2, по данным С.Н. Кашубина и Т.В. Кашубиной (г)

тельно высокими скоростями P-волн, особенно под Магнитогорским вулканическим поясом. Это означает, что она сложена промежуточными гранулитами. Другая интерпретация предполагает, что гранулитовая нижняя кора частично эклогитизирована в корневой зоне. Этот процесс может уменьшить величину σ, типичную для основных гранулитов.

Зона перехода от коры к мантии может состоять, согласно сейсмическим данным (частотный диапазон и скорости P- и S-волн), из переслаивания перидотита, дунита и эклогита.

Анизотропия скоростей в 2–3 % соответствует зоне повышенной неоднородности, выявленной по данным ОГТ на ПК 175–275 км (см. рис. 14). По геологическим данным, эта аномальная зона располагается под гранитами джабик и может быть связана с их формированием.

Природа границы M

На рис. 24 приведены волновые разрезы границы M, построенные путем суммирования закрити-

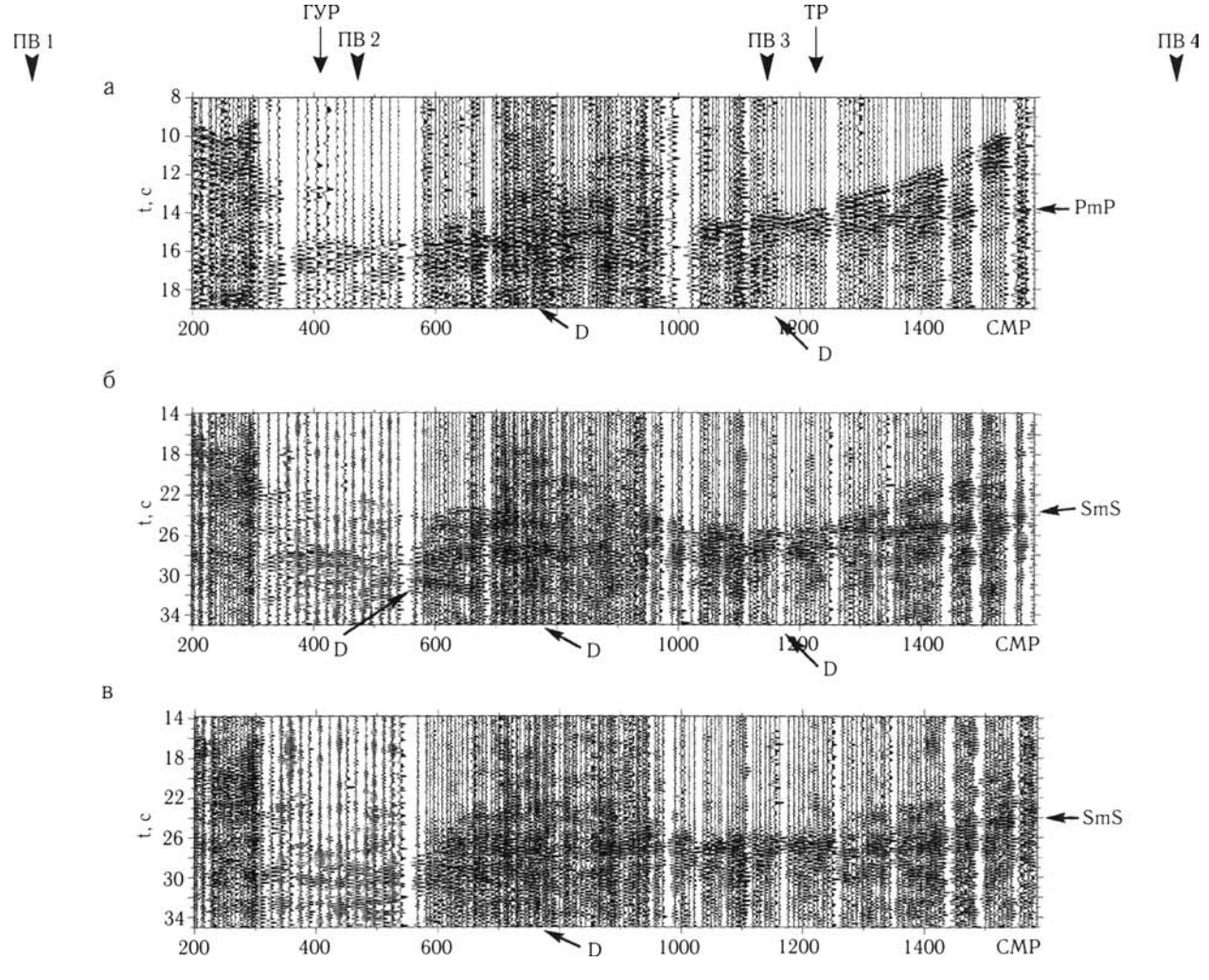


Рис. 24. Сейсмические изображения границы M, построенные путем суммирования записей отраженных закритических волн из разных пунктов взрыва, снесенных к середине расстояния источник–приемник для вертикальных компонент (а), для горизонтальных N-S (б) и E-W (в) компонент. D — мантийные отражения. Остальные условные обозначения см. на рис. 16, 17 и 22. CMP — общие средние точки

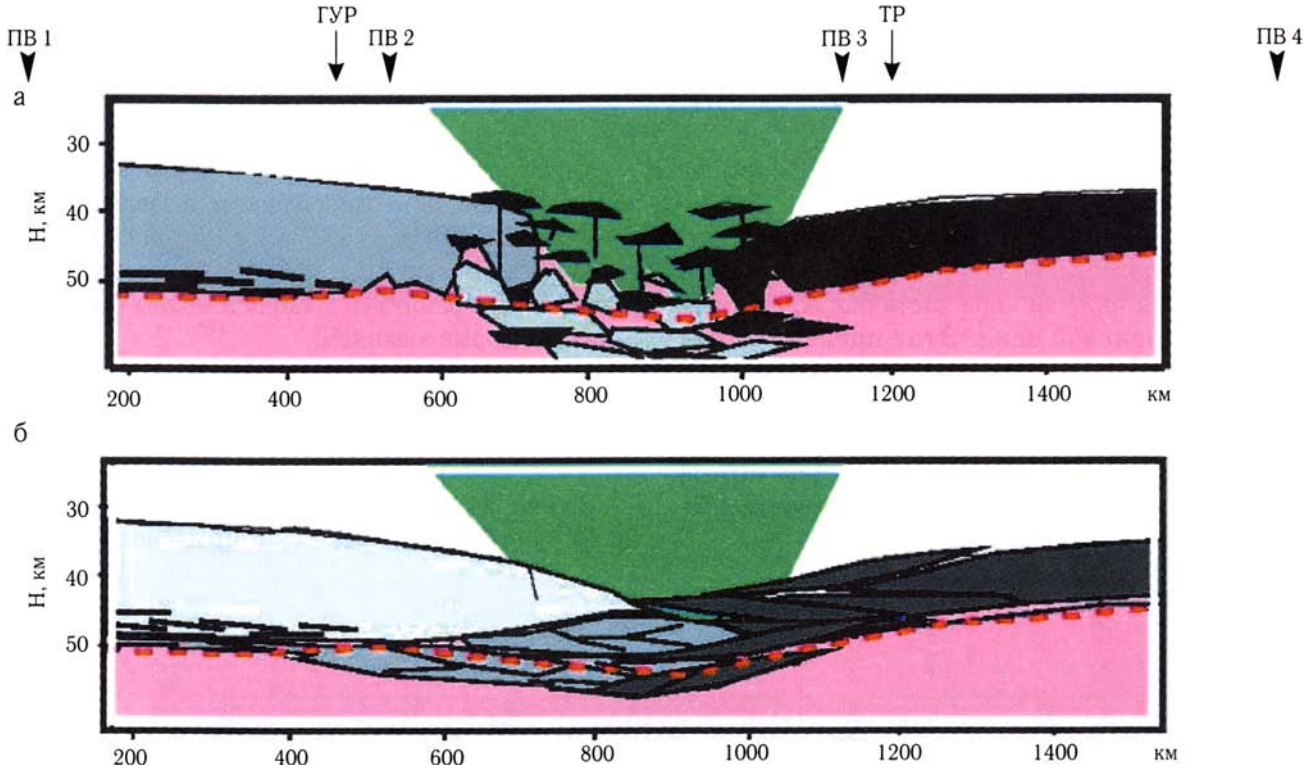


Рис. 25. Модели возможной неодородности нижней коры в корневой зоне уралид [Carbonell et al., 2002]

а — нижняя кора насыщена магматическими интрузиями (черные включения); под границей М, показанной пунктирной линией, серым цветом отмечены магматические камеры; б — неоднородность нижней коры обусловлена изменением фронта метаморфизма, связанного с эклогитизацией; ниже Мохо — переслаивание эклогитизированных пород коры с мантийным веществом

ческих отраженных волн, зарегистрированных при ГСЗ, по методике средней глубинной точки. Сопоставление его с разрезом, построенным по данным ОГТ (см. рис. 14), показывает, что область перехода от коры к мантии по-разному изображается по данным закритических (ГСЗ) и вертикальных (ОГТ) отражений. По данным ГСЗ, на основании проведенного выше анализа динамических особенностей волн границу М можно представить в виде слоистой пачки мощностью в 3–4 км с толщиной отдельных прослоев 0.5–1.0 км. На разрезе ОГТ в центре профиля отражения от этой границы вообще отсутствуют. Это говорит о значительной неоднородности зоны перехода кора–мантия под Магнитогорским вулканическим поясом.

Разрезы ОГТ, полученные в платформенных регионах, часто характеризуются отсутствием отражений от границы М. Для объяснения характера отраженных закритических волн от этой границы по данным ГСЗ и отсутствия вертикальных отражений от нее на разрезах ОГТ можно предложить следующую модель. Область перехода кора–мантия состоит из серии слоев повышенной и пониженной скорости мощностью 600 м, которые создают конструктивное сложение волн с частотой 6 Гц. Такие низкие частоты не будут записаны при работах ОГТ, использующих частотный диапазон в 10 Гц. При ГСЗ сейсмографы имеют собственную частоту в 4 Гц и волны PmP характеризуются такими же низкими частотами.

Другая модель, которая объясняет наблюдаемые волновые поля, представляет границу М в виде границы со сложной топографией. Расчеты показывают, что неоднородный рельеф границы существенно снижает коэффициент отражения близвертикальных отражений, но тот же коэффициент увеличивается для критических и закритических отражений. Неоднородность рельефа может объяснить также многофазность записи отражений PmP.

Возможны различные варианты геологической интерпретации наблюдаемой структуры границы М (см. рис. 24). Мелкие неоднородности (высокоскоростные включения), которые характерны для нижней коры и верхов мантии, могут отражать первые стадии взаимодействия между корой и мантией. Сглаженная форма границы М в районе корней уралид отражает процесс последующей трансформа-

ции палеозойского коллизионного Мохо в границу континентального типа. Эти посттриасовые особенности структуры Мохо связаны с метаморфическими преобразованиями, проходившими после коллизии. Однако нужно отметить, что сглаженная граница М не является типичной для всего Урала. Севернее Екатеринбурга в 30–40 км восточнее Главного Уральского разлома по границе М наблюдается резкая ступень.

Отмеченные преобразования в границе М можно объяснить двумя альтернативными процессами (рис. 25): (1) магматическим «андерплайтингом» в подошве коры, связанным с частичным плавлением и перемешиванием погружающейся в мантию коры Восточно-Европейской платформы и Сибирских блоков и (2) подъемом вверх фронта эклогитизации пород. Этими двумя процессами обычно объясняется отсутствие отражений от переходной зоны кора–мантия. В первой модели магматические тела, внедряющиеся в нижнюю кору, ответственны за вертикальную и латеральную изменчивости физических параметров. Во второй модели все сейсмические особенности объясняются неоднородностью, созданной разной степенью эклогитизации или расслоенной структурой эклогитизированных пород.

4.5. Среднеуральский трансект ESRU

А.В. Рыбалка, Г.А. Петров, С.Н. Кашубин, К.Юхлин

Среднеуральский трансект (международное название ESRU — **E**uroprobe **S**eismic **R**eflection profiling in the **U**rals) начал отрабатываться как один из пилотных геофизических проектов по программе URALIDES в 1993 г.

Целью проекта являлось детальное изучение глубинной структуры Среднего Урала по профилю, проходящему через Уральскую сверхглубокую скважину (рис. 26).

Этот трансект проектировался как полномасштабный сейсмический профиль МОВ-ОГТ, пересекающий Средний Урал подобно профилю URSEIS на Южном Урале. Однако, в отличие от URSEIS, полевые работы на котором благодаря объединенным усилиям участников EUROPROBE были выполнены в течение одного года, работы на этом объекте выполнялись поэтапно с 1993 по 2004 г.

С 1993 по 1998 г. в полевых работах, обработке и интерпретации материалов активно участвовали представители EUROPROBE из Швеции, Германии и США [Juhlin et al., 1996, 1998].

В 1999–2004 гг. исследования на Среднеуральском трансекте завершались Министерством природных ресурсов России. Все полевые наблюдения на профиле были выполнены Баженовской геофизической экспедицией.

К настоящему времени Среднеуральский трансект состоит из нескольких фрагментов, отработанных в течение восьми полевых сезонов с 1993 по 2004 г. (см. рис. 26). Общая протяженность профилей на Среднеуральском трансекте превышает 700 км. С учетом кривизны линий наблюдений это позволило создать комбинированный сейсмический разрез ОГТ вдоль трансекта длиной около 550 км.

Методика наблюдений, обработки и интерпретации данных

Основные параметры систем наблюдений

системы регистрации	Sercel-348, -388; СТС-24Р; Прогресс-96
расстояние между сейсмоприемниками	50 м
группирование сейсмоприемников	в точке
количество сейсмоприемников в группе	от 4 до 12
тип сейсмоприемников	СВ-10, СВ-1–20, ДС-8, GS-20DX
длина рабочей расстановки	от 3000 до 9600 м
сейсмический источник	взрывы в скважинах
вес заряда	от 1.6 до 46 кг
глубина скважин	от 10 до 25 м
длительность записи	от 10 до 60 с
шаг дискретизации	4 мс
расстояние между пунктами возбуждения	100–200 м
тип системы наблюдения	центральная
максимальное расстояние ПВ–ПП	от 1500 до 4800 м
кратность	от 15 до 48

Обработка сейсмических материалов велась в течение нескольких лет по мере появления полевых данных различными коллективами исполнителей в России и за рубежом. Использовались сейсмические обрабатывающие системы Sierra Seis, Focus, Promax, Seismic Unix, а также авторские разработки внесистемных программ.

Для исключения влияния криволинейности профиля на форму строящихся по сейсмическим дан-

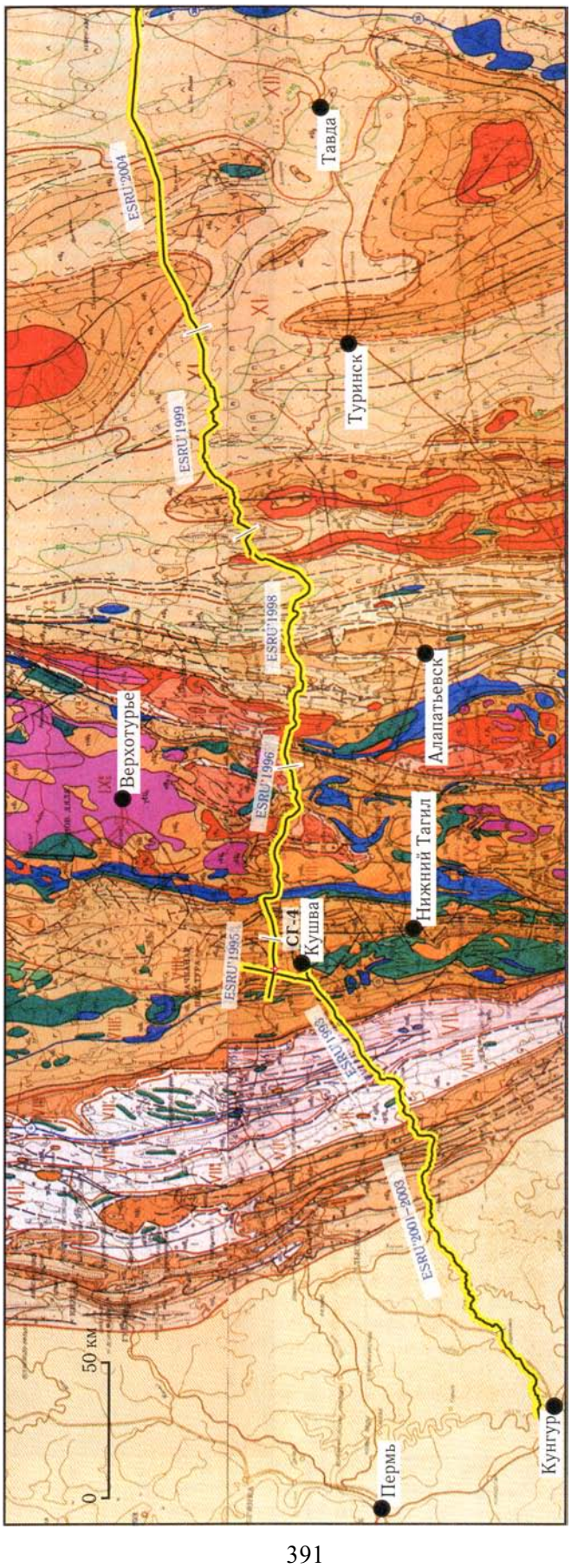
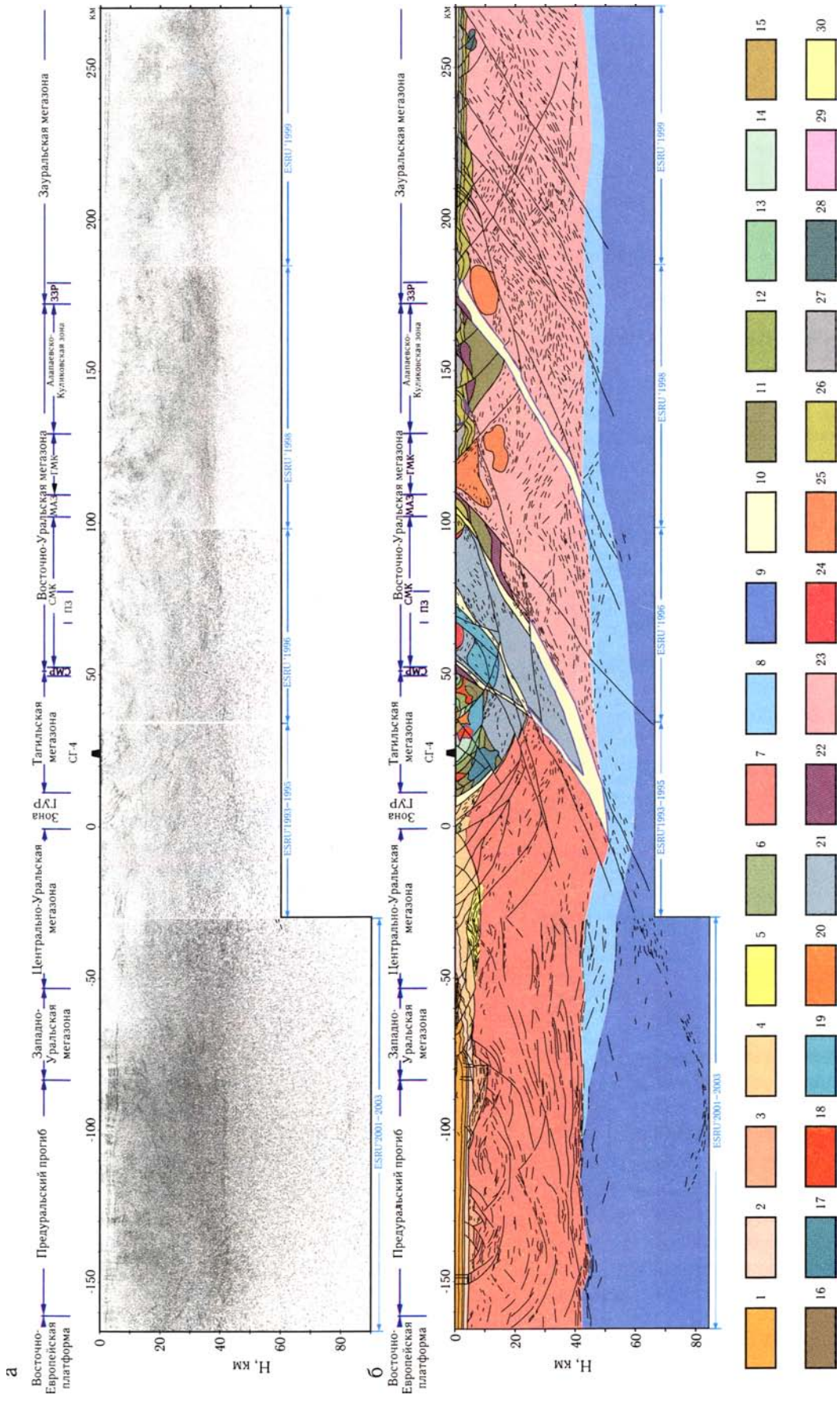


Рис. 26. Положение Среднеуральского трансекта на Тектонической карте Урала [1983]


а
б
Восточно-Европейская платформа
Предуральский прогиб
Западно-Уральская мегазона
Центрально-Уральская мегазона
Тагильская мегазона
Восточно-Уральская мегазона
Зауральская мегазона
Алапаевско-Куликовская зона
ГМК
МАЗ
СМК
ПЗ
СГ-4
ESRU'1993–1995
ESRU'1996
ESRU'1998
ESRU'1999
ESRU'2001–2003
H, км
км

ным границ все сейсмические разрезы были спроецированы на плоские «панели» комбинированного разреза. Начало отсчета (0-й километр) комбинированного разреза привязано к основной шовной зоне Урала и установлено на границе между Центрально-Уральским поднятием и зоной Главного Уральского разлома.

Обработка выполнялась по следующему обобщенному графу:

— препроцессинг;

— описание геометрии наблюдений;

— восстановление амплитуд, учет сферического расхождения;

— сейсмическая редакция;

— выравнивание спектров, предварительная полосовая фильтрация;

— адаптивная скоростная фильтрация, подавление помех;

— введение априорных статпоправок по данным первых вступлений;

— интерактивный скоростной анализ и введение кинематических поправок;

— автоматическая коррекция статпоправок;

— сортировка и суммирование по ОГТ;

— амплитудная нормировка трасс по уровню отражений в нижней коре;

— адаптивная F-K деконволюция, переменная во времени полосовая фильтрация временных разрезов;

— перепроецирование разрезов вдоль слалом-линий на плоские «панели» комбинированного разреза;

— миграция с переменными по профилю скоростными законами;

— преобразование временных разрезов в глубинные с учетом скоростей по данным ГСЗ;

— построение комбинированного сейсмического разреза путем суммирования окончательных разрезов на разных «панелях» с использованием модели меняющихся весовых функций по профилю и по глубине;

— автоматическая векторизация комбинированного разреза;

— пересчет векторов отражающих элементов и построение глубинного разреза в векторной форме.

В качестве основы для интерпретации использовались комбинированный мигрированный временной разрез ОГТ и векторизованный глубинный разрез. Комбинированный разрез по Среднеуральскому трансекту (рис. 27) начинается на Восточно-Европейской платформе и пересекает практически все главные Уральские структуры, заканчиваясь на восточном фланге Зауральской мегазоны.

По характеру распределения отражающих элементов разрез делится на несколько зон по вертикали [Рыбалка, 1996]. Локальные зоны протяженных сильных границ проявляются, как правило, до глубин 10–15 км. Именно до этих глубин обычно следятся и крутонаклонные отражающие границы. Очевидно, это связано со сменой реологических свойств среды и переходом от преимущественно хрупких к хрупкопластичным деформациям [Иванов, 1990, 1998].

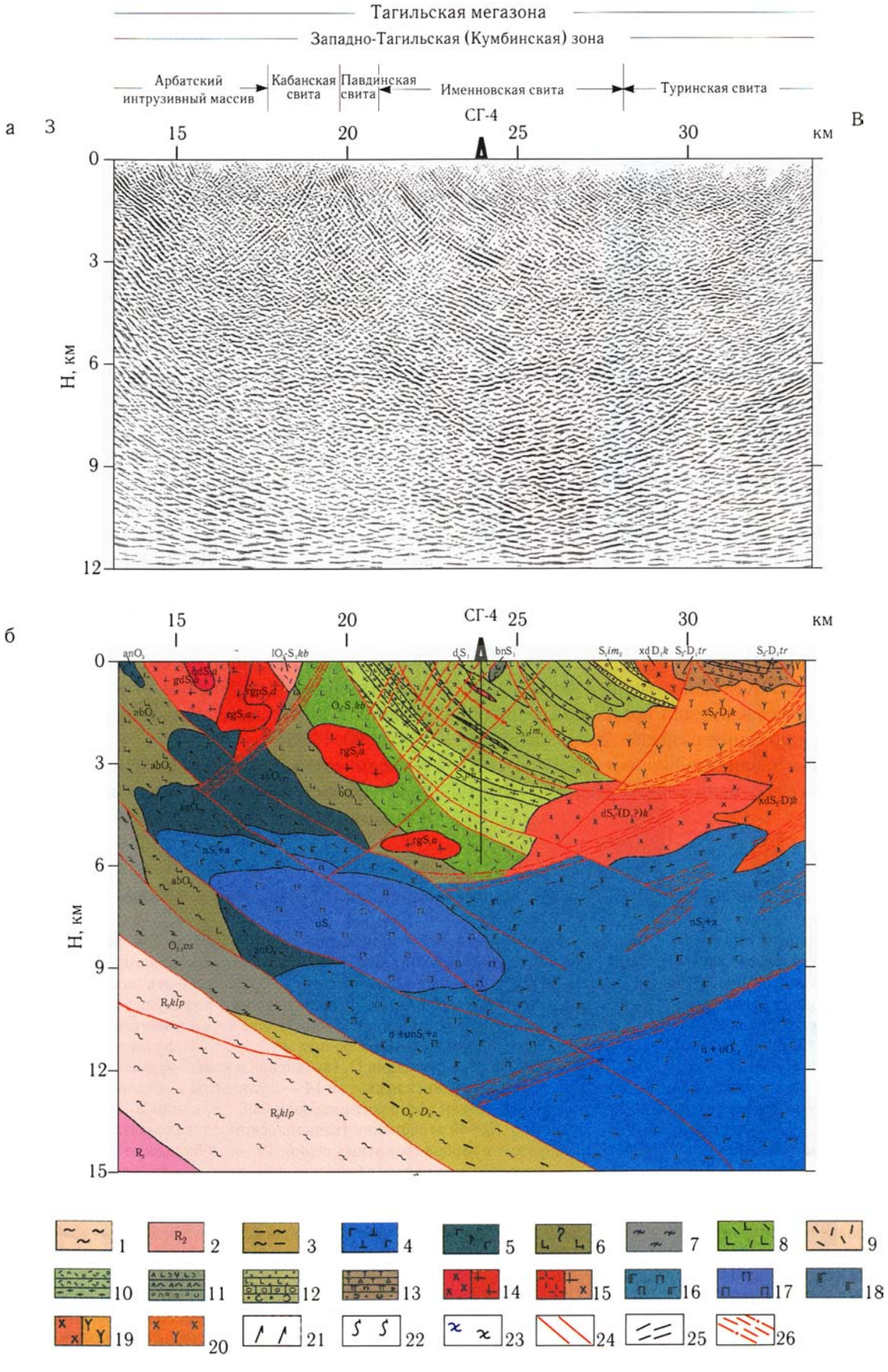
Количество отражающих элементов на глубинах до 20–25 км в целом заметно снижается. Средняя и нижняя кора содержат повышенный фон почти

←

Рис. 27. Сводные сейсмический (а) и модельный геологический (б) разрезы по профилям Среднеуральского трансекта

1 — девонско-пермские осадки Предуральского прогиба и Восточно-Европейской платформы; 2 — вендские осадки; 3 — раннерифейские грабеновые отложения; 4 — рифейские образования Центрально-Уральской мегазоны; 5 — предполагаемые осадки чехла Восточно-Европейской платформы под аллохтонным комплексом; 6 — ордовикско-девонские осадки Улсовско-Висимского грабен-синклинория; 7 — архейские и раннепротерозойские гранитогнейсовые и гранулит-базитовые комплексы Восточно-Европейской платформы; 8 — «коромантийный слой» (переходная зона между корой и мантией); 9 — верхняя мантия; 10 — зоны развития коровых тектонитов (бластомилонитов, динамосланцев и т.д.); 11 — офиолитовые габбро-долерит-базальтовые комплексы; 12 — вулканиты базальт-риолитовой формации O_3 (кабанская и красноуральская свиты); 13 — вулканиты и осадки базальт-андезит-дацитовой формации S_1 (павдинская свита); 14 — вулканиты и осадки базальт-андезитовой формации S_{1-2} (именновская свита); 15 — вулканиты и осадки абсарокит-шошонитовой формации S_2–D_1 (туринская свита); 16 — осадки D_{1-2}; 17 – перидотиты и габбро Платиноносной ассоциации (качканарский и тагило-кытлымский комплексы); 18 — гранитоиды силурийских габбро-плагиогранитных и габбро-гранитных серий; 19 — габброиды габбро-гранитных и габбро-сиенитовых серий; 20 — сиениты S_2–D_1; 21 — палеозойские метаморфические комплексы по гетерогенному палеозойскому и рифейскому(?) субстрату; 22 — альпинотипные гипербазиты; 23 — гранито-гнейсовые и гранулит-базитовые комплексы Восточно-Уральских микроконтинентов; 24 — гранитоиды тоналит-гранодиоритовых комплексов C_1; 25 — позднепалеозойские синколлизионные граниты; 26 — ордовикско-девонские осадочные и вулканические комплексы; 27 — каменноугольные карбонатно-терригенные осадки; 28 — каменноугольные(?) габбро; 29 — триасовые вулканиты; 30 — мезозойско-кайнозойские осадки чехла Западно-Сибирской плиты.

Структурные элементы: Зона ГУР — зона Главного Уральского разлома; СМР — зона Серовско-Маукского разлома; СМК — Салдинский метаморфический комплекс; ПЗ — Пряничниковская зона смятия; МАЗ — Медведево-Арамильская структурно-формационная и шовная зона; ГМК — Гаевский метаморфический комплекс; ЗЗР — зона Зауральского разлома


Тагильская мегазона
Западно-Тагильская (Кумбинская) зона
Арбатский интрузивный массив
Кабанская свита
Павдинская свита
Именновская свита
Туринская свита
а
З
В
СГ-4
15
20
25
30
км
0
3
6
9
12
Н, км
б
15
20
СГ-4
25
30
км
0
3
6
9
12
15
Н, км
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26

нерегулярных отражений. Зоны относительного сгущения отражателей тяготеют к зонам понижения скоростей по данным ГСЗ. Нижняя кромка этих отражателей в осевой части Уральского орогена лежит почти на 10 км выше границы Мохо, прослеженной по данным ГСЗ на профилях «Гранит» и UWARS, и соответствует положению кровли переходной зоны кора–мантия. Сама же граница Мохо практически не отображается в поле отраженных волн под Уралом.

Природа сейсмических границ в верхней части разреза детально исследовалась во время экспериментов в районе Уральской сверхглубокой скважины (СГ-4) и в ее стволе. Благодаря особенностям геологического строения, когда ряд наклонных отражающих границ подходит непосредственно к дневной поверхности, удалось надежно отождествить их с закартированными геологическими контактами (рис. 28). Было установлено, что наиболее яркие отражающие границы в районе скважины соответствуют тектоническим контактам. По наблюдениям в скважине сейсмические отражатели тяготеют, скорее всего, к зонам трещиноватости и, возможно, к зонам повышенного напряженного состояния среды. Наиболее сильными отражающими зонами на профиле в складчатых областях являются сланцевые зоны и зоны тектонически переработанных пород. В то же время в областях развития осадочного чехла наиболее интенсивными являются отражения от контрастных слоев осадочной толщи, а тектонические нарушения в осадочном чехле редко маркируются четкими отражениями и скорее могут быть выделены по ступеням в прослеживаемых отражающих горизонтах.

Интерпретация материалов на двух пересекающихся вблизи СГ-4 профилях ОГТ совместно с переобработкой данных предшествующих исследований позволила доказать, что некоторые яркие отражающие объекты находятся в стороне от вертикальных плоскостей сейсмических разрезов. Это дало возможность сузить неоднозначность выводов о природе таких «боковых» отражающих объектов.

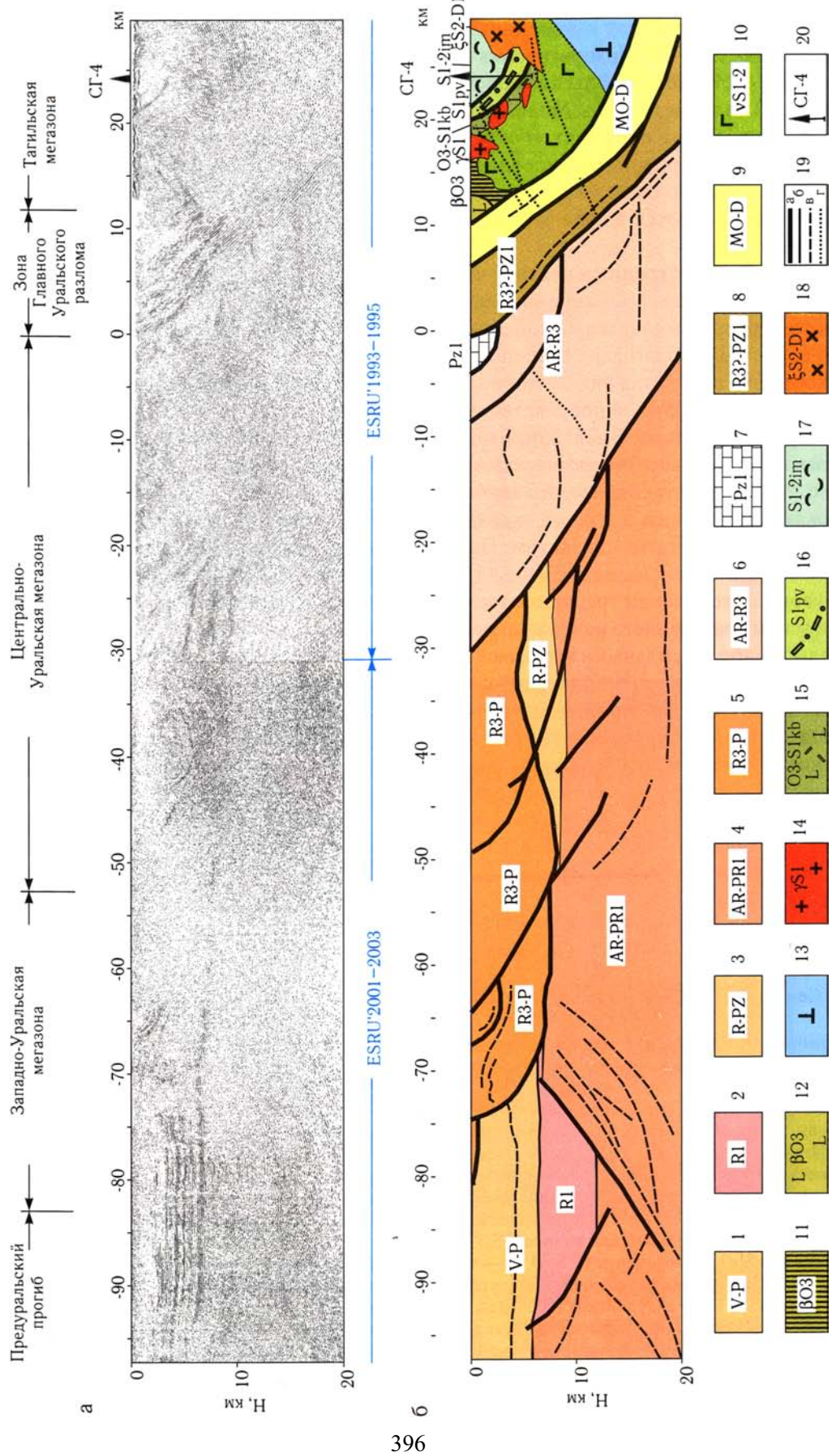
Основные черты строения земной коры Среднего Урала

Наклонные отражающие элементы, прослеживаемые до поверхности, уверенно коррелируются с границами основных тектонических структур. Так, зона Главного Уральского разлома падает на восток под углом около 40° и почти без выполаживания прослеживается до глубин 30–35 км, затухая в высокоотражательной средней коре. Серовско-Маукская зона глубинных разломов, имея западное падение 60–70°, прослеживается по крайней мере до глубин 10–15 км. На разрезе проявились и новые яркие региональные элементы, слабо проявленные в геологии на дневной поверхности. Например, Пряничниковская зона нарушений западного падения, впервые выявленная в пределах Восточно-Уральской мегазоны по результатом работ на Среднеуральском трансекте, не уступает по сейсмической выразительности зоне Главного Уральского разлома (см. рис. 27). В восточной части Восточно-Уральской мегазоны на стыке между Гаевским метаморфическим комплексом (микро-

←

Рис. 28. Сейсмический (а) и модельный геологический (б) разрезы района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4

1 — колпаковская свита (R_3klp) — полевошпат-слюдисто-кварцевые сланцы; 2 — предполагаемые карбонатно-терригенные отложения R_2; 3 — динамосланцы (бластомилониты) по терригенным отложениям континентального склона O_2–D_3; 4 — меланократовые метаморфические и ордовикские(?) ультрабазит-габбровые комплексы $\nu+\upsilon O_{1-2}$; 5, 6 — мариинский комплекс: 5 — метаморфизованные офиолитовые габброиды (габбро-амфиболиты) $\alpha\upsilon O_3$, 6 — комплекс параллельных долеритовых даек βO_3; 7 — выйская свита ($O_{2-3}vs$) — зеленые сланцы по базальтам и вулканогенно-осадочным породам; 8, 9 — кабанская свита (O_3–S_1kb): 8 — риолиты, базальты, 9 — субвулканические риолиты (λO_3–S_1kb); 10 — павдинская свита (S_1pv) — флишоидное переслаивание туфопесчаников, туфоалевролитов; 11 — именновская свита, нижняя подсвита ($S_{1-2}im_1$): андезибазальты, вулканогенно-осадочные породы; 12 — именновская свита, верхняя подсвита (гороблагодатская толща, S_2im_2) — вулканогенно-осадочные породы, субщелочные андезибазальты; 13 — туринская свита (S_2–D_1tr) — вулканогенно-осадочные породы и щелочные вулканиты; 14? 15 — арбатский комплекс S_1: 14 — кварцевые диориты ($q\delta S_1a$), плагиограниты ($p\gamma S_1a$), 15 — плагиогранит-порфиры ($p\nu\pi S_1a$), гранодиориты ($\gamma\delta S_1a$); 16 — тагило-кытлымский и качканарский комплексы, нерасчлененные (Платиноносная ассоциация): габброиды, перидотиты, контактовые роговики и амфиболиты ($\nu+\upsilon\nu S_1+a$); 17 — качканарский комплекс, перидотиты (υS_1); 18 — силурийские габброиды, контактовые роговики и амфиболиты (νS_1+a); 19, 20 — кушвинский комплекс S_2–D_1k 19 — диориты (δ), сиениты и субвулканические трахиты (ξ), 20 — сиенито-диориты (dx); 21 — амфиболиты; 22 — эпидотовые амфиболиты и актинолитовые сланцы; 23 — кристаллические сланцы; 24 — разломы, зоны смятия и бластомилонитов; 25 — отражатели, связанные с поверхностями скольжения, кливажем, зонами бластомилонитов и метаморфической полосчатостью; 26 — предполагаемые по сейсмическим данным зоны трещиноватости


Предуральский прогиб
Западно-Уральская мегазона
Центрально-Уральская мегазона
Зона Главного Уральского разлома
Тагильская мегазона
СГ-4
км
ESRU'2001–2003
ESRU'1993–1995
H, km
а
б
V-P
R1
R-PZ
AR-PR1
AR-R3
R3-P
MO-D
R3?-PZ1
Pz1
ξS2-D1
S1-2im
S1pv
γS1
O3-S1kb
βO3
L
T

континентом) и Алапаевско-Куликовской зоной (палеоостровной дугой) выявилась сложная структура восточного падения, своим обликом напоминающая зону Главного Уральского разлома с ее окружением, только меньшая по размерам.

В целом, наиболее яркие элементы верхней коры на Урале формируют его бивергентный образ, особенно в центральной части орогена. В то же время нижняя кора скорее моновергентна и представлена пологопадающими на запад, чешуйчато наслаивающимися друг на друга зонами. Одна из таких зон сечет переходную зону кора–мантия и проникает в верхнюю мантию под углом 15–20° до глубин около 90 км. Эта шовная зона западного падения может представлять собой синколлизионную сколовую структуру (detachment). Примечательно, что эта зона входит в мантию как раз там, где на дневной поверхности в геоморфологии начинает отчетливо проявляться восточный склон современных Уральских гор.

Восточная окраина Восточно-Европейской платформы и Западно-Уральская мегазона. Как субгоризонтально залегающие слои осадочного чехла Предуральского прогиба, так и смятые в интенсивные складки толщи Западно-Уральской зоны складчатости залегают на почти горизонтальном пологопадающем на восток основании — кровле нижнерифейских отложений в пределах грабенов и на поверхности кристаллического фундамента (рис. 29). Вдоль этого отделителя, по-видимому, прослеживается зона шарьирования. На фронте деформации происходит смятие и воздымание толщ по серии падающих на восток взбросов и надвигов. Под верхнепалеозойским Предуральским краевым прогибом по целому ряду сейсмических профилей, выполненных в последнее время, прослеживается крупный грабен (авлакоген?), по всей видимости, заполненный преимущественно нижнерифейскими осадками. В структуре палеозойского прогиба наблюдается два структурных яруса: покровный вендско-каменноугольный, представленный субгоризонтально залегающими слоистыми толщами с выдержанной мощностью, и пермский, для которого характерно резкое увеличение мощности в пределах Предуральского прогиба и, в ряде случаев, наклонное залегание толщ с падением на запад.

Центрально-Уральская мегазона. Мегазона включает образования Кваркушско-Каменногорского антиклинория и Улсовско-Висимского синклинория (см. рис. 29).

Кваркушско-Каменногорский антиклинорий представляет собой асимметричную, запрокинутую на запад антиклинорную структуру с обрезанным по системе разломов восточным крылом. Породы смяты в напряженные складки нескольких генераций, однако зеркало складчатости полого погружается на запад. Складчатый разрез нарушен системой надвигов и взбросов (сдвиго-взбросов?) с восточным падением и амплитудами до 4–5 км. Наблюдается выполаживание залегания сместителей к западу от –20 км разреза. Переход вязких взбросов в пологие надвиги, видимо, связан с «выплескиванием» вещества на относительно жесткий упор слабо переработанного фундамента края Восточно-Европейской платформы и с выходом сместителей из зоны пластических в область хрупких деформаций. Слабые сейсмические границы соответствуют основанию позднерифейских толщ и, возможно, поднятию кровли раннепротерозойских гнейсово-амфиболитовых комплексов. Кровля архейских гранулитовых комплексов, веро-

←

Рис. 29. Сейсмический разрез (а) и геологическая модель (б) зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы

1–3 — автохтонный комплекс окраины Восточно-Европейской платформы: 1 — слабо деформированные вендско-палеозойские осадки чехла Восточно-Европейской платформы, 2 — раннерифейские грабеновые осадки, 3 — предполагаемый фрагмент осадочного чехла Восточно-Европейской платформы под аллохтоном; 4 — архейско-протерозойские метаморфические и интрузивные комплексы фундамента Восточно-Европейской платформы; 5–12 — аллохтонные комплексы: 5 — сильно деформированные позднерифейские–раннепермские осадки окраинных морей Восточно-Европейского палеоконтинента; 6 — сильно деформированные и метаморфизованные в палеозойское время протерозойские и архейские комплексы Восточно-Европейского палеоконтинента; 7 — ордовикско-девонские осадки шельфа Восточно-Европейского палеоконтинента; 8 — зеленые сланцы и бластомилониты по верхнерифейским(?) и нижнепалеозойским вулканитам, песчаникам и алевролитам; 9 — пластины метаморфизованных и деформированных разновозрастных окраинно-континентальных и океанических комплексов, тектонический меланж (зона Главного Уральского разлома); 10 — перидотиты и габбро Платиноносной ассоциации; 11 — мариинский комплекс параллельных долеритовых даек; 12 — зеленосланцевые метабазальты (выйская свита верхнего ордовика); 13 — интрузивные и метаморфические комплексы основания нижнепалеозойской Тагильской палеоостроводужной системы; 14 — нижнесилурийские плагиограниты и кварцевые диориты арбатского комплекса; 15 — базальт-риолитовая формация позднего ордовика – раннего силура (кабанская свита); 16 — базальт-андезит-дацитовая формация раннего силура (павдинская свита); 17 — базальт-андезитовая формация (именновская свита); 18 — сиениты и монцогаббро кушвинского комплекса верхнего силура – нижнего девона; 19 — разрывные нарушения (а), литологические границы (б), линеаменты различного генезиса (в), малоамплитудные взбросы (г); 20 — Уральская сверхглубокая скважина СГ-4

ятно, приподнята в ядре антиклинория до глубин 19–20 км от поверхности.

Улсовско-Висимский «синклинорий» на широте Среднеуральского трансекта представляет собой клиновидный блок палеозойских шельфовых осадков, зажатый между позднерифейскими образованиями. Такое положение позволяет считать эту структуру сильнодеформированным грабеном (учитывая его протяженность на сотни километров при ширине 1–10 км). Время образования этого грабена неизвестно, но его следует ограничить отрезком между началом среднего девона и эпохой главной позднепалеозойской коллизии (C_3–P_1), поскольку все породы в его пределах сильно смяты и рассланцованы.

По сейсмическим данным слабо дислоцированные осадки Восточно-Европейской платформы прослеживаются под покровно-складчатыми структурами Западно-Уральской и большей части Центрально-Уральской мегазоны. На фронте распространения шарьяжей и складчатости Уральского верхнепалеозойского орогена и под надвиговыми пластинами выявлены купольные структуры, перспективные на поиски углеводородного сырья.

Зона Главного Уральского разлома. Зона Главного Уральского разлома (Салатимская шовная зона) в отличие от Южного Урала очень четко проявлена на сейсмическом разрезе в виде системы протяженных отражающих границ, погружающихся на восток под углами около 40°. Эти границы, вероятно, соответствуют системам сланцеватости, имеющим, по геологическим данным, сходное залегание. С различной степенью выразительности зона Главного Уральского разлома прослеживается до глубин более 30 км. Исчезновение четких протяженных отражателей может быть вызвано нарастанием уровня метаморфизма в глубинных частях шовной зоны. По зоне Главного Уральского разлома происходит сочленение, тектоническое сближение двух крупных структур с различными типами земной коры — Восточно-Европейской платформы и Тагильской островодужной системы. В переходной зоне присутствуют тектонически сильно переработанные блоки обеих структур и комплексов, формировавшихся на пространстве между ними. По своему геологическому смыслу — это сутурная зона, область мегашва между крупными блоками земной коры, где присутствуют сильно метаморфизованные и перемятые их фрагменты, а также участки тектонического перемешивания (микститовые комплексы).

Тагильская мегазона. Эта мегазона представляет собой тектонически переработанный фрагмент сложно построенной палеоостроводужной системы. В основании ее предполагается наличие реликтов сильнометаморфизованных раннепалеозойских офиолитов океанического типа, которые перекрываются позднеордовикскими офиолитами островодужного типа и вулканогенно-осадочными сериями силурийского и раннедевонского возраста. Не исключено, что в фундаменте палеоостроводужного разреза присутствуют блоки допалеозойской коры. При изучении керна Уральской сверхглубокой скважины были обнаружены ксеногенные цирконы рифейского возраста (990–1100 и 1450–1660 млн лет) в вулканитах силурийской именновской свиты [Розен и др., 1999]. При этом особенности составов андезибазальтов исключают вероятность формирования их на сиалической коре. Сейсмические данные позволяют достаточно определенно проследить залегание слоистости в вулканогенно-осадочном разрезе, определить залегание некоторых разрывных нарушений, интрузивных комплексов и четко «отбить» границу со сланцевыми толщами зоны Главного Уральского разлома. Восточная граница Тагильской мегазоны обычно проводится по Серовско-Маукскому разлому, который маркируется телами серпентинизированных ультрабазитов. На сейсмическом разрезе ОГТ границы, приуроченные к Серовско-Маукской зоне, имеют крутое западное падение, но проявлены они слабо. Объясняется это, по-видимому, большими (до 60–80°) углами падения этих границ, что находится на пределе возможностей метода ОГТ. За счет применения специальных методов обработки, в частности РНП, удается четче проследить сейсмические границы в пределах Серовско-Маукского разлома [Friberg et al., 2000]. Гораздо более четко на разрезе ОГТ заметны расположенные восточнее системы отражателей, погружающиеся на запад и соответствующие Пряничниковской системе разломов и Мурзинско-Адуйской структурно-формационной зоне.

Восточно-Уральская мегазона. Предполагаемые гранулитовые комплексы, подстилающие вулканиты Тагильской мегазоны, по представлениям ряда авторов [Каретин, 1983; Дружинин и др., 1983; Башта, Горбачев, 1992], частично выходят на поверхность в составе Салдинского метаморфического комплекса. Результаты геологических исследований [Петров, 1999; Friberg, Larionov et al., 2000; Краснобаев и др., 2001] показали, что высокобарический гранулит-амфиболитовый метаморфизм проявился в палеозойское (девонское и каменноугольное время) в нижней и средней коре вулканоплутонического пояса. Вместе с тем, в пределах Сал-

динского метаморфического блока известны допалеозойские определения абсолютного возраста, полученные U-Pb методом [Краснобаев и др., 2001] при анализе мультифракций цирконов (1121, 899 и 1600 млн лет). Метаморфический комплекс вмещает интрузии девонских и каменноугольных габброидов и тоналитов. Максимальный возможный возраст субстрата, в котором происходило выплавление габброидных расплавов, по результатам Sm-Nd изотопного анализа, составляет 629 млн лет, тоналитов — 572 млн лет [Ронкин и др., 1997а]. Составы пород, содержащих реликты допалеозойских минералов, близки к офиолитовым и раннеостроводужным сериям. Современные значения отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$, наблюдаемые в клинопироксен-гранатовых амфиболитах, колеблются в интервале от 0.7036 до 0.7042, что подтверждает этот вывод. Метаморфиты Салдинского комплекса перекрыты тектоническими покровами, слагаемыми серпентинитами и зелеными сланцами. Пряничниковская система разломов, хорошо заметная на профиле ОГТ, почти не изучена геологическими методами (этот район перекрыт мезозойскими и кайнозойскими осадками). Судя по общей геологической ситуации и рисунку отражающих площадок, она, возможно, включает сместители различной кинематики — взбросовые (более пологие и ранние) и сбросовые (более крутые и поздние), имеющие западное падение в плоскости разреза.

Медведево-Арамильская структурно-формационная зона, в нашем понимании, это шовная зона между фрагментом девонского вулканоплутонического пояса (островной дуги?) и Гаевско-Мурзинско-Адуйским микроконтинентом. Комплексы вулканоплутонического пояса имеют разный эрозионный срез: вулканические серии распространены в Петрокаменской структуре и отчасти в Восточно-Тагильской структурно-формационной зоне. Здесь же широко представлены их интрузивные аналоги. В составе Салдинского метаморфического блока также присутствуют ортогранулитовые и ортогнейсовые комплексы, образованные по девонским интрузивным комплексам, сформированным в средней и нижней частях земной коры в условиях корневой части вулканоплутонического пояса. Медведево-Арамильская зона — это коллаж гетерогенных аллохтонных разновозрастных блоков и пластин с фрагментами меланжа, представляющих собой реликты длительно существовавшего (по крайней мере, с ордовика по карбон) палеобассейна.

Гаевский метаморфический комплекс является частью микроконтинента, включающего также Мурзинско-Адуйский метаморфический комплекс. В этих метаморфических комплексах восстанавливается сложная история геологических процессов, в том числе нескольких этапов метаморфизма в палеозойское время, в целом соответствующих по времени этапам метаморфизма в Салдинском комплексе [Кейльман, 1974; Echtler et al., 1997; Иванов, 1998]. Но, в отличие от Салдинского комплекса, представляющего собой фрагмент метаморфизованных интрузивных окраинно-континентальных (островодужных?) магматических образований, в пределах микроконтинента устанавливаются реликты вендских, рифейских(?) и раннепротерозойских комплексов. Это позволяет интерпретировать Гаевский метаморфический комплекс как фрагмент сильно переработанной и ремобилизованной докембрийской континентальной коры. Изотопное отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в гранитоидах западной части Мурзинско-Адуйского метаморфического комплекса составляет 0.7109 [Краснобаев и др., 1991], что подтверждает этот вывод.

Алапаевско-Куликовская зона представляет собой сложно построенную структуру, в которой пластины палеозойских (преимущественно девонских) океанических и островодужных пород могут залегать на осадочных толщах чехла микроконтинента и тектонически перемешиваться с ними [Язева, Бочкарев, 1993; Пучков, 2000; и др.].

Зауральская мегазона. Эта мегазона представлена фрагментом микроконтинента, перекрытого чехлом осадочных и вулканогенно-осадочных пород. Начинаются эти осадки еще в пределах Алапаевско-Куликовской зоны на 145-м километре разреза и очень плавно погружаются на восток, достигая мощности 1.5 км на восточном конце трансекта. Мезозойские и кайнозойские осадки почти не деформированы. Локально проявленные неотектонические движения приводят к формированию на поверхности фундамента горстов и грабенов, а в осадках мезозойско-кайнозойского чехла — флексур и куполов, перспективных для выявления месторождений нефти и газа (рис. 30).

Хотя рельеф кровли фундамента не является абсолютно ровным (на нем отмечаются и палеоврезы, и палеоподнятия), сам фундамент представлен «немой» в сейсмическом поле средой, по крайней мере, до глубин 6 км на западе мегазоны и до глубин 12 км у восточной рамки разреза. Практически полное отсутствие отражений в верхней части консолидированной коры говорит о том, что интенсивных тектонических движений, приводящих к хрупким деформациям в этой области, уже давно не

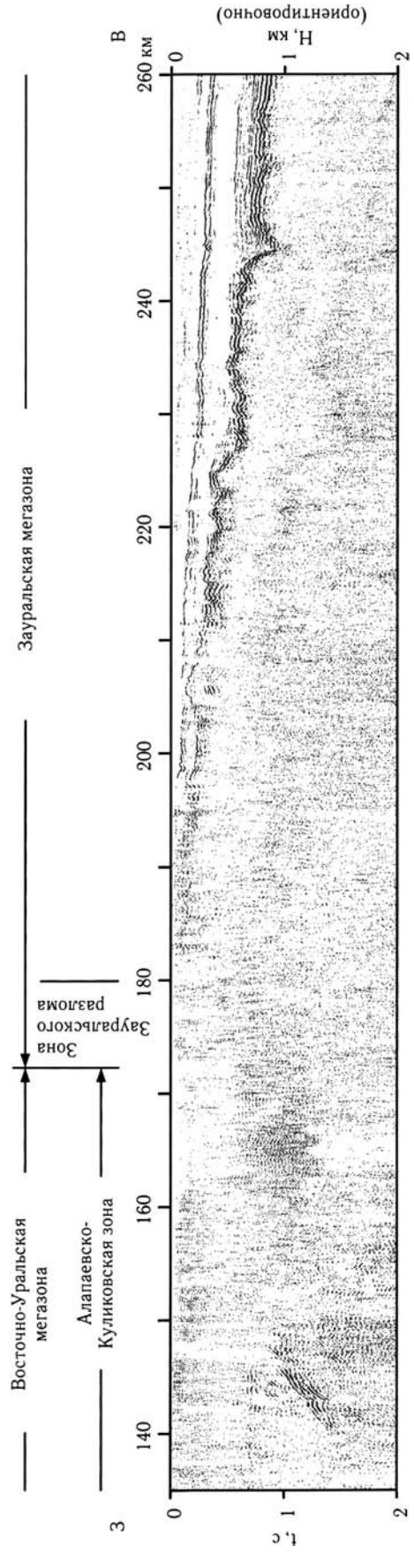


Рис. 30. Сейсмический разрез зоны сочленения Урала с Западно-Сибирским осадочным бассейном

было. Исключение составляет, пожалуй, лишь одна круто падающая на запад граница (на 200-м километре разреза), которая сечет верхнюю кору. К востоку от этой границы не только приподнята и измята кровля фундамента, но деформированы и толщи осадочного чехла, который достигает в этом месте мощности около 400 м.

Общий характер разреза средней и нижней коры в пределах Зауральской мегазоны схож с характером разреза в пределах Восточно-Уральской. Некоторое подобие рисунка разреза средней коры на интервале 175–215 км с интервалом разреза 80–120 км (соответствующего Гаевскому микроконтиненту и его окружению) позволяют предположить наличие микроконтинета и в этом месте под осадочным чехлом Зауральской мегазоны.

Таким образом, в результате работ на Среднеуральском трансекте удалось построить сводный высокоразрешенный сейсмический разрез земной коры и верхней мантии, позволяющий установить и детализировать ряд принципиальных особенностей глубинного строения Среднего Урала: морфологию и глубину заложения Главного Уральского разлома; аллохтонное залегание складчато-надвиговых структур Западно-Уральской и части Центрально-Уральской мегазон на осадках Восточно-Европейской платформы; мощную систему отражателей западного падения, прослеживающуюся в верхней мантии под зоной сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы, по крайне мере, до глубины 90 км; бивергентное строение средней и верхней коры в осевой части орогена; новые структурные элементы в разрезе слабо изученных Восточно-Уральской и Зауральской мегазон, перекрытых мезозойско-кайнозойскими осадками.

4.6. Проект UWARS

С.Н. Кашубин, Ф. Тувино

Одним из первых полевых экспериментов в рамках программы EUROPROBE на Урале стали российско-французские работы по методике непродольного профилирования методом ГСЗ на P- и S-волнах, получившие название UWARS (**U**ral **W**ide-**A**ngle **R**eflection **S**eismics). Полевые наблюдения были выполнены Баженовской геофизической экспедицией в 1992 г. на Среднем Урале при участии и по методике, предложенной Ф. Тувино [Thouvenot et al., 1995; Кашубин и др., 1996).

Закритические отражения на продольных профилях не позволяют изучать резкие формы рельефа границ, так как сглаживают их. Исследования в докритической области часто оказываются неэффективными из-за отсутствия выразительных отражений от подошвы земной коры. В этих условиях в качестве одной из методик, уточняющих рельеф опорных отражающих границ в низах коры и верхней мантии, возможно использовать технологию непродольного профилирования вкрест изучаемой структуры. Основной предпосылкой для постановки таких наблюдений является наличие опорных закритических отражений от изучаемых границ в заранее намеченном интервале удалений. На Урале в качестве таких опорных отражений решено было попытаться использовать закритические отраженные волны продольного и поперечного типов от подошвы земной коры (граница M), регистрируемые на удалениях 120–180 км [Опыт…, 1982].

Методика полевого эксперимента, обработки и интерпретации данных

Участок работ был расположен в пределах Среднего Урала (см. рис. 1) достаточно хорошо изученного методом ГСЗ. Работы были организованы по двум параллельным субширотным линиям, ориентированным вкрест простирания основных уральских структур. Первая линия, длиной около 170 км, располагалась примерно на широте г. Кушвы (рис. 31). На этой линии с шагом 10 км были размещены 17 сейсмических регистраторов «Черепаха» и «КАРС», которые были оснащены 3-компонентными сейсмоприемниками СК-1П, регистрирующими одну вертикальную (Z) и две горизонтальные (X — север-юг и Y — запад-восток) компоненты колебаний. Вторая линия — линия пунктов возбуждения — располагалась примерно на 120 км южнее линии наблюдения и состояла из семи пунктов взрыва, расстояния между которыми состави-

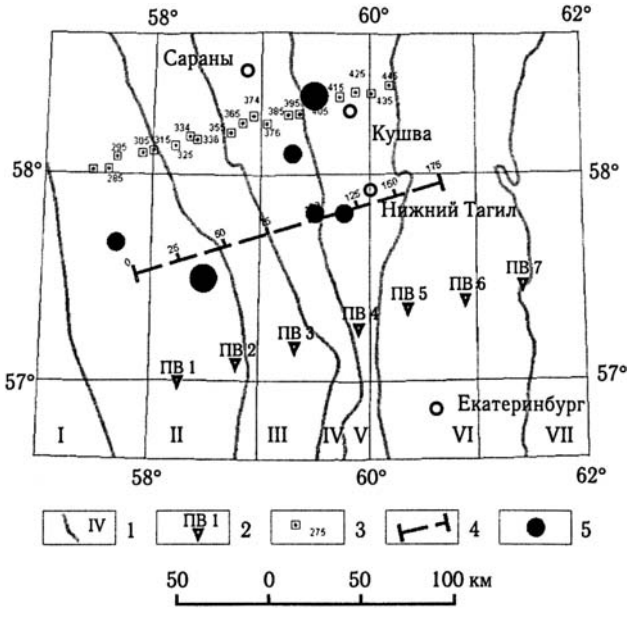


Рис. 31. Схема расположения непродольного профиля ГСЗ UWARS

1 — структуры I порядка, по И.Д. Соболеву (I — Восточно-Европейская платформа, II — Предуральский краевой прогиб, III — Западно-Уральская зона складчатости, IV — Центрально-Уральское поднятие, V — Тагильско-Магнитогорский прогиб, VI — Восточно-Уральское поднятие, VII — Восточно-Уральский прогиб); 2 — пункты взрыва; 3 — стоянки регистраторов; 4 — линия центров зондирований; 5 — эпицентры землетрясений, по И.В. Ананьину

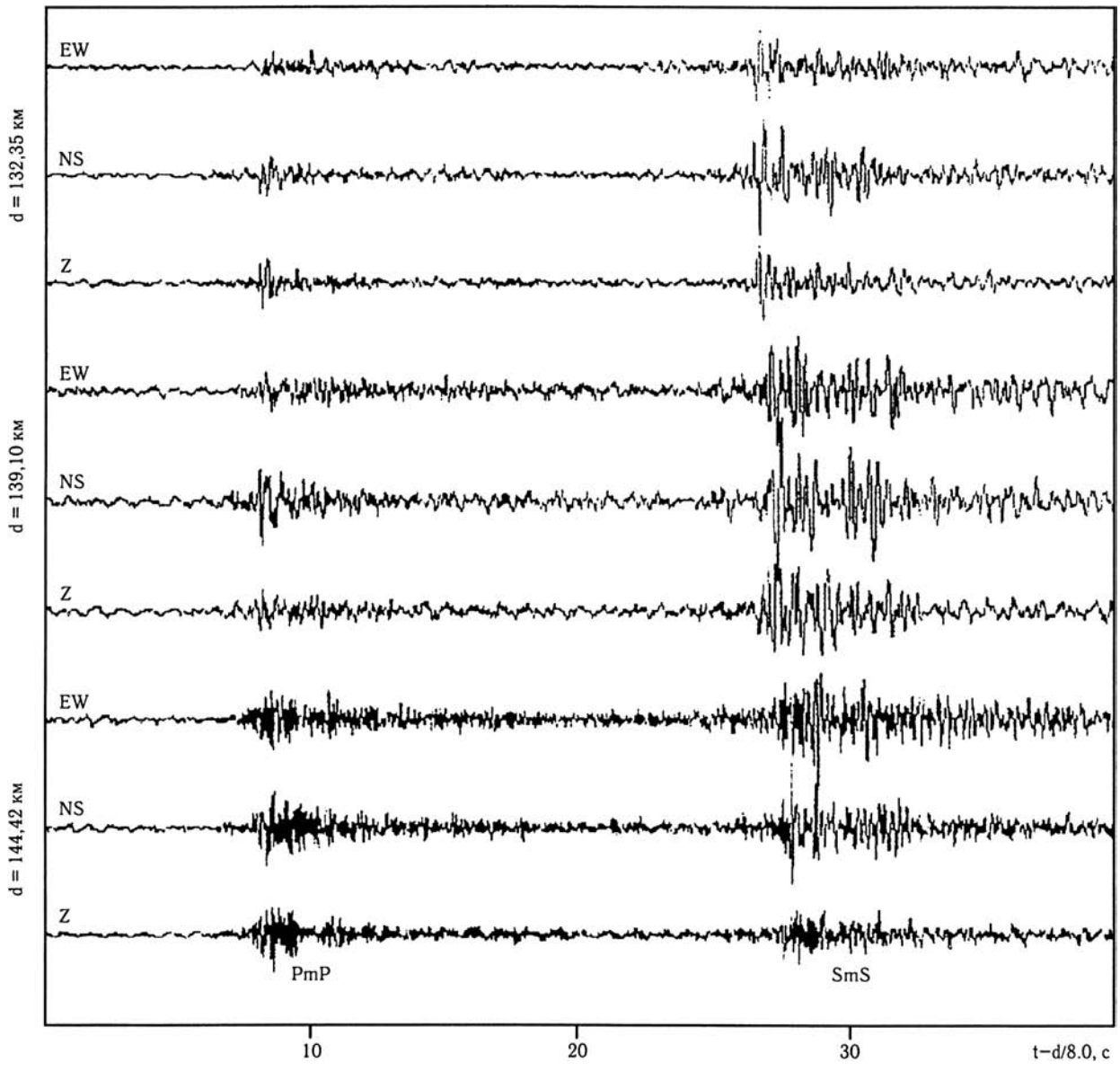
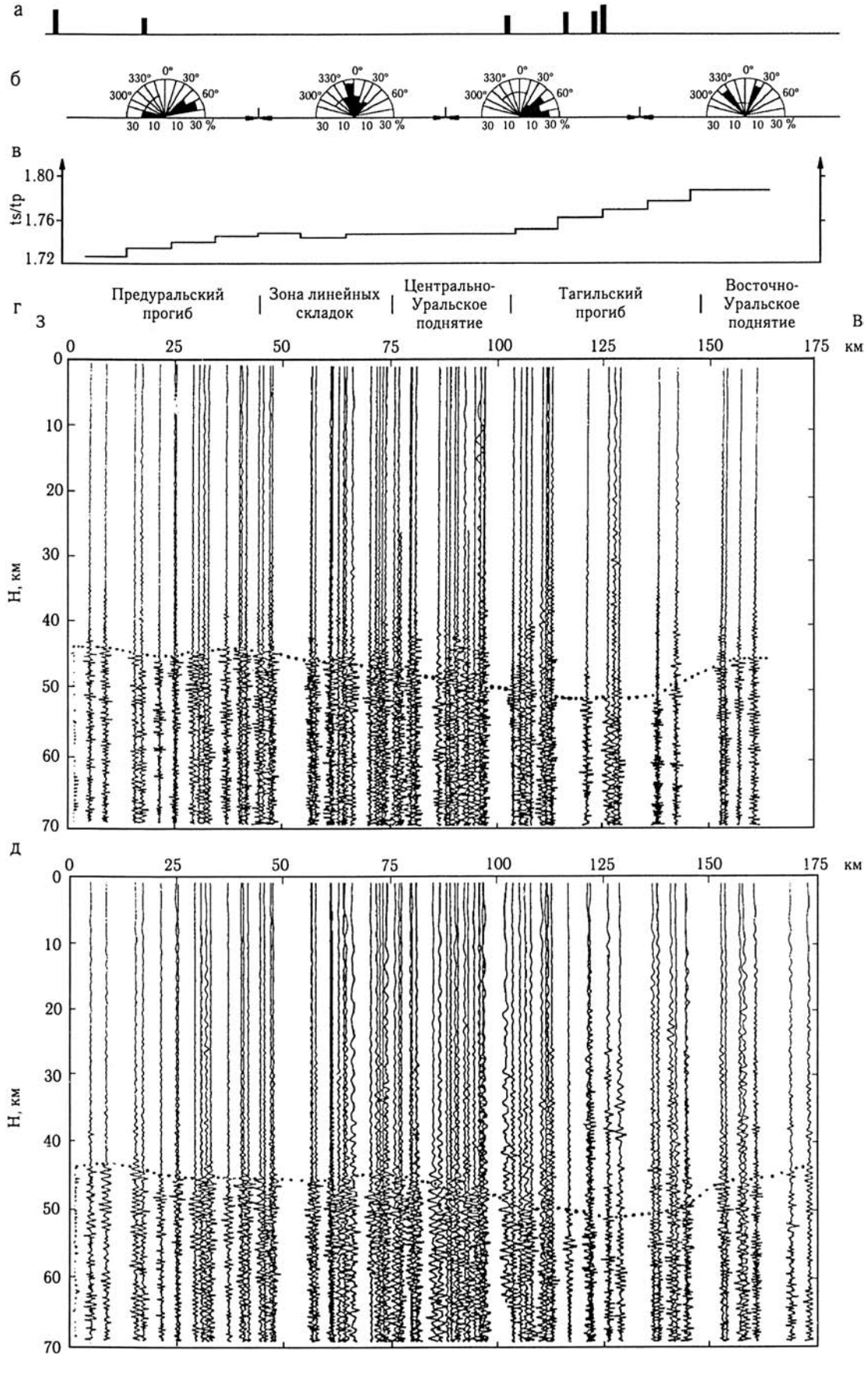


Рис. 32. 3-компонентные записи отраженных от подошвы земной коры PmP и SmS-волн
Компоненты: Z — вертикальная, EW и NS — горизонтальные; d — расстояние от источника

ли в среднем 30–40 м. На каждом пункте возбуждения сейсмический заряд размещался в группе из 5–9 скважин глубиной 25–30 м. Средний вес заряда на каждом ПВ составил 1400–1500 кг. Для обеспечения временно́й привязки отметок момента взрыва на сейсмологической аппаратуре использовались дополнительные регистраторы, которые устанавливались в непосредственной близости от пунктов возбуждения.

Как и ожидалось, на большинстве 3-компонентных установок были получены интенсивные записи закритических отраженных P- и S-волн от подошвы земной коры (рис. 32). Как следует из рисунка, эти волны действительно являются опорными в последующих вступлениях в выбранном диапазоне удалений, причем интенсивность поперечных волн (в частотном диапазоне 1–16 Гц) заметно выше, чем продольных.

Суть обработки заключалась в редуцировании сейсмических трасс в глубинный масштаб и расположении их в соответствии с положением центров зондирований на гипотетическом разрезе, проходящем через эти центры. Все основные обрабатывающие процедуры были подчинены этой цели, либо служили увеличению отношения сигнал/помеха на исходных записях. Перед построением сводных раз-


а
б
330° 0° 30° 300° 60°
30 10 10 30 %
в
ts/tp
1.80
1.76
1.72
г
З
Предуральский прогиб
Зона линейных складок
Центрально-Уральское поднятие
Тагильский прогиб
Восточно-Уральское поднятие
В
0 25 50 75 100 125 150 175 км
H, км
0 10 20 30 40 50 60 70
д
0 25 50 75 100 125 150 175 км
H, км
0 10 20 30 40 50 60 70

резов P- и S-волн выборки записей для каждого пункта взрыва по всем компонентам располагались в виде веера в соответствии с азимутами пунктов взрыва и приема (ПВ-ПП), а временная шкала пересчитывалась в глубинную. При пересчете использовались следующие значения скоростей: для продольных волн — Vp = 6.5 км/с, для поперечных — Vs = 3.75 км/с. Сводные разрезы (рис. 33, г, д) формировались вдоль линии центров зондирования из записей лучших по качеству компонент со всех пунктов взрыва. Для P-волны это, в основном, Z-компоненты, изредка X- и Y-. Для S-волн сводный разрез представлен в равной степени записями X- и Y-компонент, в меньшей мере — Z-компонентами. Общая длина сводного разреза составила примерно 175 км.

Для поляризационного анализа были отобраны 3-компонентные записи наиболее высокого качества. Он выполнялся на IBM PC с использованием программы SEIS89. В первую очередь была исследована устойчивость оценок параметров поляризации опорных волн при различных полосовых фильтрациях записей и определены параметры оптимальных полосовых фильтров для P- и S-волн. Для этих целей выполнялось сканирование записей с различными параметрами фильтрации с последующими оценками отношения сигнал/шум и поляризационным анализом. Учитывая сложность интерпретации поляризации многофазных записей поперечных волн и особенно поляризации «хвостов» отражений, решено было ограничиться рассмотрением азимутов векторов смещений для первых фаз волны SmS.

Было установлено, что азимуты направлений смещений частиц в этой опорной волне очень резко меняются в зависимости от расположения пунктов взрыва и приема, но, что важно, эти изменения для различных зондирований происходят на одних и тех же интервалах профиля, что позволяет связывать их с особенностями строения среды.

Предыдущими исследованиями было показано, что «нормальной» поляризацией при взрывах является qSV-поляризация сдвиговых волн, т.е. такая поляризация, когда направления смещений в волне совпадают с лучевой плоскостью [Кашубин, 2001; и др.]. В нашем случае значительная часть первых вступлений S-волн имеет аномальную (qSH) поляризацию. Наличие таких аномалий может свидетельствовать об упругой анизотропии среды, через которую распространялись сейсмические волны, что, в свою очередь, позволяет связать их с действующими в земной коре напряжениями, одновременно являющимися причиной сейсмичности этого района Урала [Сейсмичность…, 2001; и др.].

В обобщенном виде результаты поляризационного анализа поперечных волн приведены выше на рис. 33, б. Здесь же (см. рис. 33, а, в) показаны проекции на линию профиля эпицентров ближайших землетрясений и график отношений времен прихода P- и S-волн.

Основные результаты

Результаты исследований представлены на рис. 33. Положение границы раздела кора–мантия отмечается по максимальным амплитудам сейсмической записи. Как видно из рисунка, разрезы, полученные по разным типам волн, в целом дают подобную картину топографии исследуемой границы. Различия касаются некоторых деталей динамической выразительности отражателя и составляют около 1–4 км на отдельных участках профиля.

По характеру сейсмических разрезов и положению границы M вдоль профиля исследований можно выделить несколько участков. На западном участке разреза, совпадающем в геологическом отношении с Предуральским прогибом, глубина до границы M — 44–45 км, без значительных вариаций. Примерно с ПК 50 км разреза по P-волнам начинается слабое погружение границы на восток, и на ПК 100 км глубина до нее составляет уже 50 км. На разрезе S-волн глубина границы сохраняется почти до ПК 75–80 км, составляя на ПК 80 км — 46 км, далее следует плавное погружение границы до 50 км на ПК 120 км. Таким образом, по S-волнам происходит как бы запаздывание погружения раздела кора–мантия под Урал. Фактически, по S-волнам положение границы M под Центрально-Уральским поднятием при выбранной скорости пересче-

←

Рис. 33. Глубинные сейсмические разрезы земной коры и верхней мантии по результатам непродольных наблюдений на Среднем Урале

а — проекции землетрясений на линию профиля; б — диаграммы азимутов смещений для первых фаз S_{KM}-волн, построенные по результатам поляризационного анализа (дуговыми отрезками внутри диаграмм отмечены секторы предполагаемого направления смещений, обусловленного положением пунктов взрыва); в — график ts/tp; г, д — сейсмические разрезы, построенные: г — по P-волнам, д — по S-волнам

та в глубины систематически выше, чем по Р-волнам на 2–4 км, что может свидетельствовать о более низких значениях отношения Vp/Vs в этой части разреза по сравнению с 6.5/3.75 = 1.73. Под Тагильским прогибом исследуемая граница достигает максимальной глубины 50–52 км на ПК 125–130 км. Учитывая, что пересчет времен в глубины проводился с единой средней скоростью для всего разреза (Vp = 6.5 км/с), а по результатам предыдущих работ средняя скорость в земной коре в пределах прогиба составляет, по крайней мере, 6.6 км/с [Опыт…, 1982], можно сделать вывод, что глубина до границы раздела кора–мантия в этой части, по-видимому, достигает 55–58 км. В зоне Восточно-Уральского поднятия граница снова выходит на уровень 44–45 км.

Следует отметить изменение динамической выразительности отражений от подошвы земной коры в разных частях профиля. На западном участке профиля, включая Предуральский прогиб и зону линейных складок, отражения очень четкие, на низком уровне помех. Практически здесь это первая энергетически выраженная волна на записи. На Центрально-Уральском поднятии граница выделяется скорее по «темному» пятну высоких амплитуд сейсмической записи. Выше по разрезу (раньше по времени регистрации) здесь видны внутрикоровые отражения большей или меньшей интенсивности. В зоне Тагильского прогиба выделение границы довольно проблематично, так как отражения от нее становятся слабыми и невыразительными по отношению к другим волнам. Подобный характер отражений от подошвы земной коры в осевой части Урала отмечался и на других пересечениях [Дружинин и др., 1990; и др.].

Положение границы кора–мантия не единственный результат, полученный при непродольном профилировании. В связи с тем, что регистрировались два типа волн, были выполнены оценки отношения времен прихода Р- и S-отражений. График отношений времен прихода поперечных и продольных волн (см. рис. 33, в) построен путем осреднения значений ts/tp в скользящем окне размером 20 км с шагом 10 км вдоль профиля. Можно считать, что в первом приближении он отражает интегральное изменение отношения Vp/Vs для всей мощности земной коры вдоль разреза. Если согласиться с позицией исследователей, связывающих изменения отношения Vp/Vs с изменениями состава, то полученный график может рассматриваться как свидетельство возрастания «основности» земной коры по мере приближения к осевой части Урала со стороны Восточно-Европейской платформы. Обращает на себя внимание приуроченность известных землетрясений района исследований к интервалам с наибольшими градиентами изменений указанного отношения (см. рис. 33, а, в). Этот факт можно интерпретировать как приуроченность землетрясений к границам блоков, отличающихся контрастом упругих свойств.

Еще один интересный, на наш взгляд, вывод можно сделать из сопоставления распределения землетрясений с распределением аномалий поляризации. Как следует из этого сопоставления (см. рис. 33, а, б), известные землетрясения приурочены к зонам с аномальной поляризацией S-волн (к зонам, в которых векторы направлений смещения резко отличаются от направлений на источник колебаний). Эта особенность, установленная при непродольном профилировании, находится в полном соответствии с результатами изучения сейсмической анизотропии [Кашубин, 2001] и распределением тектонических напряжений на Урале [Сейсмичность…, 2001] и, согласно гипотезе экстенсивно-дилатансионной анизотропии [Crampin, 1987], может свидетельствовать о концентрации в этих зонах субширотных сжимающих напряжений.

Таким образом, исследования по проекту UWARS наглядно продемонстрировали такую принципиальную особенность глубинного строения Урала, как погружение раздела кора–мантия под складчатый пояс с сильным изменением отражательной способности этой границы. Они косвенно подтвердили выводы о возрастании «основности» земной коры и о преобладании субширотных сжимающих напряжений в осевой части Урала.

4.7. Гравимагнитная модель земной коры по профилю URSEIS

Н.В. Федорова, В.А. Шапиро, А.В. Чурсин

При комплексном геофизическом моделировании сейсмический разрез используется как основа для построения геолого-геофизического разреза. При подборе гравитационного и магнитного полей этот каркас заполняется объектами с различными значениями плотности и намагниченности.

Однако при таком моделировании недостаток знаний о физических свойствах среды восполняется субъективными представлениями авторов. В этих условиях представляется наиболее целесообразным рассматривать альтернативные варианты разрезов.

Метод интерпретации, разработанный в Институте геофизики УрО РАН, основан на теории эквивалентных решений обратных задач логарифмического потенциала. Магнитные или гравитационные

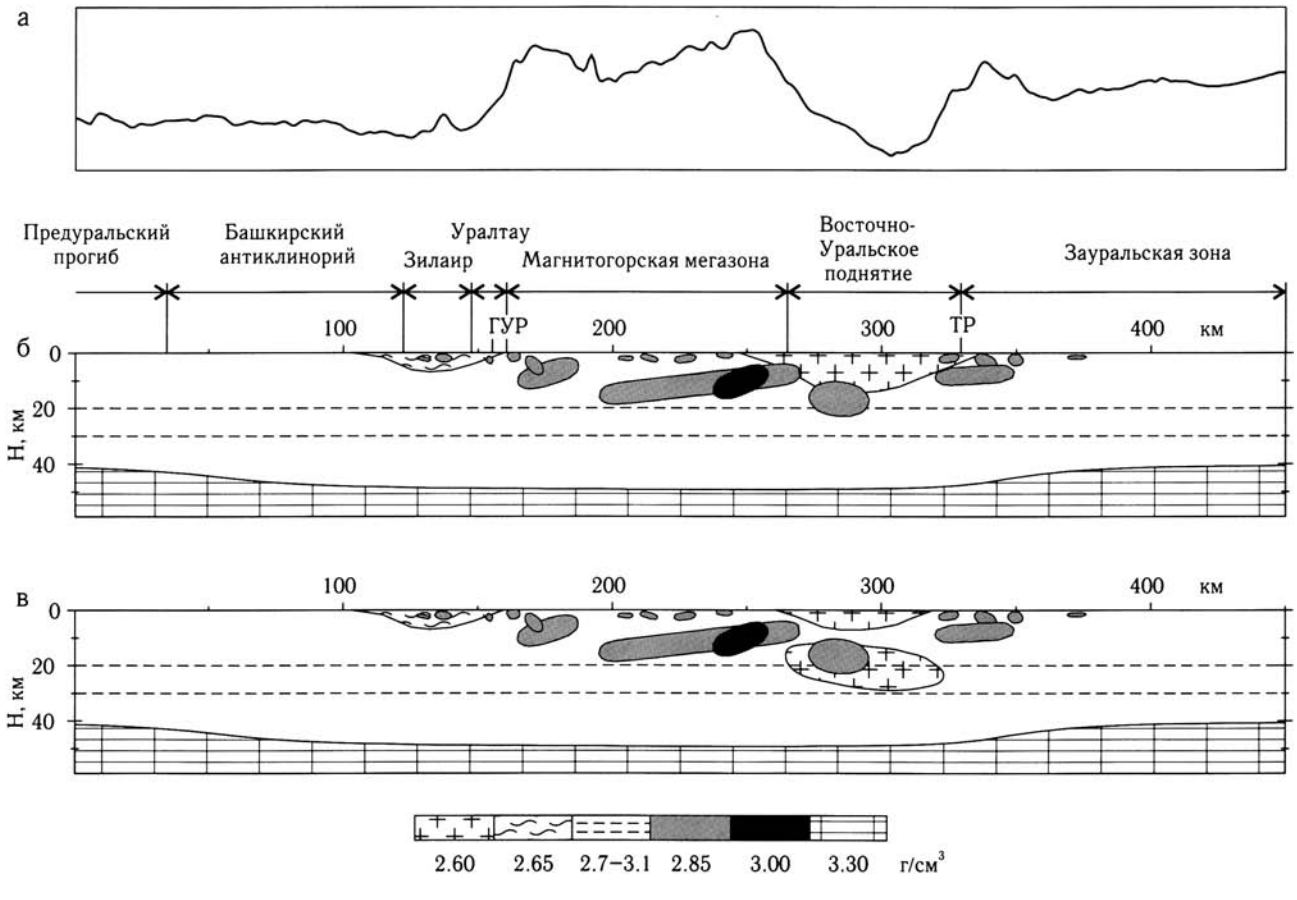


Рис. 34. Гравитационные аномалии вдоль профиля URSEIS (а) и модели распределения плотности в земной коре (б, в)

ГУР и ТР (здесь и на рис. 35) — Главный Уральский и Троицкий разломы

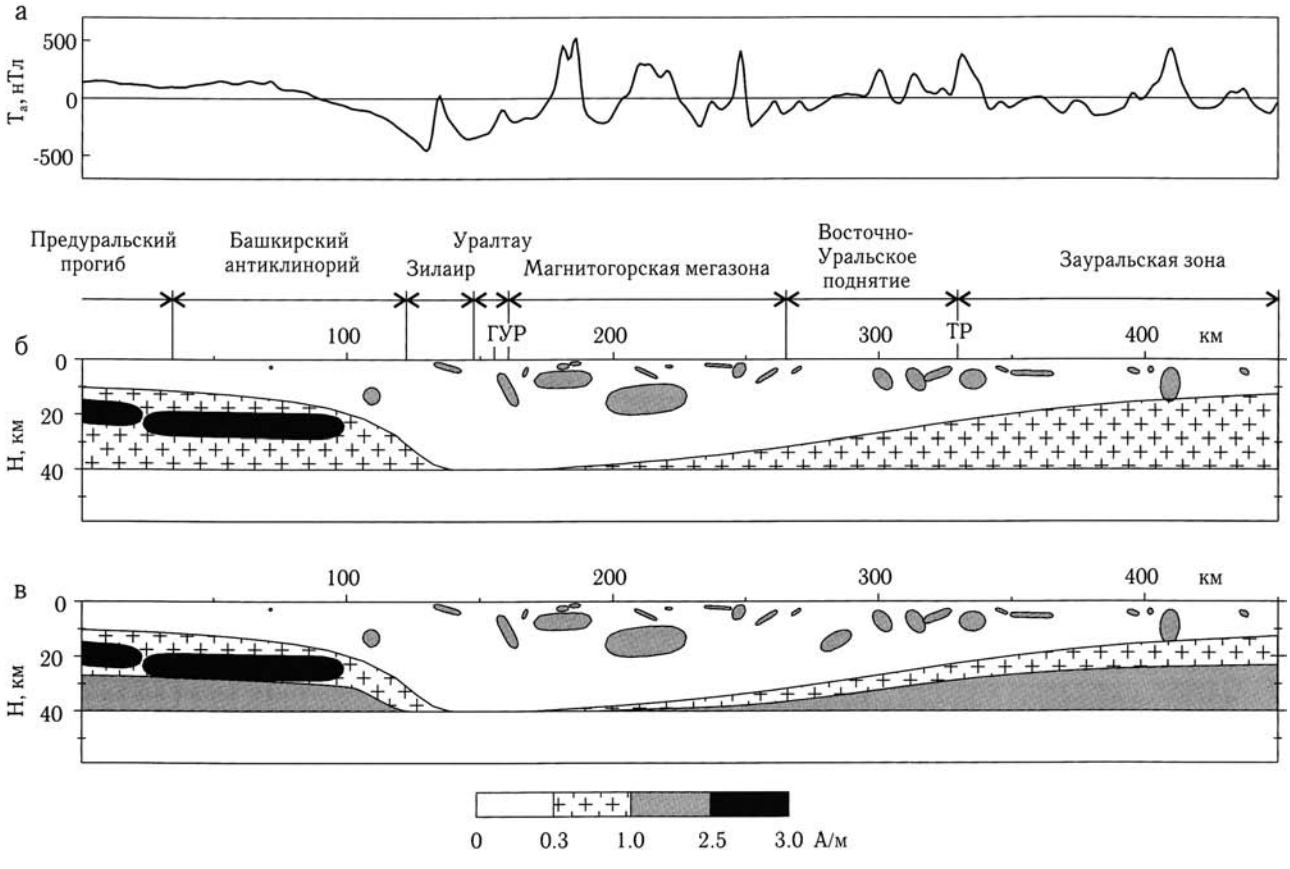


Рис. 35. Магнитные аномалии вдоль профиля URSEIS (а) и модели распределения намагниченности в земной коре (б, в)

аномалии в рамках этого метода аппроксимируются полями материальных отрезков [Цирульский и др., 1980].

Использование таких модельных источников позволяет достаточно устойчиво разделять поля разных объектов и определять их интегральные характеристики, такие, как аномальная масса или магнитный момент, центр тяжести, направление падения и др.

Принимая во внимание принципиальную неоднозначность обратных задач гравиметрии и магнитометрии, интерпретатор для каждого модельного источника может рассчитать геометрические контуры или контактные поверхности для различных значений плотности или намагниченности. Это позволяет оперативно анализировать альтернативные варианты разрезов.

Выбор наиболее вероятного варианта производится с учетом имеющейся геолого-геофизической информации: данных геологических исследований, петрофизики, сейсмологии, геотермики и др. Результаты интерпретации гравитационного и магнитного полей по профилю URSEIS приведены на рис. 34 и 35.

Гравитационная модель

На Южном Урале наблюдается значительное понижение уровня гравитационного поля (см. рис. 3). На западном фланге профиля URSEIS, возможно, это вызвано большой мощностью осадочных пород. При интерпретации поля Δg на профиле выделена протяженная отрицательная аномалия. Так как сингулярный источник, соответствующий этой аномалии, расположен на больших глубинах ниже границы Мохо, то для него была построена эквивалентная граница раздела двух сред при значении скачка плотности 0.15 г/см^3 (см. рис. 34, б). Под уральскими структурами прогиб этой границы составляет 10 км и вполне может быть соотнесен с погружением земной коры под Уралом. Однако затянутый западный фланг прогиба относительно установленной по результатам сейсмических исследований границы Мохо, по-видимому, свидетельствует о том, что этот источник отражает и другие региональные особенности гравитационного поля, вызванные пониженной плотностью коры, которые не удалось разделить.

Значения нормальной плотности коры по разрезу приняты: 2.70 г/см^3 для верхней части, 2.90 г/см^3 — для средней и 3.10 г/см^3 — для нижних горизонтов. В западной части уральских структур при подборе был выделен источник отрицательной аномалии, расположенный в верхней части разреза в пределах Зилаирского синклинория. По-видимому, плотность пород в синклинории ниже, чем у окружающих пород. Для этого источника построена эквивалентная граница; при значении скачка плотности — 0.05 г/см^3 мощность легких пород достигает 7 км. В Зилаирском синклинории профиль проходит по южной части ультрабазитового массива Среднего Крака. В этом районе наблюдаются две небольшие аномалии силы тяжести и интенсивная магнитная аномалия. В результате моделирования получено, что источники расположены в верхних 3 км разреза. Массивы Крака состоят из четырех крупных соединяющихся между собой ультрабазитовых тел: Южного, Среднего, Северного и Узянского Крака; общая площадь массивов около 900 км^2. Поскольку представления о глубинном строении массивов Крака были противоречивы, то дополнительно была проведена комплексная интерпретация гравитационных и магнитных аномалий по ряду широтных профилей, пересекающих массивы [Федорова, Иванов, 2000]. Согласно результатам моделирования, на всех разрезах источники залегают субгоризонтально. Наибольшую глубину массивы имеют в районах экстремумов поля силы тяжести. Мощность ультрабазитовых тел составляет: для Северного и Южного Крака 2 км и для Среднего 3.3 км. Серпентиниты располагаются в краевых и нижних частях массивов и имеют максимальную мощность 1.5–2 км. Результаты изучения ультрабазитовых комплексов подтверждают представление о том, что массивы являются остатками крупного шарьяжа, надвинутого на запад из зоны Главного Уральского разлома [Иванов и др., 2001].

Как отмечалось ранее, гравитационный супермаксимум, характерный только для Уральского орогена, в основном связан с Магнитогорским и Тагильским прогибами. Вдоль профиля URSEIS над Магнитогорской зоной наблюдаются две интенсивные положительные аномалии протяженностью 40 и 70 км, соответственно, и ряд локальных аномалий с характерными размерами 4–10 км. Источники локальных аномалий расположены в самых верхних горизонтах земной коры до глубин 2–5 км. По результатам моделирования, региональные положительные аномалии созданы крупными массивами. При избыточной плотности 0.15 г/см^3 поперечники тел составляют 12 и 10 км и объекты залегают на глубинах от 2 до 18 км. Кроме того, для наиболее интенсивной гравитационной аномалии на востоке Магнитогорской зоны при подборе поля был выделен еще один аномальный объект, расположенный в пределах восточного регионального источника; на разрезе он отображен в виде блока с плотностью 3.0 г/см^3. По-видимому, здесь на глубине 5–15 км залегают наиболее плотные породы, возможно, что это — глубинная часть расположенного к югу от данного участка Сахаринского массива дунит-пироксенит-габбровой формации.

В зоне Восточно-Уральского поднятия отрицательная гравитационная аномалия над гранитным массивом Джабык по результатам подбора создается протяженным субгоризонтальным сингулярным источником, глубина до центра которого 20 км. Если для этого источника построить контактную поверхность со значением плотности 2.60 г/см^3 (скачок плотности –0.10 г/см^3), что характерно для гранитов, то глубина распространения легких пород будет 15 км (см. рис. 34, б). По результатам изучения распределения скоростей сейсмических волн граниты массива Джабык выделяются до глубины 5–8 км низкими значениями отношения скоростей продольных и поперечных волн Vp/Vs [Carbonell et al., 1996; Глубинное строение…, 2001]. Более обширная аномалия Vp/Vs выделенная непосредственно под плутоном на глубинах 20–40 км, возможно, свидетельствует о том, что в этом блоке породы с пониженными плотностями расположены на больших глубинах. Поэтому построен альтернативный вариант разреза — в верхней части для гранитного массива контактная граница и легкий блок на глубинах 10–30 км (рис. 34, в). В западной части под гранитами массива Джабык выделен объект повышенной плотности. На границе Восточно-Уральской и Зауральской зон в верхних 10–12 км выделено несколько массивов повышенной плотности. Наиболее интенсивная положительная гравитационная аномалия в этой зоне вызвана Новониколаевским массивом габбро.

В соответствии с возможностями используемого метода интерпретации для каждого аномального объекта можно рассчитать контуры для целого набора значений скачков плотностей. Так, например, если для протяженных источников в Магнитогорской зоне задать скачок плотности 0.30 г/см^3, то сечения тел уменьшатся в два раза, и примерно на 2–3 км уменьшится глубина их нижних кромок. Мы не приводим такие варианты разрезов, поскольку различие в мощности источников не изменяет

принципиально картину распределения аномальных тел. Таким образом, в результате интерпретации гравитационного поля получено, что аномальные объекты расположены в верхних 20 км разреза, и нам кажется важным отметить здесь следующую особенность — большинство источников залегает субгоризонтально. Как видно из рис. 34, верхняя часть коры Магнитогорской зоны насыщена объектами повышенной плотности от 2.85 до 3.0 г/см^3. Такие значения плотностей более характерны для пород нижней коры и верхней мантии, состоящей из комплексов основного и ультраосновного состава. Полученный результат не противоречит представлениям о том, что основная часть коры Урала представляет собой метаморфизованные породы, возникшие из коры палеоокеанов и островных дуг [Hamilton, 1970; Перфильев, 1979; Иванов и др., 1986; Глубинное строение…, 2001].

Магнитная модель

При изучении аномального магнитного поля Урала по данным специальной аэромагнитной съемки 1978–1983 гг. по сети широтных аэрогеотраверсов была выделена длинноволновая составляющая аномального поля, основной особенностью которой является протяженная региональная аномалия, названная Уральской отрицательной магнитной аномалией [Шапиро и др., 1982; Федорова и др., 1989]. Минимум этой аномалии наблюдается вдоль Урала от широты 52° до 66° с.ш. В область минимума попадают Тагильская и Магнитогорская зоны, а западный край аномалии прослежен до восточной границы Восточно-Европейской платформы. Происхождение этой аномалии обычно объясняется погружением пород фундамента платформ под Урал и низкой намагниченностью земной коры Урала в сравнении с намагниченностью пород кристаллической коры Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ (см. рис. 5 и 6).

Для Северного, Среднего и Южного Урала были построены варианты магнитных моделей, позволяющие проследить погружение магнитного фундамента платформ под уральские структуры на разрезах вдоль профилей региональной съемки [Шапиро и др., 1988, 1993, 1997; Shapiro et al., 1997; Федорова, 2001]. Положение нижней кромки магнитоактивного слоя определить достаточно сложно. По существующим представлениям, наиболее распространенный ферромагнетик в нижних слоях земной коры — скорее всего магнетит, имеющий температуру Кюри около 580 °С [Петромагнитная модель…, 1994]. Согласно данным геотермических исследований, изотерма, соответствующая температуре Кюри магнетита, проходит на платформах вблизи границы Мохо. В то же время аномально низкий тепловой поток, выявленный в осевой части орогена [Булашевич, Щапов, 1978; Щапов, 2000], возможно, как показано при геотермическом моделировании, вызван погружением изотермической поверхности 580 °С ниже границы Мохо [Хачай, Дружинин, 1998].

Учитывая, что намагниченность пород коры Урала мала, а мантийные породы имеют низкую намагниченность, мы при моделировании расположили нижнюю кромку магнитоактивного слоя на глубине 40 км. На основе построенных по единой методике разрезов вдоль профилей региональной аэросъемки с учетом данных карты аномального магнитного поля создана предварительная региональная магнитная модель, на которой показано положение кровли магнитоактивного слоя (см. рис. 6). Модель отражает низкую намагниченность пород в пределах уральских структур на всю мощность земной коры в Тагильской и Магнитогорской мегазонах, а также в Тюмено-Кустанайским прогибе.

Для профиля URSEIS при сопоставлении магнитного и сейсмического разрезов, отмечается хорошее совпадение геометрии магнитного фундамента, построенного нами до начала работ по проекту только по магнитометрическим данным, с положением отражающих сейсмических границ от кровли кристаллического фундамента платформ, полученных сейсмологами [Berzin et al., 1996; Carbonell et al., 1996; Echtler et al., 1996; Knapp et al., 1996]. Как видно на разрезе, граница, построенная для скачка намагниченности 1 А/м, погружается от кровли фундамента Восточно-Европейской платформы в западной части профиля до 40 км под Уралом (см. рис. 35, б). Такой результат позволяет оценить значение средней намагниченности кристаллической коры платформ как 1 А/м.

Петрофизические исследования, проведенные за последние десятилетия в глубоких и свехглубоких скважинах и на обнажениях пород фундамента платформ, показали, что верхняя часть кристаллической коры состоит, в основном, из слабомагнитных пород. Сильномагнитные породы (намагниченность 2–5 А/м) встречаются в скважинах в виде тонких пластов мощностью 20–300 м [Иголкина, 2002]. Для большой коллекции кристаллических пород получено сравнительно небольшое значение средней намагниченности верхнего слоя — 0.3 А/м

[Крутиховская, Пашкевич, 1976]. По-видимому, нижний слой земной коры платформ, содержащий намагниченные базальты и серпентинизированные ультрабазиты, вносит основной вклад в региональные магнитные аномалии. Поэтому построен альтернативный вариант разреза в виде двухслойной модели консолидированной коры, в которой намагниченность для верхнего «гранитного» слоя задана 0.3 А/м, а для нижнего «базальтового» слоя — 2 А/м (см. рис. 35, в). В этом варианте погружение обеих границ до 40 км наблюдается в центральной части разреза.

На магнитном разрезе по профилю URSEIS в фундаменте Восточно-Европейской платформы в пределах Предуральского прогиба и Башкирского синклинория выделены два протяженных субгоризонтальных источника — восточный и западный; центр западного источника располагается на глубине 18 км, восточного — на 4 км глубже. На сейсмическом разрезе в этой области в средней коре выявлены многочисленные субгоризонтальные границы, а в нижней части разреза обнаружено резкое погружение на восток границы Мохо от 40–42 км до 43–45 км [Berzin et al., 1996; Echtler et al., 1996]. Эту 3–5-километровую ступень в подошве коры в дальнейшем назвали Макаровской разломной зоной [Diaconescu et al., 1998]. Выявленные при моделировании источники повышенной намагниченности показывают, что смещение по вертикали проявляется и в средней коре на глубинах 15–20 км. Эти результаты позволяют продолжить разломную зону в консолидированной коре практически вертикально.

В уральских структурах источники большей части магнитных аномалий располагаются преимущественно в верхней 10-километровой части разреза и связаны с породами основного и ультраосновного состава. Выходы этих пород на дневную поверхность позволяют идентифицировать ряд источников с зонами разломов или интрузиями, а по результатам моделирования оценить их форму и расположение на глубине. В пределах Главного Уральского разлома на пересечении с профилем URSEIS нет обнажений офиолитовых комплексов, которые характерны для этой зоны. При подборе магнитного поля на глубине 3 км обнаружен крутопадающий на восток пласт; по этому источнику зона разлома прослеживается до глубины 15 км. Здесь мы отметим, что в зоне Главного Уральского разлома выявленные при интерпретации магнитные объекты имеют восточное падение на всех региональных профилях Северного, Среднего и Южного Урала. На границе Восточно-Уральского поднятия и Зауральской зоны в зоне Троицкого разлома магнитный объект залегает на сравнительно небольших глубинах 3–10 км и имеет западное падение. Расположенные в Магнитогорской зоне крупные магнитные источники, положение которых совпадает с объектами, выделенными по гравитационным аномалиям, скорее всего, связаны с интрузиями основного или ультраосновного состава. В пределах гранитного массива Джабык выявлено два крутопадающих магнитных источника; возможно, они соответствуют глубинным телам Кожубаевского габбро-гранитного комплекса, обнажающегося лишь с северной части батолита.

Выполненный анализ данных потенциальных полей и результатов их моделирования позволяет говорить о наличии массивов кристаллических пород к западу и востоку от уралид; выявляется ряд аномальных источников, которые подчас невозможно обнаружить при геологическом картировании.

Динамика аномального магнитного поля

В течение ряда лет в пределах Среднего и Южного Урала и примыкающих территорий Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ были проведены региональные исследования динамики аномального магнитного поля — изучались временные изменения магнитного поля, вызванные современными процессами в литосфере [Пьянков, Шапиро, 1977; Shapiro et al., 1986]. Выявленные этими исследованиями Башкирская и Буткинская аномалии, располагающиеся с запада и востока относительно основных структур орогена, соответственно, неплохо совпадают с западной и восточной границами уралид. Высказано предположение, что обнаруженная современная активность зон Башкирской и Буткинской аномалий, представляющих собой не полностью залеченные древние зоны субдукции, вызывается современными тектоническими процессами [Шапиро, 1988]. Анализ материалов повторных нивелировок на Уральском геодинамическом полигоне показал, что в выявленных зонах наблюдаются максимальные для Урала скорости современных вертикальных движений земной коры [Шапиро, Корокина, 1981]. Заметим далее, что на одном из вариантов разреза, построенного по профилю URSEIS, обе эти области пространственно совпали со структурами зон палеосубдукции [Knapp

et al., 1996]. Такое совпадение материалов независимых исследований, по-видимому, отражает определенные закономерности в строении современного Урала и истории его формирования.

Проявление в геофизических полях источников, расположенных в кристаллическом фундаменте, обсуждалось многими исследователями, которые считали, что маломагнитные породы доуральского террейна были деформированы в процессе сжатия между блоком Восточно-Европейского кратона и Главным Уральским разломом. Полученные данные указывают на то, что существенная часть территории к востоку от Среднего и Южного Урала сложена, видимо, намагниченными породами кристаллического фундамента Казахстанского аккреционного континента. Анализ магнитных и гравитационных полей позволил проследить оси магматических тел, скорее всего связанных с зонами субдукции, наличие которых со значительной долей вероятности подтверждается исследованием динамики аномального поля. Магнитные аномалии в пределах Тагило-Магнитогорской зоны связаны, по-видимому, с блоками пород основного и ультраосновного состава, которые также вносят заметный вклад в аномальное магнитное поле Восточно-Уральского вулканического пояса и Валериановской зоны.

Результаты работ последних лет по изучению аномального магнитного поля и его динамики совместно с исследованием поля силы тяжести позволили получить важную информацию, существенно дополняющую имеющиеся представления о глубинном строении и истории формирования Уральского орогена.

1. Интенсивные аномалии силы тяжести в Магнитогорской и Тагильской мегазонах Уральского орогена вызваны блоками пород повышенной плотности, располагающимися в верхних 10–20 км земной коры. Блоки сильномагнитных пород, являющиеся источниками интенсивных магнитных аномалий на Урале, располагаются в пределах 10–15 км верхней части разреза земной коры. Результаты исследования локальных аномалий гравитационного и магнитного полей не противоречат представлениям о том, что основная часть коры Урала представляет собой метаморфизованные породы, возникшие из коры палеоокеанов и островных дуг.

2. Обширная региональная отрицательная гравитационная аномалия может быть связана как с легкими породами, расположенными в земной коре, так и с прогибом Мохо в осевой части орогена.

3. Выделена региональная Уральская отрицательная магнитная аномалия, вызванная низкой намагниченностью коры уралид на всю мощность магнитоактивного слоя. Построена региональная модель кровли магнитоактивного слоя, на которой отмечаются области низкой намагниченности коры, связанные с Тагильским, Магнитогорским и Тюмено-Кустанайским прогибами. На профиле URSEIS погружение кровли магнитоактивного слоя под Урал совпадает с выявленным по результатам сейсмических исследований погружением кристаллической континентальной коры платформ под уральские структуры.

4. Зоны временных изменений аномального магнитного поля, обнаруженные прецизионными повторными наблюдениями, — Башкирская и Буткинская аномалии, по-видимому, представляют собой активизирующиеся современными процессами зоны палеосубдукции.

4.8. Геотермические исследования

Ю.В. Хачай, И.В. Голованова, В.А. Щапов

Распределение плотности геотермического потока в основных геологических структурах Урала и его обрамления изучено по довольно плотной системе разведочных и параметрических скважин. Уже на первом этапе исследований на Южном Урале была открыта зона аномально низких тепловых потоков [Сальников, Огаринов, 1977]. Позднее эта зона с аномально низкими (менее 30 мВт/м^2) значениями теплового потока была прослежена на Среднем и Северном Урале [Булашевич, Щапов, 1978, 1983, 1986; Сальников и др., 1983]. Приуроченная к западной части Тагило-Магнитогорской зоны эта аномалия прослеживается с небольшими перерывами почти на 2000 км (см. рис. 8) и является главной особенностью геотермического поля Урала, что отличает его от других складчатых систем герцинского возраста.

Значения теплового потока в полосе 56–60° с.ш., спроецированные на линию, проходящую с запада на восток, демонстрируют резкий минимум теплового потока (рис. 36) [Kukkonen et al., 1997]. Данные имеют разброс около ±5 мВт/м^2, однако минимум теплового потока в Тагило-Магнитогорской зоне

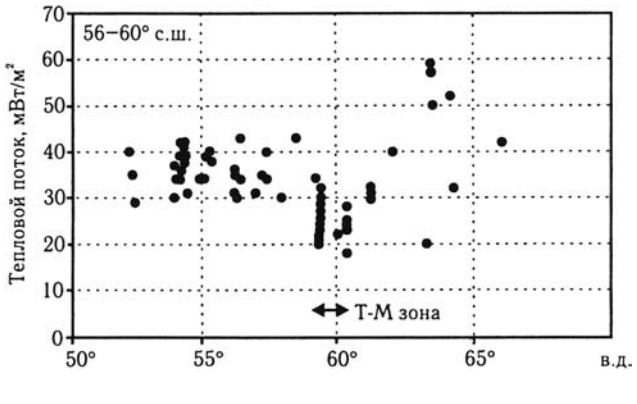


Рис. 36. Плотность теплового потока в полосе 56–60° с.ш. (по: [Kukkonen et al., 1997])

Горизонтальной стрелкой показано положение Тагило-Магнитогорской зоны

выделяется четко. Следует отметить резкий характер аномалии, что может свидетельствовать о глубине залегания аномалеобразующего объекта.

Возникновение минимума теплового потока на Урале может быть обусловлено рядом причин, которые анализировались неоднократно [Сальников, Огаринов, 1977; Булашевич, Щапов, 1978; Хуторской, 1985; Safanda et al., 1992; Хачай, Дружинин, 1998; Kukkonen et al., 1997; Хачай и др., 2002]. С одной стороны, можно обсуждать влияние факторов, действующих в приповерхностных слоях Земли. Значения теплового потока могут быть искажены циркуляцией подземных вод, которая приводит к перераспределению теплового потока, или влиянием палеоклимата, что ведет к возмущениям геотермического градиента. С другой стороны, минимум теплового потока может быть обусловлен влиянием глубинных факторов. Причиной могут служить низкая теплогенерация в коре, пониженный тепловой поток из мантии, структурные эффекты (влияние неоднородностей) или комбинация перечисленных факторов.

Влияние гидрогеологических процессов, в частности нисходящей фильтрации, на тепловое поле обсуждалось в работах ряда авторов [Сальников, Огаринов, 1977; Булашевич, Щапов, 1978; Kukkonen et al., 1997]. Оценка влияния гидрогеологического фактора, полученная в ходе выполнения проекта, подтверждает сделанный ранее вывод о том, что региональный минимум теплового потока невозможно объяснить влиянием гидрогеологии. Возмущения, вызванные влиянием фильтрации, ограничены на термограмме обычно верхними 150–200 м на Урале и 400–500 м на платформе. И, как правило, этот интервал исключается из рассмотрения при стандартной методике определения теплового потока.

До недавнего времени считалось, что вариации климата вносят значительные искажения в геотермический градиент только в самой верхней части разреза. В последнем обобщении, в котором детально анализируется влияние палеоклимата на тепловое поле

Урала [Демежко, 2001], показано, что палеоклимат оказывает влияние на вертикальное распределение градиента температуры и плотности теплового потока до глубин 3000 м и более. В результате геотермический градиент, а следовательно, и тепловой поток в этом интервале оказываются несколько пониженными. Однако там же сделан вывод, что искажающее влияние палеоклимата сильнее сказывается на результатах определения теплового потока в неглубоких скважинах, расположенных преимущественно на восточном склоне Урала. Следовательно, влияние палеоклимата вносит определенный вклад в формирование Уральского минимума теплового потока, но, вероятнее всего, не является определяющим фактором.

Одной из причин возникновения минимума теплового потока может служить низкая теплогенерация в коре. Зона аномально низких тепловых потоков пространственно совпадает с областью, где преобладают породы мафического состава с низкими содержаниями U, Th и K по сравнению с породами более кислого состава в прилегающих тектонических зонах. Этот факт хорошо согласуется с представлениями большинства исследователей о том, что низкий тепловой поток в Тагило-Магнитогорском прогибе связан с понижением плотности источников тепла в коре в этой зоне [Булашевич, Щапов, 1986; Голованова, 1997, 2003; Хачай, Дружинин, 1998; Хачай и др., 2002; Kukkonen et al., 1997].

В ходе выполнения проекта получены новые результаты изучения содержания радиоактивных элементов в горных породах и оценки радиогенной теплогенерации на Южном Урале вдоль всего профиля URSEIS, а также по образцам из скважин, в которых ранее были выполнены определения теплового потока. Кроме того, получены результаты спектрометрических измерений содержания U, Th, K непосредственно в скважинах на Среднем Урале [Щапов и др., 2004]. Калибровка аппаратуры осуществлялась на образцах, лабораторные измерения которых проведены в России, Финляндии, Испании. Охарактеризованы основные геологические комплексы в поперечном сечении Южного Урала от Зауральского поднятия на востоке до Восточно-Европейской платформы на западе. Для расчета интенсивности радиогенной теплогенерации использовано 208 определений радиоактивных элементов в образцах, отобранных из обнажений и скважин вдоль профиля URSEIS. Концентрация U, Th и K в породах измерялась методом низкофоновой гамма-спектрометрии в аналитическом центре ОИГГиМ СО РАН. Учтены также результаты измерений, выполненных в Невской экспедиции по образцам из коллекции В.Е. Сальникова, составленной из пород Магнитогорского мегасинклинория. Всего использованы данные по 331 образцу.

Средние значения теплогенерации варьируют для отдельных типов пород в пределах от 0.04 (серпентиниты) до 2.4 мкВт/м^3 (песчаник). Породы в Магнитогорской зоне, в частности базальты, диабазы, габбро и серпентиниты, характеризуются значениями теплогенерации более низкими, чем породы прилегающих Центрально-Уральского и Восточно-Уральского поднятий. Однако там присутствуют и породы с нормальной и несколько повышенной теплогенерацией, а именно граниты и липариты. В целом, теплогенерация в западной части Магнитогорской зоны составляет 0.42 мкВт/м^3, тогда как большинство других структур, расположенных восточнее, а также Центрально-Уральское поднятие имеют средние значения, изменяющиеся от 0.43 до 2.00 мкВт/м^3. Породы, выходящие на поверхность в западной части Магнитогорского прогиба, в зоне Главного Уральского разлома, Уралтау, и офиолиты Крака имеют самую низкую теплогенерацию: в основном, это габбро, ультраосновные породы и серицитовые сланцы со значениями от 0.27 до 0.37 мкВт/м^3. Эти породы являются типичными представителями верхней части земной коры в этой зоне.

Влияние радиогенной теплогенерации на формирование минимума теплового потока на Урале определяется не только теплогенерацией в приповерхностном слое, но также и вертикальным распределением теплогенерирующих элементов в земной коре. По геофизическим данным, в этой зоне отмечаются повышенная плотность горных пород и довольно высокие скорости распространения сейсмических волн в верхах разреза. Отмеченные геолого-геофизические особенности свидетельствуют о повышении основности разреза во всей области распространения аномально низких тепловых потоков и, как следствие этого, уменьшении радиогенной теплогенерации в верхней части консолидированной земной коры. Таким образом, низкий тепловой поток, выявленный в Тагило-Магнитогорской зоне, несомненно связан с пониженной теплогенерацией в земной коре в этой области.

Построение геотермической модели Южного Урала

Прямые данные о распределении глубинных температур имеются только вдоль ствола скважин; информацию о распределении поля температур в

пространстве между скважинами, а тем более на всю мощность литосферы можно получить только, используя методы математического моделирования. Восстановление глубинной температуры в консолидированной литосфере без учета теплопереноса флюидами, процессов седиментации и осадконакопления сводится к решению краевой задачи для уравнения теплопроводности. Если имеется достаточная априорная информация, позволяющая использовать стационарное приближение для аппроксимации реальных геологических условий в верхней части литосферы исследуемого региона, то для плоского слоя неоднородной, сложноорганизованной среды задача может быть записана в виде:

$$\begin{aligned} &\frac{\partial}{\partial x}\left(\lambda\frac{\partial T}{\partial x}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(\lambda\frac{\partial T}{\partial y}\right)+\frac{\partial}{\partial z}\left(\lambda\frac{\partial T}{\partial z}\right)+Q(x,y,z)=0,\\ &T(x,y,0)=F_1(x,y),\\ &\lambda\frac{\partial T}{\partial z}|_{z=H}=F_2(x,y), \end{aligned} \qquad (1)$$

где: $Q(x, y, z)$ — мощность энерговыделения внутренних источников тепла; λ — коэффициент теплопроводности; x, y, z — декартовы координаты точки; $F_1(x, y)$ и $F_2(x, y)$ — заданные функции.

При постановке задачи (1) на верхней границе задается распределение температуры. Поэтому измеренный геотермический поток остается дополнительным параметром, который не используется при решении и, следовательно, сопоставление вычисленных и измеренных значений потока на верхней границе позволяет отобрать геологически содержательные решения из возможных.

Решение прямой задачи (1) существует, и оно единственно. Для его нахождения необходимо знать распределения $\lambda(x, y, z)$ и $Q(x, y, z)$ в каждой точке среды, что, однако, и является одной из целей геологических исследований. Восстановление этих характеристик возможно на основе решения обратной задачи геотермии. В работе [Хачай, 2000] было показано, что ее решение неоднозначно: заданные граничные условия могут быть тождественно выполнены при различной комбинации распределений теплопроводности и теплогенерации среды. Поэтому для получения геологически содержательных геотермических моделей приходится использовать априорную геолого-геофизическую информацию о структуре среды. Обычно такой информацией являются результаты интерпретации сейсмогравитационных данных.

Для оценки тепловых параметров верхней части земной коры привлекались в первую очередь результаты изучения теплопроводности и теплогенерации по образцам горных пород из скважин и обнажений, а также опубликованные данные. При оценке термических параметров более глубоких слоев коры и мантии были использованы геологическая интерпретация сейсмических и гравиметрических данных вдоль профиля и опубликованные средние значения теплогенерации для соответствующих типов пород. При расчетах учитывалась зависимость коэффициента теплопроводности от температуры и возможность лучистого переноса тепла при высоких температурах [Zoth, Haenel, 1988]. За основу при моделировании вдоль профиля URSEIS были приняты результаты геолого-геофизической интерпретации сейсмических и гравиметрических данных по Троицкому профилю ГСЗ [Автонеев и др., 1988].

В модели используются следующие граничные условия. На верхней границе задается постоянная средняя температура поверхности Земли (5 °С). На боковых границах тепловой поток принимается равным нулю. Для задания граничного условия на нижней границе считалось, что на границе литосферы и астеносферы поддерживается постоянная температура солидуса перидотита 1100 °С [Kukkonen, Joeleht, 1986; Kukkonen et al., 1997].

На рис. 37 представлено распределение теплового потока по профилю URSEIS.

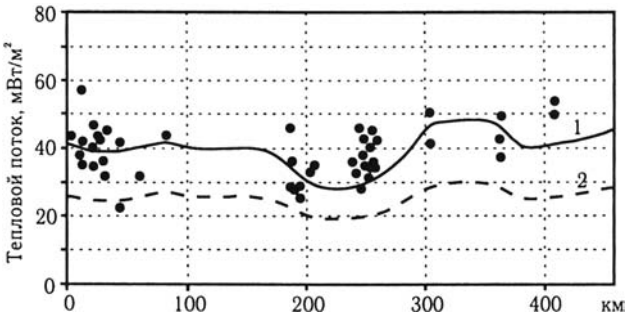


Рис. 37. Распределение плотности теплового потока по профилю URSEIS (по И.В. Голованової [2003])

1 – плотность теплового потока на поверхности; 2 – то же, на глубине 50 км

Обсуждение результатов моделирования

В полученной модели термический режим литосферы характеризуется небольшими горизонтальными вариациями. Распределение температуры относительно однородно, отмечается понижение темпе-

ратуры в средней и нижней частях коры в Магнитогорской зоне. Температура на глубине 50 км (что примерно соответствует глубине поверхности Мохо) составляет 500–550 °С, а тепловой поток — от 8 до 11 мВт/м^2. Возможные пределы изменения температуры на глубине 50 км оцениваются от 400 до 1000 °С. Для теплового потока они составляют ±5 мВт/м^2 от средних вычисленных значений.

Вычисленный тепловой поток на поверхности составляет 35–40 мВт/м^2 в западной части профиля, понижается до 28 мВт/м^2 в Магнитогорской зоне и снова возрастает до 40 мВт/м^2 в восточной части профиля. Максимальные оценки теплового потока на поверхности выше средних значений примерно на 15 мВт/м^2, а минимальные ниже на 6–12 мВт/м^2. Вычисленный тепловой поток хорошо согласуется с исправленными на влияние палеоклимата данными по скважинам, отстоящим от линии профиля до 60 км.

При моделировании практически во всей Магнитогорской зоне приходится принимать очень низкую теплогенерацию — 0.3 мкВт/м^3, что ниже, чем среднее арифметическое и геологически взвешенное среднее значения для пород приповерхностного слоя. Это может отражать преобладание основных и ультраосновных пород в коре Магнитогорской зоны. Это также согласуется с геологической интерпретацией гравитационных и сейсмических данных [Пучков, 2000]. Блоки, лежащие непосредственно ниже, также имеют низкую теплогенерацию (0.25 и 0.1 мкВт/м^3). Они интерпретируются как остатки океанической литосферы, характеризующиеся серпентинизированными ультраосновными и основными породами.

В работах [Хачай, Дружинин, 1998; Хачай и др., 2002] отмечается, что корректное использование приближения стационарности для решения задачи (1) возможно лишь до глубин 60–100 км, так как при увеличении мощности слоя до 200 км время установления в нем температурного равновесия превышает промежуток времени до последней магматической активизации Урала — 200–300 млн лет. В этих работах для восстановления распределений $\lambda(x, y, z)$ и $Q(x, y, z)$ использованы существующие корреляционные зависимости между скоростными, плотностными и тепловыми характеристиками пород, хотя возможная неоднозначность таких оценок неоднократно обсуждалась, например [Kukkonen, 1998]. При реальных значениях теплофизических параметров литосферы не удается выбрать значения плотности геотермического потока на уровне 18–22 мВт/м^2 и ниже в зонах Тагильского и Магнитогорского погружений в стационарной модели без уменьшения вклада мантийного потока, поступающего на нижнюю поверхность раздела кора–мантия. Полученный для таких значений теплового потока геотермический разрез вдоль геотраверса «ГРАНИТ» на Среднем Урале приводит к более выраженному понижению температуры верхов литосферы [Геотраверс…, 2002]. В работе [Хачай, Дружинин, 1998] предложена гипотеза, по которой часть мантийного теплового потока поглощается в переходной зоне кора–мантия, мощность которой на Урале достигает 15 км (в отличие от резкой границы М под соседними платформами).

В то же время, полученные в работе [Kukkonen et al., 1997] результаты моделирования показали, что для объяснения значений плотности теплового потока на уровне 28 мВт/м^2 уже не требуется снижения мантийного теплового потока в Тагило-Магнитогорской зоне. Им было выполнено моделирование влияния латеральных вариаций теплового потока на нижней границе расчетной области на глубине 70 км. Кроме того, моделировалось влияние структурных неоднородностей в верхней части коры и сделан вывод о том, что эффект рефракции при реальных значениях теплопроводности пород не может привести к минимуму теплового потока в Тагило-Магнитогорской зоне. Причиной различия выводов работ [Хачай, Дружинин, 1998] и [Kukkonen et al., 1997] является то обстоятельство, что в первой не только предполагается пониженное значение глубинного потока на границе переходной зоны кора–мантия, но и, с учетом сейсмических данных, прослежено наличие сравнительно узкой высокоскоростной, а с учетом принятой корреляционной зависимости, и высокотеплопроводной зоны в области Тагильского и Магнитогорского погружений; тогда как в работе [Kukkonen et al., 1997] использована существенно более генерализованная слоистая, а не сложноорганизованная блоковая структурная модель. Следует подчеркнуть, что использование как переменных значений плотности глубинного теплового потока в модели Ю.В. Хачая и В.С. Дружинина [1998], так и переменной глубины до границы астеносферы в [Kukkonen et al., 1997] не совместимы с условиями гидростатического равновесия в мантии и требуют решения нестационарного варианта задачи (1) [Хачай, 2000].

Таким образом, полученные результаты, а также анализ других возможных причин возникновения зоны аномально низких тепловых потоков на Урале позволяют прийти к выводу о том, что наиболее важной ее причиной является низкая теплогенерация в Тагило-Магнитогорской зоне. Минимум теплового потока в какой-то мере усилен влиянием палеоклимата.

4.9. Палеомагнитные исследования

И.А. Свяжина, В.Н. Пучков

С развитием палеомагнитологии, являющейся одной из исторических дисциплин геофизики, появилась возможность использования ее методов для выявления и количественной оценки горизонтальных движений литосферных блоков. Поэтому палеомагнитные данные используются в качестве основы палеогеографических, палеотектонических и палеогеодинамических реконструкций.

Палеомагнитные исследования пород палеозоя и триаса мезозоя Северного, Среднего и Южного Урала выполнены в Институте геофизики Уральского отделения РАН. И.А. Свяжиной опробовано в пределах структур палеоконтинентального и палеоостроводужного секторов, зоны Главного Уральского глубинного разлома между 61–49° с.ш. более 150 разрезов. На Полярном Урале в рассматриваемый период палеомагнитными исследованиями занимался А.Н. Диденко и др. (ГИН РАН), а на Южном — В.С. Буртман и др. (ГИН РАН).

Обработка данных

Лабораторное изучение образцов и обработка полученных данных выполнены по общепринятой в мире методике на термоустановках с многослойными пермаллоевыми экранами, имеющих остаточное поле 10 нТл, и измерениями остаточной намагниченности на рок-генераторах JR-4 и ИОН-1. Часть образцов была изучена в лаборатории Института общей и прикладной геофизики Университета Мюнхена на терморазмагничивающей установке Schonsted TSD-1 с измерениями остаточной намагниченности на криогенном магнитометре 2G (США). Во всех случаях после прогревов проводились контрольные измерения магнитной восприимчивости. В табл. 2 для сравнения приведены палеомагнитные данные, полученные в двух лабораториях по нескольким разрезам.

Для разделения естественной остаточной намагниченности на компоненты использовались диаграммы Зийдервельда [Zijderveld, 1967]. Обработка полученных данных и представление результатов в графической форме выполнены по программам Р. Энкина [Enkin, 1994].

Трудности изучения уральских пород связаны с их слабыми магнитными свойствами и широким под- или перемагничиванием полем среднего и, главное, позднего палеозоя. Поэтому, несмотря на большой объем опробования, число образцов, особенно среднепалеозойских, пригодных для решения палеомагнитных задач, значительно сократилось. При построении палеомагнитной модели горизонтальных движений литосферных блоков Урала использованы только те данные, надежность которых обеспечена как геологическими, так и геофизическими факторами.

Таблица 2. Сравнение палеомагнитных данных по разрезам Урала

Возраст	Разрез	По Свяжиной				По Бахтадзе			
		D, °	I, °	K	α_{95}, °	D, °	I, °	K	α_{95}, °
O_2	Варна	284.1	14.0	13.2	9.2	296.1	14.2	28.2	5.2
S_1	Катенино	237.5	–8.2	21.7	7.4	218.3	–1.1	18.4	7.1
C_2	Маслаковец	241.9	–16.3	5.7	18.4	240.7	–14.4	45.8	3.9

Примечание. D, I — палеомагнитные склонение и наклонение, соответственно; K — кучность векторов; α_{95} — радиус круга доверия при 95%-ной вероятности.

Наиболее полно изучен палеомагнетизм пород раннего палеозоя, который представлен на Урале отложениями ордовикского возраста. Интерес к ордовику связан с тем, что в этот период началось заложение собственно уральских структур [Пучков, 2000]. Исследованиям способствовало наличие представительных разрезов в главных структурах Урала и сохранность первичной намагниченности в породах 27 из 57 опробованных обнажений ордовика [Свяжина и др., 2003].

Согласно палеомагнитным реконструкциям, выполненным в современных географических координатах, в раннем и среднем–позднем ордовике направление палеомеридианов на Урале было субпараллельным современному — ССЗ–ЮЮВ. В то же время, палеоширoты существенно отличались от современных и были разными для палеоконтинентального и палеоостроводужного секторов: расхождение достигало 20°.

Разница в палеоширотах западного и восточного склонов Урала свидетельствует о существовании между ними ордовикского Уральского палеоокеана [Свяжина и др., 1992]. Палеомагнитные данные, полученные по профилю, близкому к профилю URSEIS, позволяют представить положение южноуральских структур, бывших в то время структурами палеоокеана. Восточно-Европейский палеоматерик был западной окраиной, Кокчетавский блок, повидимому, относился к восточной. В настоящее время на Южном Урале сохранились следы двух раннепалеозойских областей с океаническим типом коры, осадков и вулканитов — Присакмаро-Вознесенская и Денисовская. В пределах океана располагались Восточно-Мугоджарский и Зауральский микроконтиненты. Палеомагнитные данные не исключают, однако, что уже в ордовике они могли быть единым Восточно-Уральским микроконтинентом, поскольку их палеоширoты почти не отличались друг от друга.

Породы среднего палеозоя опробованы примерно в 70 разрезах главных структур Урала. К настоящему времени надежные данные получены по 22, остальные подлежат ревизии на современных магниточувствительных магнитометрах и установках. Первичную намагниченность сохранили породы 13 разрезов, результаты по которым были использованы для палеомагнитных построений и нуждаются в дальнейшем уточнении.

Палеогеографические реконструкции выполнены по четырем разрезам раннего силура и девяти девона без разделения последнего на эпохи. Следует отметить, что для раннего силура, вероятно, достаточно полученных данных, так как дополнительные исследования едва ли изменят картину распределения палеомеридианов и палеопараллелей. Дело в том, что в изученных разрезах Шемаха, Ямашлы в европейской части Урала и Шемур — в азиатской отложения нижнего силура залегают без перерыва на породах верхнего ордовика, что позволяет проследить смещение векторов разновозрастных намагниченностей. Поскольку палеомагнитные направления практически совпадают, можно сделать вывод, что палеогеографическая ситуация в раннем силуре мало отличалась от позднеордовикской: палеомеридианы палеоконтинентального и палеоостроводужного секторов по-прежнему субпараллельны, почти совпадают с современными и сохраняется разница их палеоширот.

Результаты палеомагнитного изучения пород девона свидетельствуют о значительных изменениях палеогеографии Урала. Если в начале среднего палеозоя, как показано выше, палеомеридианы сохраняли направление, близкое современному, то в раннем девоне (возможно, еще в позднем силуре) палеогеографическая сетка оказалась развернутой таким образом, что меридианы и широты как бы поменялись местами. Направления палеомеридианов на западном склоне Урала становятся З–В, на восточном — СВ–ЮЗ. Нарушение их параллельности в Уральском регионе является важной особенностью этого времени и объясняется разными углами поворотов Европейского и Азиатского мегаблоков: первый испытал вращение примерно на 90°, второй — на 60°. Несовпадение достигло 30–40°, что привело, в конечном счете, к выравниванию широт палеоконтинентального сектора и Тагильской и Магнитогорской структур палеоостроводужного сектора. Край Восточно-Европейского палеоконтинента расположился на 6–8° с.ш. (пересчет по опорному полюсу девона Украины дал 4° с.ш.), палеодуг — на 6° с.ш. Что касается террейнов Южного Урала, то они находились на 6° с.ш. — 2° ю.ш. [Михайлова и др., 1989].

Приведенные палеомагнитные широты не противоречат палеоклиматическим и палеобиологическим данным, о чем свидетельствуют теплолюбивый характер фауны, присутствие эвапоритов и красноцветов в приполярном и полярном Приуралье и рифов в Западно-Уральской зоне, а на востоке — в Северо-Уральском и Южно-Уральском бокситовых бассейнах [Антошкина, 1994; Гладковский, Шарова, 1951].

Аномальные палеомагнитные направления сохранялись, по-видимому, до начала карбона. По крайней мере в раннем карбоне, судя по результатам изучения пяти разрезов, направления палеомеридианов во всем регионе становятся СВ–ЮЗ. Палеоширoты варьируют от 8 до 17° с.ш. для террейнов Южного Урала и смежного с ним Северного Казахстана, на Среднем Урале (разрез Глядены) их значения достигают 22° с.ш. Большой разброс по палеоширотам лишь отчасти связан с географическим положением разрезов. В большей мере он обязан тому, что различить раннекарбоновую и позднекарбоновую компоненты намагниченности не всегда возможно из-за относительно небольшой разницы их направлений.

Отложения среднего карбона – перми опробованы в единичных обнажениях, которые использованы в качестве контрольных. Тем не менее, по позднему палеозою имеется большой (по 50 разрезам) достоверный материал благодаря широко развитому на Урале процессу под- или перемагничивания палеозойских пород геомагнитным полем этого времени, в результате которого позднепалеозойская компонента становится частью древней остаточной намагниченности или даже ее единственной составляющей.

Наметившееся в раннем карбоне СВ–ЮЗ направление палеомеридианов сохраняется до конца палеозоя, а палеоширoты изменяются до 15–20° с.ш.

В раннем–среднем триасе раннего мезозоя палеогеографическая обстановка на Урале в целом сохраняется и отличается от позднепалеозойской только более северными палеоширотами: на Среднем Урале они составляют 32–34° с.ш.

Палеотектонические реконструкции и некоторые особенности палеогеодинамики Урала

Полученные палеогеографические схемы позволили воссоздать картину движения литосферных блоков Урала и предложить палеомагнитную модель последовательности тектонических и геодинамических событий (рис. 38).

В раннем ордовике европейский сектор — край Восточно-Европейского палеоконтинента — располагался между 5° и 20° ю.ш., а южная часть азиатского — Восточно-Уральские террейны и Кокчетавский блок — находились в приэкваториальной области, напротив современного Полярного Урала. В течение периода смещение структур на север не превышало 7°, и в целом в ордовике регион располагался в южном полушарии.

К позднему ордовику относится заложение Тагильской палеодуги. Надсубдукционные офиолитовые комплексы основания Тагильской островной системы, вполне вероятно, могли формироваться в относительной близости от Восточно-Уральского палеоконтинента, так как их взаимное положение, судя по палеомагнитным широтам, почти не отличалось от современного. На это же указывают и геологические данные. Тагильская палеодуга располагалась в ордовике на одних параллелях с южноуральскими террейнами, т.е. в приэкваториальной зоне [Свяжина и др., 1999; Петров и др., 2000].

В раннем силуре Уральские структуры так же, как и в ордовике, находились в южном полушарии.

В девоне уже весь будущий Урал располагался вдоль экватора. Вращение региона против часовой стрелки на рубеже силура–девона или в начале девона привело к перегруппировке уральских блоков. Выравнивание палеоширот края Восточно-Уральского палеоконтинента и двух палеодуг — Тагильской и Магнитогорской — свидетельствует о возможности их касания. Геологические же данные прямо говорят о наложении Магнитогорской дуги на отмершую Тагильскую [Пучков, 2000]. В результате того же поворота южноуральские террейны проскальзывают вдоль окраины палеоматерика и, оставаясь в приэкваториальной зоне, занимают положение напротив его юго-восточного края. Трек, по которому происходило смещение, проходил восточнее Тагильской палеодуги. В противном случае последняя была бы вовлечена в глобальное движение и в настоящее время располагалась бы вместе с упомянутыми террейнами на Южном Урале.

В конце девона или в начале карбона Восточно-Уральский палеоконтинент вновь испытал вращение, но на меньший угол и по часовой стрелке, в результате чего палеомеридианы приобрели СВ–ЮЗ направление и вновь стали субпараллельными во всем регионе. Начиная с этого времени, основным движением блоков Урала становится смещение на север с постепенным сближением Восточно-Европейского палеоконтинента и Восточно-Уральских террейнов, которое в конце палеозоя завершилось косонаправленной коллизией. Причина косого смыкания связана с разной скоростью их перемещения, о чем свидетельствует выравнивание палеоширот к концу эры. Направленная к северу составляющая скорости движения палеоматерика была больше примерно на 1 см/год.

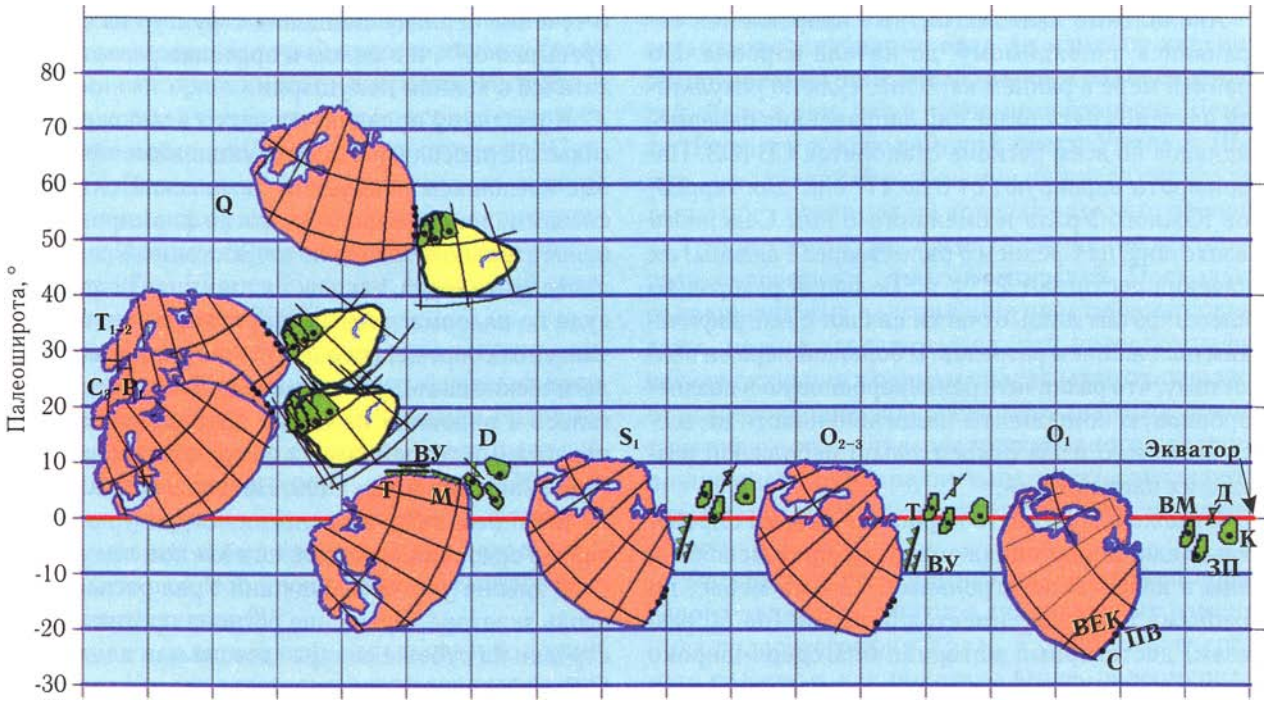


Рис. 38. Палеомагнитная модель горизонтальных движений литосферных блоков Урала в палеозое – раннем мезозое

Структуры: ВЕК — Восточно-Уральский континент; зоны: С — Сакмарская, ПВ — Присакмаро-Вознесенская; палеодуги: Т — Тагильская, М — Магнитогорская, ВУ — Восточно-Уральская (Алапаевско-Каменская), Д — Денисовская палеоспредин-говая; микроконтиненты: ВМ — Восточно-Мугоджарский, К — Кокчетавский, ЗП — Зауральское поднятие

Поворот уральских структур к их современному простиранию произошел после триаса и соответствовал движению по часовой стрелке.

Таким образом, по палеомагнитным данным намечается определенная последовательность смены вида движения: преобладание в ордовике – раннем силуре движения на север, на рубеже силура – девона — вращение против часовой стрелки, с раннего карбона по триас (?) — снова на север, а после триаса — вращение по часовой стрелке.

4.10. Офиолиты Урала

Г.Н. Савельева, В.Н. Пучков, П. Спадеа

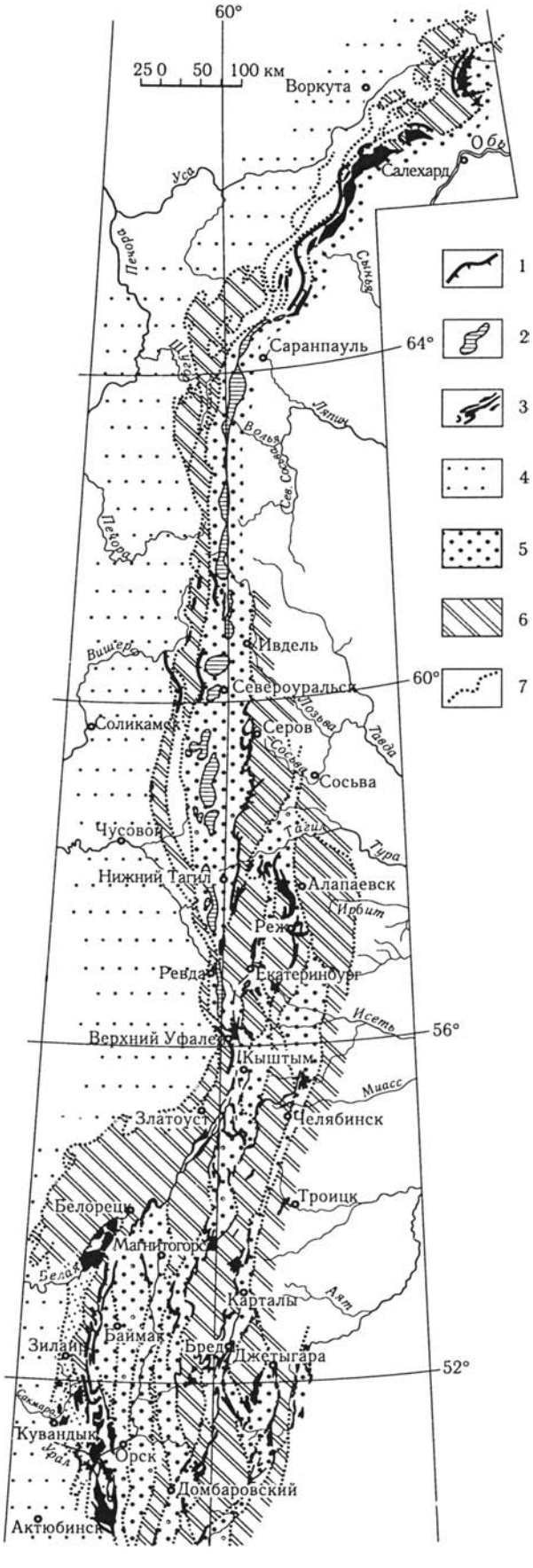
Значение информации по геологии и природе офиолитов и зональных мафит-ультрамафитовых комплексов для понимания геодинамической истории Урала и для определения его металлогении трудно переоценить. При этом для тиманид (доуралид) изучение офиолитов чрезвычайно важно по причине почти полного их отсутствия в этом складчатом поясе, тогда как для уралид, наоборот, обилие офиолитов является «фирменной», и совсем неслучайной чертой.

Наиболее полно и доказательно присутствие офиолитов в тиманидах выявлено на примере сутуры в районе Енгане-Пе на Полярном Урале [Scarrow et al., 2001]. Здесь в раздробленном и расчлененном состоянии, формируя узкую сутурную зону, находится весь набор пород, могущих принадлежать океаническим и островодужным формациям. Возраст океанической коры определен по цирконам из плагиогранитов как 670 млн лет [Хаин и др., 1998]; сутура запечатана несогласно залегающими отложениями нижнего ордовика. Присутствие протерозойских офиолитов в других районах Урала далеко не так очевидно; не исключено, что частично метаморфизованные в эклогитовой фации плагиоклазовые перидотиты, габбро и диабазы Марункеуского блока и, в частности, Слюдяной горки, для которых, наряду с палеозойскими, получены протерозойские датировки [Андреичев, 2003], являются фрагментами древней офиолитовой ассоциации. Можно предполагать их наличие в парусшорском комплексе Приполярного Урала, где развиты серпентиниты, метабазальты, черные кварцитосланцы, метагаббро, однако для доказательства их докембрийского возраста требуется геохронологическая работа. Весьма возможно наличие древних офиолитов в Ильмено-Сысертском комплексе и некоторых других районах, расположенных к востоку от Главного Уральского разлома. В последнее время эклогиты, заключенные в серпентинитах Восточных Мугоджар, получили датировку около 565 млн лет [Институт…, 2002]. Неоднократно указывалось на присутствие офиолитокластов в базальных слоях тремадокской кидрясовской свиты Сакмарской зоны Южного Урала [Исаев и др., 1984; Самыгин, Руженцев, 2003]. Однако в целом эта проблема далека от решения.

Палеозойским офиолитам был посвящен целый ряд работ, прямо или косвенно связанных с проектом URALIDES, и продолжавших давнюю традицию глубокого геологического и петрологического изучения габбро-гипербазитовых комплексов Урала и связанных с ними базальтов и яшмоидов [Savelieva, Nesbitt, 1996; Savelieva et al., 1997, 2002; Савельев и др., 2001; Pertsev et al., 1997; Gaggero et al., 1997; Spadea et al., 2003]. Но для характеристики офиолитов Урала приходится значительно выйти из круга работ, непосредственно относившихся к проекту.

Палеозойские офиолитовые и зональные (дифференцированные) габбро-ультрамафитовые комплексы составляют характернейшую черту геологии Урала. Гигантские цепи офиолитовых массивов протягиваются на расстояние около 2000 км от Арктики, 68° с.ш. (Полярный Урал) до Казахстана, 50° с.ш. Наиболее крупные из них слагают краевые аллохтоны, маркируя главную коллизионную сутуру уралид — сочленение комплексов дорифейского фундамента и осадочного чехла Восточно-Европейской платформы с палеозойскими вулканогенно-осадочными комплексами Магнитогорской и Тагильской зон. Пояса тектонически дезинтегрированных, серпентинизированных ультраосновных массивов трассируют тектонические сутуры между Западно- и Восточно-Магнитогорской, Западно- и Восточно-Тагильской, Центрально-Уральской, Восточно-Уральской и другими структурно-формационными зонами южнее 60° с.ш. (рис. 39).

Генезис и классификация массивов, относимых к офиолитовой ассоциации, рассматривались на протяжении десятилетий в большом количестве работ, например: [Заварицкий, 1932; Ефимов, 1984;



Савельева, 1987]. Одна из проблем состоит в определении геодинамической обстановки формирования огромных массивов реститовых мантийных тектонитов, ассоциирующих с полосчатыми дунит-верлит-пироксенитовыми сериями: характеризуют ли они центры спрединга океанической коры (срединно-океанические, задуговые, междуговые) или представляют собой образования рифтовых зон в континентальной литосфере? Так, например, Д. Гарутти с соавторами [Garutti et al., 1997] на основании ряда геохимических характеристик пород, включающих распределение элементов платиновой группы, полагают, что лерцолитовые массивы Миндяк и Крака являются диапирами подконтинентальной мантии. Такая точка зрения, однако, не исключает представления о том, что рифтогенез континентальной окраины в раннем палеозое привел к образованию структур с корой океанического типа [Savelieva et al., 1997, 2002]. К идее о принадлежности лерцолитовых массивов к офиолитам склоняются также [Spadea et al., 2003].

Идеи тектоники плит, мобилизма и основанные на них палеотектонические реконструкции легли в основу представлений об офиолитах как о фрагментах коры древнего океанического бассейна, который разделял Европейскую, Сибирскую и Казахстанскую плиты [Тектоника…, 1977]. В настоящей работе мы рассматриваем офиолиты как реликты (тектонические фрагменты) неоднородной океанической литосферы, обдуцированные, в основном, на восточную окраину Восточно-Европейского континента.

Разнообразие строения и состава офиолитовых ассоциаций соотнесено с обстановками их формирования в большом числе работ, например: [Nicolas, 1989; Книппер, и др., 2001]. Как правило, выводы авторов базируются на прямых сопоставлениях разрезов офиолитов со строением океанической коры тех или иных структур современных океанических и окраинно-океанических бассейнов, а также на

←

Рис. 39. Схема размещения офиолитовых и зональных дифференцированных массивов на Урале [Савельева и др., 1995]

1 — зоны глаукофан-сланцевого метаморфизма; 2 — дифференцированные (зональные) плутоны Платиноносного пояса; 3 — офиолитовые массивы; 4 — осадочные комплексы пород чехла Восточно-Европейской платформы; 5 — палеозойские вулканогенно-осадочные, кремнисто-вулканогенные, осадочные комплексы структурно-формационных зон, вмещающих офиолитовые и дифференцированные ультрамафит-габбровые массивы; 6 — комплексы докембрия в выступах на окраине платформы и в срединных массивах; 7 — границы структурно-формационных комплексов

предположении о зависимости строения мантийных и коровых разрезов офиолитов от тектонической обстановки в области подъема астеномантийного диапира, скорости спрединга океанского дна и т.д. Все это дает дополнительную информацию для палеореконструкций области спрединга — например, пассивных или активных океанических окраин, срединно-океанических хребтов или задуговых зон спрединга, трансформных разломов и других обстановок.

Различные типы офиолитовых разрезов были охарактеризованы и в уральских офиолитовых массивах [Савельева, 1987; Savelieva, et al., 2002]. В то же время, очевидно, что существование (возникновение) неких фиксированных, крайних типов разрезов офиолитов не исчерпывает разнообразия путей эволюции океанической литосферы и что строение их разрезов также определяется ходом истории преобразований океанической литосферы как в ходе спрединга, внутриокеанической коллизии, так и в ходе коллизии океан–дуга–континент. Исключительно широкое распространение офиолитов на Урале и обилие относительно слабо тектонически дезинтегрированных крупных массивов позволяют ставить такие вопросы. Можно ли рассматривать пространственно сближенные офиолитовые массивы отдельных областей, охватывающих сегменты уралид до 400–500 км по простиранию, как реликты океанической литосферы некогда единых структур или это коллаж, мозаика фрагментов океанской коры из разных структурных обстановок? Какие типы обстановок возможно выделить, основываясь на особенностях строения и состава офиолитовых разрезов? Каковы пространственные и временные соотношения между офиолитовыми и зональными ультрамафит-мафитовыми комплексами? Мы рассмотрим эту проблему на примере сравнительно полно изученных крупнейших офиолитовых и мафит-ультрамафитовых массивов различных секторов Урала, с юга на север.

Южный Урал

В структуре палеозоид Южного Урала, на его южном фланге, Кемпирсайский, Хабарнинский и Халиловский ультрабазит-габбровые массивы занимают различное положение. Кемпирсайский массив приурочен к аллохтонным комплексам Сакмарской зоны, Хабарнинский массив располагается на стыке Сакмарской и Присакмарско-Вознесенской зон с Уралтауской и Эбетинской антиформами, а Халиловский массив находится в Присакмарско-Вознесенской зоне (рис. 40). Несмотря на определенные различия, в обеих зонах существует много общего в строении, составе и возрасте слагающих комплексов. Сходное положение в структуре этих зон занимают и габбро-ультрабазитовые массивы. Для обеих зон характерно широкое распространение ордовикско-силурийских терригенных, кремнисто-туфогенных и кремнисто-базальтовых, силурийских черносланцевых, девонских кремнистых, туфогенных и олистостромовых толщ. Эти комплексы слагают пакеты тектонических пластин, расслоенных серпентинитами и серпентинитовым меланжем. Пакеты тектонических пластин вместе с серпентинитами и меланжем дислоцированы в серию синформ и антиформ.

Сопоставление рассмотренных материалов по строению, составу и структурному положению трех южноуральских офиолитовых массивов приводит к ряду заключений.

1. Во всех массивах преимущественное площадное распространение и максимальную мощность имеют ультраосновные породы, в основном гарцбургиты, представляющие собой мантийную реститовую часть офиолитового разреза. Наиболее полно мантийные ультрамафиты представлены в самом южном, Кемпирсайском, массиве, где среди реститовых гарцбургитов широко развиты дуниты и в глубинной части разреза вскрыты лерцолиты шпинелевые и, в редких случаях, — лерцолиты плагиоклазсодержащие. В этом же массиве установлены наиболее сложные многоэтапные структуры высокотемпературных пластических и хрупкопластических деформаций реститовых мантийных ультрамафитов и зоны высокотемпературных (1200–950 °С) бластомилонитов, отражающие вероятное совмещение различных мантийных доменов по вязким сдвигам в присутствии флюида [Савельев, Савельева, 1991]. Подобные зоны и относительно слабо истощенные лерцолиты неизвестны в Хабарнинском и Халиловском массивах, где вскрыты крупнозернистые гарцбургиты, сопоставимые по составу и структуре с гарцбургитами центральной и западной частей Кемпирсайского массива. Таким образом, в двух северных массивах представлены только верхние части мантийного разреза, тогда как его глубинные горизонты, очевидно, тектонически дезинтегрированы.

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

щее. В образцах *ультрамафитов* (*гарцбургитах и лерцолитах*) реститового разреза присутствует ряд последовательных поколений минералов, образующих как равновесные, так и неравновесные ассоциации. Выделены парагенезисы — от ранних к поздним:

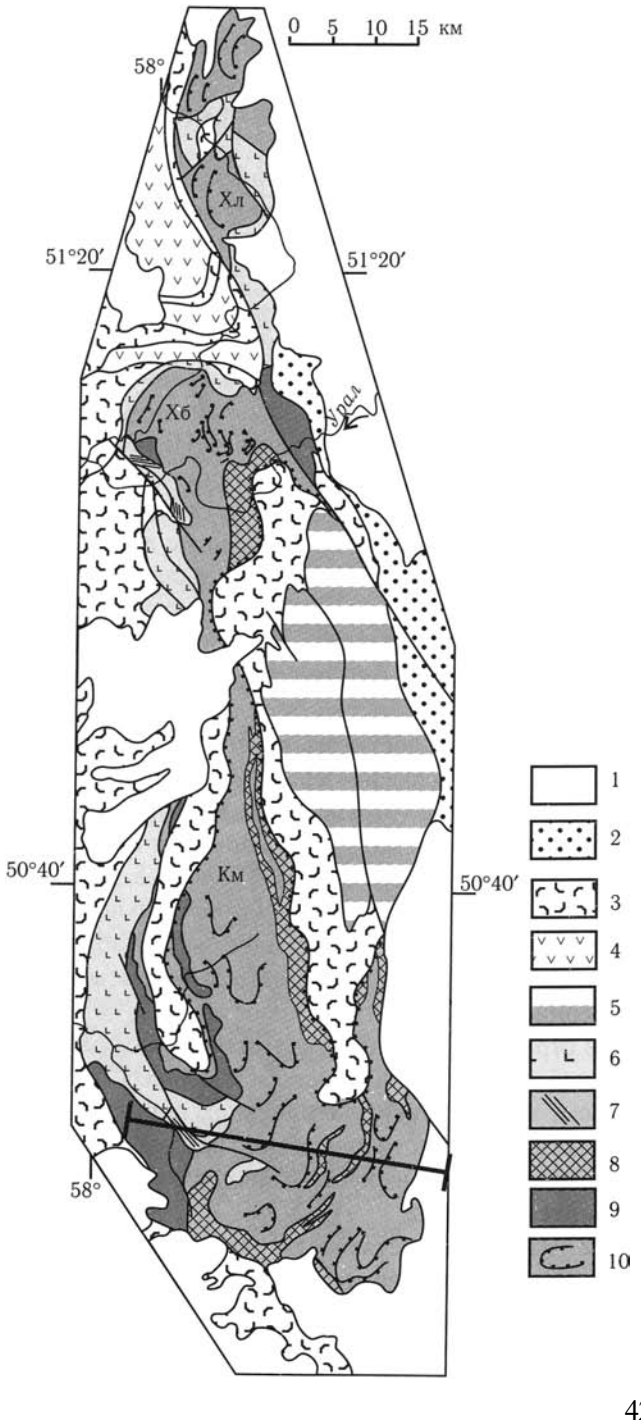
— оливин1 $Mg^{\#}$ = 89.4–91.2 + энстатит1 f = = 9.0–11.2 (ядра крупных зерен высокоглиноземистые, высокохромистые, относительно энстатитов второй генерации) ± диопсид1 f = 5.0–7.0 (ядра крупных зерен) + хромшпинелид1 $Cr^{\#}$ = 16–25 (в лерцолитах) и $Cr^{\#}$ = 38–55 (в гарцбургитах);

— оливин2 + энстатит2 (каймы, необласты) + + диопсид2 (каймы, необласты) + хромшпинелид2, более хромистый, чем хромшпинелид1;

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

Основная закономерность строения разреза состоит в существовании «расслоенности» ультраосновных реститов, выраженной в расположении относительно слабо *деплетированных лерцолитов и гарцбургитов* в глубинной части разреза, а более деплетированных гарцбургитов — в верхней. Смена состава пород и структур пластических субсолидусных деформаций происходит в направлении контакта перидотит – расслоенное габбро. Существенно гарцбургитовый истощенный состав мантийных реститов сопоставим с деплетированными перидотитами западной окраины Тихого океана, Омана и некоторых массивов Ньюфаундленда [Nicolas, 1989].

В области перехода от мантийных реститов к *габброидам* расположены клинопироксеновые дуниты, *клинопироксениты*, *верлиты и вебстериты*, *реже — их плагиоклазсодержащие разновидности*. В то же время, с гарцбургитами граничат различные и разновременные комплексы габбро, с каждым из которых ассоциируют дунит-пироксенитовые серии, иногда пространственно разобщенные с габброидами. При этом породы дунит-пироксенитовой серии, ассоциирующие с *ранним*



←

Рис. 40. Тектоническая схема размещения офиолитовых массивов на юге Урала

1 — четвертичные отложения; 2 — девонско-каменноугольные комплексы Сакмаро-Вознесенской зоны; 3, 4 — ранне-среднепалеозойские комплексы Сакмарской зоны: 3 — осадочно-вулканогенные — кремнисто-базальтовые, черносланцевые, туфогенные и лавовые комплексы, в том числе, островодужные, и олистостромы силурийско-ордовикского и девонского возраста, 4 — вулканогенные толщи среднеордовикского возраста; 5 — вулканогенно-осадочные и метаморфические комплексы Эбетинского антиклинория; 6–10 — офиолиты (Хл — Халиловский, Хб — Хабарнинский и Км — Кемпирсайский массивы): 6 — преимущественно кремнисто-базальтовые толщи ордовикского возраста, 7 — диабазовые дайки, 8 — дифференцированные габброиды и верлиты позднего этапа, в том числе, метаморфизованные, 9 — расслоенные оливиновые габбро, троктолиты, плагиоклазовые дуниты, верлиты и пироксениты, 10 — гарцбургиты, в меньшей мере — дуниты и лерцолиты; линиями с бергштрихами показаны траектории полосчатости и минеральной уплощенности в мантийных перидотитах (гарцбургитах и лерцолитах) — структуры субсолидусного пластического течения пород

расслоенным габбро, вскрыты в западной части как Кемпирсайского, так и Хабарнинского массива, т.е. там, где габброиды выше по разрезу сменяются диабазовой дайковой серией. Ранние комплексы *расслоенных габброидов* Кемпирсайского и Хабарнинского массивов геохимически характеризуются как типичные породы срединно-океанических хребтов с толеитовым трендом дифференциации и низкими содержаниями щелочей, титана и фосфора.

3. Столь четкой структурной привязки не имеют *относительно поздние габбро и дунит-верлит-пироксенитовые серии*: они образуют субпластовые и дайковые тела в гарцбургитах вдоль восточных контактов Кемпирсайского и Хабарнинского массивов, вдоль субмеридиональных сдвиговых зон на юго-востоке Кемпирсая, а также в области его западного контакта, где они косо пересекают границу между гарцбургитами и оливиновым габбро [Савельев, Савельева, 1991]. Мелкие тела дифференцированных ультрамафит-мафитов (дуниты–верлиты–габбро, до диоритов) известны среди гарцбургитов как Хабарнинского, так и Кемпирсайского массивов. Геохимические характеристики *поздних дифференцированных габброидов* указывают на то, что они генетически связаны с магматическими очагами, возникшими в деплетированной океанической мантии. Морфология дайковых и ступенчато-жильных тел значительной части поздних дифференцированных габброидов, а также интенсивный син- и посткристаллизационный метаморфизм пород в присутствии флюида дают основание предполагать, что они формировались при деформациях океанического фундамента, наиболее вероятно, — в стороне от центра спрединга.

Таким образом, разновременные ассоциации плутонических пород присутствуют и в Кемпирсайском, и в Хабарнинском массивах, что явно отражает одинаковые условия спрединга и последующей истории океанической литосферы, запечатленные в обоих разрезах. Присутствие метаморфических комплексов амфиболитовой фации, образованных исключительно по породам офиолитовой ассоциации в подошве Кемпирсайского и Хабарнинского массивов [Маегов, 1979; Соболев, Панеях, 1984; Перцев, Савельев, 1994] позволяет считать, что начальные деформации — деламинация и скучивание — океанической литосферы происходили до ее обдукции на край континента. Отмеченные особенности пространственного распределения офиолитовых комплексов и серий пород в массивах дают основание предполагать также, что первоначально на ранних этапах латеральных перемещений крупный (200–300 км) фрагмент океанической литосферы выводился на запад (в современных координатах), при общем наклоне тектонической пластины на восток.

Радиологические датировки магматических и метаморфических пород южноуральских офиолитов немногочисленны и противоречивы. Так, согласно Rb/Sr и Sm/Nd изохронам, возраст амфиболитов подошвы Кемпирсайского массива был первоначально определен как 397±5 млн лет [Edwards, Wasserburg, 1985].

Когда были получены эти первые изохронные датировки, многие исследователи, например: [Кориневский, 1989], были склонны принимать их за истинный возраст офиолитов. Близкие датировки были получены U-Pb методом по габбро Нуралинского массива [Смирнов, 1995] и Rb-Sr методом (405±18 млн лет) Ю.А. Ронкиным по малым интрузиям Молостовского комплекса пироксенит-габбро-гранитоидного ряда, рвущим Хабарнинский массив [Ферштатер, Пушкарев, 1991]. Но уже было ясно, что эти датировки дают лишь верхний возрастной предел офиолитов.

Попытка более детального изотопно-геохимического и геодинамического анализов мантийной части Южно-Уральских офиолитов была сделана на примере Кемпирсайского массива [Melcher et al., 1999]. В конечном итоге, в массиве было выделено две части. В северо-западной части массива пироксениты, верлиты и габбро были датированы Sm-Nd методом в интервале 394–427 млн лет, а Rb-Sr — 379±1.6 млн лет. Здесь отмечаются небольшие тела глиноземистых хромитов с сильно варьирующим распределением элементов платиновой группы (ЭПГ), с частичным обогащением Pd и Pt. Геохимические особенности пород указывают на реститовый характер гарцбургитов, образованных при выплавке MORB. В юго-восточной части массива гарцбургит датирован Sm-Nd методом как 416±64 млн лет и получены Ar-Ar датировки по амфиболу: 365–384 млн лет. Здесь хорошо известны гигантские залежи низкоглиноземистых магнезиохромитов, с ЭПГ, четко обогащенными Ir, Os и деплетированными Pt, Pd. Геохимические особенности пород указывают здесь на значительную роль флюидов в их преобразовании, характерную для надсубдукционных зон. Таким образом, намечаются две зоны и две обстановки: спрединговая и надсубдукционная; время остывания в обеих отвечает примерно времени эксгумации максютовского комплекса и связанных с этим событий.

При более детальном изучении Хабарнинского массива комплексом методов был получен целый спектр времен гомогенизации K-Ar, Rb-Sr и U-Pb изотопных систем в интервале поздний ордовик – средний девон, что фиксирует как время внедрения молостовского комплекса (413±25 млн лет, K-Ar изохронный метод), так и «времена метаморфизма для остальных членов офиолитовой ассоциации, в функциональной зависимости устойчивости каждой изотопной системы от степени преобразования» [Ронкин, Калеганов и др., 1997].

Радиометрические датировки дополняются палеонтологическими данными — находками среднеордовикских конодонтов среди фтанитовых прослоев в пиллоу-лавах, перекрывающих дайковый диабазовый комплекс Кемпирсайских офиолитов [Кориневский, 1980; Иванов и др., 1990].

Таким образом, существующие радиологические датировки могут быть интерпретированы следующим образом. В раннеордовикское время при подъеме мантийного диапира и частичном плавлении мантийного вещества в ходе спрединга океанической коры формировалась мантийная часть офиолитового разреза. В это же время, вероятно, формировались ранние расслоенные габброиды, комплементарные некоторой части реститового разреза. После значительного перерыва — около 60–70 млн лет — в раннедевонское время начались деформации литосферы океанического бассейна и внедрения мафитовых расплавов в верхние ее горизонты, что отражено в появлении дифференцированных габброидов позднего этапа.

Деформации океанической литосферы и выведение ее фрагментов на уровень эрозионного среза продолжались в течение всего девонского времени. Обломки серпентинизированных ультрабазитов и хромитов впервые появляются в ранне-среднедевонских олистостромах (шандинская свита) [Руженцев, 1976]. В дальнейшем процессы внутрибассейнового скучивания проходили в среднем – начале позднего девона, но своего максимума они достигли в самом конце девона – начале карбона. Именно к этому времени относится формирование наиболее крупных тектонических покровов, расслоенных мощными олистостромовыми, в том числе офиолитокластовыми, комплексами [Рязанцев и др., 2000; Борисенок и др., 2002]. Офиолитовый аллохтон начал распадаться на отдельные фрагменты (Кемпирсайский, Хабарнинский и Халиловский массивы). Его краевые части при этом подвергались меланжированию и дополнительному расчешуиванию, а нижние горизонты океанической литосферы — тектонической дезинтеграции (Хабарнинский и Халиловский массивы). В ранне-среднекаменноугольное время офиолитовые аллохтоны вместе с пластинами ордовикско-девонских вулканогенно-кремнистых комплексов в виде крупных лежачих складок были шарьированы на край Восточно-Европейского континента [Руженцев, 1976; Пучков, 2000]. Деформации этих лежачих складок в серию синформ и антиформ, а также расчленение покровов сдвигами относятся уже к концу палеозойского времени.

Расположенные севернее существенно лерцолитовые массивы, которые мы относим к офиолитам, представлены прежде всего в гигантском Кракинском аллохтоне, наиболее далеко шарьированном на запад. К северо-востоку от массивов Крака аналогичные комплексы пород обнажены в массивах *Миндяк*, *Татламбетово и Нурали*, которые расположены в главной сутуре — вдоль зоны сочленения кристаллических сланцев и терригенных пород фундамента Восточно-Европейской платформы с палеозойскими вулканогенно-осадочными комплексами западной части Магнитогорской (Сакмаро-Вознесенской) зоны. Эти массивы представляют собой тектонические клинья, деформированные пластины, погружающиеся на восток и обрамленные (структурно перекрытые и, частично, — подстилаемые) серпентинитовым меланжем. Геодинамическая обстановка начала формирования офиолитов лерцолитового типа была соотнесена с рифтингом либо с незавершенным спредингом океанической литосферы вблизи пассивной континентальной окраины в ордовикское время [Savelieva et al., 1997, 2002].

Во всех этих массивах структурно нижняя часть разреза сложена *реститовыми лерцолитами*. Степень истощения перидотитов нарастает к контакту с породами дунит-верлит-пироксенитовой серии; в этом же направлении *лерцолиты шпинелевой фации* сменяются *плагиоклаз-шпинелевыми*, окруженными дунитовыми оторочками, и далее — *гарцбургитами с дунитовыми телами* [Савельева, 1987]. Геохимические характеристики реститовых ультрамафитов отличаются от таковых для рассмотренных существенно гарцбургитовых массивов Южного Урала относительно высоким уровнем концентраций РЗЭ при сходном характере их распределения.

Сравнительно небольшую мощность имеют *полосчато чередующиеся дуниты*, *верлиты и пироксениты*, в том числе *оливин-энстатитовые породы* (50–350 м в сравнении с 1500–5000 м реститовых перидотитов). Пироксениты сменяются

вверх по разрезу мелкозернистым роговообманковым габбро и габбро-диабазовыми, диабазовыми дайками с геохимическими характеристиками андезибазальтов.

О времени формирования лерцолитовых массивов можно судить по следующим радиологическим датировкам. Для ядер зональных кристаллов циркона из гранатовых пироксенитов массива Миндяк U-Pb возраст определен как 476 млн лет [Scarrow et al., 1999]; каймы в тех же цирконах имеют возраст 410±5 и 414±4 млн лет, согласно, соответственно, U/Pb и Sm/Nd изохронам [Савельев и др., 2001; Scarrow et al., 1999].

Важно отметить, что к востоку от полосы лерцолитовых массивов среди серпентинитового меланжа сутурной зоны ГУР присутствуют тела предельно истощенных гарцбургитов (массив Калкан), пространственно ассоциирующих с породами поляковской свиты [Чаплыгина и др., 2002]. Для пород поляковской свиты — толеитовых подушечных базальтов с прослоями фтанитов — раннеордовикский возраст установлен достаточно определенно палеонтологическими методами [Иванов и др., 1989; Рязанцев и др., 1999, 2000]. Это позволяет предполагать существование бассейна с хорошо развитой корой океанического типа уже в раннем ордовике. В дальнейшем эта кора могла быть подвергнута переработке под влиянием зоны субдукции. Последнее предположение может быть аргументировано тем, что гарцбургиты массива Калкан сопоставимы с истощенными реститовыми ультрамафитами, формирующимися в надсубдукционных обстановках. Начальные этапы развития внутриокеанической субдукции — тектонического сдваивания океанической коры — маркированы толеитовым и бонинитовым магматизмом низов баймакбурибаевской свиты, охарактеризованным в западной части Магнитогорской зоны [Spadea et al., 1998, 2002; Spadea, Scarrow, 2000].

В области сочленения Магнитогорской синформы и Восточно-Уральского поднятия в *Восточно-Магнитогорской зоне меланжа* — офиолиты значительно более раздроблены и расчленены по сравнению с Сакмаро-Вознесенской. В то же время эта зона обнаруживает тесную связь с ордовикскими офиолитами Сухтелинского аллохтона Восточно-Уральской мегазоны. В более южных районах ордовик был установлен в двух небольших щебеночных карьерах: в районе совхоза Новооренбургский, к западу от Суундукского гранитного массива, и в окрестностях совхоза Путь Октября, близ западного контакта Кацбахского массива [Пучков, 2000]. В обоих случаях ордовик представлен в разной степени метаморфизованными фтанитами, содержащими среднеордовикские конодонты; связь этих пачек с базальтами вполне может предполагаться, хотя и не доказана.

Офиолиты Восточно-Уральской мегазоны Южного Урала. В этой мегазоне развиты также палеозойские океанические и островодужные комплексы, приуроченные к сутурам или залегающие в аллохтонах и, возможно, в аккреционных зонах. Ордовикские комплексы, принадлежащие офиолитам, наиболее широким развитием пользуются в *Сухтелинской синформе*, где они слагают ряд тектонических пластин, разделенных интенсивно рассланцованными серпентинитами. Ордовик представлен вулканитами с прослоями кремней, датирован конодонтами. По петрохимии вулканиты близки к океаническим [Тевелев, Кошелева, 2002].

В Восточно-Уральской мегазоне развито большое количество серпентинитовых и габбровых массивов, но связь их между собой и с вулканитами можно лишь предполагать. Вероятно, частью офиолитовой ассоциации являются вулканиты с прослоями яшмоидов у совхоза Большевик, датированные по конодонтам как нижний–средний ордовик или, по нашим уточненным данным, скорее всего как арениг [Медноколчеданные…, 1985], и аналогичные породы на р. Нижний Тогузак выше с. Варна [Иванов К.С., 1998]. По-видимому, они включены А.В. Тевелевым в *Варненскую зону* и в *Редутовскую шовную зону*. По химическим параметрам эти вулканиты близки к субокеаническим базальтам Магнитогорской зоны [Тевелев, Кошелева, 2002; Вулканизм…, 1992, с. 133].

Плохая обнаженность сильно мешает проведению структурных исследований, однако косвенные данные позволяют предполагать широкое развитие в Восточно-Уральской мегазоне тектонических покровов. На Южном Урале наиболее очевидными примерами являются *Буруктальская синформа*, Джетыгаринский, Шевченковский гипербазитовые массивы и др.

Зауральская мегазона. Наиболее ярко офиолиты проявлены в *Денисовской зоне*. Развитые здесь комплексы наилучшим образом представлены в обнажениях долины р. Тобол, преимущественно по берегам Тобольского водохранилища в районе с. Денисовка (Орджоникидзе). От Восточно-Уральской Денисовская зона отделяется плохо обнаженной Западно-Денисовской зоной меланжа. Впервые ордовикские комплексы были выделены нами в этом районе [Пучков, Иванов, 1985] благодаря находкам конодон-

тов в толщах, считавшихся силурийскими. В дальнейшем эти данные были дополнены новыми находками конодонтов [Иванов К.С., 1998]. Разрез ордовика состоит здесь из двух частей. Нижняя толща представлена подушечными лавами с редкими прослоями яшмоидов, имеет мощность около 1500 м и содержит комплексы конодонтов, отвечающие лланвирнскому и лланвирн-лландейльскому возрасту. Базальты, как в случае с поляковской свитой и ее аналогами, по анализам не вполне соответствуют представлению о базальтах СОХ. Они низкотитанистые, высоконатриевые, средние содержания K_2O составляют 0.5 % [Иванов К.С., 1998]. Тем не менее, базальты тесно пространственно связаны с другими предположительными членами офиолитовой ассоциации, тяготеющими к зоне Денисовского меланжа — серпентинитами и габбро, и прорваны плагиогранитами Спиридоновского массива. Нет никакого указания на их связь с сиалическим фундаментом в период формирования. Верхняя толща, согласно (через переслаивание) залегающая на нижней, имеет мощность около 500 м и представлена ритмичным чередованием вулканомиктовых песчаников и алевролитов, туффитов, кремнистых туффитов и кремней, с редкими линзами известняков, с градационной слоистостью в нижней части разреза. Вероятно, вверх по разрезу (и на восток) они сменяются граувакковыми песчаниками и черными сланцами с силурийскими граптолитами, находка которых отмечается авторами геологической карты м-ба 1:200 000 для этого района. К сожалению, обнажения с граптолитами исчезли после строительства водохранилища и затопления территории. В последние годы (данные на 2002 г.), в связи с подъемом уровня водохранилища, затоплены и основные точки с конодонтами.

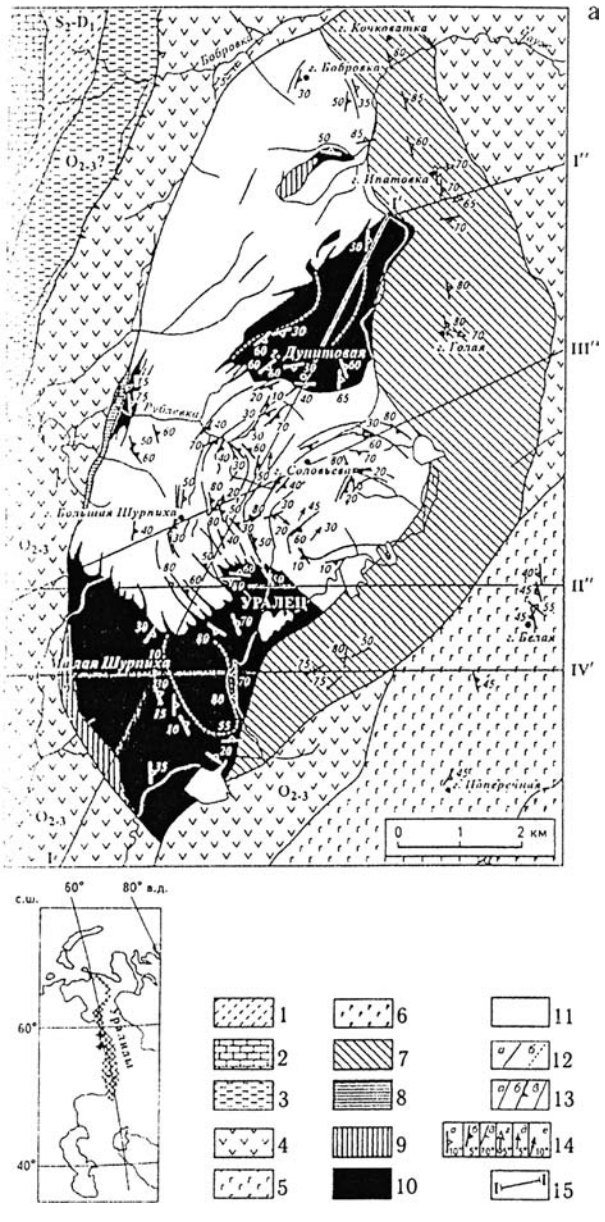


Рис. 41. Геологическая карта (а) и геолого-структурные разрезы (б) Нижнетагильского платиноносного массива, Средний Урал [Савельев и др., 2001]

На а: 1–3 — комплексы шельфа и склона континентальной окраины: 1 — верхнесилурийские–нижнедевонские глинистые сланцы; 2 — верхнесилурийские известняки; 3 — нижне-среднеордовикские сланцы филлитовидные, слюдисто-кварцевые, углеродисто-кварцевые, кварциты и кварцевые конгломераты; 4–7 — Тагильский островодужный комплекс: 4 — средне-верхнеордовикские (?) базальтовые порфириты, диабазы, зеленые сланцы и амфиболиты по ним, изредка фтаниты; 5 — раннесилурийские (?) габбро-нориты и габбро Белогорской формации, частично амфиболизированные; 6 — раннесилурийские габбро амфиболизированные и соссюритизированные; 7 — раннесилурийские амфиболиты по габбро-диабазам и диабазам; 8–11 — нижнетагильский плутон: 8 — бластомилониты по габбро; 9 — флогопитовое габбро, в том числе, нефелинсодержащее; 10 — оливиновые клинопирок-

Средний и Северный Урал

В Тагильской зоне, протягивающейся к северу от Уфимского выступа, офиолиты представлены исключительно сильно дезинтегрированными, деформированными и метаморфизованными телами ультрамафитов, габброидов, метадиабазов и метабазальтов Салатимской зоны, погружающимися на восток [Шмелев и др., 1997; Савельева и др., 1999]. Пластины с фрагментами офиолитов с востока тектонически перекрыты гигантскими аллохтонами (рис. 41), включающими вулканогенно-осадочные породы силурийского и девонского возраста, принадлежавшие Тагильской островной дуге [Пучков, 2000].

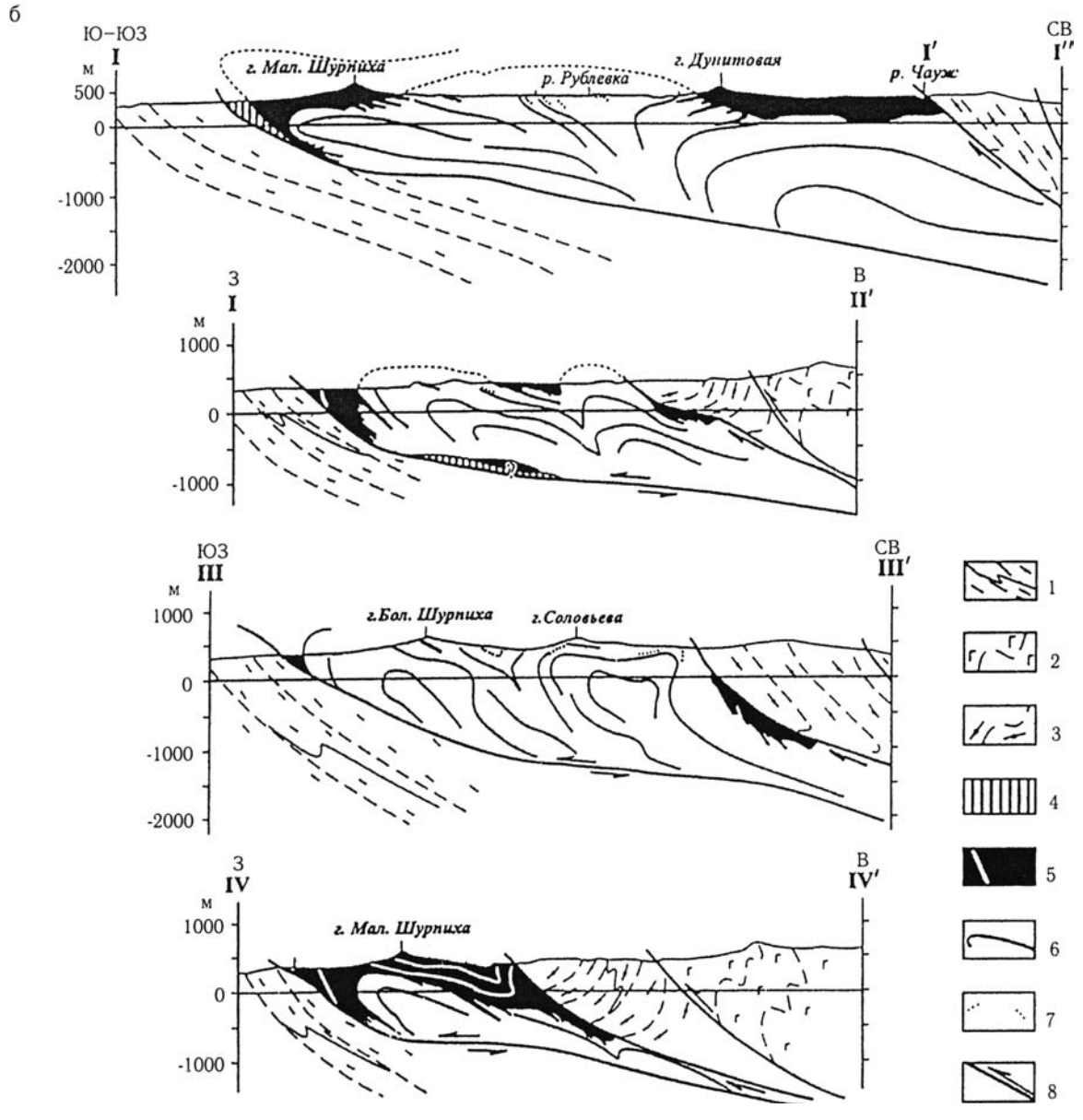


Рис. 41. Окончание

сениты и верлиты; 11 — дуниты; 12 — проекция плоскостных структур, образованных: а — хромшпинелидами, б — клинопироксенами; 13 — геологические границы: а — между магматическими сериями, б — тектонические первого порядка, в — тектонические второго порядка; 14 — элементы залегания: а — полосчатость, плоскостные структуры по клинопироксенам, амфиболам и плагиоклазам, б — плоскостные структуры по хромшпинелидам, в — сланцеватость; г–е — линейность: в верлитах и габброидах по пироксенам, амфиболам и плагиоклазам (г), в дунитах по хромшпинелиду (д), в метаморфических породах — линейность пересечения (е); 15 — геологические разрезы

На б: 1 — зеленые сланцы; 2 — габбро-нориты и габбро Белогорской формации, 3 — амфиболиты плагиоклаз-роговообманковые, такситовые, часто мигматитоподобные, тонкополосчатые; 4 — габбро флогопитовое, нефелинсодержашее, 5 — оливиновые клинопироксениты, верлиты; линиями показаны принципиальные деформационные структуры; 6 — дуниты; линиями показаны структуры твердопластического течения (траектория минеральной уплощенности и совпадающей с ней полосчатости); 7 — горизонты (зоны), обогащенные струйчато вкрапленными хромитами; 8 — тектонические границы; стрелки указывают направление относительного перемещения блоков (пластин) пород

На востоке Среднего Урала полоса сильно тектонизированных офиолитов маркирует Серовско-Маукскую сутурную зону. Аллохтонное залегание гипербазитовых массивов и позднедевонско-каменноугольных островодужных комплексов Алапаевско-Режевской зоны предполагается, а местами и

убедительно доказывается бурением. Комплексы более западной Пышминско-Петрокаменской зоны представлены только океаническими и субдукционными образованиями, однако геофизические данные показывают, что они сильно надвинуты на восток, на древние сиалические комплексы Мурзинско-Адуйской зоны. В целом, по этой же причине, несмотря на широкое развитие на поверхности офиолитов и островодужных комплексов, состав современной коры рассматриваемой мегазоны значительно более сиаличен по сравнению с Тагило-Магнитогорской.

Полярный Урал

В полярном секторе Уралид гигантские офиолитовые массивы Войкаро-Сыньинский, Райиз и Сыумкеу слагают часть главного водораздельного хребта и его восточные склоны, протягиваясь в северо-восточном направлении почти на 500 км — от широты 64°50' до 68°00' в.д. (рис. 42).

Основные характеристики строения полярноуральских офиолитов, выдвигающие их в ряд уникальных мировых геологических объектов, это: (1) огромный объем слабо дезинтегрированных и хорошо обнаженных габбро-ультрабазитовых массивов; (2) полнота и непрерывность разрезов мантийных реститовых ультрамафитов, плутонических габброидов и комплексов диабазовых даек; (3) сохранившиеся следы полистадийной истории формирования мантийных реститов существенно гарцбургитового состава и следы полистадийных внедрений габброидов; (4) присутствие метаморфитов эклогит-глаукофановой и амфиболитовой фаций в подошве офиолитовых аллохтонов, а также наличие зон ультраосновных метаморфитов в дунит-гарцбургитовых разрезах. Исключительно широкое развитие ультраосновных пород определяет минерагению офиолитовых комплексов, содержащих разнообразные типы хромитовых руд и минерализацию металлов платиновой группы [Чащухин и др., 1986; Савельева, 1987; Шмелев, 1991].

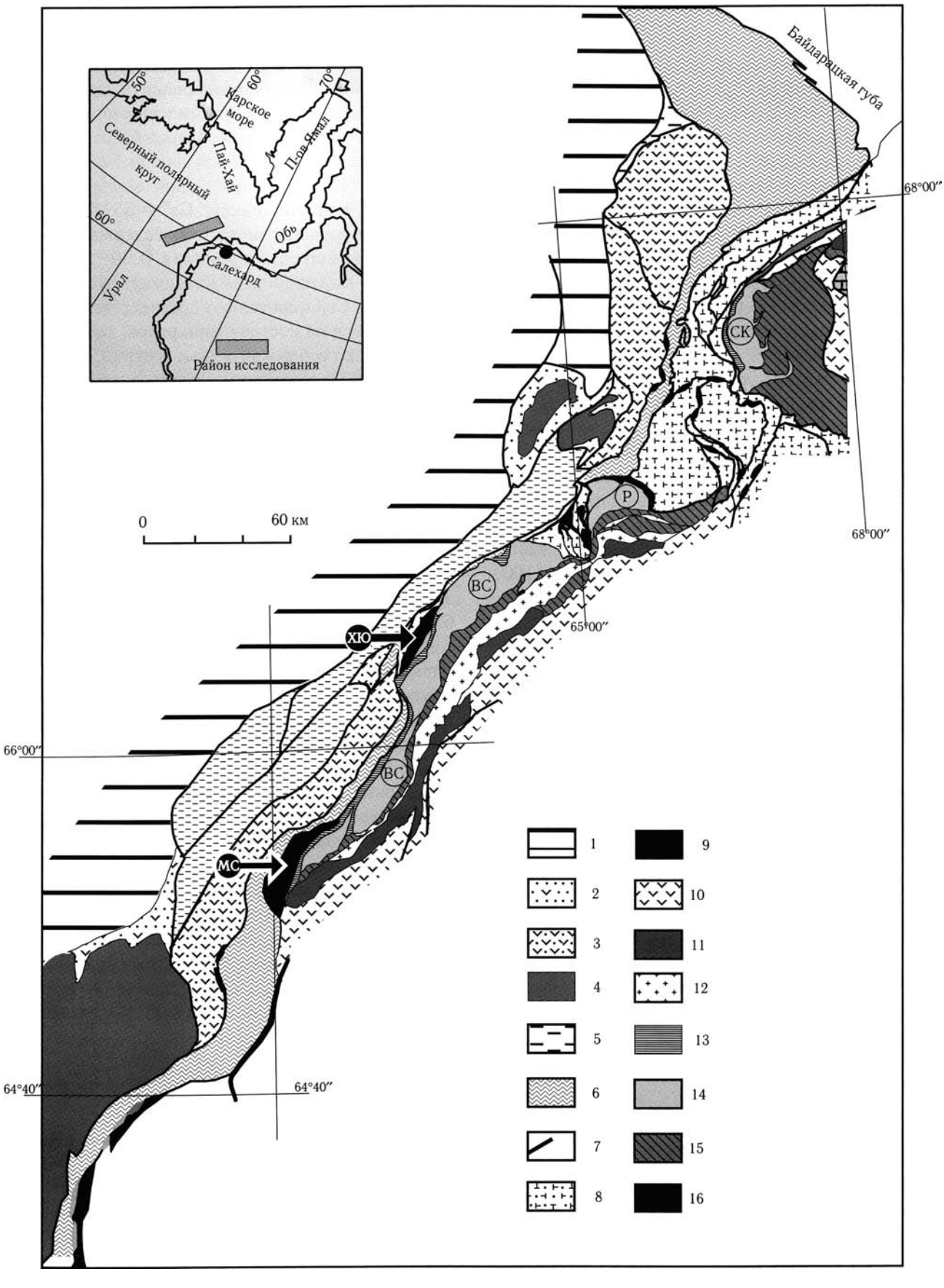
Все офиолиты Полярного Урала интегрированы в систему аллохтонов, состоящих из комплексов пород Тагило-Щучьинской (O_3–S_1) и Войкарской (S_2–D_3) островных дуг [Савельев, 1990, 1997]. Эти сложно построенные аллохтоны, в которых выделены серии пакетов тектонических пластин, надвинуты на запад на палеозойские толщи Центрально-Уральского поднятия, Лемвинской и Западно-Тагильской (Салатимской) зон, а также на допалеозойские кристаллические сланцы Харбейского поднятия. Согласно общим геодинамическим реконструкциям, проведенным в полярном секторе уралид, офиолиты представляют собой крупные фрагменты коры и литосферы океанического типа, сформированной в задуговых и междуговых окраинных бассейнах, в том числе, и в надсубдукционной обстановке в ранне- и среднепалеозойское время. Офиолиты вместе с перекрывающими и интрудирующими их островодужными комплексами пород [Язева, Бочкарев, 1984] надвинуты в конце среднего – в позднем палеозое на континентальную окраину Восточно-Европейской плиты: кристаллические толщи фундамента и его чехла — осадочные комплексы шельфа, вулканогенно-осадочные комплексы континентального склона и глубоководных впадин в основании склона [Пучков, 2000; Савельев, 1990, 1997; Saveliev et al., 1999; Savelieva et al., 2002].

Присутствие аллохтонных офиолитовых комплексов среди метаморфических толщ протерозоя Харбейского поднятия и среди верхнерифейских

→

Рис. 42. Тектоническая схема размещения офиолитовых массивов Полярного Урала: Сыумкеу (СК), Райиз (Р), Войкаро-Сыньинского (ВС), Хордъюсского (ХЮ) и Мокросыньинского (МС)

Комплексы окраины Восточно-Европейской платформы: 1 — автохтонные палеозойские осадочные комплексы шельфа (Елецкая структурно-формационная зона); 2 — раннепалеозойские терригенные комплексы; 3 — доордовикские вулканиты бимодальной серии и зеленые сланцы (зона Уралтау); 4 — вулканогенно-осадочные комплексы докембрийского основания; 5 — аллохтонные палеозойские осадочные комплексы шельфа и континентального склона, вулканиты (Лемвинская зона); 6 — аллохтонные палеозойские вулканогенно-осадочные комплексы континентального склона и поднятий (Салатимская зона); 7 — границы крупных аллохтонных пакетов; 8 — допалеозойские, частью — раннепалеозойские вулканогенные и метаморфические породы Харбейского антиклинория и Хараматалоусской зоны; 9 — метаморфизованные габбро-нориты, оливиновое габбро, частично — троктолиты и пироксениты Платиноносного пояса; 10–12 — островодужные комплексы Войкаро-Щучьинской островной дуги: 10 — раннесилурийские–раннедевонские известково-щелочные вулканиты, тефротурбидиты и известняки, 11 — раннедевонские тоналиты, диориты, 12 — среднедевонские диориты, монцонит-диориты; 13 — метаморфическая подошва офиолитовых аллохтонов: гранатовые и цоизитовые амфиболиты, глаукофановые сланцы, метапироксениты; 14, 15 — офиолитовые комплексы: 14 — ультрабазиты, преимущественно гарцбургиты, и дуниты-лерцолиты, 15 — плутонические габброидные комплексы — дунит-верлит-пироксенитовый, габбро-норитовый, оливиновых и роговообманковых габбро, а также диабазовые дайки; 16 — серпентинитовый меланж


50°
60°
70°
Карское море
Пай-Хой
П-ов Ямал
Северный полярный круг
60°
Обь
Салехард
Урал
Район исследования
Байдарацкая губа
68°00″
СК
Р
0
60 км
ВС
ХЮ
65°00″
66°00″
ВС
МС
64°40″
64°40″
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16

осадочно-вулканогенных толщ Янганэпэйско-Манитанырдского поднятия ставит вопросы о полихронности офиолитов на Полярном Урале и о структуре и тектоническом режиме развития восточной окраины Восточно-Европейской платформы перед основным, палеозойским, этапом образования офиолитов [Душин, 1998].

Офиолиты включают следующие комплексы пород, структура и состав которых рассмотрены в целом ряде работ, например: [Савельева, 1987; Чащухин и др., 1986; Шмелев, 1991] (рис. 43 и 44):

— дунит-гарцбургитовый, с подчиненным количеством лерцолитов (мантийных реститов со следами субсолидусного пластического течения), мощностью до 6000 м;

— полосчатость, линейность и плоскостные ориентировки гарцбургитов в наиболее мощных участках массивов очерчивают крупные желобовидные структуры северо-восточного простирания;

— дунит-верлит-клинопироксенитовый, с подчиненным количеством троктолитов и плагиоклазсодержащих ультрамафитов мощностью до 600 м;

— плутонических полосчатых габбро, габбро-норитов, оливинового габбро мощностью до 1100 м;

— изотропного такситового, мелкозернистого и пегматоидного габбро, амфиболовых габброидов и габбро-диабазов, тесно ассоциирующих с комплексом параллельных диабазовых даек или дайковых роев; общая мощность комплекса составляет около 1000 м, диабазовых даек — не более 400 м;

— подушечных лав с прослоями кремнистых осадков; известны фрагменты разреза мощностью около 50–100 м в районе массивов Войкаро-Сыньинский и Райиз и до 500 м(?) восточнее массива Сыумкеу;

— особый комплекс полярноуральских офиолитов — это ультраосновные метаморфиты преимущественно антигорит-оливинового, тальк-оливинового и амфибол-оливинового состава, слагающие тектонические пластины, зоны мощностью 200–400 м.

Материалы по строению ультраосновных массивов позволяют оценить последовательность формирования пород.

1. Самые ранние породы представлены реститовыми гарцбургитами и, в небольшом количестве, лерцолитами со следами высокотемпературных пластических деформаций; лерцолиты «вторичные» также образовывались при импрегнации гарцбургитов диопсидом при просачивании базитовых магм сквозь реститы. Состав пород: оливин Fa 8.7–11.2 + + энстатит Fs 8.8–10.7 + редкие зерна диопсида Fs 5.4–7.4 + хромшпинелид $Cr^{\#}$ = 35–68 и $Fe^{\#}$ = = 37–62; в крупных энстатитах содержания Al_2O_3 и Cr_2O_3 меняются в пределах 0.90–2.72 % и 0.33–0.61 %; в диопсидах максимальные содержания Al_2O_3 и Cr_2O_3 составляют соответственно 2.71 и 0.77 %. Судя по составу минералов, гарцбургиты представляют собой мантийные реститы, сильно истощенные базальтоидными компонентами.

2. Образование шлировых обособлений дунитов и энстататитов в системе полосчатости связано с ранними этапами пластического течения гарцбургитов.

3. Вслед за шлирово-полосчатыми обособлениями формировались дунитовые жилы, секущие полосчатость гарцбургитов, и далее — энстатитовые, диопсидовые и ярко-зеленые вебстеритовые. Железистость энстатита составляет 10.0, диопсида — 6.6; содержания окиси алюминия и хрома также сопоставимы с их количествами в поздних генерациях пироксенов в гарцбургитах. В крупных шлирах пегматоидного энстатита и его оторочках вдоль дунитовых жил в энстатите резко уменьшается содержание окиси алюминия (до 0.60 %) и окиси хрома (до 0.28); железистость не превышает 10.5. Одновременно резко возрастают хромистость и железистость идиоморфного шпинелида.

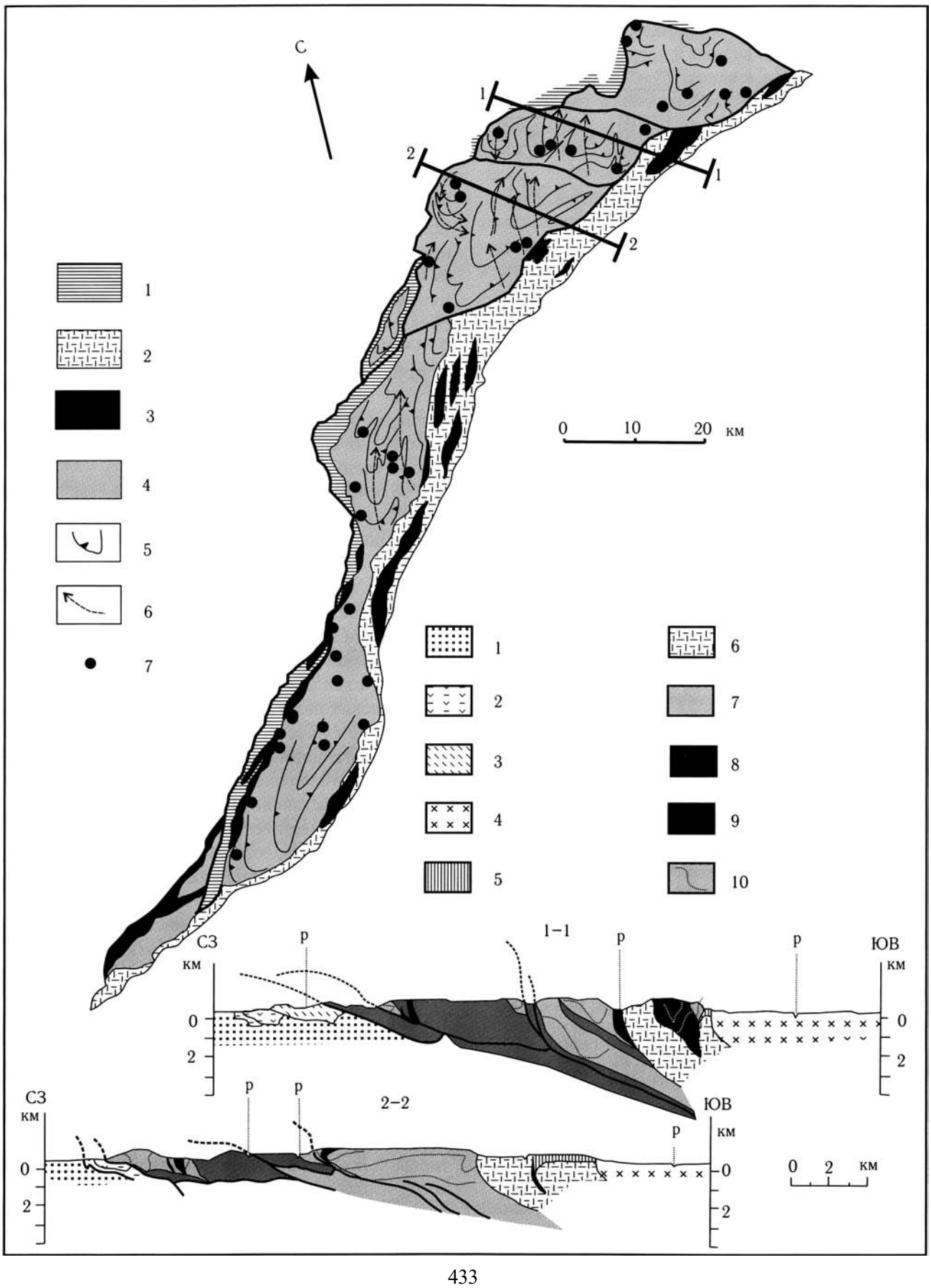
4. Относительно позже образовывались зональные жилы темно-зеленых вебстеритов, затем бронзит-плагиоклазовых пород (габбро-норитов). Особый состав имеют пироксены из самых поздних зональных жил *оливиновых вебстеритов*. Характерны высокая железистость силикатов (например, энстатита до 14.7, оливина до 15.4), высокие содержания окиси титана (до 0.21 %) и окиси на-

→

Рис. 43. Схематическая геологическая карта (а) и геолого-структурные разрезы (б) Войкаро-Сыньинского массива

На а: 1 — габбро-амфиболиты и другие метаморфические породы; 2 — габбро, габбро-нориты, габбро-диабазы и диабазы параллельных даек, нерасчлененные; 3 — дунит-верлит-клинопироксенитовый комплекс; 4 — гарцбургиты, дуниты и оливин-антигоритовые породы; 5 — траектория полосчатости; 6 — траектория линейности.

На б: 1 — палеозойские осадочные комплексы Елецкой зоны; 2 — ранне-среднепалеозойские вулканогенно-осадочные комплексы Лемвинской зоны; 3 — метаморфические комплексы подошвы офиолитового аллохтона; 4 — тоналиты; 5 — диабазы, габбро-диабазы комплекса параллельных даек; 6 — габбро, оливиновое габбро, габбро-нориты и амфиболовое габбро; 7 — оливин-антигоритовые породы; 8 — дуниты–верлиты и клинопироксениты; 9 — дуниты; 10 — гарцбургиты, пунктир — залегание полосчатости, р — река


С
1
2
1
2
1
2
3
4
5
6
7
0 10 20 км
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
СЗ
км
0
2
1–1
р
ЮВ
км
0
2
СЗ
км
0
2
2–2
р
ЮВ
км
0
2
0 2 км

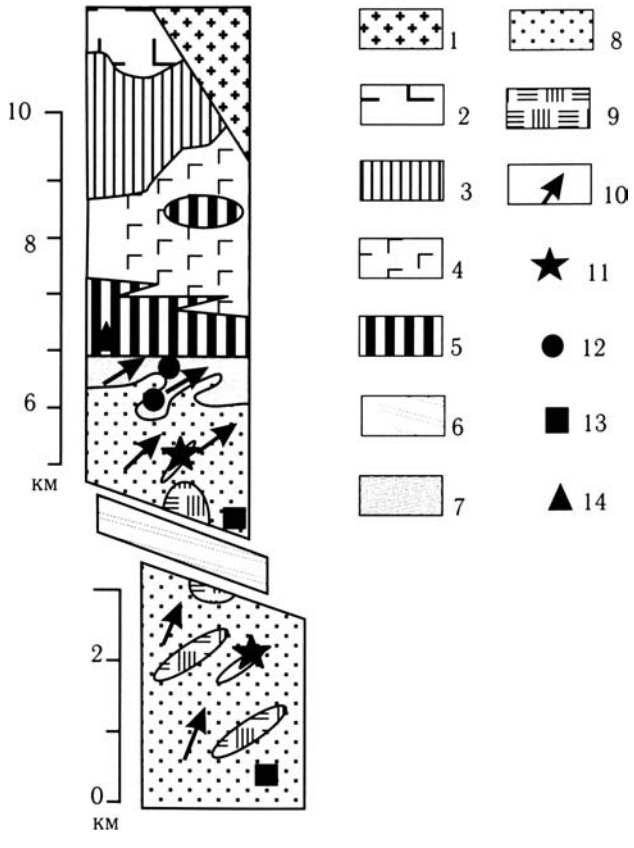


Рис. 44. Схематизированный разрез офиолитов Войкаро-Сыньинского массива

1 — тоналиты; 2 — подушечные базальты; 3 — диабазовые дайки, габбро-диабазы; 4 — расслоенное габбро, габбро-нориты, оливиновое габбро и роговообманковое габбро; 5 — полосчатые, линзовидно-полосчатые и такситовые клинопироксениты, верлиты, дуниты и троктолиты; 6 — антигорит-оливиновые сланцы и массивные породы; 7 — дуниты; 8 — гарцбургиты; 9 — диопсидовые гарцбургиты несерпентинизированные, деплетированные лерцолиты шпинелевые; 10 — траектория линейности, маркирующая ориентировку субсолидусного пластического течения мантийных тектонитов; 11–14 — рудопроявления хромитов: 11 — высокохромистые магнезиальные преимущественно густовкрапленные, нодулярные и сплошные руды в дунитах среди гарцбургитов, 12 — высокохромистые преимущественно бедно- и средневкрапленные струйчато-полосчатые руды в дунитах вблизи границы гарцбургитов с полосчатыми дунит-верлит-пироксенитами; 13 — среднехромистые высокоглиноземистые руды преимущественно густовкрапленные и сплошные среди гарцбургитов; 14 — средне-высокохромистые высокожелезистые вкрапленно-полосчатые руды в дунитах среди верлитов и клинопироксенитов

трия (до 0.28 %) в диопсидах. Ксеноморфный хромшпинелид — низкохромистый, высокоглиноземистый и с высокой железистостью и степенью окисленности железа.

Химический состав расслоенных габброидов из восточных разрезов близок среднему составу глиноземистого толеита; его вариации связаны с изменением количественных соотношений породообразующих минералов в анализированных образцах и в целом отвечают толеитовому тренду дифференциации. При стандартном для типичного габбронорита (ортопироксен + клинопироксен + плагиоклаз + оливин и акцессорные роговая обманка, апатит, титаномагнетит) количестве SiO_2 (45.6–46.6 %) характерно: высокое содержание окиси алюминия (22.4 %), снижающееся в меланократовых разновидностях до 19.9 %; постоянно низкие количества окиси титана (0.16–0.23 %), окиси хрома (0.07–0.11 %); минимальные содержания фосфора; очень низкие содержания щелочей (0.47–0.68 % — Na_2O, 0.04–0.06 % — K_2O). Только с появлением роговой обманки количество окиси натрия увеличивается до 1.61 %. Железистость в типичных мезократовых разновидностях стабильна — 28–30, в оливиновых снижается до 16, в амфиболсодержащих — увеличивается до 42.

Геохимические критерии [Saveliev et al., 1999], такие как относительные содержания REE, HFSE и LILE, показывают, что плутонические и дайковые породы полярноуральских офиолитов кристаллизовались из магм, которые выплавлялись из сильно деплетированного источника над субдукционной зоной. Если обратиться к терминам редкоземельной геохимии, то можно сказать, что этот источник был более деплетирован, чем источник срединно-океанических базальтов (MORB). Все исследованные породы существенно обеднены Y, Zr, Hf и Nb относительно нормального MORB, что подтверждает вывод о генерации их исходных магм в надсубдукционной обстановке междугового бассейна, разорвавшего предшествующую островодужную структуру раннепалеозойского возраста.

Радиологические датировки пород офиолитовой ассоциации. В ультраосновных и основных породах Войкаро-Сыньинского массива был изучен изотопный состав стронция [Геохимия…, 1983]. Модельный возраст закрытия Rb/Sr-системы в габбро-норитах оценен с большими допущениями в 1.4 млрд лет. Высокие для пород этого возраста начальные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.70269 и низкие Rb/Sr-отношения (0.001–0.015) свидетельствуют, по мнению авторов, о вероятном загрязнении пород радиогенным стронцием и о потере ими рубидия, что делает невозможным использование полученной датировки. В минеральных системах ультраосновных пород изотопные характеристики также оказались нарушенными. Лишь в энстатитах из лерцолитов обр. 217 (с 6 % диопсида) и несерпентинизирован-

ных гарцбургитов обр. 211 получены низкие изотопные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70100 \pm 50$.

Раннее тектоническое скучивание океанической коры маркируется внедрением тоналитов в офиолитовые комплексы. Тоналиты Войкаро-Сыньинского массива датированы Rb/Sr методом (изохрона, построенная по анализам мономинеральных фракций: биотит + амфибол + плагиоклаз и валовым пробам пород с начальным отношением $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.70385 \pm 0.00020$) цифрой 395 ± 5 млн лет [Геохимия…, 1983].

По данным Л. Эдвардса и Дж. Вассербурга [Edwards, Wasserburg, 1985], анализировавших системы Sm/Nd и Rb/Sr в ультрабазитах и габбро Войкаро-Сыньинского и Кемпирсайского массивов, возраст формирования габбро и пироксенитов оценивается для Войкаро-Сыньинского массива (габбро актинолитизированное и оливиновые вебстериты с начальным отношением $\varepsilon Nd\ (T) + 7.3$ до 9.0, среднее 8.4) в 397 ± 20 млн лет. Позже [Sharma et al., 1995] была получена вторая Sm/Nd изохрона, согласно которой возраст пироксенитов и габбро оценен как 387 ± 34 млн лет. Эти же авторы отметили исключительно сильную деплетированность реститовых ультрамафитов и истощенный состав базитовых магм, из которых кристаллизовались все габброиды и диабазы офиолитов.

Таким образом, существующие радиоизотопные датировки плутонических и дайковых комплексов офиолитов указывают на раннедевонский возраст их кристаллизации. Это заключение согласуется с выводами, основанными на геологических и петролого-геохимических данных, о том, что плутонические и дайковые комплексы формировались в надсубдукционной обстановке междугового бассейна и близко к этому времени в области энсиматической островной дуги зарождались тоналитовые выплавки.

В то же время, рассмотренные датировки не исключают существование более древней океанической литосферы, на которой и формировалась островная дуга. В этом плане интересны новейшие результаты изотопного датирования Войкаро-Сыньинских офиолитов [Хаин и др., 2004]. Датировка цирконов из жилки плагиогранита в комплексе параллельных даек Войкаро-Сыньинского массива 490 ± 7 млн лет отвечает примерно границе кембрия и ордовика, т.е. времени, когда на Полярном Урале уже начался рифтовый процесс. В этом случае по обнаженному фрагменту разреза, тем более без детальной петролого-геохимической характеристики, нельзя решить, имеем ли мы дело с концом эпиконтинентального рифтогенеза или началом океанического спрединга. Отметим также Sm-Nd датировку по породам и минералам массива Сыум-Кеу: 604 ± 39 млн лет. Правда в этом случае имеет место значительный разброс точек на Sm-Nd диаграмме, однако, по мнению В.Л. Андреичева [2004], совокупность данных говорит скорее в пользу позднедокембрийского возраста пород.

Радиометрический возраст пород офиолитовой ассоциации и палеонтологические данные свидетельствуют о существовании палеоуральских океанических структур в ранне-среднеордовикское и раннедевонское время. Различия в строении разрезов, их внутренних структур и в составе комплексов пород, очевидно, обусловлены тем, что в уралидах представлена палеозойская литосфера океанического типа, которая зарождалась и формировалась в разных палеотектонических обстановках.

1. Так, мы полагаем, что полные разрезы офиолитов (например, Кемпирсайский массив) или их более мелкие фрагменты юга Магнитогорской, Восточно-Уральской и Денисовской зон, включающие реститовые мантийные перидотиты и перекрывающую их последовательность плутонических габброидов, параллельных диабазовых даек и толеитовых лав, формировались *в системе срединно-океанического хребта*. Мантийные перидотиты этих массивов содержат свидетельства многостадийных высокотемпературных деформаций и следы взаимодействия ультрамафитов с базальтовыми расплавами. Плутонические комплексы, сложенные полосчатыми верлит-пироксенитовыми сериями, нижним расслоенным габбро и верхним изотропным габбро, относительно слабо деформированы, за исключением базальной части тектонических пластин. Простирание диабазовых даек конформно ориентировкам круто залегающих плоскостей высокотемпературного течения и траектории линейности в реститовых гарцбургитах, аналогично структурам во многих офиолитовых разрезах, характеризующих обстановки центрально-океанического спрединга [Nicolas, 1989]. В массивах этого типа запечатлены также следы хрупких деформаций океанической коры, которые происходили одновременно с внедрением мафитовых даек вдали от центра спрединга. Сказанное не исключает возможности того, что эти офиолиты были затем затронуты субдукционными процессами, чему имеется много свидетельств [Melcher et al., 1999].

2. Массивы лерцолитового типа (например, Крака, Нурали) имеют более простую эволюционную историю и, соответственно, структуру и характе-

ризуют, вероятно, *рифтогенные обстановки*. Последовательность пород и внутренняя структура мантийного разреза были интерпретированы [Савельева, 1987] как высокоградиентный профиль деплетирования относительно обогащенных перидотитов, который завершается дунитовой зоной в контакте с плутоническими комплексами. Последние имеют незначительный объем; габбро, как правило, представлено изотропными амфиболовыми разновидностями. Все эти характеристики массивов отражают малую степень частичного плавления вещества в мантии и его быстрый подъем, в ходе которого проходящий магматический расплав выносил базальтоидные компоненты преимущественно вдоль высоконагретого края «выкалывающегося» мантийного блока-диапира, формируя узкую зону деплетированных гарцбургитов и дунитов. Подъем подобных диапиров, возможно, обусловливал *формирование рифтов* в континентальной окраине, и процесс рифтогенеза мог завершаться формированием структур с корой океанического типа.

3. Полярноуральские офиолиты (Войкаро-Сыньинский, Райиз и Сыумкеу) интегрированы в систему аллохтонов, состоящих из комплексов пород Тагило-Щучьинской (O_3–S_1) и Войкарской (S_2–D_3) островных дуг. Согласно общим геодинамическим реконструкциям, проведенным в полярном секторе уралид, офиолиты представляют собой крупные фрагменты коры и литосферы океанического типа, сформированной *в задуговых и междуговых окраинных бассейнах, в том числе и в надсубдукционной обстановке* в ранне- и среднепалеозойское время. Все эти массивы несут следы сложной структурной магматической и метаморфической эволюции. Такие характеристики массивов, как истощенный состав мантийных реститовых гарцбургитов, структурная ассоциация складок пластического течения в гарцбургитах с хрупкопластическими и хрупкими деформациями, маркируемыми жилами дунитов, пироксенитов и габбро, импрегнация гарцбургитов плагиоклазом и диопсидом указывают на глубокое многократное взаимодействие ультраосновных реститов с просачивающимся базальтовым расплавом. Деплетированный состав реститов коррелируется с мощным многофазным коровым разрезом плутонических габброидов и диабазов. Подобные черты присущи офиолитам Ньюфаундленда и Вуриноса, которые рассматриваются на основе структурных данных как ассоциация «быстрых» центров спрединга [Nicolas, 1989] или, на основе геохимических данных, как надсубдукционные офиолиты. На наш взгляд, структурные и геохимические характеристики полярноуральских офиолитов, строение и состав дайкового комплекса указывают на то, что они формировались при спрединге над зоной субдукции. Зоны оливин-антигоритовых метаморфитов представляют собой следы тектонической деламинации и гидратации океанической литосферы, отражая существовавшие периоды ее амагматичного спрединга. Таким образом, образование офиолитов Полярного Урала соотнесено с обстановками бывшего окраинного бассейна, который «расщепил» в позднем силуре – раннем девоне существовавшую островную дугу. Метаморфическая подошва всех офиолитовых аллохтонов формировалась около 397 млн лет тому назад, до их обдукции на континентальную окраину.

4.11. Зональные габбро-ультрамафитовые комплексы

К.С. Иванов, В.Р. Шмелев, Ю.Л. Ронкин, Г.Н. Савельева, В.Н. Пучков

Платиноносный пояс — одно из наиболее крупных и значительных геологических образований Урала. Он более 100 лет неизменно привлекает к себе внимание исследователей, являясь одним из ключевых объектов для понимания геологического строения и развития региона. Это гигантская, протяженностью около 1000 км, цепь из 13 массивов, расположенных на Среднем, Северном и Приполярном Урале (рис. 45), сложенных ассоциацией дунитов, клинопироксенитов, оливиновых и двупироксеновых габбро и гранитоидов; базиты составляют не менее 80 % объема пород пояса.

Необходимо отметить, что обычно исследователи выделяют в них два разнородных комплекса. Пользуясь терминологией А.А. Ефимова, это «эпидунитовый» (дунит-клинопироксенит-габбровый) и «эпигаббровый» комплексы, с реликтами первичных офитовых двупироксеновых габбро-норитов. Наиболее поздними магматическими образованиями являются интрузии плагиогранитов. Гарцбургиты отсутствуют. Породы эпидунитового комплекса образуют незамкнутые кольцевые, воронкообразные, овальные структуры, контуры которых произвольно обрезаны очертаниями массивов. Этот факт, как и отсутствие апофиз более молодых комплексов в раме массивов, говорит в пользу предположения о том, что внедрение этих массивов происходило после окончательного формирования образующих их пород, при движении вверх в твердопластичном состоянии.

Показано [Ефимов и др., 1993], что породы эпидунитового комплекса испытали равновесный гранулитовый метаморфизм, не превышающий 700–800 °С при давлении до 0.7 ГПа, что по глубине может соответствовать базальтовому слою коры переходного (островодужного) типа. К моменту внедрения в верхние горизонты земной коры эти породы все еще сохраняли высокую температуру, так же, как и более молодые, заведомо магматические образования. Эти разогретые массы в процессе диапирового подъема и внедрения сыграли роль агента теплопереноса и вызвали зональный метаморфизм рамы. По данным Ю.С. Каретина [2000] метаморфизм этот был зональным, с последовательной сменой от контактовых роговиков через амфиболиты к зеленым сланцам.

По сути дела, Платиноносный комплекс представляет собой уникальное «окно» в нижнюю или среднюю часть коры островодужного типа. Этот тезис получает подтверждение со стороны петрохимии, геофизики и изотопных методов датирования.

Структура массивов Платиноносного пояса была детально изучена А.А. Ефимовым [1984], который впервые закартировал и описал высокотемпературные пластические деформации дунит-пироксенит-габбровых комплексов. По его мнению, метаморфические преобразования полностью уравновесили минеральный состав эпидунитового комплекса и никаких реликтов их первично-магматических структур не осталось. Последующие работы группы Г.Н. Савельевой подтвердили исключительно широкое развитие пластически деформированных пород в массивах Платиноносного пояса, но, в то же время, показали, что деформации распространены локально и не стирают полностью первичные магматические структуры, текстуры и особенности состава пород [Савельева и др., 1999; Савельев и др., 2001].

Как правило, базальная (нижняя) часть разреза плутонов сложена расслоенными ультрамафитами, испытавшими наиболее интенсивные пластические деформации. Тонкозернистые бластомилониты, бластопорфировые и порфиробластовые пироксен-оливиновые породы этой части разреза формировались в условиях стресса, обусловившего внутрикристаллическое трансляционное скольжение оливина сразу вслед за кристаллизацией, в интервале температур 850–1100 °С. Расслоенные дунит-верлит-пироксениты сменяются вверх по разрезу меланократовыми нередко порфировидными оливино-

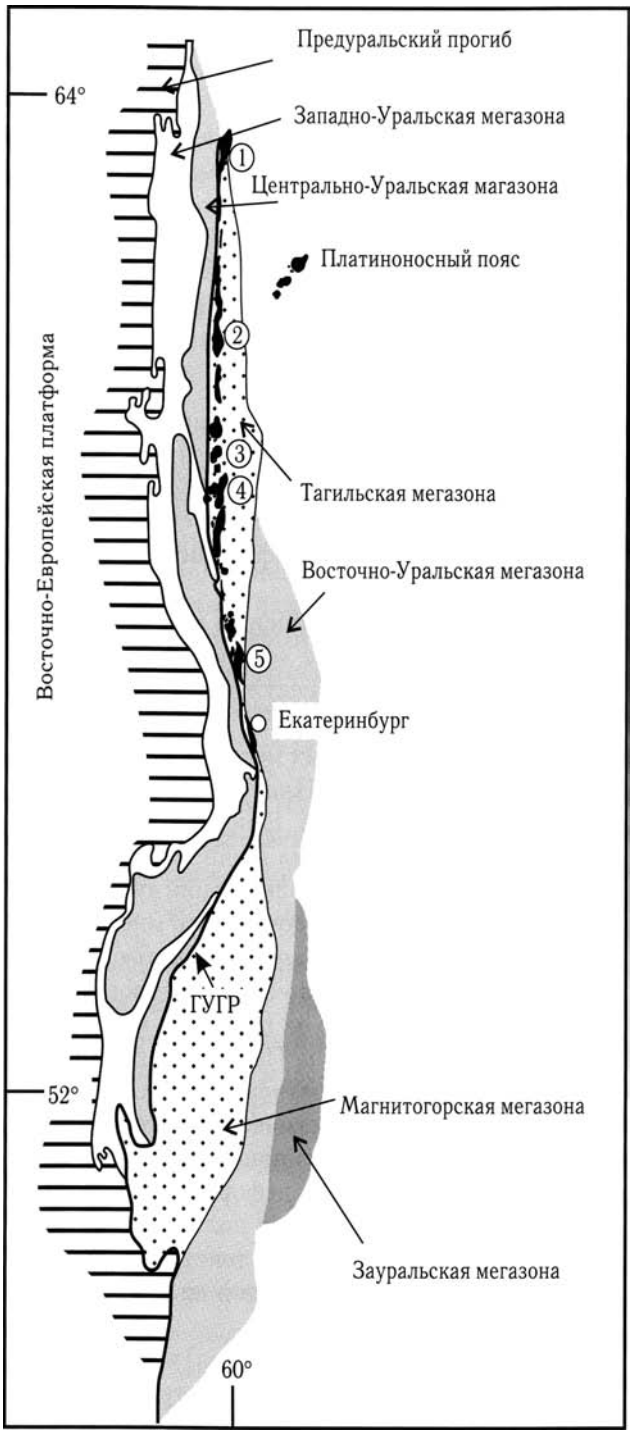


Рис. 45. Схематическая карта зональности Урала и положения Платиноносного пояса

Массивы: 1 — Харасюрский, 2 — Чистопский, 3 — Кумбинский, 4 — Кытлымский, 5 — Тагильский

выми габбро с оливиновыми и клинопироксеновыми прослоями. Бластомилониты здесь развиты локально, хрупкие деформации маркированы магматическими жилами габбро-норитов и оливин-клинопироксеновых пород. Дуниты нижней части разреза иногда протрудируют оливиновое габбро, троктолиты; петроструктуры таких (протрузивных) дунитов образованы в ходе полной синтектонической рекристаллизации пород. Верхняя часть плутонического разреза сложена, в основном, габбро и габбро-норитами с трахитоидными магматическими структурами. Маломощные зоны хрупкопластических деформаций здесь редки и, как правило, сопровождаются интенсивной амфиболизацией пород.

Комплексный анализ структуры массивов и минералого-геохимических характеристик пород всех последовательных серий (в структурно привязанных образцах) показал, что крупные многокамерные плутоны формировались в ходе пульсационных внедрений магмы, сопровождавшихся высокотемпературными пластическими деформациями в поле дифференциальных напряжений [Савельева и др., 1999; Перцев и др., 2000; Савельев и др., 2001]. Полосчатость, минеральная уплощенность и линейность, картируемые в дунитах и оливин-клинопироксеновых породах, очерчивают прерывистые складки пластического течения. Асимметричные веерообразные структуры или синформы между двумя складками течения в центральной части Нижнетагильского массива, возможно, возникали при пластическом выдавливании ранних кумулятивных дунитов в верхние части камеры. Рекристаллизованные пегматоидные и флогопитсодержащие дуниты с хромититами, распространенные в этой части массива, вероятно, маркируют пути миграции остаточных флюидов. Эти наблюдения поддерживают выводы о том, что породы нижних горизонтов камер деформировались сразу вслед за их кристаллизацией. Принципиально важны выводы о многостадийной кристаллизации магм примитивного (пикритового) состава и о том, что высокая мера плавления источника и переход тугоплавких компонентов в магму служили важными условиями накопления ЭПГ в самых ранних продуктах кристаллизации — дунитах.

Обоснования магматического генезиса платиноносных плутонов приводятся в работе: [Ферштатер и др., 1999]. В качестве исходного расплава для кристаллизации дунит-клинопироксенит-габбровых тел предполагается порода типа полевошпатового оливинового клинопироксенита — тылаита. В работах этих же авторов высказано представление о существовании латеральной геохимической зональности дунит-клинопироксенит-габбровых комплексов на Среднем Урале, с падением содержаний некогерентных РЗЭ с запада на восток, что отра-

жает рост деплетированности верхней мантии в восточном направлении [Ферштатер и др., 1999]. Форма этих массивов предполагается этими авторами, как и в работе [Иванов, 1997], трубообразной, что резко отличается от представлений [Савельева и др., 1999; Савельев и др., 2001] о деформированных бескорневых лакколитообразных, пластовых телах, наклоненных к востоку.

Среди исследователей (в том числе и среди авторов данной статьи) нет полного единодушия в вопросе о генезисе пояса. Предлагаются весьма различные модели и обстановки формирования платиноносных плутонов [Ефимов, 1984; Иванов, Шмелев, 1996; Иванов, 1997; Ферштатер и др., 1999; Савельева и др., 1999, Савельев и др., 2001].

По мнению ряда авторов [Ефимов и др., 1993; Ферштатер и др., 1999], массивы Платиноносного пояса имеют субплатформенную природу. А.А. Ефимов считает, что это рифтовое образование. Близкие представления развиты на примере Кытлымского плутона [Савельева и др., 1999]: высказано предположение, что массив сформировался на рубеже раннего и позднего силура при деструкции континентальной окраины. К сожалению, Кытлымский массив — не самое лучшее место, где можно развивать данную идею: условия обнаженности не позволяют с достаточной детальностью выявить взаимоотношения массива с континентальной окраиной.

Другие авторы данного обзора придерживаются точки зрения, что Платиноносный пояс имеет островодужную природу и сложен разноглубинными выплавками, генерировавшимися над зоной субдукции, падавшей на восток [Иванов, Шмелев, 1996]. По содержаниям большинства петрогенных и малых элементов (титана, ванадия, хрома, никеля и др.) габброиды массивов пояса обнаруживают явное сходство с толеитами островных дуг. Породы Платиноносного пояса, при всем своем петрографическом разнообразии, имеют отчетливое петрологическое родство с габброидными и ультраосновными ксенолитами в базальтах островных дуг, а также с породами габбро-гипербазитовых комплексов тихоокеанского побережья (Южная Аляска, Калифорния, Корякия и др.), для которых устанавливается связь с ассоциирующими островодужными вулканическими комплексами [Burns, 1985; и др.].

Массивы пояса целиком располагаются среди геологических комплексов, сформированных в надсубдукционной геодинамической обстановке. На востоке это вулканиты (O_3–S_1) островодужного типа [Наркисова и др., 2000], на западе — офиолиты, которые по ряду признаков [Пирс и др., 1987; Петров, Пучков, 1994] сформировались в окраинных бассейнах над зоной субдукции. Возраст пород пояса, надежно определенный в последнее время разными методами как 420–430 млн лет [Иванов, Калеганов, 1992; Ронкин, Иванов, Шмелев, Лепихина, 1997] (рис. 46, 47), совпал с возрастом распола-

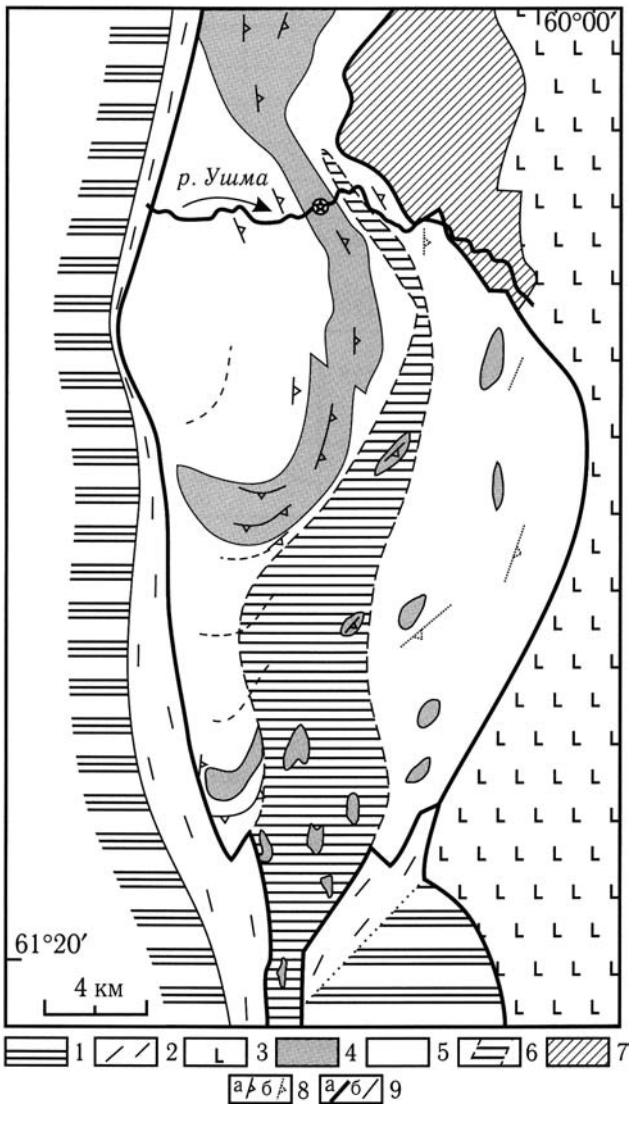


Рис. 46. Геологическая карта Чистопского массива Платиноносного пояса (по материалам В.Р. Шмелева и Г.А. Петрова)

1, 2 — породы офиолитовой ассоциации: 1 — метабазальты и вулканиты (O_3–S_1), 2 — амфиболиты и бластомилониты; 3 — островодужные вулканиты (S); 4 — оливиновые габбро и клинопироксениты; 5 — габбро-нориты; 6 — роговообманковые габбро и пегматиты; 7 — диориты; 8 — ориентировки: а — гнейсоватости и слоистости, б — трахитоидных структур; 9 — границы: а — контакты массива, б — между разными типами пород. Звездочкой показано место определения абсолютного возраста Sm-Nd методом

Обр. 1529-1	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$f_{Sm/Nd}$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\varepsilon_{Nd}(0)$	$\varepsilon_{Nd}(419)$
Плагиоклаз (Pl)	0.09355	–0.524	0.512669	0.6	6.2
Порода (WR)	0.19631	–0.002	0.512943	6.0	6.0
Ортопироксен (Opx)	0.24067	0.224	0.513067	8.4	6.1
Клинопироксен+амфибол (Cpx+Amf)	0.25491	0.296	0.513116	9.4	6.3
Параметры модельного резервуара CHUR: $^{147}Sm/^{144}Nd$ = 0.1967; $^{143}Nd/^{144}Nd$ = 0.512636					

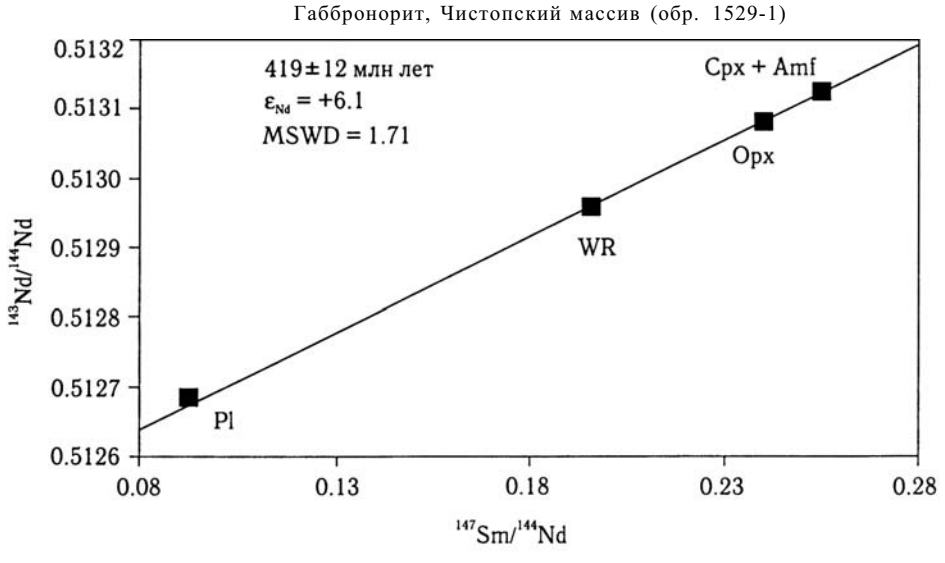


Рис. 47. Sm-Nd данные для габбро-норитов Чистопского массива

гающейся восточнее пояса именновской островодужной вулканогенной формации. Последний уточнен [Иванов К.С., 1998] по конодонтам как граница ландовери – венлока (зона *amorphognathoides*), которая принята на уровне 428 млн лет. Тренды РЗЭ основных вулканитов именновской формации [Каретин, Иванов, 2001] и известково-щелочных габброидов Платиноносного пояса [Ферштатер и др., 1999; Шмелев и др., 1997] также аналогичны. Эти факты указывают на комагматичность отмеченных интрузивных и вулканических членов Тагильского островодужного террейна.

Интересные данные, косвенно подтверждающие субдукционную природу Платиноносного пояса, получены при изучении цирконов из дунитов Кытлымского массива [Bea et al., 2001]. Необычный факт присутствия этих тугоплавких минералов с коровыми геохимическими характеристиками и возрастами в дунитах трактуется как доказательство образования силикатных расплавов, возникших при плавлении осадков в зоне субдукции и проникавших затем в надсубдукционный мантийный клин. Первичные возрасты ксеногенных цирконов варьируют от 410 до 2800 млн лет, цирконы с возрастами 350–370 млн лет связываются с процессом образования диапира, а цирконы с возрастом 330 млн лет — с кристаллизацией последних выплавок, возникших при окончательном внедрении массива.

Прецизионные геохимические данные для пород Платиноносного пояса дают на примере Тагильского массива и его геологического окружения (табл. 3 и рис. 48, 49) представление об особенностях состава этих образований. Дуниты характеризуются предельно низкими концентрациями РЗЭ (отношение порода/хондрит < 1) с заметным преобладанием в их составе легких лантаноидов и слабо вогнутой формой тренда распределения. Такая картина идентична установленной в дунитах зональных комплексов Аляски и интерпретируется нами с учетом присутствия в оливине повышенных содержаний CaO (0.2–0.5 %) как результат магматической кристаллизации при высоких температурах [Шмелев и др., 1997]. Клинопироксениты, слагающие внешнюю оболочку дунитового тела, а также пироксе-

Таблица 3. Содержания породообразующих окислов (в %) и редких элементов (в г/т) в породах Тагильского комплекса (Средний Урал)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	36.32	46.57	39.72	41.22	46.95	47.10	50.29	50.25	51.06
TiO_2	0.01	0.53	0.99	0.68	0.89	0.78	1.10	1.33	1.25
Al_2O_3	0.17	3.93	8.28	18.25	18.67	18.47	16.20	18.32	13.23
FeO	6.61	9.76	15.28	10.94	7.71	7.78	6.20	6.54	7.18
Fe_2O_3	0.79	1.47	2.10	1.82	2.58	2.98	2.29	2.39	2.84
MgO	45.33	15.70	12.14	9.77	4.82	5.10	6.39	6.01	6.81
MnO	0.14	0.16	0.13	0.14	0.23	0.23	0.13	0.14	0.2
CaO	0.24	20.16	19.02	13.08	10.61	9.15	9.21	9.30	8.95
Na_2O	0.03	0.18	0.24	0.80	3.24	3.93	3.96	4.27	3.76
K_2O	0.03	0.04	0.06	0.10	0.76	0.89	0.43	0.07	0.43
P_2O_5	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.04	0.19	0.18	0.16	0.13
п.п.п.	9.17	0.77	0.48	2.10	2.15	1.60	1.59	1.46	2.72
Ni	291.0	185.0	109.0	90.0	6.000	47.000	87.0	48.0	52.00
Co	34.4	58.3	73.0	62.6	83.200	59.400	34.6	40.5	31.00
Cr	3862.0	695.0	146.0	86.0	46.00	69.00	190.0	113.0	115.00
V	0	311	639	421	442.00	387.00	255	276	363.00
Zr	0.94	12.38	8.92	8.83	7.570	42.010	83.90	111.98	58.00
Y	0.3	10.0	6.9	8.0	10.200	20.400	27.3	32.2	26.00
Rb	2.78	1.50	2.88	1.39	5.97	3.87	6.97	0.80	Не опр.
Sr	5.92	117.65	83.61	482.63	801.20	673.53	239.18	238.88	156.00
Sc	3	102	136	30	28.00	28.00	34	32	63.00
Nb	0.03	0.03	0.03	0.16	1.00	2.81	3.15	3.20	Не опр.
Cs	0.10	0.11	0.16	0.30	0.25	0.29	0.21	0.06	Не опр.
Hf	0,05	0.61	0.40	0.40	0.31	1.13	2.20	2.49	Не опр.
Th	0.019	0.007	0.000	0.083	0.501	0.728	0.287	0.216	Не опр.
U	0.012	0.111	0.088	0.026	0.062	0.239	0.200	0.112	Не опр.
La	0.220	1.350	1.110	1.390	3.44	13.23	4.650	3.640	3.3
Ce	0.450	5.220	3.630	4.430	8.19	26.68	13.270	12.140	9.05
Pr	0.046	0.961	0.590	0.782	1.132	3.207	1.818	1.999	1.29
Nd	0.230	7.420	4.090	5.410	6.83	17.24	11.590	12.810	6.31
Sm	0.060	2.390	1.430	1.640	1.83	4.23	3.290	3.740	1.77
Eu	0.013	0.750	0.546	0.520	0.94	1.30	1.179	1.249	0.64
Gd	0.040	2.570	1.660	1.710	1.87	3.95	3.940	4.610	2.04
Tb	0.000	0.350	0.260	0.270	0.30	0.60	0.690	0.860	0.317
Dy	0.050	1.960	1.350	1.340	1.63	3.19	4.390	4.860	2.11
Ho	0.000	0.330	0.250	0.270	0.34	0.66	0.860	1.070	0.44
Er	0.020	0.870	0.620	0.730	1.05	1.93	2.660	3.170	1.22
Tm	0.005	0.126	0.081	0.091	0.140	0.305	0.415	0.487	0.16
Yb	0.030	0.720	0.500	0.530	0.81	1.57	2.540	2.770	0.99
Lu	0.004	0.116	0.071	0.093	0.156	0.272	0.414	0.442	0.13

Примечание. 1 — обр. 1594/1 — дунит; 2 — обр. 1553 — клинопироксенит; 3 — обр. 1586 — клинопироксенит (внутри габбро); 4 — обр. 1583а — оливиновое габбро; 5, 6 — роговообманковое габбро (5 — обр. 1042, 6 — обр. 1-43); 7 — обр. 1547 — амфиболит; 8 — обр. 1577 — роговик; 9 — обр. 1650 — базальт. Образцы 5, 6 из коллекции И. Седлера. Содержания РЗЭ определены методом ICP-MS.

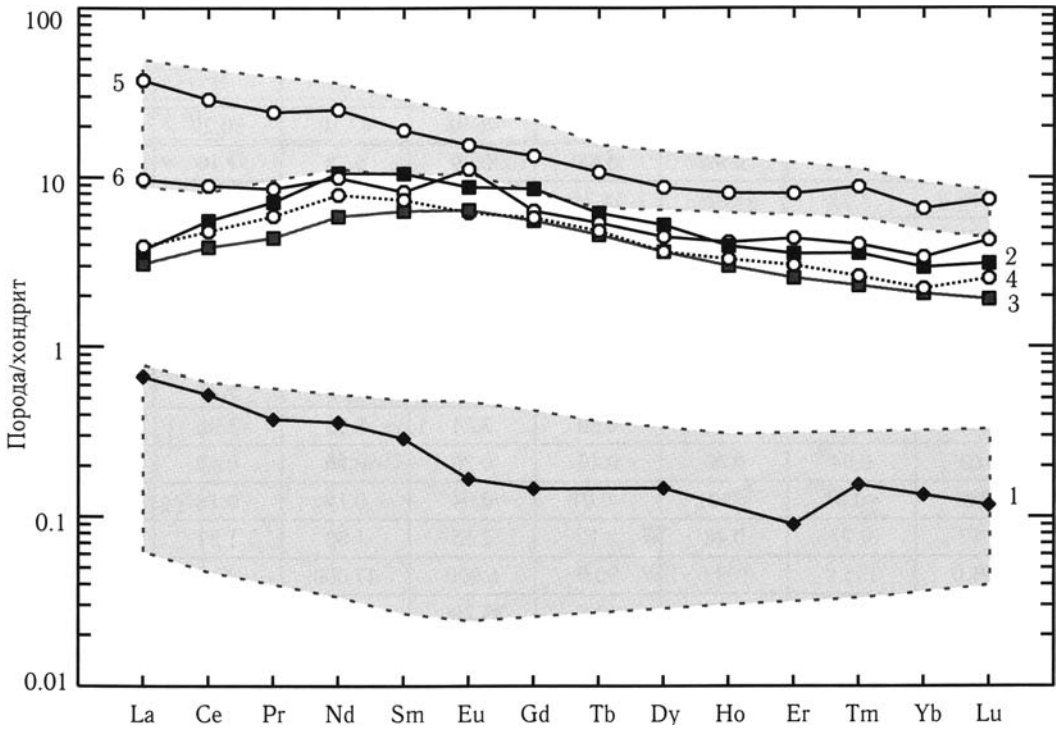


Рис. 48. Распределение РЗЭ в мафитах и ультрамафитах Тагильского массива Платиноносного пояса

Цифры на диаграмме соответствуют номерам образцов в табл. 3. Концентрации РЗЭ нормализованы по хондриту. Затенены площади, соответствующие содержаниям РЗЭ в дунитах и габброидах комплексов юго-восточной Аляски [Himmelberg, Loney, 1995]

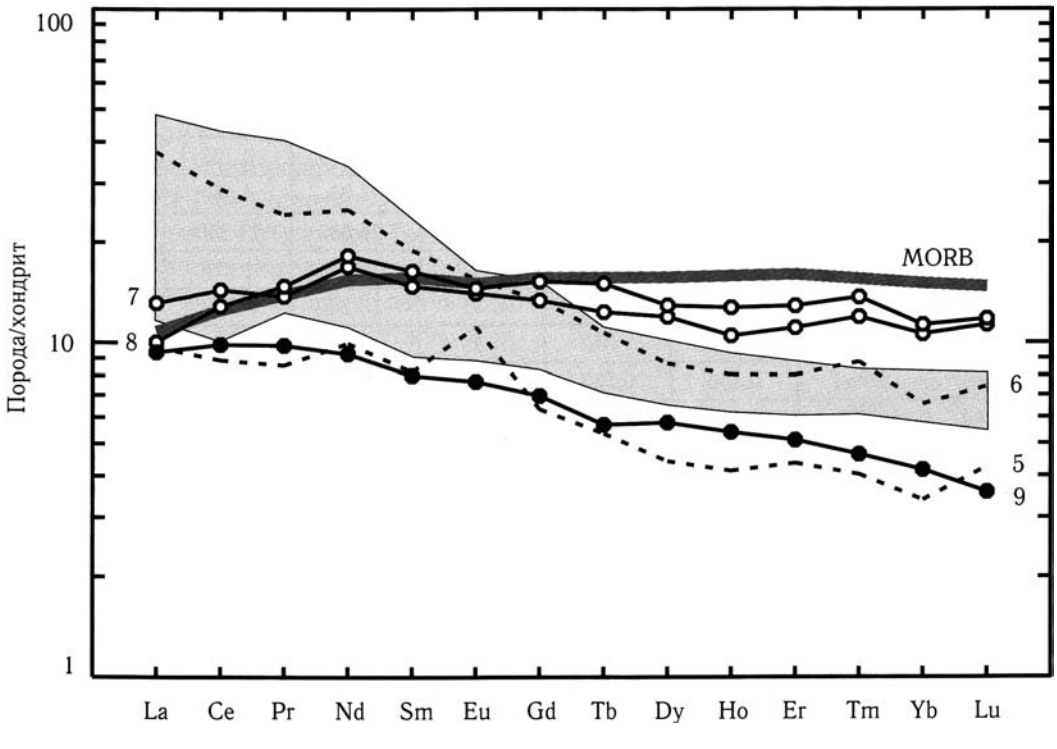


Рис. 49. Распределение РЗЭ в габбро Тагильского массива и вмещающих породах

Цифры на диаграмме соответствуют номерам образцов в табл. 3. Концентрации РЗЭ нормализованы по хондриту. Затенена площадь, соответствующая содержаниям РЗЭ в островодужных вулканитах из разреза Уральской сверхглубокой скважины СГ-4

ниты, образующие самостоятельные тела в габброидном комплексе, имеют единый зеркально-обратный тренд распределения. Несмотря на более высокий уровень содержаний РЗЭ, в них сохраняется тенденция обеднения тяжелыми лантаноидами (La/Yb > 1), свидетельствующая о комплементарном характере формирования этих образований. Габброиды, представленные в основном амфибол-плагиоклазовыми лабрадоровыми разновидностями, характеризуются более высоким, в сравнении с пироксенитами, содержанием РЗЭ, обособляясь в два типа. Первый тип имеет известково-щелочной уклон и значительно обогащен легкими РЗЭ, второй имеет характеристики толеитовых базальтов. По своему составу они идентичны габброидам в составе островодужных зональных комплексов Аляски. Исключением являются оливин-клинопироксеновые габбро, демонстрирующие сопоставимый с пироксенитами тренд распределения, что, возможно, указывает на их кумулятивную природу. В целом дунит-клинопироксенитовый и габброидный комплексы Тагильского массива, несомненно, имеют признаки геохимической общности, что позволяет рассматривать их как производные единой магматической системы.

Геохимическое исследование пород, вмещающих Тагильский массив, включая вулканиты из расположенного восточнее разреза сверхглубокой скважины СГ-4, позволяет уточнить представления о формационно-генетической взаимосвязи этих образований с Платиноносным поясом Урала. Согласно полученным данным (см. табл. 3 и рис. 49), вулканиты окружения относятся к бимодальной серии с островодужными геохимическими характеристиками, что подчеркивается противоположными (по сравнению с MORB) трендами нормированных концентраций РЗЭ. Практическое совпадение этих трендов с трендами габброидов Платиноносного пояса (также имеющих бимодальный характер), позволяет с большей уверенностью говорить о вещественной и временной комагматичности этих образований. Наряду с этим, устанавливается, что амфиболиты и метадиабазы (обр. 1547, 1577), присутствующие в составе пород окружения, обладают характеристиками, близкими к базальтам MORB типа, т.е. должны рассматриваться в составе офиолитов. В сравнении с островодужными вулканитами Тагильской зоны они имеют более древний (O_3?) возраст и, вероятно, на момент внедрения пород Платиноносного пояса находились в составе эншматического фундамента силурийской островодужной системы на Урале.

Становление массивов Платиноносного пояса, судя по их взаимоотношениям с окружением, происходило вблизи основания островодужного сооружения Тагильской зоны, что в целом согласуется с данными сейсмического зондирования в ряде пересечений Северного и Среднего Урала [Соколов, 1992; и др.].

За более чем 100-летний период изучения Платиноносного пояса установлено, что слагающие его комплексы пород обнаруживают четкие генеральные (хотя и осложненные) латеральные тренды: с запада на восток увеличивается кремнекислотность пород, габбро-гипербазитовые комплексы латерально сменяются в этом направлении относительно более молодыми и менее глубинными гранитоидными. Явная приуроченность тел гипербазитов к западной границе пояса, вероятно, обусловлена их формированием на относительно более глубинном уровне. Предположение о первоначально различном уровне глубинности формирования пород пояса подтверждается и данными пироксеновой геобарометрии; в частности, — по Хорасюрскому массиву на Приполярном Урале. Согласно В.Р. Шмелеву [1994; Иванов, Шмелев, 1996], клинопироксениты и оливиновые габбро сформировались при явно более высоком давлении (400–800 МПа), чем двупироксеновые габбро и вебстериты (менее 300 МПа).

Получается, что глубина эрозионного среза Тагильского островодужного террейна уменьшается в восточном направлении. При этом вулканогенные комплексы Тагильской мегазоны надстраивают сверху разрез Платиноносного пояса, который таким образом, по-видимому, является ее магматическим основанием, вызывая гравитационный супермаксимум Урала. Из этого, в частности, следует, что предполагаемое рядом исследователей наличие древнего сиалического основания в фундаменте Тагильского островодужного террейна крайне маловероятно. Вероятной причиной генерации кремнекислых магм (включая, видимо, и массивы сиенитов) на заключительной стадии формирования Платиноносного пояса является постепенное сужение и затем закрытие располагавшегося западнее ордовикского океана, реликтом которого является Салатимский серпентинитовый шов. При этом в зону субдукции под Платиноносный пояс, представленную Главным Уральским разломом, во все возрастающем объеме (сначала наряду с океанической корой) стали вовлекаться и переплавляться водонасыщенные и обогащенные сиалическим материалом (включая сопутствующие микроэлементы) осадочные толщи континентального подножия Рус-

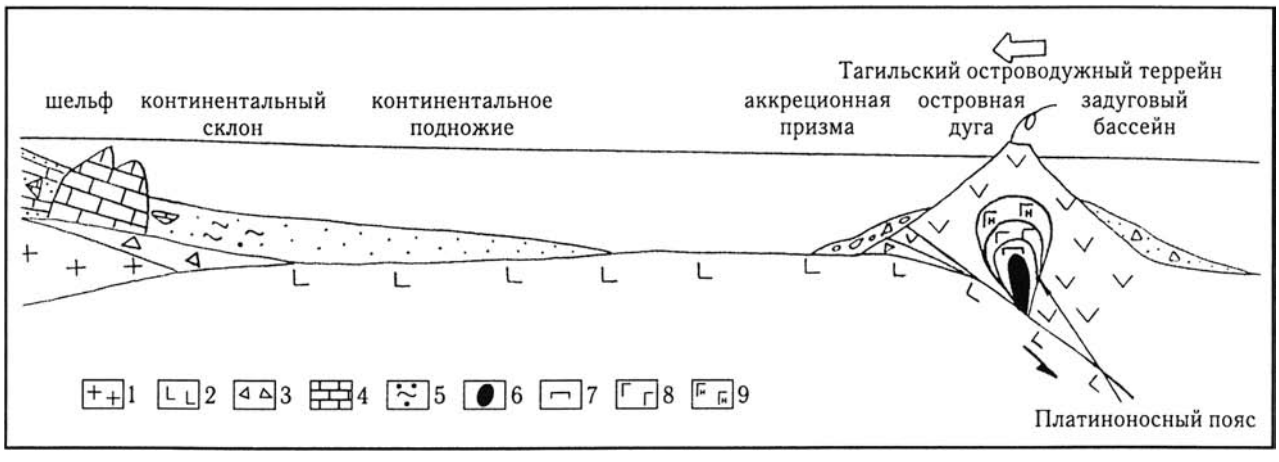


Рис. 50. Палеогеодинамический профиль через Средний Урал для позднеордовикско-раннесилурийского времени

1 — фундамент Восточно-Европейской платформы; 2 — океаническая кора (офиолиты); 3 — рифтовые формации; 4 — известняки; 5 — осадки континентального склона; 6 — дуниты; 7 — пироксениты; 8 — оливиновые габбро; 9 — двупироксеновые габбро. Остальные пояснения см. в тексте

ской платформы [Bea et al., 2001]. Широко проявленные в Платиноносном поясе метасоматоз и водный метаморфизм амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, развитие мафит-ультрамафитовых пегматитов были вызваны потоком флюидов (первично-океанических вод), поднимавшихся от зоны субдукции в результате дегидратации субдуцируемых масс. Эти флюиды обусловили, в частности, и отмечаемые [Волченко и др., 1994] миграцию и перераспределение (до образования месторождений) элементов платиновой группы.

Современная позиция массивов Платиноносного пояса в структуре Урала близка позиции южноаляскинских массивов пояса Бордер-Рэйндж, залегающих в основании островодужного разреза, и отличается от позиции классических массивов юго-восточной Аляски [Burns, 1985] и других районов, находящихся внутри области развития островодужных андезито-базальтов. Вероятно, такая ситуация была обусловлена глобальным тектоническим перемещением литосферных плит с выводом глубинных частей разреза Тагильской островной дуги в близповерхностные горизонты. Этот вывод Платиноносного пояса на близповерхностный уровень происходил на коллизионном этапе развития Урала [Иванов К.С., 1998; Савельева и др., 1999], а возможно и позднее, в ходе постколлизионного растяжения региона.

Геодинамические обстановки и связанные с ними группы формаций представлены на палеопрофиле для позднеордовикско-раннесилурийского времени (рис. 50).

Геолого-структурные наблюдения на крупнейшем ультраосновном теле пояса — массиве горы Соловьевой и в других местах, показали, что для богатых крупных платиноворудных тел (ныне почти полностью отработанных — «Госшахта» и др.) характерны такие же ориентировки, как и у мелких шлиров хромитов в окружающих дунитах. Недавно выявленная [Волченко, 1999] линейная рудная зона западно-северо-западного простирания с обеих сторон ограничена низкотемпературными левыми сдвигами, по всей видимости сингенетичными Pt-минерализации. Кроме систем разрывных нарушений, в ультрабазитах отмечаются и складки разных температурных генераций. Структурная эволюция массивов проходила в целом при падающих температурах и давлениях. Преобладающими являлись два процесса [Иванов и др., 2002; Шмелев, Десятова, 2002; и др.]: (1) подъем диапироподобных остывающих магматических тел в зону верхней коры (при этом структуры пластических деформаций накладываются на магматические; характерны концентрические субизометричные мегаструктуры тел с крутопадающей линейностью) и (2) левосдвиговые деформации, формирующие линейно-вытянутые массивы с субгоризонтальной линейностью, происходившие, по-видимому, в результате косой коллизии Тагильского террейна с Русской платформой. Современные структуры массивов Платиноносного пояса являются главным образом результирующими этих процессов, причем меридионально вытянутые, раздавленные массивы преобладают в краевых южных и северных частях

пояса, а субизометричные тела отмечаются преимущественно в средней его части.

Образование, подобное Платиноносному поясу, отсутствует в Магнитогорской мегазоне, по крайней мере, на уровне современного эрозионного среза. По ряду профилей от широты г. Белорецка до г. Орска выполнен вариант двумерной интерпретации аномалии Буге в области гравитационной ступени и супермаксимума Ирендыкской зоны, ориентируясь на наиболее достоверно установленную форму гравитирующих тел Платиноносного пояса. Результаты интерпретации с большой степенью уверенности показывают, что под андезито-базальтовыми толщами Ирендыкской островодужной постройки в ее основании на глубине нескольких километров находятся габбровые массивы, подобные массивам Платиноносного пояса [Иванов, Винничук, 2001]. Имеющиеся различия объясняются, вероятно, более пологим залеганием и менее глубоким эрозионным срезом Ирендыкской островной дуги.

Высказывалась и несколько иная точка зрения — об уникальности пояса, о том, что его становление было связано с необычным сочетанием геодинамических условий в ходе развития Тагильской островной дуги [Язева, Бочкарев, 2003]. Однако наличие зональных расслоенных плутонов, так или иначе связанных с процессом субдукции, не является исключительной особенностью Тагильской зоны. Они известны, например, в Хабарнинском и Режевском массивах как верлит-габбро-плагиогранитный комплекс (см. раздел 4.13). Велиховский массив в Сакмарской зоне, с его месторождением ванадиеносных титаномагнетитов — в известной мере «двойник» Качканарского массива. Уктусский массив описан как аналог Платиноносного [Пушкарев, 2000]. Хордьюсский массив высокостронциевых габбро Полярного Урала уже давно относился А.А. Ефимовым к образованиям, родственным массивам Платиноносного пояса.

4.12. Вулканизм

А.М. Косарев

В последние 10 лет в процессе работ по проекту URALIDES, по программам «ГДП-200» и «MinUrals» выполнены большие объемы аналитических работ, причем преимущественно по Магнитогорской зоне, где был сосредоточен главный объем исследований. Получены количественные данные для петрогенных окислов и элементов-примесей, включая РЗЭ, приведено также изучение составов клинопироксенов из Баймак-Бурибаевского, Верхнетаналыкского Северо- и Южно-Ирендыкского и Карамалыташского вулканических комплексов. Эти материалы позволяют обсудить проблему принадлежности вулканических комплексов Южного Урала к стандартным типам петрогенетических серий и рассмотреть эволюцию химизма вулканитов в разрезах вулканических сооружений различного типа.

На западном крыле Магнитогорского мегасинклинория в пределах Таналыкского поднятия и прилегающей с востока Ирендыкской структурной зоны изучены и выделены следующие вулканические комплексы: Баймак-Бурибаевский базальт-риолитовый (D_1 e *b-br*); Верхнетаналыкский базальт-андезит-дацит-риолитовый (D_1 e *vtn*); Северо-Ирендыкский базальт-андезибазальтовый (D_1 ems–D_2 ef *nir*); Южно-Ирендыкский, состоящий из двух подкомплексов: гибридного риодацит-кварцево-андезит-базальтового гетеродромного (D_1 e–D_2 ef *sir*) и посткальдерного трахидацитового (D_2 ef *sir*).

Баймак-Бурибаевский вулканический комплекс. В Бурибайском рудном районе наиболее представительный разрез по р. Таналык характеризует Баймак-Бурибаевский вулканический комплекс. В данном разрезе выделяются три толщи: (1) долерито-базальтовая (*b-br*$_1$); (2) пиллоу-базальтовая (*b-br*$_2$); (3) риолит-базальтовая (*b-br*$_3$). Суммарная мощность комплекса составляет около 1000 м. Вулканогенные породы этого разреза, а также участков Самарского и Шанхай, длительное время изучались рядом исследователей [Spadea et al., 1998, 2002; Косарев, 1997, 2001].

По особенностям химизма пиллоу-базальты баймак-бурибаевской свиты имеют черты, промежуточные между магнезиальными низкотитанистыми толеитами и известково-щелочными магнезиальными базальтами; присутствуют также эффузивы (вариолиты) бонинитового состава. Характер распределения РЗЭ в большинстве пиллоу-базальтов баймак-бурибаевской свиты имеет толеитовый характер, что отражается в ровном стиле вариационных графиков порода/хондрит и низких значениях La/Yb отношений (0.7–1.5). Изредка наблюдается слабое обогащение легкими лантаноидами, а в бонинитовых вариолитах — резкое обеднение легкими РЗЭ (La, Ce, Pr, Nd). Ближе всего к последнему типу графиков стоят вариационные линии пироксенов из вулканитов базальтового состава Павдинского комплекса и пироксенитов массива Нурали. Учитывая свежесть вариолитов и полную сохранность пироксенов, можно считать, что характер распределения РЗЭ является первичным магматическим.

Таким образом, пиллоу-базальты баймак-бурибаевской формации относятся к двум петрогенетическим сериям: переходной от магнезиальной толеитовой к магнезиальной известково-щелочной и бонинитовой, возникшим на островодужной стадии в надсубдукционной зоне нижнедевонской Магнитогорской островной дуги.

Пироксены из предостроводужных пиллоу-базальтов и вариолитов *b-br*$_2$ образуют ряды диопсид–салит и эндиопсид–авгит. Состав пироксенов и направление эволюции их химизма близки к установленным в магнезиальных базальтах и пикритах офиолитового комплекса Троодос, в марианит-бонинитовых ассоциациях Западно-Тихоокеанских островных дуг и свидетельствует о примитивности исходных расплавов.

Следует отметить, что по особенностям химизма бонинитовые вариолиты и бониниты наиболее близки к типу высококальциевых бонинитов комплекса Троодос [Косарев, 2001; Spadea et al., 1998, 2002]. От западнотихоокеанских бонинитов они отличаются повышенными концентрациями Na_2O (0.7–6.4 %), Al_2O_3 (10.25–15.2 %), CaO (3.12–11.14 %), Y (6–9 г/т),

пониженными концентрациями Cr (340–470 г/т, достигающими 941 г/т).

В целом, магнезиальные базальты переходного типа с чертами толеитовой и известково-щелочной серии и продукты ликвации — бонинитовые вариолиты — представляют собою генетически единую группу вулканитов, несущих признаки примитивности исходных расплавов [Фролова, Бурикова, 1998]. Они образовались на предостроводужной стадии в надсубдукционной зоне нижнедевонской Магнитогорской островной дуги, вероятно, в результате плавления мантийного клина [Spadea et al., 1998, 2002].

Риолит-базальтовую толщу (b-br_3) слагают риодациты, натриевые трахидациты, пироксен-порфировые и пироксен-плагиофировые базальты и андезибазальты, базальтовые афириты и микропорфириты магнезиальной известково-щелочной серии. По сравнению с риллоу-базальтами b-br_2 в рассматриваемых повышаются количества Al_2O_3, Zr, Hf, La, Th. Отношение La/Yb варьирует от 5 до 10.9. Особенности распределения макро- и микроэлементов, а также нисходящий от легких РЗЭ к тяжелым характер графиков РЗЭ порода/хондрит показывают обогащение пород легкими лантаноидами относительно тяжелых. Все приведенные данные иллюстрируют переход от магнезиальных базальтов «переходной» и бонинитовой серий к магнезиальной известково-щелочной серии.

Клинопироксены из пироксен-порфировых базальтов и андезибазальтов риолит-базальтовой толщи b-br_1^3 варьируют от эндиопсидов до авгитов. Особенностью зональных клинопироксенов является наличие ядер, представленных низкожелезистым высокомагнезиальным эндиопсидом, и краевых авгитовых зон.

Верхнетаналыкский вулканический комплекс. Вулканиты дифференцированного базальт-андезит-дацит-риолитового состава Верхнетаналыкского комплекса характеризуются гомодромным характером эволюции составов вулканитов и принадлежат известково-щелочной магнезиальной и, в меньших объемах, толеитовой магнезиальной петрогенетическим сериям [Косарев, 1997; Spadea et al., 2002]. Вулканиты обеих серий постоянно содержат плагиоклаз (до трех генераций, включая микролиты) и клинопироксен, в андезитах появляются, а в кислых породах присутствуют постоянно роговая обманка и ранний титаномагнетит. Клинопироксены из основных пород варьируют от эндиопсидов до низкожелезистых авгитов.

Вулканиты магнезиальной толеитовой серии отличаются от магнезиальной известково-щелочной более низкими концентрациями K_2O, La, Zr, Hf, Th. Наглядны отличия толеитовых и известково-щелочных вулканитов на графиках нормированных по хондриту содержаний РЗЭ. Вулканиты толеитовой серии характеризуются ровными графиками отношений порода/хондрит и пониженными концентрациями ΔРЗЭ, а породы всех типов по кислотности известково-щелочной серии обнаруживают обогащение легкими РЗЭ, что отражено в нисходящей форме графиков [Spadea et al., 2002; Косарев, 1997].

Можно предположить, что возникновение всего ряда вулканитов магнезиальных известково-щелочной и толеитовой серий связано с плавлением мантийного клина и последующей флюидной дифференциацией в магматической колонне на путях движения расплавов к поверхности.

Южно-Ирендыкский вулканический комплекс. Представлен вулканитами экструзивно-эффузивно-пирокластического подкомплекса дацит-риодацит-кварцево-андезит-базальтового состава (D_1e–D_2ea *sir*) и трахидацитовым подкомплексом (D_2ef *sir*). Примером такого типа вулканических сооружений является Подольский кальдера-вулкан. Комплекс вулканитов имеет сложное строение с гетеродромной эволюцией составов. Снизу вверх по разрезу выделяются толщи следующих составов: (1) дацит-риолитовая (рудовмещающая); (2) кварцевых андезитов и андезибазальтов гибридного происхождения (надрудная); (3) риллоу-базальт-дацит-риодацитовая; (4) андезибазальт-кварцево-андезит-риодацитовая; (5) трахидацит-риолитовая калиево-натриевая, которая относится к посткальдерному подкомплексу.

По комплексным петрохимическим и геохимическим материалам вулканиты нижних четырех толщ внутрикальдерного комплекса принадлежат к переходной от толеитовой островодужной к известково-щелочной серии. Исключение составляют надрудные риллоу-базальты третьей толщи, которые относятся к островодужной толеитовой серии. Отнесение к «переходной» серии связано с тем, что кислые породы нижней толщи, кварцевые андезиты и андезибазальты второй и четвертой толщ не обнаруживают характерного для толеитовой серии накопления железа. В то же время, эти породы имеют уровень концентраций Zr, Y, Ba, La, Sm, U, Th, характерный для толеитовых серий. При этом стиль распределения РЗЭ с характерным накоплением легких лантаноидов относительно тяжелых указывает на наличие в этих вулканитах известково-щелочных свойств. Базальты третьей толщи по своим геохимическим характеристикам, включая и РЗЭ, принадлежат к островодужной толеитовой серии, а кремнекислые породы той же толщи имеют широкий размах характеристик с параметрами как толеитовой, так и известково-щелочной серий [Spadea et al., 2002; Косарев, 1997]. Примером

таких серий в кайнозойских островных дугах могут служить вулканиты дуги Фиджи.

Трахидацитовый посткальдерный сукраковский подкомплекс имеет повышенную щелочность калиево-натриевого и натриевого типа, обнаруживает высокие значения отношения FeO^*/K_2O, характерные для толеитовых и субщелочных серий, повышенные концентрации Zr, La, U, Th, что позволяет отнести вулканиты этого комплекса к калиевой известково-щелочной серии [Косарев, 1997], близкой к хорошо изученной в Западном поясе США.

Присутствие в разрезе Подольского кальдера-вулкана всего ряда пород по кислотности с различной сериальной принадлежностью и с признаками гибридизма свидетельствует о возникновении на этом этапе вулканизма в надсубдукционной зоне гирлянд разноглубинных магматических очагов и зон выплавления магм, охватывающих мантийный клин и области коры.

Северо-Ирендыкский вулканический комплекс. По петрохимическим и геохимическим критериям вулканиты Северо-Ирендыкской и Южно-Ирендыкской подзон принадлежат к различным петрогенетическим сериям. Вулканические комплексы Северо-Ирендыкской подзоны относятся к известково-щелочной, а Южно-Ирендыкской — преимущественно к толеитовой островодужной и переходной от толеитовой к известково-щелочной и к собственно известково-щелочной островодужной сериям. В составе вулканогенных толщ Северо-Ирендыкской подзоны выделяются отдельные фрагменты разреза и типы пород, которые относятся к магнезиальной, умеренно глиноземистой и глиноземистой известково-щелочным сериям и к переходной от известково-щелочной глиноземистой к субщелочной шошонитовой серии [Spadea et al., 2002].

Большая часть вулканитов основного и среднего составов Северо-Ирендыкской подзоны обогащена легкими лантаноидами. В связи с этим вариационные графики порода/хондрит имеют наклонный характер, нисходящий от легких к тяжелым РЗЭ. Величины отношений La/Yb в этих породах составляют от 3.01 до 15.3, что обычно для известково-щелочных и субщелочных вулканических серий. Меньшая часть проб, преимущественно из разреза Гадельшинского палеовулкана, включающая пироксен-плагиоклазовые, оливин-пироксен-порфировые базальты и андезибазальты, имеет ровные вариационные линии порода/хондрит, обычные для толеитовых островодужных и для низкокалиевых известково-щелочных серий. Единичные пробы оливин-пироксен-порфировых базальтов резко обеднены легкими РЗЭ и по форме вариационной линии порода/хондрит близки к базальтам N-MORB.

Клинопироксены, образующие фенокристы в вулканитах ирендыкской свиты, изучены в пределах Южно-Ирендыкской и Северо-Ирендыкской подзон. В базальтах, андезибазальтах и андезитах Южно-Ирендыкской зоны установлены диопсиды, эндиопсиды и авгиты.

Клинопироксены из основных вулканитов Северо-Ирендыкской подзоны по составу центральной части фенокристов варьируют в том же диапазоне, что и пироксены Южно-Ирендыкской подзоны. Отличия же заключаются в присутствии среди пироксенов Северо-Ирендыкской подзоны высокожелезистых авгитов, которые характеризуют краевые зоны фенокристаллов.

Карамалыташский вулканический комплекс. По особенностям химизма базальты этого комплекса Сибайского рудного района принадлежат к толеитовой островодужной серии, для которой характерны низкие концентрации MgO, Cr, Ni, Sr, Zr, что подтверждается и характером распределения РЗЭ, обнаруживающих небольшой дефицит легких лантаноидов. При этом вариационная линия отношения порода/хондрит располагается ниже и параллельно линии толеитов MORB и близка к линии плейстоценовых толеитовых платобазальтов о-ва Кунашир. Величины отношения La/Yb в базальтах карамалыташской свиты варьируют от 0.65 до 2.68 при преобладании значений, близких к 1 [Spadea et al., 2002].

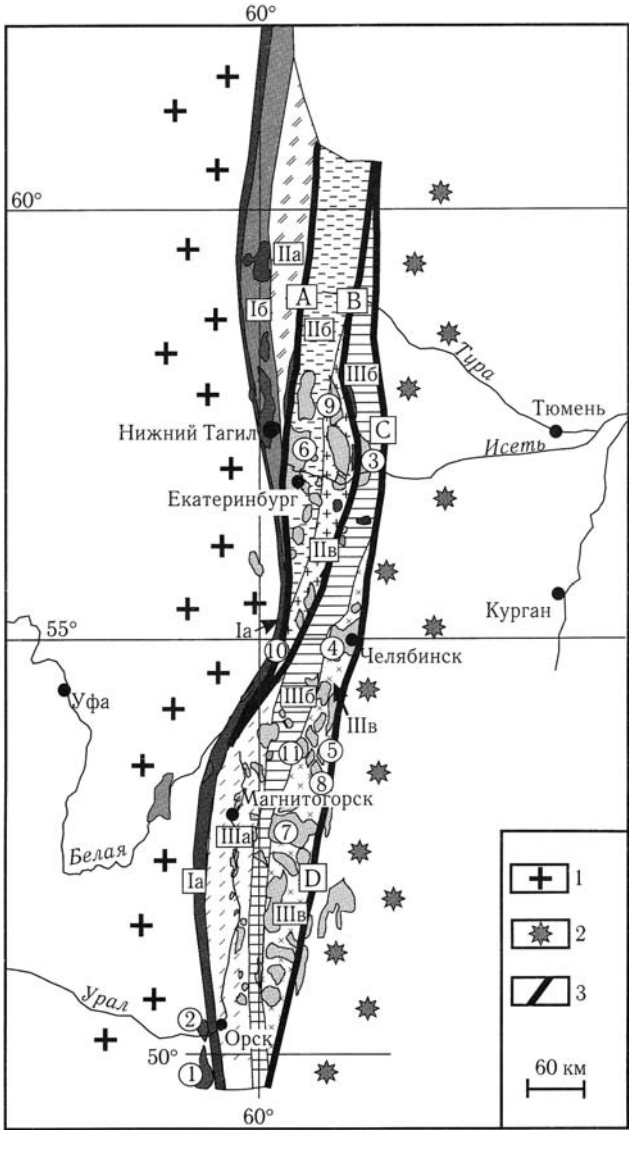
Клинопироксены из базальтов нижней толщи карамалыташской свиты Сибайского рудного района представлены исключительно авгитами. От центров микровкрапленников к периферии и к поздним микролитам составы пироксенов меняются следующим образом: авгит (центр) → авгит железистый.

Итак, вулканические комплексы баймак-бурибаевской и ирендыкской свит сформировались в надсубдукционной зоне раннедевонско-эйфельской островной дуги на предостроводужной и островодужной стадиях, а карамалыташской свиты — в зоне внутридугового спрединга. Наиболее примитивные магнезиальные пиллоу-базальты баймак-бурибаевской свиты образовались, вероятно, в связи с плавлением надсубдукционного мантийного клина. В ирендыкское время зона выплавления магм включала мантийный клин и отчасти, возможно, охватывала породы субдуцирующей плиты. В пользу последнего свидетельствует появление вулканитов островодужной толеитовой серии в составе ирендыкской свиты Южно-Ирендыкской подзоны. В карамалыташское время магмообразование происходило в зоне задугового или внутридугового спрединга, возможно, при участии процесса повторного плавления магматического субстрата мантийного клина или вещества субдуцирующей плиты.

4.13. Гранитоиды[1]

Г.Б. Ферштатер, Ф. Беа, П. Монтеро

В многочисленной литературе по гранитоидному магматизму Урала освещены основные его черты и многие геологические, петрологические и геохимические детали большинства представительных массивов. В последние 10 лет в рамках работ по международному проекту EUROPROBE испанско-российской группы появились новые изотопные и геохимические данные, отвечающие современным мировым стандартам [Попов и др., 1999; Fershtater et al., 1997; Bea et al., 1997; Montero et al., 2000]. На их основе стало возможным по-новому подойти к истории магматизма Урала, более точно датировать основные этапы его геодинамической и тектонической эволюции. Работы были сосредоточены преимущественно в азиатской части Среднего и Южного Урала, ограниченной на западе Главным уральским разломом (ГУР), а на востоке — Челябинским разломом (рис. 51).



←

Рис. 51. Схема тектономагматического районирования Среднего и Южного Урала [Ферштатер, 1992]

I–III — мегаблоки: I — шовный блок, состоящий из двух зон: ГУР (Ia) и Платиноносного пояса (Iб); II, III — два островодужно-континентальных мегаблока: северо-западный (II) с S (Тагильская вулканогенная зона) островной дугой (IIа), D–C_1 активной континентальной окраиной (IIб) и аккреционной континентальной зоной (IIв), и юго-восточный (III) с D (Магнитогорская вулканогенная зона) островной дугой (IIIа), D–C_1 активной континентальной окраиной (IIIб) и преимущественно палеозойским континентом (IIIв)

1 — палеоконтинентальный сектор, пассивная палеоокраина; 2 — Зауралье, зона перехода к казахстанидам; 3 — тектонические швы, разделяющие крупные структуры Урала: Серовско-Маукский (A), Алапаевский (B), Западно-Челябинский (C), Челябинский (D).

Цифры в кружках — положение массивов, упоминаемых в тексте: 1 — Кемпирсайский, 2 — Хабарнинский, 3 — Рефтинский, 4 — Челябинский, 5 — Чернореченский, 6 — Верхисетский, 7 — Джабыкский, 8 — Санарский, 9 — Мурзинский, 10 — Сыростанский, 11 — Степнинский

[1] Более полно материал по гранитоидам Урала изложен в кн.: Тектоническое районирование и минералогения Урала. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС, 2006. 180 с. (Сер. аналитических обзоров «Очерки по региональной геологии России»; Вып. 3).

Все выделенные подразделения характеризуются специфическим магматизмом, геодинамическая типизация и определение возраста которого позволяют наметить основные этапы развития самих тектонических подразделений.

Аналитика и схема расчленения гранитоидов

Общий анализ пород был выполнен в Институте геологии и геохимии УрО РАН (Екатеринбург, Россия) рентгенофлуоресцентным методом на приборе СРМ-18. Fe_2O_3, FeO, Na_2O и п.п.п. были определены в этом же Институте стандартным методом.

Анализы на редкие, в том числе редкоземельные элементы, были выполнены в Университете г. Гранада (Испания) методом масс-спектроскопии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS). Инструментальные измерения производились трижды на спектрометре PE SCIEX ELAN-500 с использованием Rh, Re и In в качестве внутренних стандартов. Точность анализов составляет 2 и 5 % для концентраций 50 и 5 ppm, соответственно. При обычной стандартной методике предел определения всех элементов менее 0.05 ppm.

Новые определения возраста по отношению $^{207}Pb/^{206}Pb$ в отдельных зернах циркона и Rb-Sr и Sm-Nd методами по породам в целом были сделаны в лабораториях Университета Гранады (Испания) профессорами Ф. Беа и П. Монтеро. Ими же выполнены определения U-Pb методом по циркону на ионном зонде (Стокгольм). Методика определений подробно описана [Montero et al., 2000].

Петрологические, геохимические и изотопные исследования последних лет позволяют усовершенствовать схему расчленения палеозойских гранитоидов Урала, дополнив ее формационную основу геодинамическим содержанием. Ниже приводится новая схема.

1. Плагиогранитоидные дифференциаты габброидов, представляющих верхние части расслоенных окраинно-морских верлит-габбро-плагиогранитоидных комплексов (Кирпичнинский и Северо-Хабарнинский массивы в обрамлении Хабарнинского офиолита, Рефтинский массив на востоке Среднего Урала).

2. Так называемые транспортные гранитоиды — небольшие интрузивные тела и дайки плагиогранитоидов и высокоглиноземистых гранитов, формирование которых связано с частичным плавлением материала океанической (южный экзоконтакт Кемпирсайского массива) и континентальной (Северо-Баночный массив в районе Хабарного) коры под тепловым влиянием мантийных ультрамафит-мафитовых аллохтонов.

3. Островодужные надсубдукционные гранитоиды:

— O_3–S_1 анортозит-плагиогранитная серия Платиноносного пояса;

— S габбро-гранитоидные и габбро-сиенитовые серии Тагильской дуги;

— D габбро-гранитоидные и габбро-сиенитовые серии Магнитогорской дуги.

4. Окраинно-континентальные надсубдукционные тоналит-гранодиоритовые серии:

— ЮВ континент (возраст 360 млн лет — Челябинский, Пластовский, Чернореченский массивы);

— СЗ континент (возраст 320 млн лет — Верхисетский массив).

5. Коллизионные граниты:

— ЮВ континент (возраст 305–290 млн лет — Джабыкский, Санарский массивы);

— СЗ континент (возраст 260–250 млн лет — Мурзинский, Адуйский массивы).

6. Рифтогенные габбро-гранитоидные серии с возрастом 335 млн лет (магнитогорская серия).

7. Гранитоиды, связанные с континентальными дуговыми структурами:

— возраст 335 млн лет — Сыростанский массив;

— возраст 285 млн лет — Степнинский массив.

8. Посторогенные граниты:

— ЮВ континент (возраст 280–260 млн лет — кременкульский комплекс);

— СЗ континент (возраст 240–220 млн лет — малышевский комплекс).

Гранитоиды фиксируют главные тектонические события формирования Уральского орогена: ассоциация 1 — окраинно-морский спрединг, 2 — обдукцию офиолитов на гетерогенную по составу кору, 3 и 4 — субдукцию океанической и островодужной коры под окраинные моря и континент, 5 — коллизию. Породы ассоциаций 6 и 7 формируются в эпохи растяжения, связанного с субдукцией (6, 7 — возраст 335 млн лет, Сыростанский массив) и коллизией (7 — возраст 285 млн лет, Степнинский массив). Посторогенные граниты ассоциации 8 запечатывают соответствующие структуры, завершая гранитоидный магматизм.

Краткая характеристика гранитоидных ассоциаций

Верлит-габбро-плагиогранитные комплексы. В наиболее полном виде эти комплексы представлены в восточном и западном обрамлении Хабарнинского гарцбургитового офиолита (Аккермановский и Кирпичнинский массивы) на Южном Урале и Рефтинским массивом в восточной части Среднего Урала (рис. 52).

Аккермановский и Кирпичнинский массивы прорывают и перекрывают аллохтонные пластины сложно построенного Хабарнинского офиолита. По всей вероятности, они представляют собой части единого интрузива, эродированного над Хабарнинским гарцбургитовым массивом и сохранившегося в его краевых частях. Наиболее полно сохранился Кирпичнинский массив, который представлен расслоенным верлит-клинопироксенит-габбро-плагиогранитоидным интрузивом и примыкающей к нему с запада зоной параллельных диабазовых даек и базальтов [Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии, 1984; Пушкарев, Хазова, 1991; Семенов, 2000]. Нижняя (восточная) часть Кирпичнинского массива сложена крупнозернистыми битовнито-

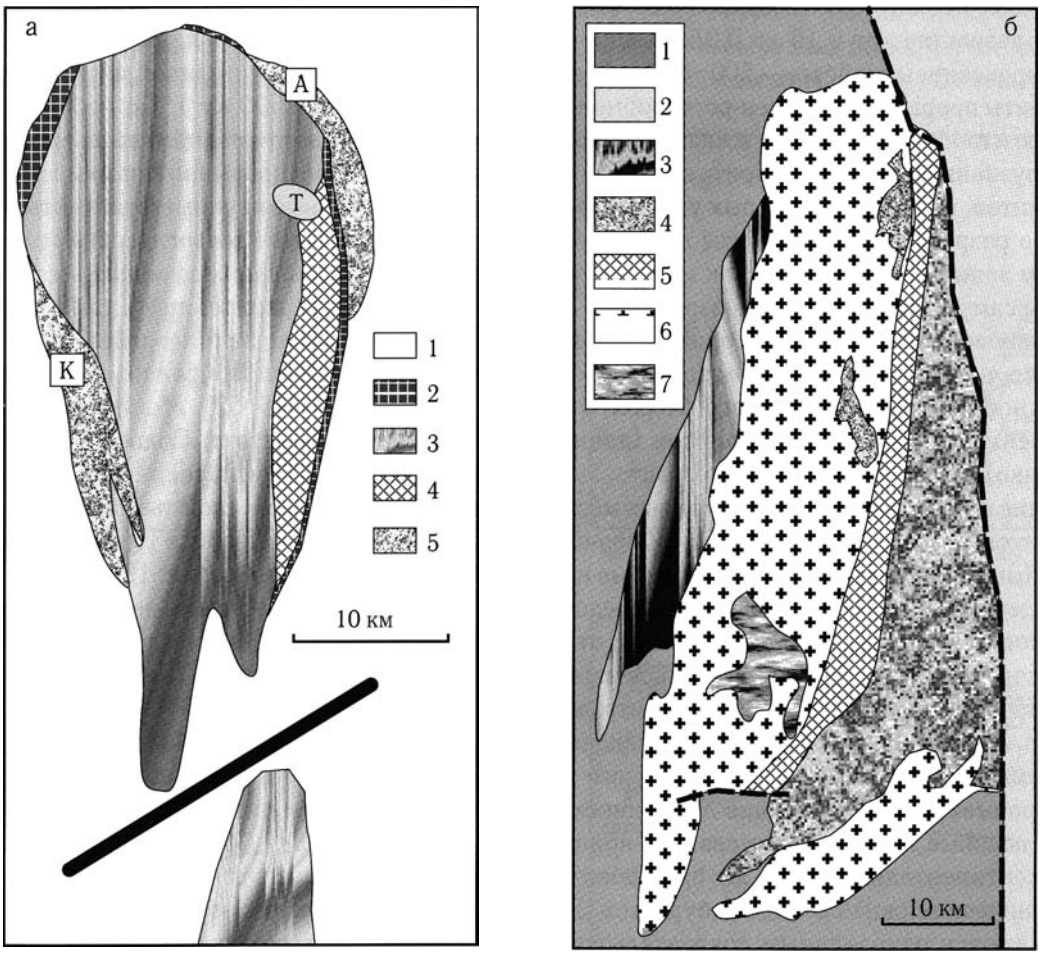


Рис. 52. Схемы геологического строения Хабарнинского (а) и Рефтинского (б) массивов (составлены по данным геологических съемок масштаба 1:50 000 с дополнениями авторов)

Хабарнинский массив: 1 — вмещающие протерозойские и палеозойские породы; 2 — амфиболиты; 3 — дуниты и гарцбургиты; 4 — дунит-клинопироксенит-габбровая расслоенная залежь, подстилающая гарцбургиты; 5 — верлит-клинопироксенит-габбро-плагиогранитные расслоенные интрузивы и перекрывающие их базальты с параллельными диабазовыми дайками

Массивы: Кирпичнинский (К) и Аккермановский (А). Буквой Т обозначено примерное положение тектонического окна

Рефтинский массив: 1 — протерозойские(?) и силурийские осадочные и вулканогенные породы; 2 — преимущественно раннекаменноугольные осадочные породы; 3 — гарцбургиты и габбро Баженовского офиолита; 4–6 — комплексы Рефтинского массива: габбровый (4), параллельные диабазовые дайки с габбровыми скринами (5), плагиогранитоидный (6); 7 — габбро-гранитная серия

выми оливиновыми габбро, перемежающимися с ортопироксенсодержащими верлитами и клинопироксенитами. Контакт этой части массива с серпентинизированными гарцбургитами отчетливо интрузивный. В контактовой зоне шириной около 200 м гарцбургиты превращены в антигоритовые серпентиниты и прорваны многочисленными дайками оливиновых плагиоклазовых вебстеритов и оливиновых габбро-норитов, которыми сложена нижняя часть интрузива. Мощность этой зоны массива 600–700 м. Снизу вверх количество пироксенитовых прослоев сокращается, оливиновые габбро сменяются двупироксеновыми (габбро-норитами). Содержание анортита в плагиоклазе габброидов снизу вверх падает от An_{90} до An_{70}, железистость ортопироксена возрастает от 0.15 до 0.28. Мощность зоны двупироксеновых габбро — 500–600 м. Выше габбро-нориты прорваны пироксен-роговообманковыми габбро и габбро-диабазами с жилами и небольшими интрузивными телами диоритов, тоналитов и трондьемитов, количество которых увеличивается вверх по разрезу. Габбро-диабазы комагматичны породам зоны параллельных даек и базальтам, слагающим самую верхнюю часть разреза.

Аккермановский массив имеет примерно такое же строение, но падение пород не западное, а крутое восточное. Перекрывающие его базальты по многочисленным находкам граптолитов (данные В.Т. Тищенко) имеют силурийский возраст.

В отличие от тектонически аллохтонных массивов офиолитов, рассмотренные верлит-габбро-плагиогранитные массивы образуют интрузивные контакты с подстилающими гарцбургитами и следовательно находятся в первичном залегании по отношению к породам рамы. Более того, в восточной части Хабарнинского массива отдельные интрузивные тела оливиновых габбро-норитов, принадлежащие Аккермановской части рассматриваемого интрузива, прорывают подстилающие Хабарнинский офиолит слюдяные и графитовые сланцы, принадлежащие континентальной коре, которые обнажены в тектоническом окне среди гарцбургитов. Эти данные являются однозначным доказательством формирования верлит-габбро-плагиогранитоидных массивов после обдукции офиолитов на континентальную кору.

Габбро-нориты, предположительно представляющие собой исходный расплав, по содержанию большинства элементов сходны с океаническими толеитами, но отличаются повышенным содержанием крупноионных литофильных элементов (КИЛЭ). Содержание ЛРЗЭ в габброидах ниже, чем в океанических базальтах N-типа, распределение РЗЭ характеризуется положительным наклоном тренда (рис. 53). Амфиболовые габбро при таком же наклоне тренда имеют в 2–3 раза более высокое содержание РЗЭ, которые, однако, тоже не достигают уровня MORB. Плагиогранитоиды характеризуются слабо дифференцированными трендами, имеющими отрицательный наклон в области легких элементов, но с $(Gd/Lu)_N$ отношением, примерно равным 1. В целом следует заметить, что по геохимическим особенностям породы ближе к океаническим, чем к островодужным, что, возможно, обусловлено их связью с задуговым спредингом [Пушкарев, Хазова, 1991].

Рефтинский массив расположен в восточной части Среднего Урала и является самым крупным габбро-плагиогранитоидным массивом на Урале (площадь около 1500 км^2). По набору пород и их составу он во многом подобен вышерассмотренным интрузивам, но непрерывный разрез здесь не сохранился, и отдельные крупные фрагменты его образуют самостоятельные геологические тела, комплексы пород: габбровый, образующий восточную часть массива; плагиогранитоидный, слагающий его западную часть, и комплекс параллельных диабазовых даек, разделяющий габброидный и гранитоидный фрагменты (см. рис. 52). Магматизм завершается габбро-гранитной серией. Подробное описание Рефтинского массива, выполненное В.Н. Смирновым, участником геологической съемки территории, приведено в отдельной работе [Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии, 1984].

В самое последнее время по цирконам из габброидов и гранитоидов Рефтинского массива, выделенных В.Н. Смирновым, в Университете г. Гранада получен $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст этих минералов. Цирконы имеют возраст 425–430 млн лет, отвечающий венлоку, что хорошо согласуется с геологическими данными [Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии, 1984]. Одинаковый возраст является также косвенным подтверждением идеи о первичном залегании габбро и гранитоидов в едином разрезе, подобном тому, что был описан в Кирпичинском массиве.

Габброидный фрагмент массива сложен расслоенными породами, залегающими практически вертикально. Преобладающими породами фрагмента являются оливин-пироксеновые и пироксеновые габбро с редкими линзовидными прослоями верлитов и пироксенитов. Широким развитием пользуются также и роговообманковые габбро, совершенно аналогичные тем, что вместе с гранитоидами

слагают западную часть массива. Пироксеновые габбро характеризуются высокими концентрациями CaO, MgO и обнаруживают положительные аномалии K, Ba, Sr при отрицательных Nb, Zr на трендах распределения редких элементов. Их тренды распределения РЗЭ обладают положительным наклоном при примерно 10-кратно меньшем содержании РЗЭ по сравнению с MORB (см. рис. 53). Роговообманковые габбро по содержанию петрогенных и редких элементов приближаются к MORB, отличаясь более высоким содержанием КИЛЭ.

На западе габброиды контактируют с зоной параллельных диабазовых даек, которая ранее при геологической съемке была интерпретирована как зона силурийских вулканитов. Эта зона сложена пакетами диабазовых даек, скрины между которыми представлены амфиболизированными габброноритами. И габброиды, и диабазы местами сильно родингитизированы и замещены эпидот-гранатовым агрегатом. Сравнительно редкие дайки плагиогранитов рассекают как сами базиты, так и замещающие их родингиты, что свидетельствует об определенном разрыве в возрасте плагиогранитов, самых поздних дифференциатов, и габброидов, несмотря на одинаковый изотопный возраст. Контакты описываемого фрагмента с габброидами и гранитоидами непосредственно не наблюдались. По-видимому, они тектонические. Наличие плагиогранитных даек свидетельствует о возрастном положении фрагмента между габброидами и гранитоидами.

Амфиболизированные габбро-нориты из скринов по своим петро- и геохимическим параметрам являются промежуточными между пироксеновыми и роговообманковыми габбро. Обращает на себя

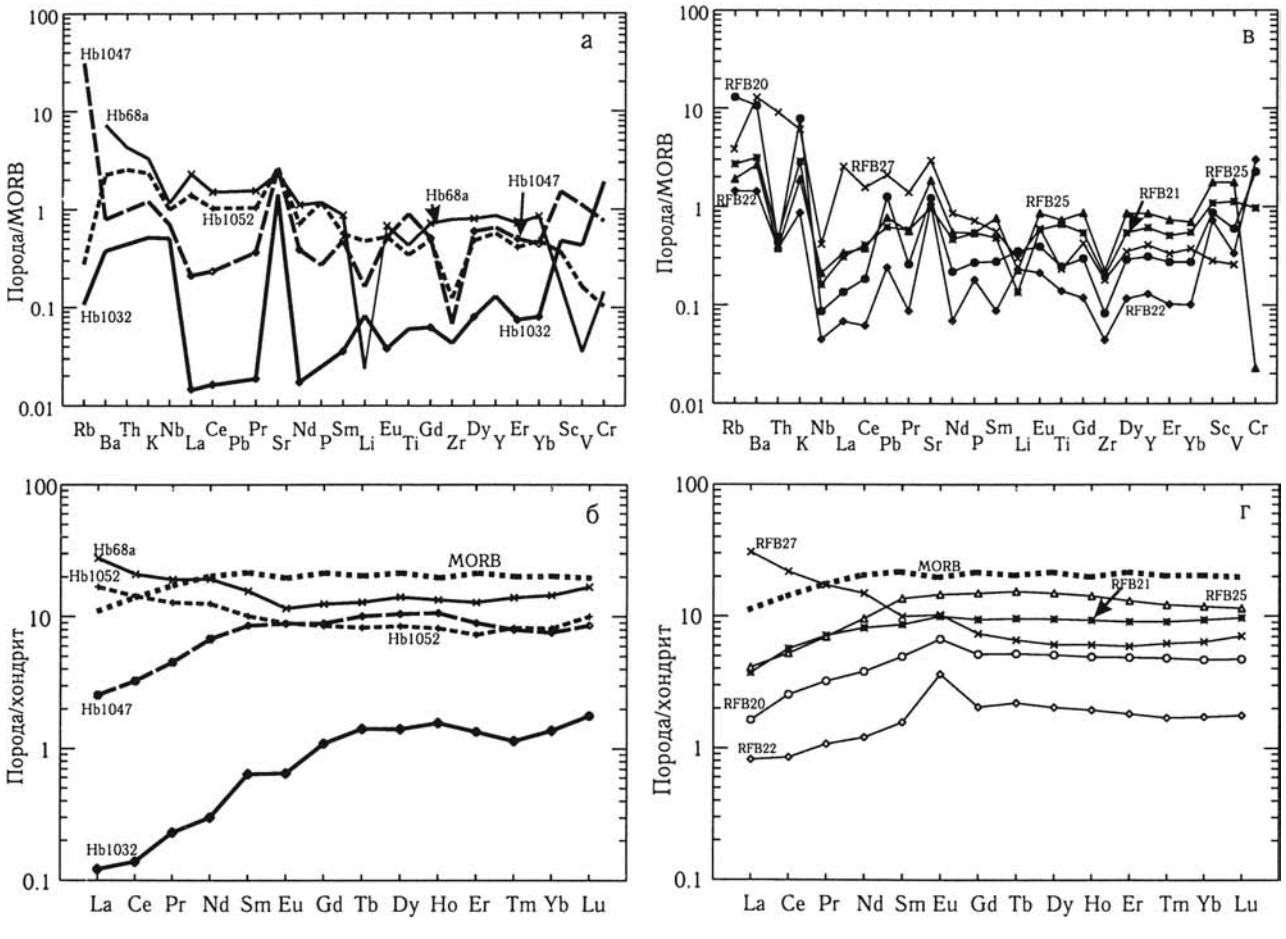


Рис. 53. Нормированное по хондриту [Sun, Mc Donough, 1989] и MORB [Кузьмин, 1985] распределение редких и редкоземельных элементов в породах Кирпичнинского (а, б) и Рефтинского (в, г) массивов

Кирпичнинский массив: Hb1032 — оливиновый габбро-норит, Hb1047 — роговообманковый габбро-норит, Hb1052 — тоналит, Hb68a — трондьемит.

Рефтинский массив: габбровый комплекс — RFB22 — оливиновый габбро-норит, RFB25 — роговообманковое габбро; комплекс параллельных даек — RFB20 — амфиболовый габбро-норит из скрина, RFB21 — диабаз; гранитоидный комплекс — RFB27 — тоналит

внимание высокое содержание в породах K_2O, что, однако, не сказывается на трендах распределения РЗЭ (см. рис. 53). Габбро из скринов имеет тренд РЗЭ, подобный пироксеновому габбро восточной части массива, но примерно с двукратным превышением по концентрациям. Тренды распределения редких элементов и РЗЭ в жильных диабазах подобны габбро из скринов (положительные аномалии K, Ba и Sr, отрицательные — Nb и Zr), но тренд распределения РЗЭ в точности отвечает MORB и по концентрациям элементов, и по форме (см. рис. 53).

Гранитоидный комплекс (фрагмент) слагает западную часть массива. Преобладающими породами являются роговообманковые тоналиты, содержащие многочисленные ксенолиты роговообманковых габбро и прорванные сравнительно редкими дайками плагиогранитов, которые местами слагают и довольно крупные интрузивные тела. Западный контакт плагиогранитоидов с офиолитами Баженовского массива интрузивный, что позволяет надежно определить верхний возрастной предел последних как среднесилурийский. В восточной части фрагмента породы имеют пестрый облик и варьируют по составу от роговообманковых габбро до кварцевых диоритов и тоналитов. В западной части, по данным В.Н. Смирнова [Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии, 1984], преобладают сравнительно однородные гранитоиды плагиогранодиоритового (трондьемитового) состава. Если разнообразие пород в этом комплексе пород рассматривать как результат кристаллизационной дифференциации, то общее «покисление» пород к западу можно трактовать как результат того, что здесь мы имеем верхнюю часть массива.

Тренды распределения редких элементов в гранитоидах имеют примерно те же особенности, что и в габбро: положительные аномалии K, Ba и отрицательные Nb, Ti, Zr (только для тоналитов). Тренды РЗЭ, в отличие от габбровых, имеют отрицательный наклон в легкой области спектра $(La/Sm)_N > 1$), примерно горизонтальное положение в тяжелой и $(Gd/Lu)_N$ отношение, равное примерно 1 или меньше, что сближает их с гранитоидами Аккермановского и Кирпичнинского массивов. По-видимому, подобная конфигурация тренда распределения РЗЭ составляет характерную особенность спрединговых окраинно-морских гранитоидов и обусловлена участием в их составе компонентов островодужной и океанической коры.

Приведенные данные подтверждают высказанное выше предположение о том, что габбровый, дайковый и гранитоидный комплексы представляют собой фрагменты первично единого разреза. Современное положение этих фрагментов примерно соответствует их первичному залеганию при признании общего западного наклона (вергентности) Рефтинского массива. Реконструированное первичное строение массива (снизу вверх): габбро-нориты (в том числе — оливиновые) с «прослоями» верлитов и пироксенитов и роговообманковые габбро (I) — комплекс параллельных диабазовых даек (II) — роговообманковые габбро и плагиогранитоиды (III).

«Транспортные» гранитоиды. В обрамлении офиолитовых аллохтонов распространены «транспортные» гранитоиды, которые образованы за счет частичного плавления разнообразного по составу корового протолита под влиянием тепла внедряющегося мантийного фрагмента. Анатектические плагиогранитоиды, имеющие своим протолитом превращенные в амфиболиты океанические базальты в наиболее типичном виде обнажены в кровле Кемпирсайского гарцбургитового массива, в его южном экзоконтакте. Здесь развиты мигматизированные апобазальтовые амфиболиты, лейкосома которых имеет трондьемитовый состав. Трондьемитовые мобилизаты образуют многочисленные жилы и интрузивные тела размером в несколько сотен квадратных метров. Вся серия характеризуется «океаническими» геохимическими параметрами. Распределение РЗЭ в породах близко к таковому в N-MORB (рис. 54).

Дайки и небольшие интрузивные тела высокоглиноземистых гранитов, развитые в обрамлении крупных офиолитовых аллохтонов, являются продуктами анатексиса материала континентальной коры. Совершенно своеобразная минералогия гранитов, содержащих гранат и турмалин, аналогичная гранитам в лерцолитовом массиве Ронда (Испания), подтверждает предположение о связи гранитообразования с транспортным метаморфизмом при внедрении офиолитов. Данные о возрасте гранитов отсутствуют, и их изотопное изучение составляет одну из главных задач будущих исследований, так как позволит датировать время внедрения офиолитов.

В отличие от описанных выше плагиогранитоидов рассматриваемые граниты содержат более 2 % K_2O, обогащены по сравнению с ними Rb, Th, но имеют сходные тренды распределения РЗЭ, для которых, как и для плагиогранитоидов, характерно $(La/Sm)_N > 1$ и $(Gd/Lu)_N < 1$ (см. рис. 54). Минералогические и геохимические особенности гранитов свидетельствуют о дегидрационном типе анатексиса, когда источником воды служат реакции разложения гидроксилсодержащих минералов [Орогенный гранитоидный магматизм…, 1994; Rutter, Wyllie, 1988; Rushmer, 1991].

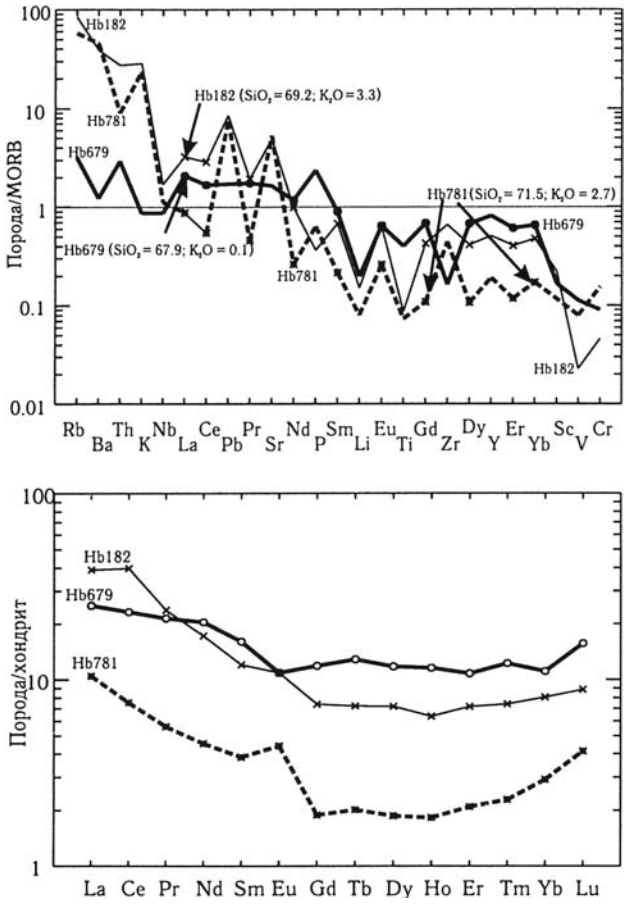


Рис. 54. Нормированное по хондриту [Sun, Mc Donough, 1989] и MORB [Кузьмин, 1985] распределение редких и редкоземельных элементов в «транспортных» гранитоидах района Кемпирсайского и Хабарнинского массивов

Hb679 — трондьемит, продукт плавления амфиболита по MORB (южный экзоконтакт Кемпирсайского массива); Hb781 и Hb182 — гранатовые граниты в экзоконтактах Кемпирсайского (Hb781) и Хабарнинского (Hb182) массивов

Островодужные габбро-гранитоидные серии. В главных вулканогенных зонах Урала (Тагильской и Магнитогорской) локализованы островодужные габбро-гранитоидные серии, которые представляют собой продукты фракционной кристаллизации известково-щелочной базитовой магмы. Их формирование, по-видимому, связано с надсубдукционным окраинно-морским рифтингом. Вулканогенные толщи образованы преимущественно в подводных условиях на небольших или средних глубинах и сопровождаются известняками и разнообразными туфогенно-осадочными породами. Надсубдукционная природа этих вулканоплутонических комплексов определяется скорее по особенностям химического состава пород, в первую очередь, базитов; которые характеризуются четкими «островодужными» признаками (рис. 55). Они обладают островодужными трендами распределения РЗЭ и отрицательными аномалиями высокозарядных элементов (ВЗЭ) — Nb, Zr, Ti при положительных аномалиях таких КИЛЭ, как Sr и Ba, на спайдер-диаграммах. Общие закономерности эволюции состава серий [Штейнберг, 1970], заключающиеся в росте содержаний калия и общей щелочности, также не противоречат связи магматизма с различными частями островодужной системы. При этом области развития вулканоплутонических комплексов отвечают преимущественно задуговым бассейнам, в которых длительный магматизм приурочен к зонам раздвига [Каретин, 2000].

Совместное влияние зоны субдукции, подстилающей рассматриваемые области, и сопряженных с субдукцией раздвигов, сказалось на своеоб-

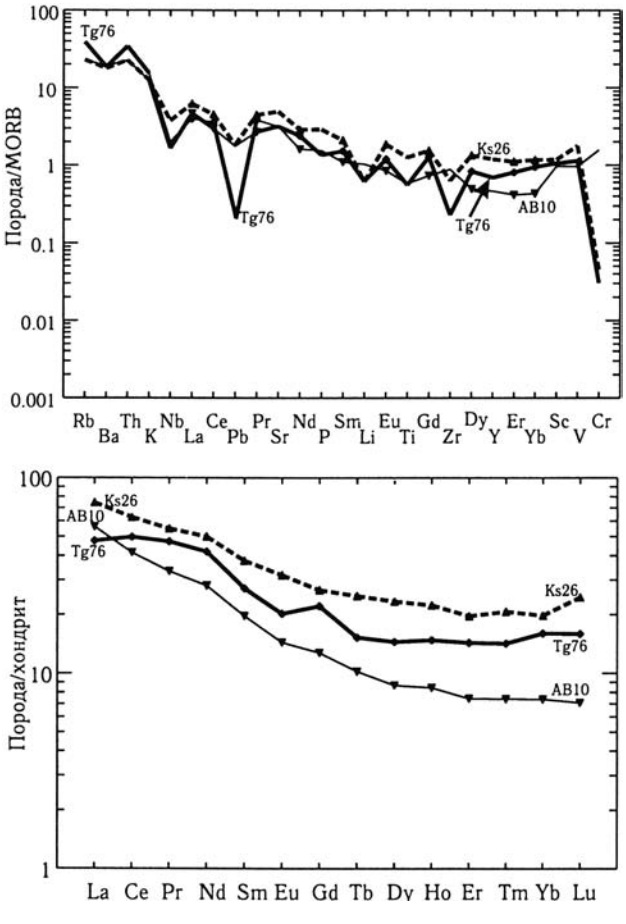


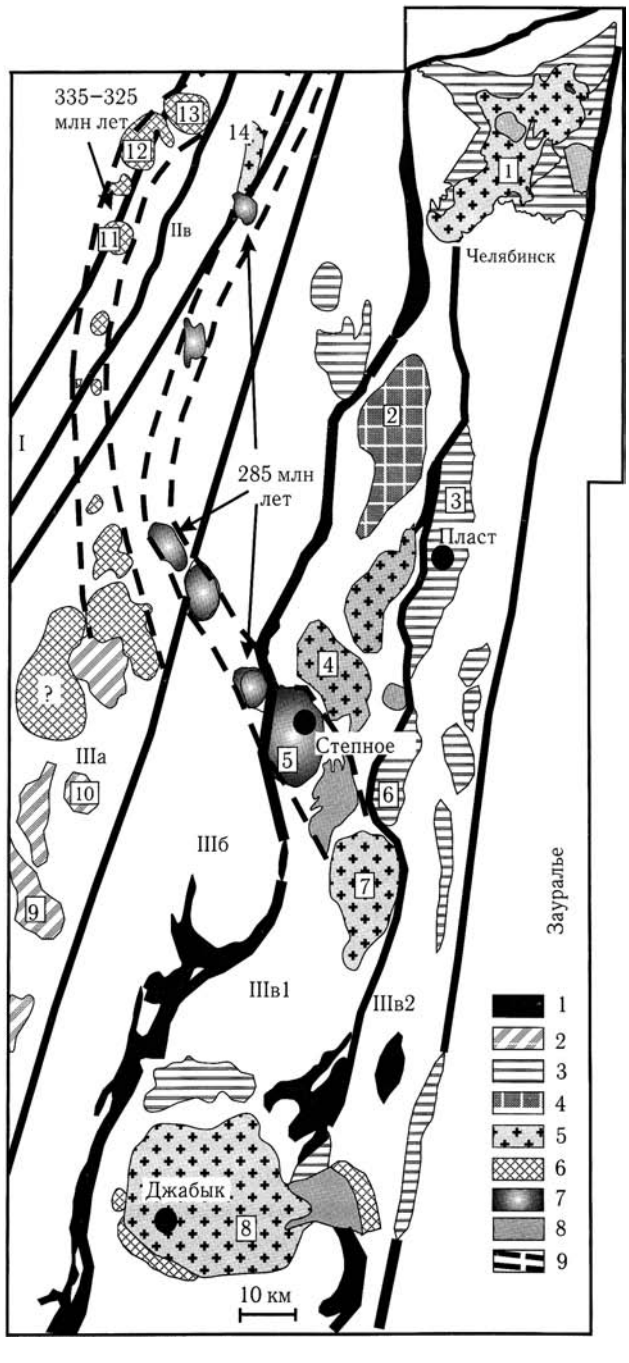
Рис. 55. Нормированное по хондриту [Sun, Mc Donough, 1989] и MORB [Кузьмин, 1985] распределение редких и редкоземельных элементов в габброидах из габбро-гранитоидных массивов Тагильской (Tg76 — Тагильский массив) и Магнитогорской (Ks26 — Кассельский и AB10 — Петропавловский массивы) островодужных зон

разной геохимической зональности магматитов. В этой зональности сочетается однонаправленное увеличение КИЛЭ с запада на восток в направлении падения зоны субдукции [Бобохов, 1991; Язева, Бочкарев, 1998] с симметричной зональностью вокруг осей зон раздвига, детально изученной Ю.С. Каретиным [2000] в осевой части Тагильской зоны.

Окраинно-континентальные тоналит-гранодиоритовые серии. Надсубдукционные окраинно-континентальные существенно тоналит-гранодиоритовые серии широко распространены на Урале и образуют протяженные пояса в СЗ и ЮВ мегаблоках.

В ЮВ мегаблоке породы имеют возраст около 360 млн лет и образуют субмеридиональную цепь плутонов, часть из которых включена в крупные гранитные батолиты, например, Челябинский, Сундукский, а часть образует пояс самостоятельных малоглубинных тоналит-гранодиоритовых массивов: Пластовский, Чернореченский, Айдырлинский (рис. 56). Большинство уральских геологов, вслед за Б.К. Львовым, объединяют их в пластовский комплекс. Изотопный возраст пород хорошо согласуется с имеющимися геологическими данными [Бородина и др., 1971]. Уровень становления массивов колеблется от 6–7 до 1–2 кбар. Абиссальные плутоны (например, тела в Челябинском массиве) сопровождаются мигматитами и представляют собой корневые зоны магматической колонны, тогда как гипабиссальные плутоны (Чернореченский или Айдырлинский) тесно ассоциированы с комагматичными андезитоидными вулканитами восточной вулканической зоны Урала [Коротеев и др., 1979]. В большинстве случаев породы массивов катаклазированы и метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Массивы инъецированы большим числом даек, варьирующих по составу от габбро и лампрофира до гранит-порфира, и сопровождаются золотым оруденением.

Челябинский массив залегает среди силурийско-девонских вулканических и осадочных пород (см. рис. 56). Он сложен четырьмя комплексами. Ранний (смолинский) комплекс представлен деформи-



→

Рис. 56. Схематическая карта гранитных плутонов ЮВ континентальной зоны и ее окружения (составлена на основе геологической карты Урала под ред. И.Д. Соболева)

1 — серпентиниты; 2 — D_3 островодужные гранитоиды Магнитогорской зоны; 3 — окраинно-континентальные тоналит-гранодиоритовые массивы (360 млн лет); 4, 5 — коллизионные граниты (305–290 млн лет): мигматит-плутоны (4), граниты главной фазы (5); 6, 7 — гранитоиды, связанные с континентальными дугами с возрастом 335 млн лет (6) и 285 млн лет (7); 8 — посторогенные граниты; 9 — две дуги с возрастом массивов 335 и 285 млн лет, соответственно

Главные структуры: I — ГУР, II в — СЗ континентальная зона; III а — Магнитогорская островодужная зона; III б — ЮВ окраинно-континентальная зона, III в — ЮВ континентальная зона (III в1 — Кочкарский антиклинорий, III в2 — Восточно-Уральский прогиб)

Цифрами в квадратах обозначены массивы: 1 — Челябинский, 2 — Варламовский, 3 — Пластовский, 4 — Санарский, 5 — Степнинский, 6 — Чернореченский, 7 — Чесменский, 8 — Джабыкский, 9 — Верхнеуральский, 10 — Краснинский, 11 — Атлянский, 12 — Сыростанский, 13 — Тургоякский

рованными биотит-роговообманковыми эпидотсодержащими тоналитами, гранодиоритами и биотитовыми гранитами с изотопным $^{207}Pb/^{206}Pb$ возрастом циркона 360 млн лет. Породы этого комплекса рассекаются многочисленными недеформированными или слабо деформированными дайками и небольшими интрузивными телами биотитовых тоналитов и гранодиоритов, сопровождаемых низкокалиевыми биотитовыми гранитами. Эта серия пород образует второй (жильный) комплекс и имеет такой же изотопный $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст 360 млн лет, что и смолинский комплекс. Двуслюдяные микроклиновые граниты полетаевского комплекса, предположительно связанного с коллизией, образуют крупный однородный плутон в центральной части массива и имеют $^{207}Pb/^{206}Pb$ возраст 305–300 млн лет. Эти граниты рассекаются двумя плутонами розовых биотитовых микроклин-пертитовых гранитов посторогенного кременкульского комплекса, K–Ar возраст биотита из которых составляет 260–280 млн лет (устное сообщение А.И. Грабежева).

Наиболее распространенные породы — тоналиты — имеют ясные надсубдукционные геохимические признаки, такие как отрицательные аномалии Nb, Zr, Ti, положительные — Li (рис. 57), и очень близки по распределению всех редких и редкоземельных элементов к соответствующим породам гипабиссальных массивов.

Тоналит-гранодиоритовые массивы СЗ мегаблока имеют общие черты с вышеописанными массивами ЮВ мегаблока. Крупнейший из них — Верхисетский — включает как минимум три комплекса деформированных пород с возрастом около 320 млн лет: чусовской габбро-тоналитовый, таватуйский тоналит-трондьемитовый и исетский тоналит-гранодиоритовый и прорывающие их недеформированные граниты аятского комплекса с возрастом 276–390 млн лет [Bea et al., 1997; Montero et al., 2000]. Остальные массивы состоят преимущественно из одного или нескольких из перечисленных комплексов. Как и в Челябинском массиве, молодые граниты оторваны примерно на 40 млн лет от предшествующего преимущественно среднего по составу магматизма.

Веское доказательство надсубдукционной природы тоналит-гранодиоритовых серий СЗ мегаблока — их латеральная геохимическая зональность, аналогичная той, что наблюдается в современных надсубдукционных обстановках. Содержание K_2O и некогерентных редких элементов в гранодиоритах с содержанием SiO_2 65–67 % (наиболее распространенный тип пород) возрастает с запада на

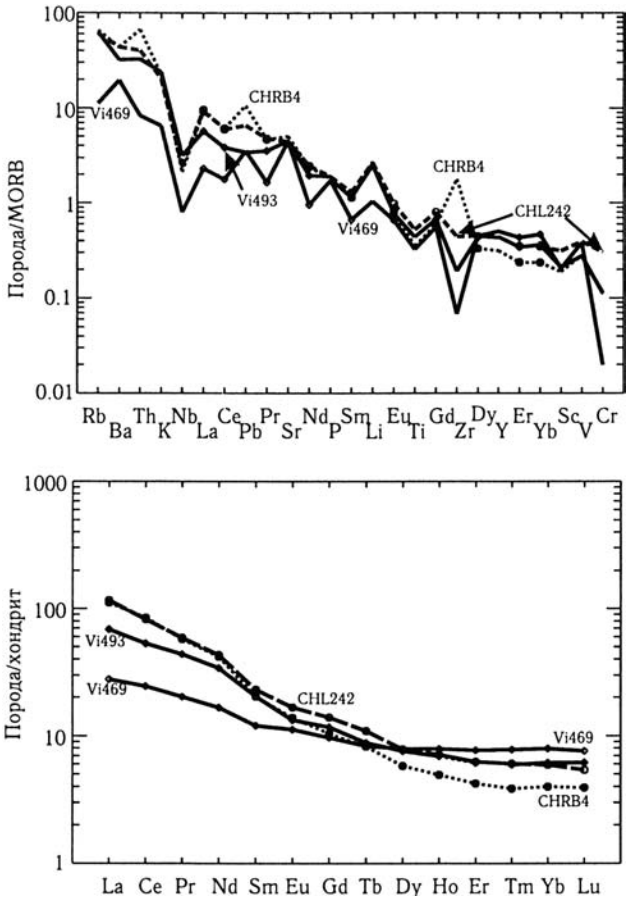


Рис. 57. Нормированное по хондриту [Sun, Mc Donough, 1989] и MORB [Кузьмин, 1985] распределение редких и редкоземельных элементов в тоналитах Челябинского (CHL242), Чернореченского (CHRB4) и Верхисетского (Vi469 — K_2O = 0.8%, Vi493 — K_2O = = 2.3%) массивов

восток [Орогенный гранитоидный магматизм…, 1994; Fershtater et al., 1997; Dea et al., 1997].

Распределение редких элементов в породах Верхисетского массива близко к таковому для Челябинского (см. рис. 57). При этом породы первого несколько обеднены Ba, Th, La, Ce, Pb, Zr по сравнению с Челябинским массивом, что отражает общую для Урала закономерность, обусловленную ростом сиаличности коры с запада на восток. Как следует из данных о возрасте пород, эта особенность структуры Урала существовала ко времени формирования Челябинских гранодиоритов, т.е. уже в конце девона.

Коллизионные граниты. Длительный коллизионный гранитный магматизм (305–290 млн лет) сконцентрирован в континентальной зоне ЮВ мегаблока. Граниты локализованы в пределах Кочкарского антиклинория и залегают среди метаморфи-

зованных преимущественно в условиях амфиболитовой фации осадочных толщ (см. рис. 56), сводный разрез которых следующий (снизу вверх): биотитовые ортогнейсы — карбонатные и терригенные породы — слоистые флишоиды — биотитовые и биотит-роговообманковые парагнейсы аркозового и грауваккового состава — мраморы. Сильная дислоцированность пород затрудняет определение мощности отдельных подразделений, но можно полагать, что суммарная мощность названного разреза превышает 10 км.

В пределах 305–290 млн лет последовательность гранитоидного магматизма выглядит следующим образом: формирование мигматит-плутонов (например, Варламовский массив: $P_{общ}$= 6–8 кбар, P_{H2O} = 0.8–0.9$P_{общ}$ [Орогенный гранитоидный магматизм…, 1994]), синхронных с главной фазой регионального метаморфизма; затем следует главная фаза гранитного магматизма (Санарский, большая часть Джабыкского и многие другие массивы: $P_{общ}$ = 3–5–8 кбар, P_{H2O} = 0.5–0.7$P_{общ}$), с которыми связано формирование зонального ореола метаморфизма вокруг массивов и завершается он формированием многочисленных даек и небольших интрузивных тел адамеллитов и гранитов ($P_{общ}$ = 2–3 кбар, P_{H2O} = 0.3–0.5$P_{общ}$), вызывающих метасоматические преобразования метаморфических пород, такие как скарнирование, альбитизация и калишпатизация. Изотопный возраст гранитов, определенный разными методами, составляет около 290 млн лет [Montero et al., 2000]. Все граниты характеризуются низкими первичными $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношениями, равными примерно 0.7045, что свидетельствует о преобладании в их протолите молодой коры [Орогенный гранитоидный магматизм…, 1994; Ферштатер, 2001].

Большая часть плутонов залегает среди ортогнейсов. Последовательное уменьшение при этом глубины становления гранитов в ходе коллизии с 25–20 до 6–8 км свидетельствует о подъеме территории примерно на 10–15 км.

Подошву коллизионных гранитов СЗ континентальной зоны слагают мигматизированные докембрийские метаморфические породы, а в кровле массивов залегают силурийско-девонские вулканогенно-осадочные породы. Важная общая минералогическая особенность гранитов — наличие ортоклаза, который лишь в прикровлевой части массивов частично замещается микроклином. Адуйский и Мурзинский массивы включают два комплекса: ватихский, слагающий нижнюю часть массивов, и мурзинский, залегающий в их верхней части [Орогенный гранитоидный магматизм…, 1994]. Детальное изотопное изучение Мурзинского массива [Montero et al., 2000] показало его изотопную гетерогенность: граниты ватихского комплекса характеризуются высоким содержанием радиогенного стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr_{init}$ = 0.7093), тогда как в гранитах мурзинского комплекса оно значительно ниже ($^{87}Sr/^{86}Sr_{init}$ = 0.7042). Значение εNd_{255} варьирует в широких пределах: для ватихского комплекса от –11.9 до –0.05, для мурзинского от –8.9 до +4.1. K-Ar, Rb-Sr, цирконовый $^{207}Pb/^{206}Pb$ и U-Pb возрасты гранитов того и другого комплекса варьируют в пределах 248–259 млн лет. При этом наиболее надежные определения возраста циркона лежат в узком интервале 250–255 млн лет, который и принимается за возраст пород.

В южной части СЗ континентальной зоны в 300 км южнее Мурзинского массива расположен Кисегачский гранитный массив. Rb-Sr возраст массива, определенный Ю.Л. Ронкиным, составляет около 265 млн лет, $^{87}Sr/^{86}Sr_{init}$ = 0.7058–0.7078 [Бушляков, Баженов, 1998]. Можно думать, что различие в 10–15 млн лет в возрасте Кисегачского и Мурзинского массивов отражает СВ миграцию гранитного магматизма вследствие косой коллизии, предполагаемой многими уральскими геологами [Пучков, 1996б; Язева, Бочкарев, 1998; Иванов К.С., 1998]. Скорость СВ смещения при этом определяется в 2.5–3 см/год.

Изотопная гетерогенность континентальных гранитов СЗ мегаблока контрастирует с изотопной однородностью бедных радиогенным стронцием гранитов ЮВ мегаблока. Что же касается геохимических особенностей, то граниты обоих мегаблоков обладают сходными трендами распределения редких элементов, которые характеризуются положительными аномалиями Rb, Th, Li, Sc и отрицательными — Ba, Sr и ВЗЛЭ (рис. 58). При этом граниты СЗ мегаблока с низким содержанием радиогенного стронция обладают практически одинаковыми трендами с гранитами ЮВ мегаблока, а граниты СЗ мегаблока с повышенным содержанием радиоактивного изотопа имеют заметно более низкие содержания большинства редких элементов, в первую очередь тяжелых РЗЭ. Эти особенности гранитов отражают различия в строении и составе земной коры континентальных зон СЗ и ЮВ мегаблоков, которые обсуждаются ниже.

Гранитоиды, связанные со структурами растяжения. Растяжение, связанное с завершением формирования девонской Магнитогорской островодужной системы, сопровождалось раннекамен-

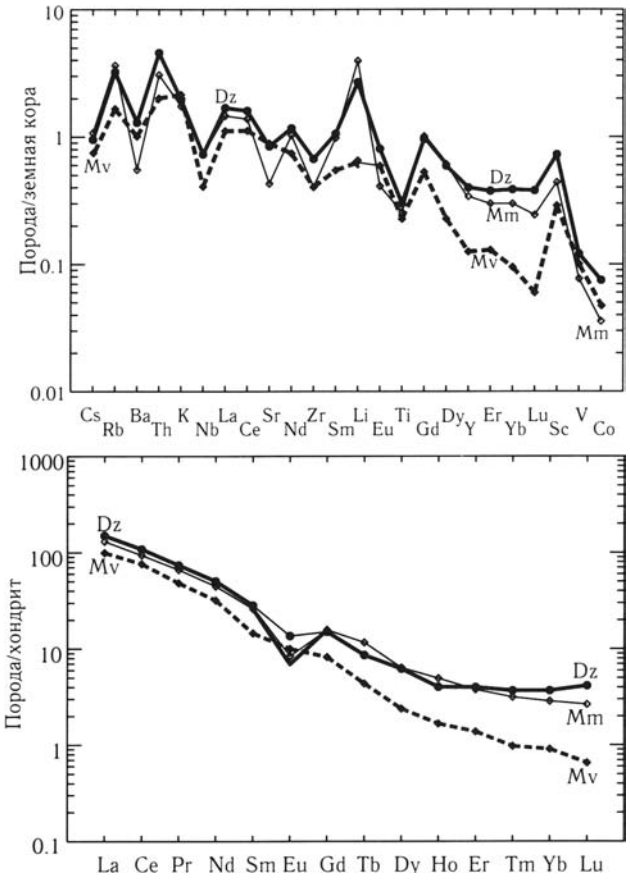


Рис. 58. Нормированное по хондриту [Sun, Mc Donough, 1989] и земной коре [Богатиков и др., 1987] распределение редких и редкоземельных элементов в гранитах (средние составы)

Dz — Джабыкский массив; Mv — ватихский (граниты с высоким содержанием радиогенного стронция), Mm — мурзинский (граниты с низким содержанием радиогенного стронция) комплексы Мурзинского массива

ноугольным рифтогенным магматизмом (335 млн лет), который представлен магнитогорской габбро-гранитоидной серией, подробно описанной во многих публикациях авторов [Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии, 1984; Ферштатер, Беа, 1993; и др.].

В это же время формируются крупные тектонические нарушения, контролирующие гранитоидный магматизм с возрастом 335–330 млн лет. Этот магматизм представлен массивами Тургоякско-Сыростанской группы [Ферштатер и др., 2000; Montero et al., 2000] и так называемого балбукского комплекса [Салихов, Митрофанов, 1994], приуроченными к дуговой структуре, секущей зону ГУР и северную часть Магнитогорского прогиба.

Массивы с возрастом около 285 млн лет имеют монцодиорит-гранитный состав и образуют наиболее крупные и хорошо проявленные дуги [Пучков и др., 1986]. Их формирование связано с растяжением после завершения коллизии в ЮВ мегаблоке. Массивы имеют концентрически-зональную структуру, наиболее детально изученную в типовом для рассматриваемой группы Степнинском массиве [Орогенный гранитоидный магматизм…, 1994]. Ядро массива (рис. 59) сложено монцогаббро (Cpx + Hbl + Bt + $An_{40–20}$ + Or) и монцодиоритами (Hbl + Bt + $An_{35–20}$ + Or + Q), содержащими многочисленные ксенолиты ороговикованных метапелитов и вулканитов. Это ядро окружено неполнокольцевой интрузией порфировидных Hbl-Bt граносиенитов, внедрение которых происходило в неполностью закристаллизованные породы ядра и сопро-

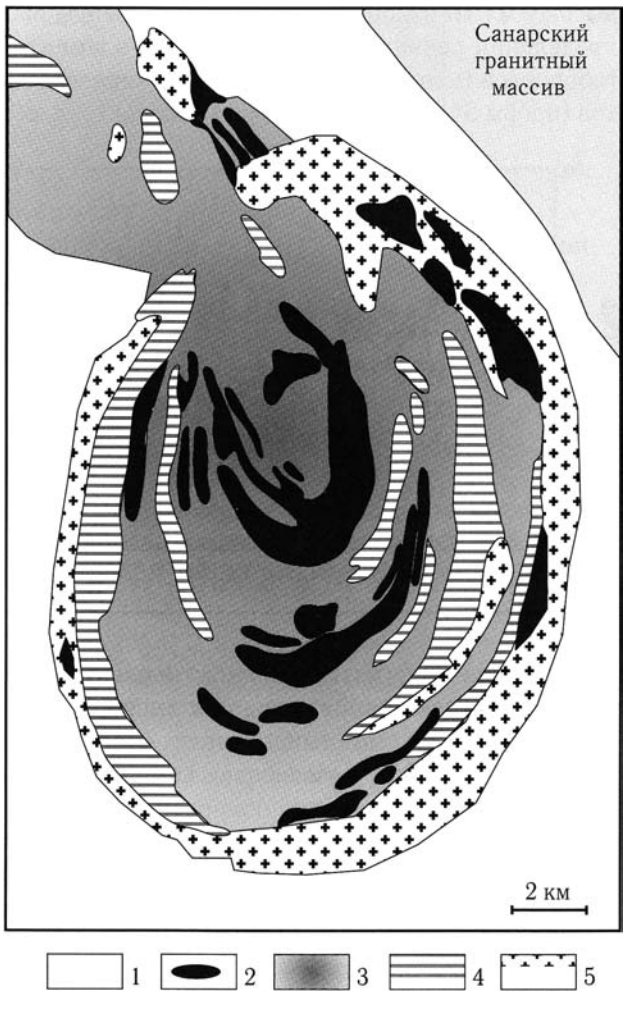


Рис. 59. Схематическая геологическая карта Степнинского массива (составлена по материалам Р.Н. Шагиной)

1 — палеозойские вулканогенные и осадочные породы; 2 — роговики; 3 — монцодиориты и монцогаббро; 4 — граносиениты; 5 — граниты

вождалось интенсивными процессами смешения с образованием широкой гаммы пород промежуточного состава между монцодиоритом и граносиенитом. Внешняя часть массива представлена интрузией крупнозернистых биотитовых гранитов, а завершается магматизм внедрением многочисленных даек мелкозернистых лейкогранитов, секущих кольцевые интрузии. Все названные выше породы имеют один и тот же возраст, около 283 млн лет (возраст циркона по методу Кобера, ионному микрозонду, Rb-Sr по породе в целом — Bea et al. [2000]. Породы имеют низкое значение $^{87}Sr/^{86}Sr_{init}$ = 0.7045, которое, как и в Джабыкском массиве, сочетается с типично коровой геохимией. По сравнению с Сыростанским массивом они обогащены такими элементами, как K, Rb, Cs, Th, Zr, Nb, Sn, имеют более высокое Zr/Hf отношение, но в целом тренды распределения редких и редкоземельных элементов габброидов (пробы St42 и SYRB30) и граносиенитов (пробы St19 и SYRB51) очень близки (рис. 60)

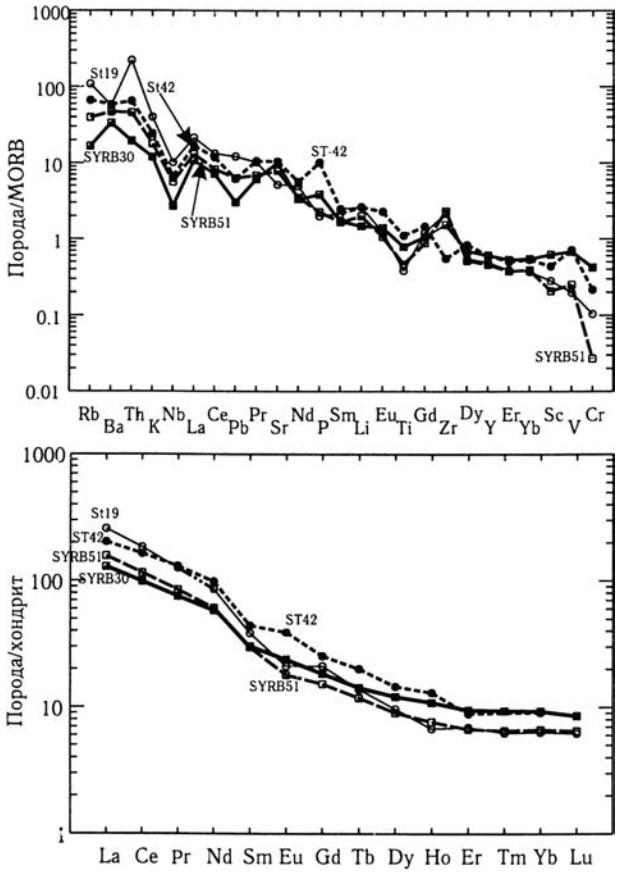


Рис. 60. Нормированное по хондриту [Sun, Mc Donough, 1989] и MORB [Кузьмин, 1985] распределение редких и редкоземельных элементов в габброидах (пробы SYRB30 и St42) и граносиенитах (пробы SYRB51 и St19) Сыростанского и Степнинского массивов

и отличаются от трендов соответствующих пород других геодинамических обстановок, рассмотренных выше.

Посторогенные граниты. Гранитоидный магматизм в континентальных зонах Урала завершается через 30–40 млн лет после становления коллизионных гранитов внедрением небольших массивов редкометальных гранитов [Грабежев и др., 1987], которые сопровождаются бериллиевой, вольфрамовой и молибденовой минерализацией.

* * *

Приведенные выше данные позволяют точно (в допустимых пределах современного состояния науки) датировать такие важные процессы и события геологической истории Урала, как преобразования коры на океанической стадии, субдукция и коллизия, и проследить основные этапы формирования континентальной земной коры. Они различны для северо-западного и юго-восточного мегаблоков, которые были совмещены в результате косой коллизии 260–245 млн лет тому назад. В то же время несомненное сходство в эволюции магматизма, в вещественном составе магматических пород, сходство металлогенической специализации указывают на то, что оба мегаблока представляют собой фрагменты единой островодужно-континентальной области, образованной в результате длительного процесса закрытия Уральского палеоокеана. Наличие в северо-западной палеоконтинентальной зоне блоков фундамента Русской платформы (Уфалейский, Сысертско-Ильменогорский, Мурзинский метаморфические комплексы), окруженных палеозойскими вулканогенно-осадочными толщами [Echtier et al., 1997], свидетельствует о гетерогенности земной коры этой структуры, что хорошо согласуется с изотопной гетерогенностью гранитов. Можно полагать, что континентальная зона северо-западного мегаблока образована в результате аккреции фрагментов западного по отношению к Уралу (Восточно-Европейского) континента и новообразованной преимущественно островодужной по составу коры палеозойского Уральского орогена.

Что же касается палеоконтинентальной зоны юго-восточного мегаблока, то она, по-видимому, имеет преимущественно палеозойский возраст, о чем свидетельствуют изотопная гомогенность коровых гранитов и низкие значения первичного $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения в них, и образована за счет переотложения и метаморфизма островодужных и ок-

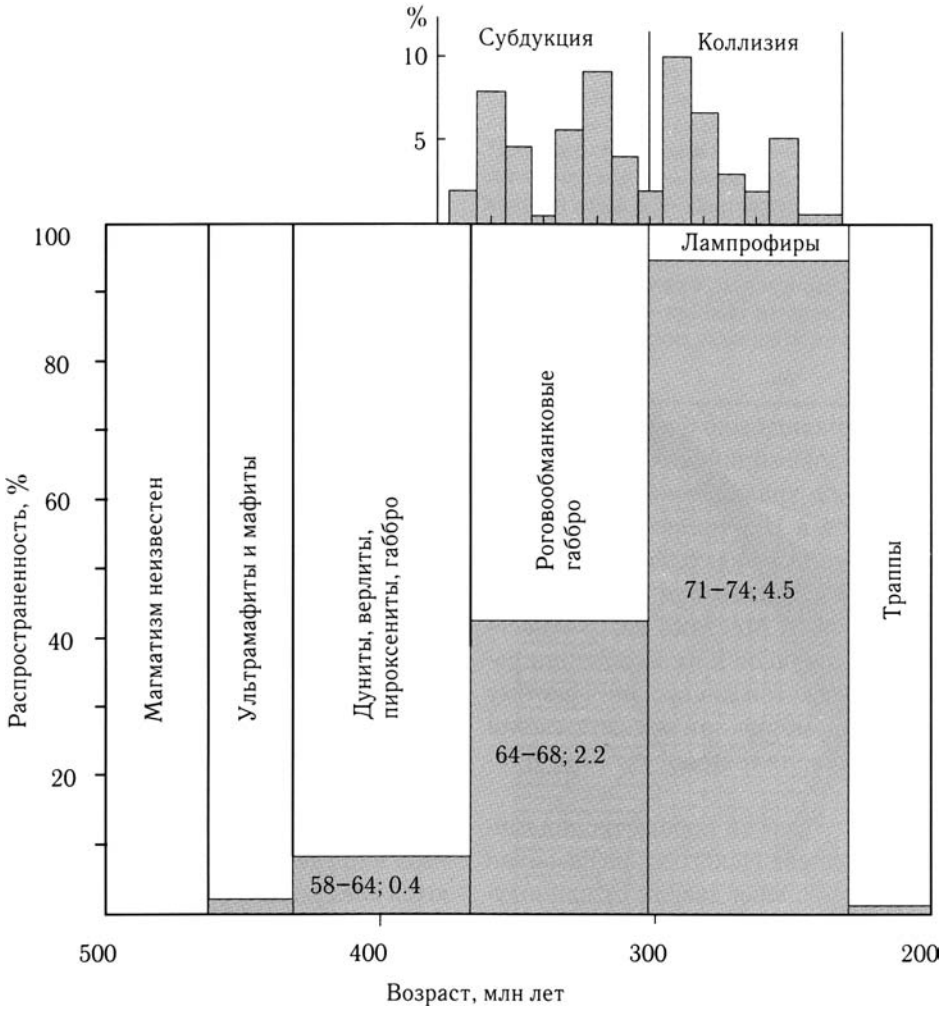


Рис. 61. Доля гранитоидов в общей массе интрузивных магматических пород разного возраста

Цифры обозначают средневзвешенные содержания SiO_2 и K_2O в гранитоидах. На незалитом фоне указаны породы, ассоциированные с гранитоидами. Гистограмма в верхней части рисунка детализирует относительную распространенность гранитоидов в возрастном интервале 380–230 млн лет

раинно-континентальных вулканогенно-осадочных пород.

Общая закономерность эволюции палеозойского гранитоидного магматизма Урала состоит в том, что в ходе развития орогена доля гранитоидов среди прочих интрузивных пород возрастает от первых процентов в ордовике до 95 % и более в позднепалеозойское время (рис. 61). При этом не только увеличивается доля гранитоидов и их валовый объем, но и внутри гранитоидов растет доля все более и более кремнекислых пород с возрастающей концентрацией калия: среди силурийских гранитоидов, входящих в верлит-габбро-плагиогранитоидные и габбро-гранитоидные комплексы, преобладают породы типа кварцевого диорита-трондьемита; в позднедевонско-раннекаменноугольных тоналит-гранодиоритовых комплексах — породы типа гранодиорита, а позднепалеозойские комплексы представлены в основном гранитами. Подобный тип эволюции магматизма отражает процесс формирования новой континентальной коры и наращивание ее мощности в ходе геологического развития.

4.14. Доуралиды

В.И. Пучков

Знание геологии уралид было бы неполным без понимания геологии докембрийских комплексов, прослеживающихся под уралидами в их западной части, обнажающихся в Центрально-Уральской зоне (рис. 62) и выходящих в виде блоков, часто при неясных соотношениях с палеозоем на востоке, в Восточно-Уральской зоне. Местами даже отнесение тех или иных комплексов к палеозою или докембрию является предметом дискуссии. Поэтому вопросам геологии докембрия при осуществлении проекта URALIDES уделялось достаточно пристальное внимание.

Мнения исследователей по поводу геодинамического характера поздневендского этапа развития западного Урала и Приуралья далеки от единодушия и сейчас, после работ EUROPROBE. Однако получено много новых данных, ставящих существующие концепции в определенные рамки.

До последнего времени как в отечественной, так и в зарубежной литературе преобладали представления о байкальском возрасте позднепротерозойского орогена Урала. Вместе с тем, значительное распространение получила и другая точка зрения (глава С.Н. Иванова в книге: [Иванов и др., 1986]) о том, что в позднепротерозойской истории Урала вообще не было складчато-орогенических движений, а все события этого времени могут быть описаны как проявления рифтогенеза.

Автор данного раздела отстаивает представления, в той или иной мере отличающиеся от вышеуказанных, и в этом он нашел взаимопонимание с некоторыми иностранными учеными. Полностью соглашаясь с тем, что в конце позднего протерозоя на Урале действительно проявились складчато-орогенические процессы, мы неоднократно обращали внимание на то обстоятельство, что эти процессы не могут коррелироваться с байкальскими *sensu stricto*, и наоборот, прекрасно совпадают по времени с кадомскими [Puchkov, 1988, 1997]. Появившиеся в последнее время новые данные позволяют не только уточнить возраст протерозойского орогена на Урале, но и внести определенные коррективы в глобальные реставрации континентов для поздневендско-раннекембрийского времени [Пучков, 2000; Glasmacher et al., 1999].

В последнее время в рамках исследований по проектам EUROPROBE, наметилась тенденция к замене терминов байкалиды, доуралиды или кадомиды термином *тиманиды*, что, собственно, представляет собой возвращение к термину, первоначально предложенному Н.С. Шатским. Подробнее этот вопрос рассмотрен в статье: [Пучков, 2003].

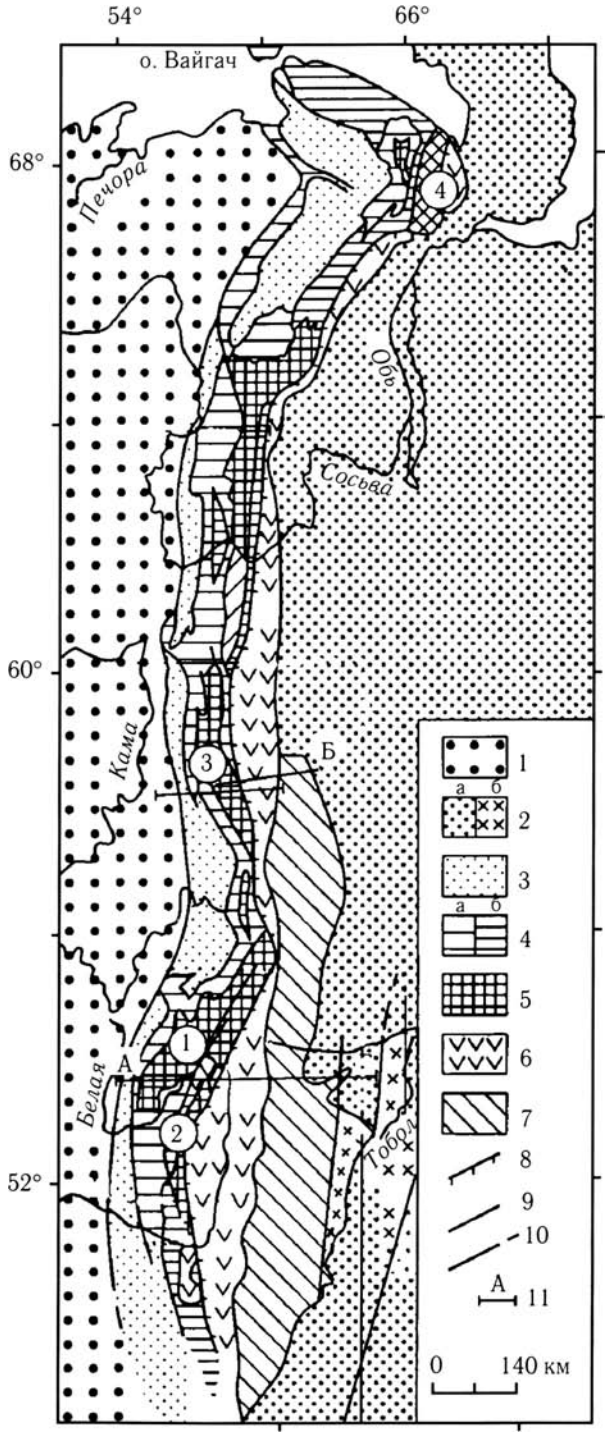
Аргументами в пользу поздневендского орогенеза в пределах Башкирского антиклинория являются следующие факты:

1. Наличие угловых несогласий между ордовиком и поздним протерозоем. Несогласия регионально распространены в восточной части Башкирского антиклинория, где ордовик ложится на различные по возрасту отложения — от ранневендских до низов среднего рифея [Puchkov, 1997]. Расчеты мощностей удаленных эрозией отложений, а также разница в метаморфизме подстилающих и перекрывающих толщ позволяют предполагать, что глубина эрозии могла местами превышать 10 км.

2. Существование резкого азимутального несогласия в простираниях структур доуралид и наложенных на них уралид на Северном, Приполярном и Полярном Урале (рис. 63).

3. Наличие в доордовикском, поздневендском антиклинории по крайней мере двух систем складчатости, одна из которых принадлежит позднедокембрийскому орогену. Это подтверждается исследованиями, проведенными независимо рядом геологов-структурщиков [Perez-Estaun et al., 1997]

4. Присутствие на западной периферии Башкирского антиклинория мощной поздневендской терригенной толщи, которая издавна характеризовалась как моласса [Беккер, 1968]. Литологические



←

Рис. 62. Схема структурного районирования Урала

1 — отложения чехла Русской платформы; 2 — Западно-Сибирская плита: а — чехол, б — палеозойские отложения Зауральской мегазоны Урала под чехлом плиты; 3 — пермская моласса Предуральского краевого прогиба; 4 — Западно-Уральская мегазона, осадки: а — Бельско-Елецкой зоны, б — Зилаиро-Лемвинской зоны; 5 — Центрально-Уральская мегазона (цифры в кружках — поднятия: 1 — Башкирское, 2 — Уралтау, 3 — Кваркушское, 4 — Харбейское); 6 — Тагило-Магнитогорская мегазона; 7 — Восточно-Уральская мегазона; 8 — Главный Уральский разлом; 9 — границы мегазон; 10 — разломы; 11 — положение геологических разрезов по линии URSEIS (A) и ESRU (B)

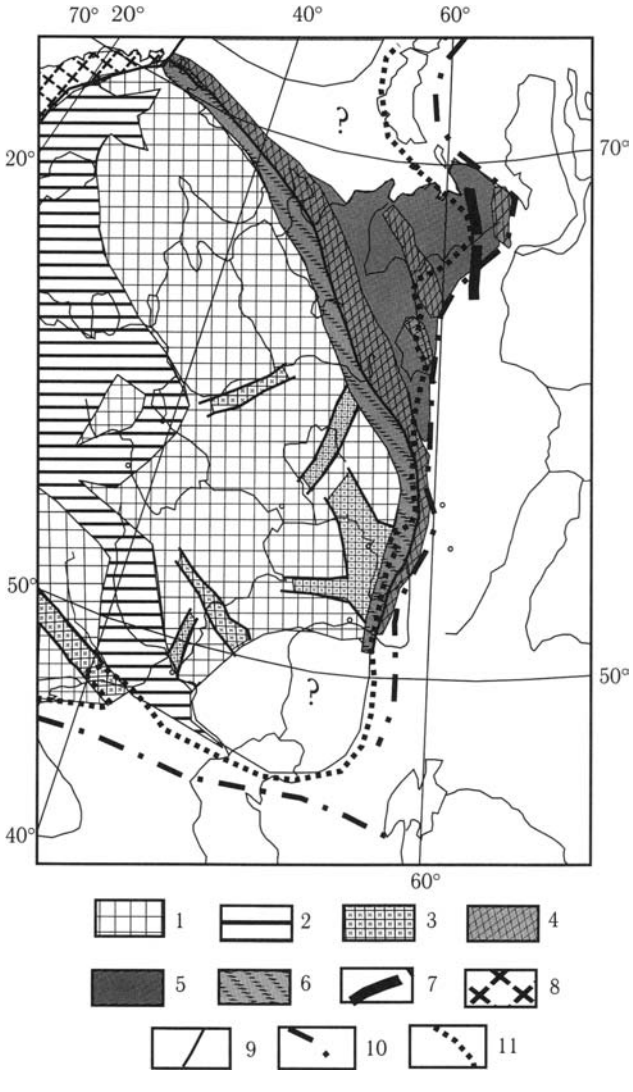


Рис. 63. Структурная схема фундамента Восточно-Европейского континента (Балтики) [Puchkov, 2002]

1–3 — кратон: 1 — архейские пояса, 2 — в основном палеопротерозойские пояса, 3 — мезо- и неопротерозойские авлакогены; 4–7 — тиманиды/доуралиды (Поздневендский пояс): 4 — антиклинории, 5 — синклинории, 6 — краевой прогиб, заполненный молассой, 7 — сутурная зона с позднерифейскими офиолитами; 8 — каледониды; 9–11 — геологические границы: 9 — разломы, 10 — Главный Уральский разлом, 11 — западная граница уралид и фундамента Скифской плиты

исследования последнего времени подтверждают это [Willner et al., 2001]. Следует лишь уточнить, что молассой может быть названа не вся ашинская серия, а только ее большая, верхняя, часть (басинская, куккараукская и зиганская свиты), характеризующаяся полимиктовым, грауваккковым составом (с некоторой условностью к молассе можно отнести и существенно аркозовую урюкскую сви-

ту, поскольку в ее образовании принимал участие восточный источник сноса); в бакеевской и нижележащих свитах еще преобладает нехарактерная для молассы кварцитовая компонента, а минералы тяжелой фракции примерно те же, что и в рифейских терригенных отложениях.

Резкое изменение состава терригенных пород происходит в позднем венде, на рубеже 610–620 млн лет [Аблизин и др., 1982; Willner et al., 2001; и др.]. Наличие в куккараукской свите гальки метаморфизованных терригенных и карбонатных пород, базитов, гранитов, красных яшмоидов указывает на то, что источником сноса для нее был вышеуказанный поздневендский антиклинорий. $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировки микроклина из куккараукского (верхневендского) конгломерата на западе Башкирского антиклинория (530–550 млн лет) и ортоклаза из зиганской свиты верхнего венда, обнаженной там же (590–630 млн лет), также могут указывать на восточный источник сноса, с поздневендского орогена (на западе не было событий, которые могли бы датироваться таким образом). Резко меняется состав и тонкие особенности минералов тяжелой фракции. Присутствие в моласе и в Максютовском комплексе высокобарических слюд — фенгитов, определенное на микрозонде (что исключает ранее высказывавшиеся А.И. Русиным сомнения о засоренности монофракций белой слюды кварцем) — прямо указывает на Белорецкое поднятие как на один из источников сноса [Willner et al., 2001, 2004; Алексеев и др., 2002]. При этом в качестве источников сноса офиолиты и островодужные вулканиты практически не ощущаются, что может указывать на то, что обломочный материал поставлялся экстернидами орогена, как это характерно и для пермской молассы уралид. Восточная часть орогена, наиболее насыщенная гранитами и, возможно, включавшая пластины офиолитов, в настоящее время не обнажена (ушла в виде террейна или перекрыта палеозойскими надвигами).

5. Складчатость, эрозия, образование молассы в краевом прогибе коррелируются в позднем венде с последними стадиями формирования Белорецкого метаморфического комплекса (БМК), в составе которого присутствуют амфиболиты и эклогиты (рис. 64). Согласно K-Ar датировкам гранитов и метаморфических сланцев (В.М. Горожанин, устное сообщение), возраст основной фазы метаморфизма находится в интервале 510–635 млн лет. По Ar-Ar датировкам [Matte et al., 1993; Glasmacher et al., 1999, 2001], время остывания метаморфических комплексов основной фазы колеблется в интервале 597–542 млн лет. Вместе с тем, $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраст роговой обманки из амфиболитовой «рубашки» эклогитов Белорецкого комплекса составил 720 млн лет. Возраст единичного зерна циркона из эклогитизированной базальтовой дайки [Glasmacher, 2001] равен 1360 млн лет, ядра циркона из Ахмеровского массива гранитов — 1350 млн лет, а оболочки — 940 млн лет (Pb-Pb метод по единичным зернам).

Таким образом, эти граниты метаморфизованы (по устному сообщению А.А. Алексеева, в них присутствует и метаморфогенный гранат). Эти данные, а также результаты структурных исследований, установивших в Белорецком комплексе три последовательные фазы доордовикских деформаций, ставят под большое сомнение правомерность существующей стратиграфической схемы рифейских толщ БМК и позволяют предположительно рассматривать его в качестве террейна, с его особой, пока слабо расшифрованной историей, аккретировавшего к краю континента во время поздневендского орогенеза или смещенного вдоль этого края по крупноамплитудному сдвигу. При этом цифра 1350–1360 млн лет, которая соответствует машакскому этапу рифтогенеза, рассматривается как возраст протолитов; время эклогитизации и внедрения ахмеровских гранитов предположительно относится на уровень 1000–900 млн лет, а цифры 597–542 млн лет $^{40}Ar/^{39}Ar$ методом или (более грубо) 635–510 млн лет K-Ar методом относятся на счет коллизии и эксгумации Белорецкого комплекса [Glasmacher et al., 1999, 2001]. Это расходится с точкой зрения А.А. Алексеева и др. [2002] о том, что K-Ar и Ar/Ar датировки отвечают времени коллизионного высокобарического метаморфизма. Действительно, надо признать, что более древние датировки требуют дальнейшего подтверждения.

А.Р. Галиевой были проведены микрозондовые анализы, которые уточнили минералогический состав эклогитов и вмещающих сланцев и подтвердили точку зрения (активно оспариваемую А.И. Русиным) об изофациальности эклогитов и вмещающих пород. Была подтверждена характерная зональность БМК, образующего купол, частично перекрытый почти неметаморфизованными палеозойскими отложениями. БМК предлагается в качестве генотипа цоизит-омфацитовой фациальной серии метаморфизма, промежуточной между известными кианит-силлиманитовой и жадеит-глаукофановой [Алексеев и др., 2002].

Таким образом, весь комплекс геологических и геохимических данных позволяет уверенно гово-

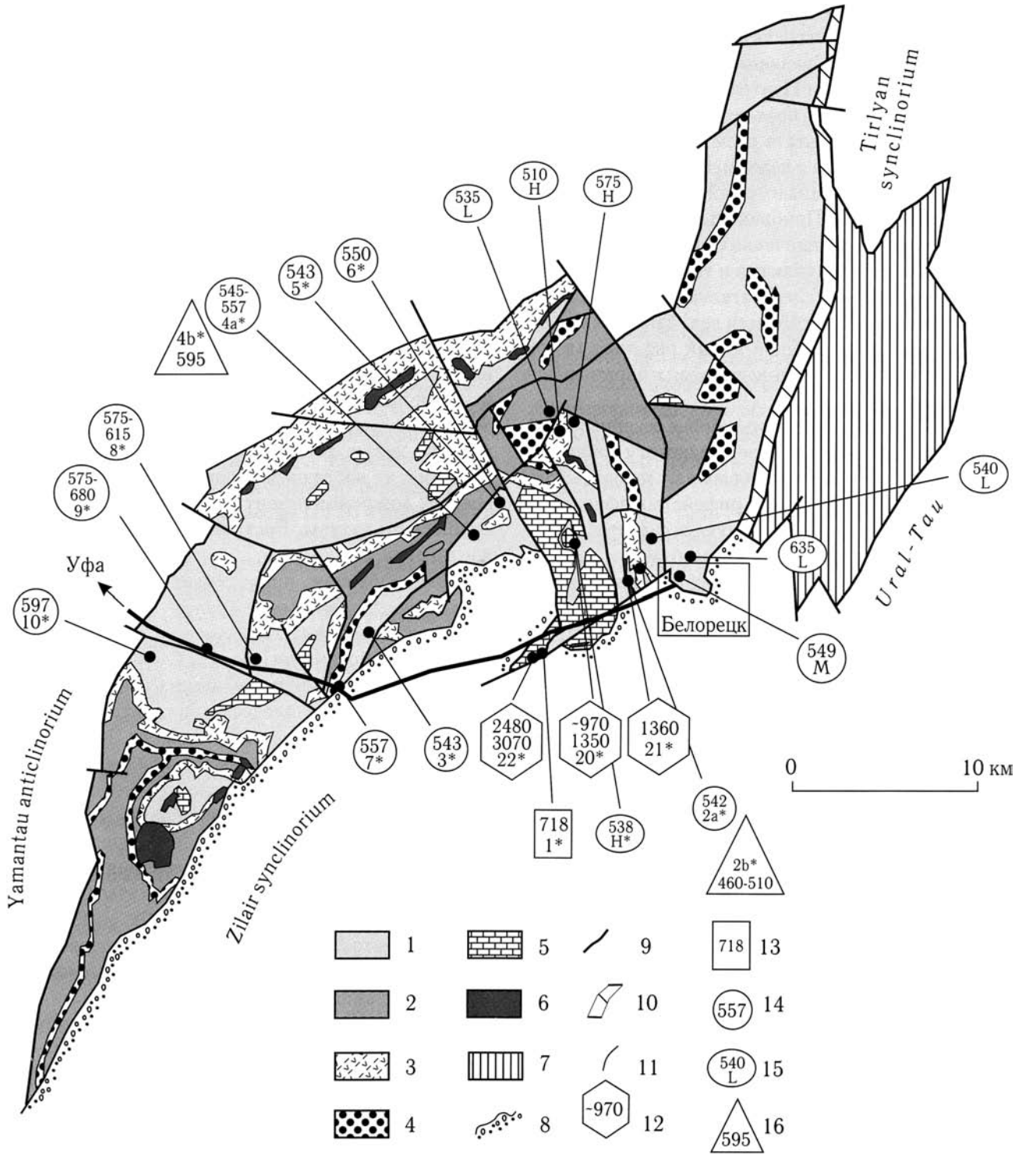


Рис. 64. Геологическая карта Белорецкого комплекса с $^{40}Ar/^{39}Ar$ возрастами по амфиболу, мусковиту и биотиту, а также K-Ar возрастами и данными по цирконам [Glasmacher et al., 2001]. Помимо оригинальных результатов, использованы ранее опубликованные материалы А.А. Алексеева, В.И. Ленных, М.А. Гаррис, Ph. Matte и др.)

1 — слюдяной сланец; 2 — графитистый слюдяной сланец; 3 — слюдяной сланец и основной метатуф; 4 — кварцит; 5 — мрамор; 6 — амфиболит/эклогит (дайки диабазов); 7 — нерасчлененный кристаллический фундамент, деформированный в уральскую орогению; 8 — несогласие; 9 — разлом; 10 — разлом в уралидах; 11 — геологические границы; 12–16 — определение абсолютного возраста: 12 — Pb-Pb по Zr, 13 — $^{40}Ar/^{39}Ar$ по Amph, 14 — $^{40}Ar/^{39}Ar$ по Ms, 15 — K-Ar, 16 — $^{40}Ar/^{39}Ar$ по Bt

рить о проявлении поздневендской фазы (эпохи) складчатости и орогенеза на Урале, в интервале 620–540 млн лет. Сравнение этих данных с материалами по геологии Центральной и Западной Европы [Puchkov, 1988] позволяет коррелировать образованные в результате этой фазы складчатости структуры доуралид с кадомидами. Напротив, традиционная корреляция их с байкалидами не выдерживает критики: в Прибайкалье в поздневендское время не было орогенических процессов, а осадки представлены известняками и эвапоритами. Автор присоединяется к исследователям, которые говорят о протяженной (850–450 млн лет) байкальской эре тектогенеза, включающей целый ряд эпох (в том числе кадомскую, в течение которой и образовались тиманиды).

Новые данные по геологии более северных районов Урала не только подтверждают эту точку зрения, но и более уверенно позволяют говорить о наличии на Полярном Урале рифейских офиолитов, вовлеченных в поздневендскую складчатость [Душин, 1997; Gee, Pease, 2004; Scarrow et al., 2001].

О взаимоотношении тиманид с уралидами также существуют разные мнения. По палеореконструкции [Scarrow et al., 2001] предполагается, что кадомский орогенез проявился в виде коллизии типа континент – островная дуга; к востоку от последней показан океан. Это перекликается с предположением, сделанным С.Г. Самыгиным и С.В. Руженцевым [2003], — что Палеоуральский океан существовал в докембрийское время. Альтернативная точка зрения о том, что Палеоуральский океан возник в результате позднекембрийско-раннеордовикского рифтогенеза, перешедшего в океанический спрединг, неоднократно, с начала 70-х годов, высказывались многими исследователями (эти данные обобщены в работах [Puchkov, 2002]).

Что касается докембрия восточного склона Урала, то достоверность самого факта наличия связных разрезов рифейских и вендских отложений на восточном склоне Южного и Среднего Урала требует, на наш взгляд, дальнейшего обоснования, хотя в стратиграфических схемах Урала даны схемы стратиграфии рифея и венда для Верхотурско-Салдинского, Мурзинско-Адуйского, Сысертского, Ильменогорского, Кочкарского, Карталинского, Зауральского, Восточно-Мугоджарского, Орь-Илецкого и Поимского районов. Развитие докембрийских толщ в первом районе ставится под серьезное сомнение благодаря находкам палеозойской фауны — позднеордовикско-силурийских конодонтов в истокской серии и буксинской свите, считавшихся протерозойскими. Присутствие докембрия в Мурзинско-Адуйском районе подтверждается изотопными датировками [Краснобаев и др., 1998] и может характеризовать одноименный микроконтинент или часть более крупного, Восточно-Уральского, микроконтинента. Третий и четвертый районы расположены на Сысертско-Ильменогорском поднятии и относятся к одноименному микроконтиненту, а остальные, кроме двух последних, предположительно характеризуют фундамент Восточно-Мугоджарского палеозойского микроконтинента (два последних района находятся на продолжении антиформы Уралтау, и в них, как и в самом Уралтау, была найдена палеозойская фауна: конодонты, хитинозои). А.А. Краснобаев с соавторами [1998] указывают на целую серию докембрийских датировок цирконов на восточном склоне Урала. Возможно, все эти микроконтиненты — лишь части более крупной структуры, Восточно-Уральского микроконтинента.

Таким образом, присутствие докембрийских толщ на восточном склоне Урала — серьезная, многоплановая проблема. К сожалению, она была лишь затронута работами по Проекту URALIDES, и первые успехи в изотопном изучении Салдинского метаморфического комплекса [Friberg, Larionov et al., 2000], подготовленные работами Г.А. Петрова более ранних лет, привели ряд зарубежных исследователей к мысли, что и другие метаморфические комплексы восточного склона Урала суть не что иное, как метаморфиты основания островной дуги (дуг). Впрочем, и отсутствие докембрия в Салдинском комплексе продолжает подвергаться обоснованному сомнению [Институт…, 2002, с. 121].

Заметим также, что закономерно появляющиеся в восточных зонах (например, в Сысертско-Ильменогорском комплексе) позднедокембрийские датировки порядка 550 млн лет в Салдинском, Ильменогорском, Максютовском, Мугоджарском комплексах, включая и впервые датированные по цирконам эклогиты Талдыкского комплекса Мугоджар [Институт…, 2002, с. 121–122] наталкивают на мысль о наличии здесь фрагментов кадомского орогенеза — это перекликается с материалами Sm-Nd изотопии, говорящими о значительно более молодом возрасте земной коры Восточно-Уральской зоны по сравнению с Восточно-Европейским континентом [Пучков, 2000].

4.15. Уралиды

В.Н. Пучков, Д. Браун

В течение всего времени существования проекта URALIDES работала группа, состоящая из испанских исследователей-структурщиков из г. Барселоны (A. Perez-Estaun, D. Brown, J. Alvares-Marron и др.) и российских из г. Уфы (В.Н. Пучков, Е.Н. Горожанина, В.Н. Барышев и др.). Группа проводила изучение южноуральских структур форланда, зоны Главного Уральского разлома (ГУР) и Магнитогорской зоны.

Первоначально основной целью были структуры форланда, расположенные к западу от ГУР. Первая публикация [Brown et al., 1996] ставила своей основной целью общее англоязычное описание тектонических структур региона, намеченного к изучению, с целью облегчить иностранным партнерам первые шаги на незнакомой территории. Компьютерные схемы Южного и Среднего Урала, первоначально выполненные Д. Брауном, затем перекочевывали, с некоторыми изменениями, из одной публикации в другую (например, рис. 65). Из оригинальных идей статьи следует остановиться на дискуссионном выделении Зилаирского аллохтона в качестве самостоятельной тектонической единицы.

В дальнейшем было показано, что в ряде мест зилаирская серия отделена от подстилающих девонских отложений мощной зоной бластомилонитов. Однако были установлены и места, где карбонатный разрез среднего девона согласно сменяется франской кремнистой толщей, а та переходит в граувакки зилаирской серии, т.е. разрез в подошве зилаирской серии первоначально был полным. Поэтому, не отказываясь от представлений о значительном надвигании зилаирской серии (к западу от Уралтау) на подстилающие отложения, следует признать, что поверхность главного надвига далеко не везде проходит в основании зилаирской серии, а местами, возможно, уходит ниже ее. Сам же Зилаирский бассейн мог формироваться одновременно с надвиганием, «на закорках» покрова (то, что в западной литературе называется «piggy-back basin»).

Большие усилия были приложены упомянутой группой в целях расшифровки структурных и генетических особенностей складчато-надвигового пояса форланда, начатых детальными пересечениями по широтному отрезку р. Белой, по р. Нугуш и по линии будущего сейсмопрофиля URSEIS (рис. 66–68).

Эти структурно-геологические исследования можно рассматривать как пилотные по отношению к профилю. Были построены и реставрированы сбалансированные геологические разрезы вкрест охарактеризованных структур. При объяснении механизма их формирования привлечена теория треугольной зоны [Jones, 1991], с образованием срыва (детачмента) в основании ансамбля складчато-надвиговых структур, формировавшихся последовательно — с востока на запад. Были выявлены особенности структур рассмотренной зоны, отличающие ее от подобных зон в других орогенах (в частности, очень небольшой процент поперечного сокращения, от 14 до 17 % на сбалансированном отрезке профиля и приуроченность базального срыва к рифейским комплексам, формально принадлежащим фундаменту [Brown et al., 1997a]. Проводя теоретический анализ необычной геометрии деформационного клина, испанские геологи высказали предположение, что в момент окончания деформации он находился в субкритическом состоянии, т.е. деформации накапливались в самом клине, не достигая состояния упрочения, необходимого для последующего перемещения фронта надвигания в сторону платформы [Brown et al., 1997b].

В дальнейшем структурные исследования краевой зоны форланда, сопровождаемые изучением литологии каменноугольного флиша (в первую очередь, его особенностей, связанных с одновременными деформациями), распространились далеко на юг, в Оренбургскую область. Эти данные еще продолжают дополняться, обрабатываться и публиковаться [Brown et al., 2004] .

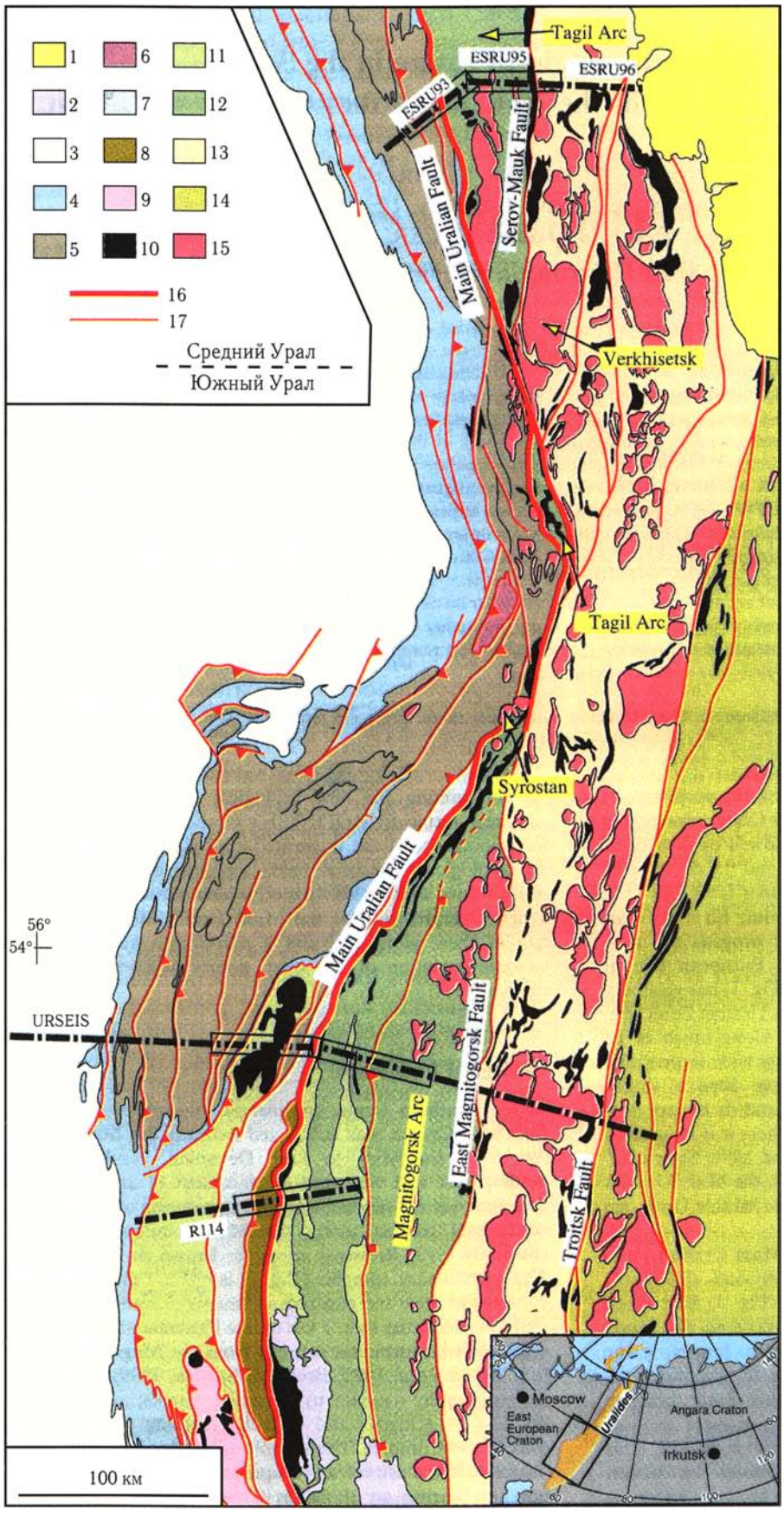


Рис. 65. Упрощенная геологическая схема Южного и Среднего Урала с расположением сейсмопрофилей [Ayarza et al., 2000]

1 — Западно-Сибирская плита; 2 — юрские осадки; 3 — пермские осадки Предуральского прогиба; 4 — палеозой Восточно-Европейской платформы; 5 — протерозойский фундамент платформы; 6 — архей платформы; 7, 8 — комплексы: 7 — суванякский, 8 — максютовский; 9 — сакмарский аллохтон; 10 — гипербазиты, в том числе серпентиниты; 11 — осадки, образованные в результате эрозии дуги; 12 — вулканические дуги; 13, 14 — зоны: 13 — Восточно-Уральская, 14 — Зауральская; 15 — интрузии гранитоидов; 16 — Главный Уральский хребет; 17 — прочие разломы

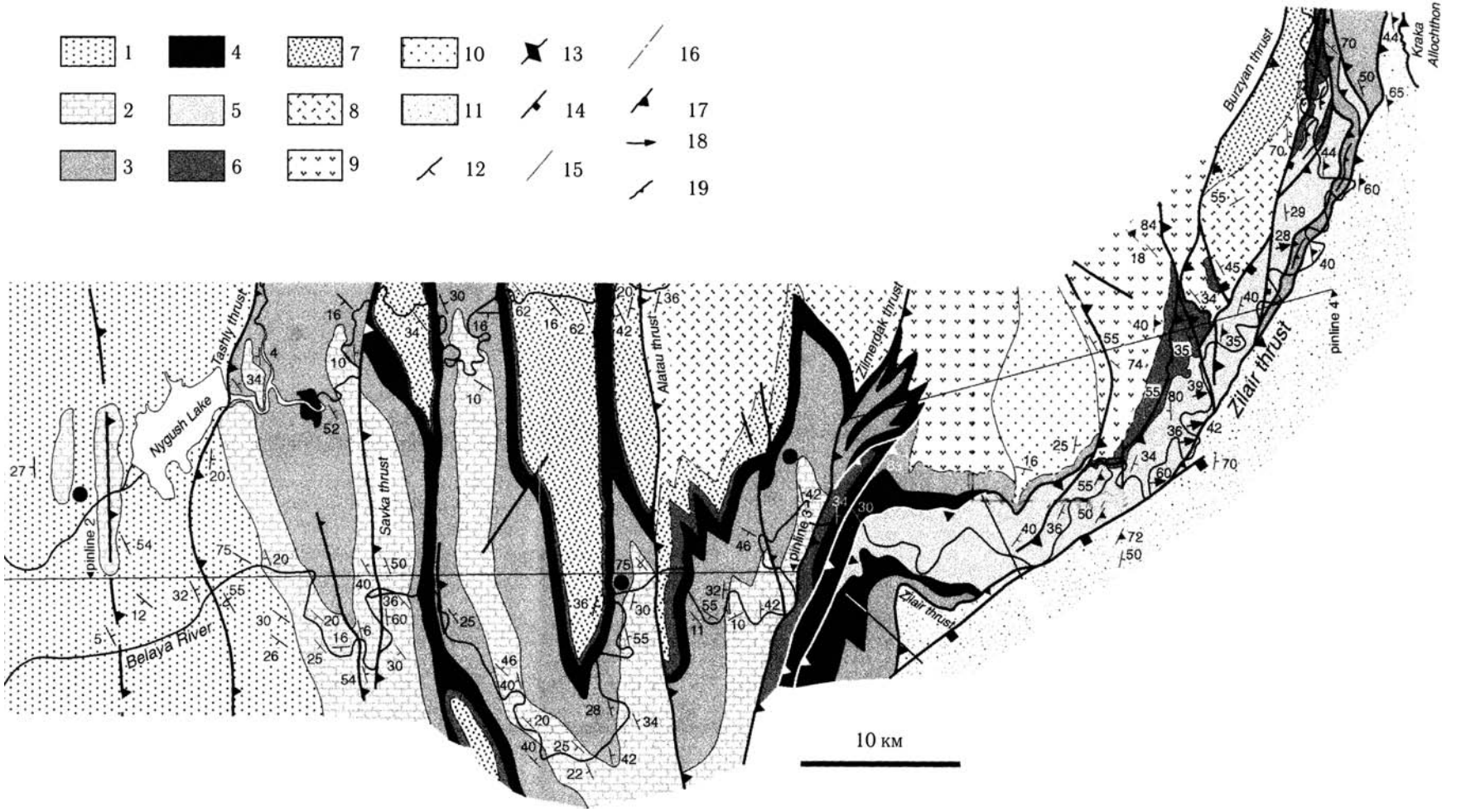


Рис. 66. Геологическая карта широтного течения р. Белой

Такатинские слои нижнего девона (черное) представляют собой прекрасный горизонт для построения сбалансированного разреза, показанного на рис. 67 [Brown et al., 1997]

1–11 — отложения: 1 — пермские, 2 — каменноугольные, 3 — средне- и верхнедевонские, 4, 5 — нижнедевонские (4 — Таката), 6 — ордовикские и силурийские, 7 — вендские, 8 — верхнерифейские, 9 — среднерифейские, 10 — нижнерифейские, 11 — зилаирской свиты; 12, 13 — элементы залегания: 12 — простирания и падения слоистости, 13 — осей антиформ; 14 — сбросы, 15 — геологические границы; 16 — несогласия; 17 — сланцеватость S.1; 18 — линейность растяжения; 19 — надвиги

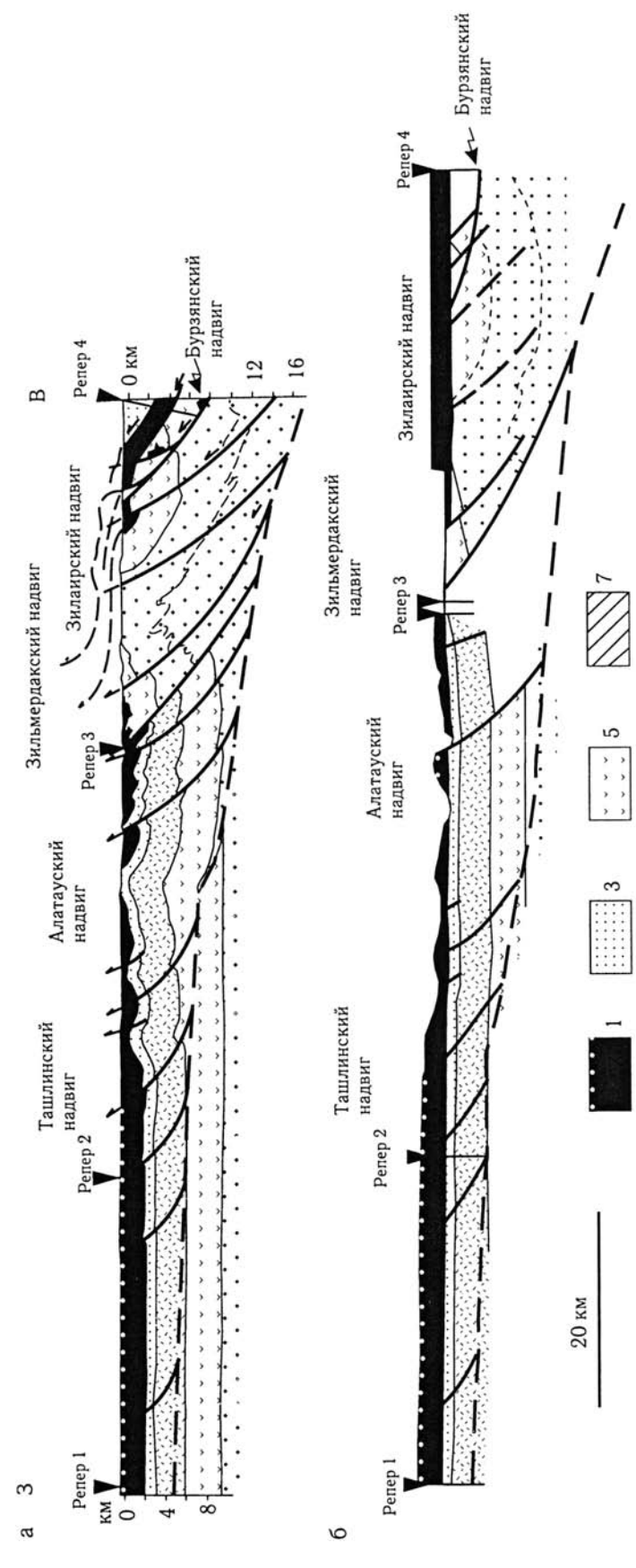


Рис. 67. Сбалансированный геологический разрез (а) и его реставрация (б) через западные зоны Урала в районе широтного течения р. Белая (сбалансированный разрез см. на рис. 66) [Brown et al., 1997; Пучков и др., 1998]

Условные обозначения к рис. 67 и 68

1–6 — отложения: 1 — пермские, 2 — палеозойские (без пермских), 3 — вендские, 4 — верхнерифейские, 5 — среднерифейские, 6 — нижнерифейские и архейские; 7 — аллохтоны

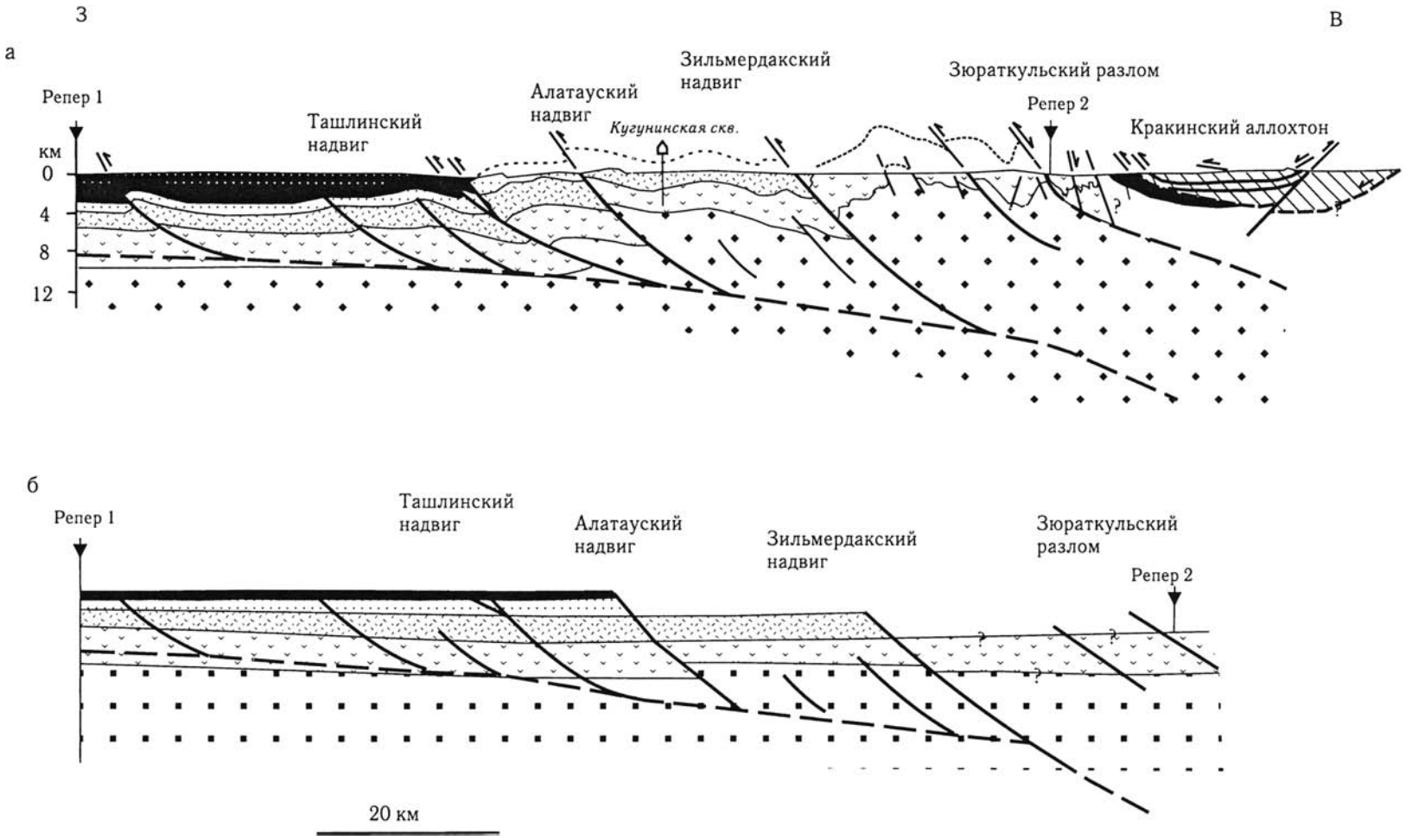


Рис. 68. Сбалансированный геологический разрез по линии Стерлитамак – Хамитово (западная часть разреза А на рис. 62) (а) и его реставрация (б) [Brown et al., 1997; Пучков и др., 1998]

Условные обозначения см. на рис. 67

Было также обращено внимание на влияние поперечно и косо ориентированных структур архейско-раннепротерозойского фундамента, на особенности палеозойской структуры западного склона Южного Урала. Идея в целом не новая, но в данном случае важно было детальное рассмотрение этого вопроса на конкретном примере [Perez-Estaun et al., 1997; Brown, Alvares-Marron et al., 1999; Brown, Perez-Estaun et al., 1999].

Той же группой российских исследователей в содружестве с геологами из университета г. Овьедо проведены детальные структурные наблюдения на линии сел Зилаир–Кугарчи и построен профиль через Зилаирский синклинорий. Отмечены направленное изменение и усложнение морфологии складчатых структур, характера кливажа и метаморфизма, смена вергентности складок и надвигов с запада на восток [Bastida et al., 1997]. Надо заметить, что в этой и других публикациях (в особенности: [Brown et al., 1998]) удачно использовались профили ОГТ, проведенные в 70–80-х годах сотрудниками треста «Башнефтегеофизика» на западном склоне Урала, причем в случаях, когда удавалось найти магнитные записи, производилась их дополнительная обработка с составлением мигрированных сейсмопрофилей. Выявлялись интересные детали. Так, мощность зилаирской серии, по данным этих профилей, доходит до 6 км, тогда как стратиграфы оценивали ее (весьма гадательно) до 2 км. Вывод о весьма значительной мощности зилаирской серии в осевой части синформы вытекает и из интерпретации аномального поля силы тяжести (см. раздел 4.7).

Продолжение и расширение исследований на районы Уралтауской и Магнитогорской зон привели к развитию идеи, впервые выдвинутой в работе [Пучков, 1996б], о том, что в позднем девоне произошла коллизия Магнитогорской островной дуги и пассивной окраины Восточно-Европейского континента (рис. 69). Эти представления претерпели существенную детализацию с описанием всей совокупности структур, прилежащих ГУР (Зилаирская синформа с Кракинскими покровами и антиформа Уралтау) в качестве аккреционного комплекса. Были названы и проанализированы современные аналоги подобной геодинамической обстановки (Зондский архипелаг, Тайвань и др.). Произошла увязка этих представлений с проблемой происхождения и эксгумации высокобарического Максютовского комплекса [Brown et al., 1998, 2000, 2001; Brown, Spadea, 1999; Alvarez-Marron ey al., 2000; Brown, Puchkov, 2004].

Сценарий развития девонской зоны субдукции попытались дополнить благодаря находке в Миндякском гипербазитовом массиве, находящемся в зоне ГУР, брекчии высокобарических гранатовых пироксенитов, которые интерпретируются как первично низкобарические океанические габбро, родингитизированные и вовлеченные в зону субдукции на границе силура и девона 410–415 млн лет назад согласно изотопным датировкам [Scarrow et al., 1999].

Иная точка зрения высказана в работе А.А. Савельева, Е.В. Бибиковой и др. [2001], где появление гранатовых пироксенитов на поверхности связывается с поднятием мантийного диапира, формированием офиолитов и последующим формированием осадочной брекчии. В первом случае неясно, что это за зона субдукции, не выраженная на поверхности соответствующим магматизмом и развившаяся гораздо раньше Магнитогорской островной дуги. Во втором случае непонятно, как высокобарические породы сохранились при медленном подъеме мантийного диапира в срединно-океаническом хребте (случай, не имеющий аналогов в современных СОХ). Попытка как-то объяснить противоречия первой точки зрения была сделана [Brown et al., 2000] с учетом, что по новым геохронологическим данным, датировка 410–415 млн лет отвечает лохкову/прагиену. В этом случае миндякские гранатовые перидотиты могут быть отнесены по времени метаморфизма к самому старту развития Магнитогорской зоны субдукции, непосредственно перед началом плавления субдуцируемого слэба. Однако все же не очень понятно, каков может быть механизм возвращения к поверхности фрагмента давно субдуцированной литосферной плиты. Недавно предложено еще одно альтернативное объяснение: предположение, что брекчия высокобарических пород имеет взрывное происхождение [Пушкарев, 2001].

Структурные и литолого-геохронологические исследования, подробные работам испанско-российской группы, были проведены по линии будущего сейсмопрофиля URSEIS (отрезок Стерлитамак–Хамитово) и по автодороге Архангельское–Белорецк германскими исследователями из университетов городов Аахен и Галле совместно с геологами ИГ УНЦ РАН. В целом выводы по тектонике и истории структурного развития Башкирского антиклинория были аналогичны тем, которые были сделаны российско-испанской группой, и вряд ли могли быть другими, если принять во внимание объективный характер наблюдаемых фактов: малый про-

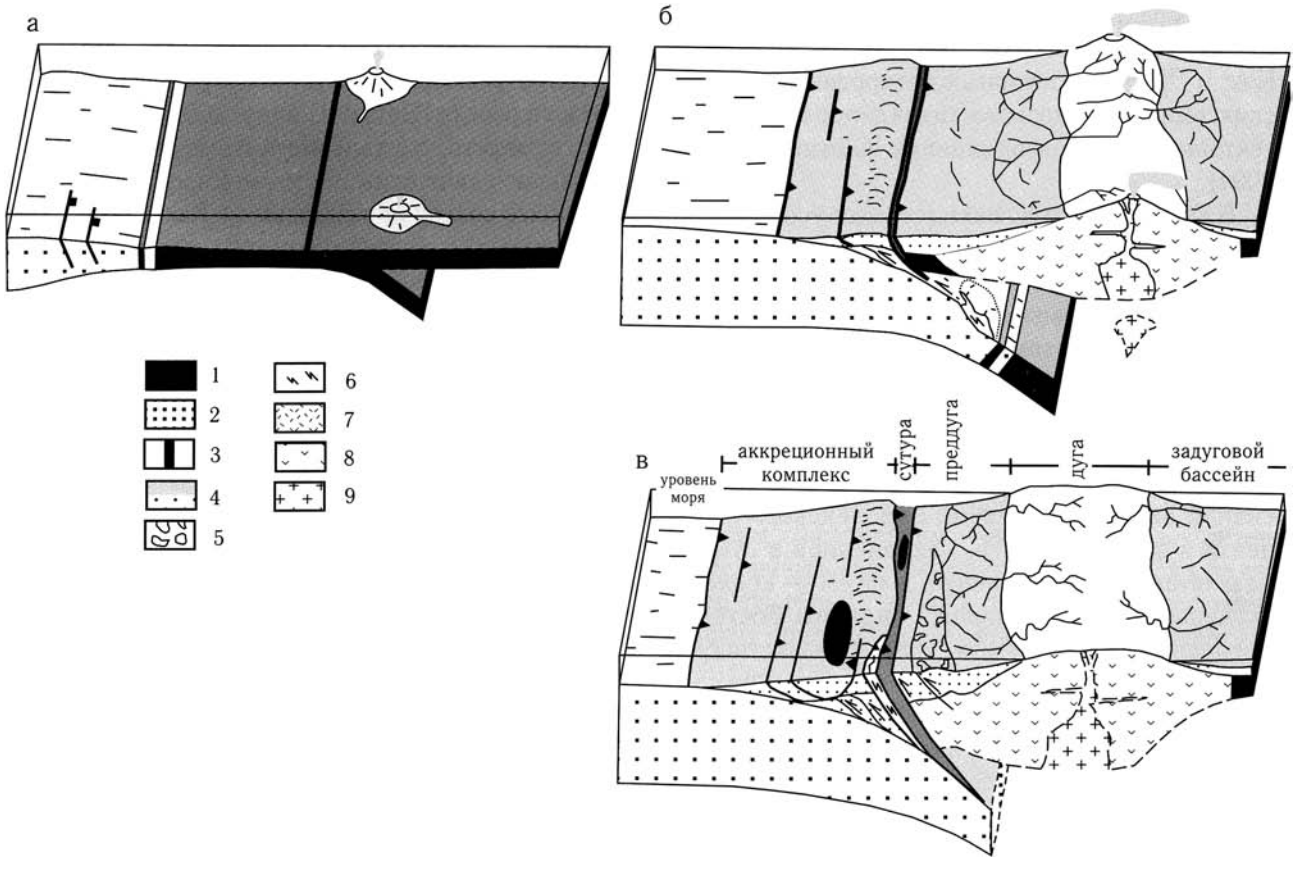


Рис. 69. Схема процесса коллизии дуга–континент на Южном Урале [Brown, Spadea, 1999]

а — внутриокеаническая субдукция и формирование бонинитов; б — с приближением края континентальной коры к зоне субдукции вулканизм ослабевает и начинается коллизия; в — в течение 5–10 млн лет коллизия практически заканчивается; аккреционный комплекс и преддуговая зона приобретают их окончательную структуру

1–3 — кора: 1 — океаническая, 2 — континентальная, 3 — переходная; 4 — осадки, образованные при эрозии дуги; 5 — олистострома; 6 — высокобарические породы; 7 — содранная континентальная кора; 8 — вулканическая дуга; 9 — интрузивные серии

цент структурного сокращения в западной и центральных частях Башкирского антиклинория, стадийность развития структур, начавшаяся с субдукции края континента под островную дугу и обдукции офиолитов, аккреции континентально-склоновых глубоководных образований и надвигания кристаллического фундамента на чехол края континента — в конце девона и начале карбона, а затем — после перерыва, в перми — проградирующее на запад развитие краевого складчато-надвигового пояса [Giese et al., 1999].

Вместе с тем, эта исследовательская группа значительно большее внимание уделила литологическим и изотопным исследованиям по изученным профилям. Было произведено сравнение четырех параметров (кристалличность иллита и хлорита, отражательная способность витринита и индекс изменения окраски конодонтов для определения максимальной степени изменения под температурным воздействием [Matenaar et al., 1999]. Было показано, что степень изменения пород Башкирского антиклинория и окружающих палеозойских отложений варьирует от слабого диагенеза в Предуральском краевом прогибе до эпизоны (эквивалент зеленосланцевой фации) в восточной части Башкирского антиклинория и Зилаирского синклинория. Хорошо улавливается термальное влияние базальтовых даек. Все параметры испытывают резкое изменение вблизи надвигов и увеличение степени изменений с возрастом в пределах индивидуальных структурных единиц. Однако в зонах интенсивного кливажа (на востоке Зилаирского синклинория) изменения в большей степени зависят от степени деформации, чем от стратиграфической позиции.

Особое внимание этой исследовательской группы было уделено геологии Белорецкого метаморфического комплекса, времени завершающего ороге-

неза и характеру сопровождающих орогенических формаций. Была сделана также попытка увязки K/Ar и $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопных датировок докембрийских толщ Башкирского антиклинория в связи с тектоническими деформациями [Glasmacher et al., 2004]

В конечном счете, совместными усилиями нескольких групп была дана детальная геолого-структурная характеристика складчато-надвиговых дислокаций западного фланга уралид Башкирского Урала с учетом новых геологических и геофизических данных. Рассмотрена применимость модели формирования краевых структур Уральского орогена, основанной на предположении об их связи первоначально с процессами коллизии пассивной окраины Восточно-Европейского континента и островной дуги, наклоненной в сторону Казахстанского континента, а затем — коллизии активной, аккретировавшей окраины Восточно-Европейского континента с самим Казахстанским континентом. Предполагается, что на ранних этапах этот процесс был связан с формированием клинообразной аккреционной призмы над субдуцируемой пассивной континентальной окраиной, а на более поздних — с образованием треугольной деформационной зоны и поверхности тектонического срыва в форланде, которые последовательно продвигались на запад.

Германские исследователи П. и Е. Банквицы вместе с К.С. Ивановым, Л.А. Карстен, А.В. Масловым и др. совершили пересечение через Южный Урал с целью проведения преимущественно структурных построений. Основным выводом [Bankwitz et al., 1997] было преобладание на изученной территории Урала левосторонних сдвиговых и транспрессионных структур. Это, видимо, так, тем более, что такой точки зрения значительно раньше придерживался и К.П. Плюснин [1966]. В то же время следует иметь в виду ограниченность района наблюдений. В работе В.Н. Пучкова [2000] указывалось, например, на присутствие правостороннего сдвига в Вишневогорском районе, что связывалось с влиянием «индентора» — жесткого выступа континентальной окраины, выраженного в виде Уфимского амфитеатра. Подробно этот вопрос был рассмотрен позже в работе [Hetzel, Glodny, 2002]. Кроме того, надо отметить, что палеомагнитные данные об опережающем движении Восточно-Европейского континента к северу по сравнению с Казахстанским в позднем палеозое наталкивают на мысль о пермско-раннемезозойских смещениях по таким, например, разломам как Карталинский, которые могли быть правосторонними [Клишевич, Храмов, 1995], см. также раздел 4.9.

Другой группой германских исследователей, возглавляемой Г. Эхтлер, были проведены исследования в наиболее сжатой зоне Урала, напротив Уфимского амфитеатра. Получены новые изотопные данные, отражающие последовательные стадии развития Сысертского метаморфического комплекса, который рассматривается как надсубдукционный клин интенсивно деформированных гнейсов амфиболит-гранулитовой фации, метавулканитов, гранитных интрузий и метамеланжа, прошедших стадии развития от ордовикского рифтогенеза через девонскую надсубдукционную зону к коллизии в основном в раннем карбоне (позже, чем на Южном Урале). Более поздние стадии развития этого комплекса связаны с эксгумацией и остыванием в пермо-триасовое время. Уфалейский комплекс в лежачем крыле ГУР представляет собой зону скучивания коры, испытавшей уральский амфиболитовый метаморфизм, наложенный на доорогенный фундамент Европейской платформы. К сожалению, новых, убедительных изотопных данных, подтверждающих докембрийский возраст протолита Уфалейского комплекса, не было получено. В восточной части комплекса выделяется узкая полоса высокобарических метабазальтов и метаосадков, отдаленно напоминающих максютовский комплекс, предположительно палеозойского возраста, метаморфизм которых связывается с субдукцией. ГУР трактуется как сброс с левосторонней сдвиговой компонентой [Echtler et al., 1997].

4.16. Сравнительная геодинамика и основные этапы развития уралид

В.Н. Пучков

Максютовский метаморфический комплекс

Вопросы геологии метаморфических комплексов не были выделены нами в отдельный раздел. Дело в том, что эти комплексы (белорецкий, сысертско-ильменогорский, максютовский и др.) являются прекрасными геодинамическими индикаторами — при условии их адекватного изотопного датирования.

Немаловажно отметить определенный прогресс в решении вопросов, касающихся максютовского эклогит-глаукофансланцевого комплекса как одного из ключевых для понимания палеогеодинамики уралид. С одной стороны, это проблемы установления места, времени, механизма и P–T условий формирования этого комплекса в контексте коллизионного процесса, с другой — согласования датировок сопровождающих событий: первопоявления зилаирского флиша на комплексах пассивной континентальной окраины и эксгумации эклогит-глаукофансланцевого комплекса.

Некоторые успехи в понимании геологии комплекса были достигнуты незадолго до начала активного сотрудничества с иностранными учеными в рамках EUROPROBE. Так, находками конодонтов в линзах мраморов, находящихся в разрезах, сложенных метабазитами, черными микрокварцитами (метакремнями?), метграувакками с протрузиями серпентинитов, было доказано присутствие палеозойских толщ в составе максютовского комплекса [Захаров, Пучков, 1994]. Вопрос о присутствии докембрийских образований в максютовском комплексе при этом остался открытым: уже давно приводились сведения о докембрийских датировках его пород Rb-Sr и U-Pb методами [Добрецов, 1974; Dobretsov et al., 1996; Вализер, Ленных, 1988], однако были довольно большие основания относиться к ним с недоверием. Тем не менее, некоторые новые данные, еще требующие проверки, также как будто свидетельствуют в пользу наличия докембрийских образований [Краснобаев и др., 1996].

Максютовские эклогиты нередко считались чужеродными образованиями, даже глыбами олистостромы [Эклогиты…, 1989]. Это вообще довольно типичная точка зрения, поскольку высокобарические парагенезисы лучше всего сохраняются в породах основного состава. Однако изучение петрологии пород (углеродистых кварцитосланцев), вмещающих максютовские эклогиты в Карояновском обнажении, показало, что эклогиты изофациальны им [Карстен и др., 1994].

Существенная разница в метаморфизме разных частей комплекса [Вализер, Ленных, 1988], находки фауны [Захаров, Пучков, 1994] и данные детальных геологических съемок привели к отказу от традиционного четырехчленного деления максютовского комплекса, зафиксированного в унифицированных стратиграфических схемах Урала, и переходу к двучленному, хотя разные геологи по-разному определяли объем двух выделяемых единиц. Эти выводы, в общем виде, были приняты и развиты исследователями, работавшими по программе URALIDES.

Р. Хетцель [Hetzel, 1999] описывает структуру максютовского комплекса как сложно построенную, косо ундулирующую антиформу, образованную двумя тектоническими единицами (рис. 70). Нижняя, единица 1, сложена метаосадками, включая метакварциты, метграувакки и метапелиты. Среди них имеются менее деформированные блоки основного и ультраосновного состава. Сюда же отнесена метакварцитовая и метааркозовая юмагузинская свита. В целом, эта единица отвечает галеевской, кайраклинской и юмагузинской свитам

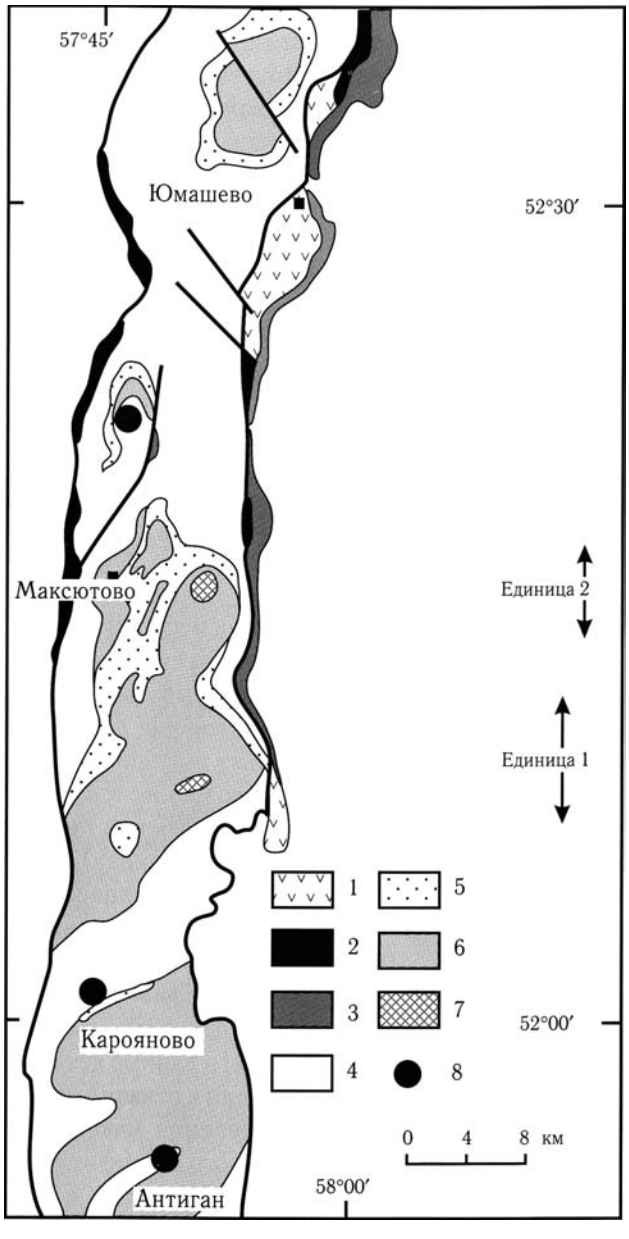


Рис. 70. Геологическая схема центральной части максютовского комплекса, показывающая соотношение традиционных стратиграфических подразделений (свит) и выделенных позже двух «единиц» [Hetzel, 1999] (в схеме использованы материалы В.И. Ленных)

1 — диабазы, кремни (силур); 2 — габбро, диабазы; 3 — серпентиниты (ГУР); 4–8 — максютовский комплекс: 4–7 — свиты унифицированной шкалы (4 — карамалинская, 5 — юмагузинская, 6 — кайраклинская, 7 — галеевская), 8 — псевдоморфозы лавсонита в метародингитах единицы 2

стандартной стратиграфической схемы. Верхняя, единица 2, отделенная от первой тектоническими контактами, сложена графитовыми кварцитами, метавулканитами, с линзами мраморов, метагаббро и километровыми линзами серпентинитового меланжа с метародингитами (отвечает карамалинской свите).

Относительно возраста свит у соавторов имеются несовпадения во мнениях, однако Р. Хетцель [Hetzel, 1999] высказывает точку зрения о докембрийском возрасте нижней единицы 1, и палеозойском — верхней, единицы 2. По данным минерало-термобарометрических исследований, нижняя единица, с хорошо сохранившимися эклогит-глаукофансланцевыми минеральными ассоциациями, испытала пиковый метаморфизм до ~17 кбар при температуре ~570 °С, в то время как верхняя, с псевдоморфозами по лавсониту, была метаморфизована при ~8 кбар и ~450 °С. Предполагается, что метаморфизм был связан с субдукцией на восток, под островную дугу. При этом единица 1 находилась на большей глубине, чем единица 2. Затем первая единица поднялась вверх и вступила в тектонический контакт со второй на уровне лавсонит-глаукофанового метаморфического парагенезиса (рис. 71). Наконец, в ходе дальнейшей эксгумации обе единицы были смяты в антиформу, и структура приобрела современный вид.

Вместе с тем, ряд исследователей допускает, что первоначальный, пиковый, метаморфизм единицы 1 мог осуществляться в пределах поля стабильности алмаза. В свое время в максютовском комплексе были описаны псевдоморфозы кварца по коэситу [Чесноков, Попов, 1965]. И хотя эти данные далеко не всеми воспринимаются с полным доверием, к ним можно добавить данные о кубоидной морфологии некоторых обособлений графита в эклогитах, возможно, являющихся псевдоморфозами графита по алмазу [Leech, Ernst, 1998].

Вышеизложенные данные по ранней истории метаморфических преобразований в максютовском комплексе были недавно существенно пополнены благодаря выявлению микроалмазных агрегатов [Bostick et al., 2003]. С помощью Раман-спектроскопии в малослюдистых гнейсах единицы 1 было выявлено несколько нанокристаллических агрегатов алмазов, возникших при относительно низких температурах около 650 °С и сверхвысоких давлениях, не менее 3.2 ГПа. Термобарические оценки ранней стадии ретроградного метаморфизма по сосуществующим гранату, омфациту и фенгиту в эклогитах дали величины 610–680 °С и 1.7–2.6 ГПа, что несколько ниже по давлению поля стабильности коэсита.

Анализируя соотношения изотопов кислорода в парах сосуществующих минералов, М. Леех и

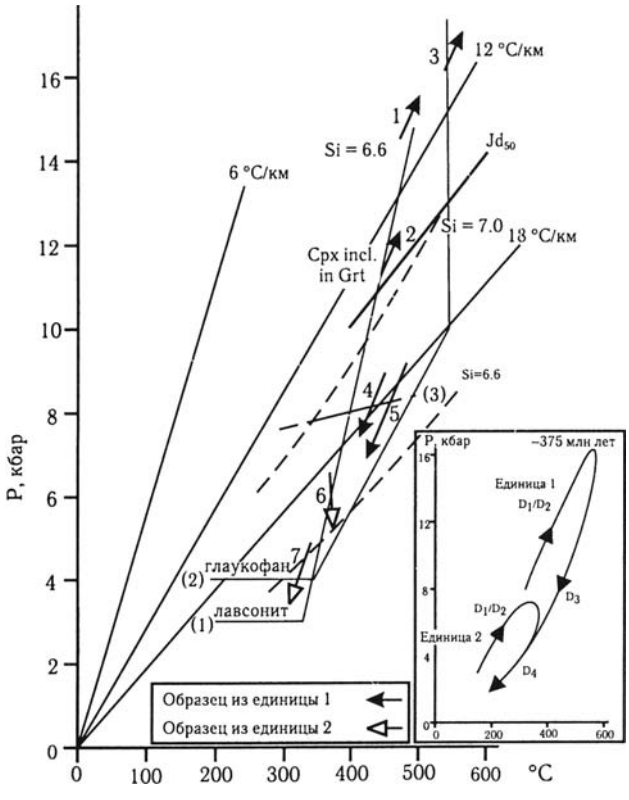


Рис. 71. Положение образцов (1–7) из максютовского комплекса в P–T поле, полученное в результате изучения шлифов и зондовых анализов

Направление стрелок указывает, когда образовалась текстура пород: в прогрессивную или регрессивную стадию. Врезка справа схематически иллюстрирует контрастные тектонометаморфические условия двух единиц комплекса (кривые не представляют собой P–T пути) [Hetzel et al., 1999]

В. Эрнст [Leech, Ernst, 2000] приходят к выводу, что P–T условия, устанавливаемые для метаморфизма единицы 1 (по этим авторам, 594–637 °C при 15–17 кбар) могут отражать изменения, произошедшие 375 млн лет назад, в начальную стадию эксгумации. Измерение соотношения изотопов кислорода $^{18}O/^{16}O$ в парах сосуществующих минералов может отражать три стадии ретроградной рекристаллизации в условиях присутствия флюида: (1) 678±83 °C, затронувшая единицу 1 и уничтожившая коэсит и алмаз; (2) 453±17 °C на переходе от глаукофансланцевого к зеленосланцевому метаморфизму, затронувшая обе единицы, пришедшие в соприкосновение и (3) 250±68 °C, отражающая позднюю стадию гидротермального изменения и эксгумации.

Термобарометрический анализ трех образцов из одного обнажения [Schulte, Blumel, 2000] дал три разных значения условий их формирования. По паре кайма граната – фенгит, в массивной будине эклогита определяется 500 °C, >1.5 ГПа; для полосчатого эклогита 630 °C, >1.7 ГПа и для гранат-слюдяного сланца — 630 °C, >1.7 ГПа. Присутствие в последнем обильных реликтов хлоритоида и распределение Fe/Mg содержаний между хлоритоидом и гранатом регистрирует еще одну стадию: 650 °C, 2.0 ГПа (близко к полю стабильности коэсита). Для всех указанных образцов выявляется общая ретроградная эволюция, с образованием лавсонит-альбит-глаукофанового парагенезиса, замещенного затем актинолит-хлорит-альбитовым. Эти данные приводят авторов к сложной схеме раздельной эволюции указанных пород на прогрессивных этапах, с последовательным их пространственным соединением и общей эволюцией на ретроградных этапах. Девонские изотопные возрасты (см. ниже) они относят только к самой поздней, наиболее низкотемпературной стадии эклогитизации; возраст других стадий неизвестен.

При интерпретации истории максютовского комплекса особое значение имеют новые изотопные данные, характеризующие позднедевонскую стадию прогрессивного метаморфизма максютовского комплекса, часть которых получена в ходе выполнения проекта [Matte et al., 1993; Lennykh et al., 1995; Шацкий и др., 1997; Beane, Connelly, 2000]. Они говорят о том, что, даже если в составе максютовского комплекса имеются докембрийские породы, время последнего этапа высокотемпературных, высокобарических преобразований, определяемое U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd и $^{40}Ar/^{39}Ar$ (фенгиты) методами, в основном укладывается в интервал 380–370 млн лет. Более ранние указания на высокобарическое событие в районе 550 млн лет [Краснобаев и др., 1996; Dobretsov et al., 1996] пока не получили дальнейшего подтверждения, хотя это было бы интересно как возможное свидетельство кадомской фазы тектогенеза. Сумма всех данных заставляла считать, что либо весь процесс погружения, метаморфизма и эксгумации уложился в интервал 380–370 млн лет, либо пик высокобарического метаморфизма имел место до 380 млн лет, и следы его практически не улавливаются.

Несколько позже [Glodny et al., 2002] опубликовали данные девяти прецизионных, очень кучных изохронных Rb-Sr датировок по минералам (преимущественно омфацит и белая слюда) в эклогитах различного состава, которые дали в среднем 375±2 млн лет. Петрологические данные говорят о том, что это — возраст прогрессивного метаморфизма. Более древние, чем 375 млн лет, возрасты эклогитов ставятся под сомнение. В частности, указы-

вается, что $^{40}Ar/^{39}Ar$ возрасты по фенгитам в интервале 388±4 и 372±2 млн лет могут быть удревнены благодаря неопределимому присутствию избыточного аргона, несмотря на наличие четких плато.

$^{39}Ar/^{40}Ar$ возрасты, полученные по слюдам максютовского комплекса, растягиваются от 380 до 330 млн лет, отражая определенные стадии его остывания и эксгумации [Beane, Connelly, 2000]. Отметим, что $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировки, трактуемые как время эксгумации, фиксируют не время появления метаморфитов на земной поверхности, а время пересечения ими некой изотермы (порядка 200 °С для определений по мусковитам и более высокой по фенгитам). Судя же по данным изучения апатитов максютовского комплекса фишн-трековым методом, переход 110 °С изотермы произошел несколько позже, хотя и тоже в каменноугольное время [Leech, Stockli, 2000] (рис. 72). Вместе с тем, появление обломков метаморфических минералов (в том числе глаукофана) уже в верхней части фаменской зилаирской серии, впервые установленное М.Ю. Аржавитиной [1976] и затем существенно подтвержденное в ходе сотрудничества уфимских геологов с германскими исследователями [Willner et al., 2002, 2004], является геологическим свидетельством эксгумации максютовских пород в буквальном смысле слова и позволяет говорить, что верхний возрастной предел начала эксгумации высокобарических комплексов — фамен. Это звучит парадоксально, но здесь нет никакого противоречия, если учитывать, что мощность (точнее, вертикальная толщина) глаукофансодержащих максютовских толщ, уничтоженных эрозией с конца девона, могла составлять много километров и по крайней мере соизмерима с шириной полосы их теперешних выходов или даже превышала ее. Геологические данные о залегании фаунистически охарактеризованных меловых отложений на шубинских эклогитах максютовского комплекса дают абсолютный верхний возрастной предел эксгумации пород, сейчас находящихся на поверхности. Кстати, это противоречит модели эксгумации [Leech, Stockli, 2000], по которой анализируемые породы максютовского комплекса появились на поверхности только в позднекайнозойское время (см. рис. 72).

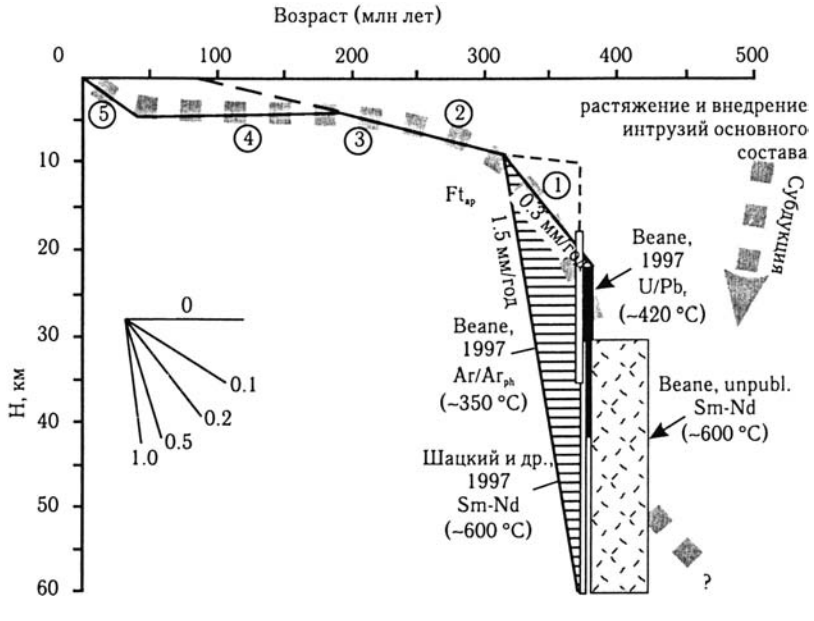


Рис. 72. Траектория глубина–время для максютовского комплекса

Вертикальные прямоугольники показывают возрастные пределы для различных методов датирования, основанные на температурах закрытия каждой из конкретных изотопных систем. Широкий диапазон глубин связан с тем, что температуры закрытия основаны на вариантности температурных градиентов, от 10 °С/км для современного теплового потока до 20 °С/км при введении поправки на возможные палеоклиматические эффекты [Lachenbruch, Sass, 1977]

Цифры в кружках — стадии движения по данным фишн-трекового анализа. Треугольник А отвечает скоростям эксгумации между высокобарическим событием и остыванием до 110 °С. Тонкий пунктир указывает путь, допускаемый данными высокотемпературной геохронологии; фишн-трековый анализ указывает на иной наклон пути [Leech, Stockli, 2000]. Толстый пунктир — поправка, которую надо ввести на последнем отрезке пути в связи с залеганием образцов в непосредственной близости от трансгрессивного контакта с верхнемеловыми морскими осадками

Недавно на примере Южного Урала была предложена детально проработанная модель процесса формирования метаморфитов высоких давлений и их вывода на поверхность [Chemenda et al., 1997]. При этом была использована идея поддвига пассивной континентальной окраины и ее последующего быстрого всплывания. Чуть раньше была предложена близкая модель, с использованием идеи о плавучести микроконтинента [Пучков, 1996а].

Согласно модели [Chemenda et al., 1997] (рис. 73), процесс проходил в несколько стадий: (а) исчезновение Уральского океана в результате субдукции под Магнитогорскую островную дугу; (б) субдукция Европейской пассивной континентальной окраины под островную дугу; (в) субдукция преддугового блока вместе с нижележащими континентальным блоком и

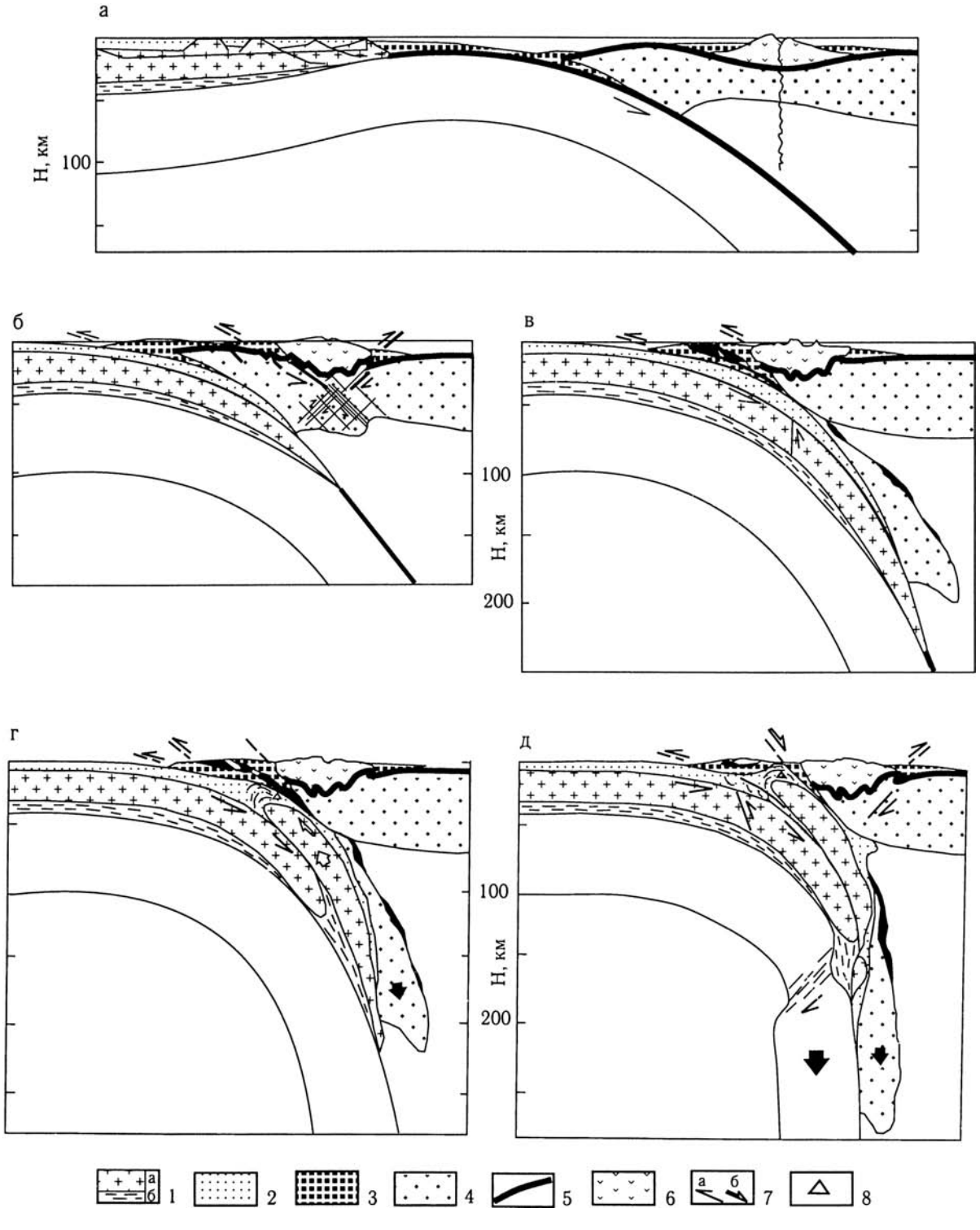


Рис. 73. Эволюционная модель обдукции и эксгумации HP/LT метаморфических пород на Южном Урале

1 — континентальная кора, слой: а — верхний прочный, хрупкий, б — нижний слабый, вязкий; 2 — нижнепалеозойские и рифейские осадки; 3 — силурийско-девонский флиш; 4 — мантийный слой океанической литосферы; 5 — океаническая кора; 6 — Магнитогорская вулканическая дуга, 7 — надвиги (а) и сбросы (б); 8 — маркер, соответствующий глубине в несколько десятков километров (17–25 кбар) на стадии (в) [Chemenda et al., 1997]. Пояснения см. в тексте

его осадочным чехлом на глубину до 150 км; (г) потеря прочности субдуцированной континентальной корой, которая обламывается и быстро всплывает, внедряясь в межплитную зону и аккреционный комплекс; (д) начало роста поднятия Уралтау и эксгумация высокобарических комплексов. Восточная граница поднятия совпадает с ГУР, который на этой стадии формально является сбросом, но движение происходит в условиях сжатия. Субдукция прекращается, и вследствие этого резко ослабляется орогенез, который затем перемещается в более восточные области Урала — к востоку от Магнитогорской дуги.

Комментируя эту схему, следует отметить, что первая стадия была подготовительной, предколлизионной, происходила в конце раннего – в среднем девоне в связи с развитием Магнитогорской островной дуги и должна была сопровождаться образованием аккреционной призмы на океанической коре. Реликты этой аккреционной призмы следует искать в меланже ГУРа; вероятно, ей отвечают также меланжи, гипербазитовые массивы и олистостромы офиолитовых аллохтонов.

Вторая и третья стадии имели место, скорее всего, в живете–фране и могли произойти, при средней скорости субдукции, в течение нескольких миллионов лет. В зону субдукции должен был быть, однако, затянут лишь внешний край батиальной зоны, общая ширина которой, вероятно, превышала 100 км (реликт внутреннего края этой зоны сохранился в современной структуре Урала и не обнаруживает высокобарических изменений). Сомнения вызывает и глубина, на которую был затянут сиалический блок. Автор и раньше приводил аргументы в пользу того, что глаукофансланцевый метаморфизм является результатом комбинированного действия стресса, литостатического давления и, в некоторых случаях, — флюидного давления в коллизионных условиях [Puchkov, 1989].

В настоящее время факты образования эклогитов в результате локального повышения флюидного давления хорошо известны. В качестве альтернативы субдукции края континента можно предположить, что с фаменской островной дугой столкнулся близлежащий микроконтинент [Пучков, 1996б]. Эта модель даже предпочтительнее, так как субдукция продолжалась и в фамене, после «выныривания» сиалического блока к поверхности, тогда как обсуждаемая модель [Chemenda et al., 1997] предусматривает немедленное и окончательное прекращение субдукции. При этом утверждение, что в зону субдукции был полностью затянут преддуговой блок, также представляется неточным: в современной структуре Магнитогорской зоны сохранилась по крайней мере часть преддуговой зоны (Таналыкско-Актауская), прилегающая с запада к среднедевонской островной дуге и характеризующаяся конденсированным разрезом позднего эмса, среднего девона и франа. В пользу преддуговой природы западной части Магнитогорской синформы говорит и присутствие здесь среднедевонских бонинитов или бонинитоподобных пород [Spadea et al., 1998] (см. также раздел 4.12). Отмечено, что бониниты обычно формируются на ранней стадии развития энсиматической дуги, перед началом задугового спрединга. Обычно их обнаруживают только в преддуговых условиях [Taylor, Nesbitt, 1995; Bedard et al., 1998].

Четвертая и пятая стадии также отвечают последним, наиболее достоверным изотопным датировкам эклогитов максютовского комплекса (приблизительно фран–фамен?): датировки момента образования высокобарических минеральных ассоциаций и времени их эксгумации и остывания чрезвычайно сближены; реальный временной интервал между ними находится в пределах точности изотопных методов, а с учетом геологических данных он еще более сужен (см. выше).

Добавим в заключение: не исключено, что быстрый подъем Уралтау в фамене связан с отрывом тяжелой части субдуцируемого слэба — подобно тому, как это предполагается для современного состояния Карпатской дуги.

Следует заметить, что вопрос о способе выведения максютовского комплекса в его современное положение тесно связан с вопросом о времени и характере тектонических движений по ГУР, а также с вопросом о характере контакта этого комплекса с суванякским. Здесь тоже нет полного согласия между исследователями.

Информация о верхнем возрастном пределе интенсивных деформаций в ГУР (верхи нижнего – низы среднего карбона) может быть получена при анализе взаимоотношений ГУР с гранитными интрузиями Сыростанской группы, запечатывающими меланж. Высказывается мнение [Попов и др., 1997], что Сыростанский плутон — мультиплетная интрузивная серия мантийно-корового происхождения, возраст которой растянут от раннего визе до среднего карбона. По Г.Б. Ферштатеру и др. [Пучков и др., 1986], он принадлежит габбро-монцонитовой серии, формирование которой завершилось в башкирское время и которая образует цепочки мелких плутонов, резко секущих западноуральские

коллизионные структуры, в том числе Магнитогорскую зону и ГУР. В ходе выполнения проекта URALIDES получены изотопные данные, подтверждающие и уточняющие эти представления. Показано, что деформированные габброиды и гранодиориты плутона содержат цирконы, которые датированы Pb-Pb методом как 334±4, 334±5 млн лет; прорывающие их массивные граниты имеют возраст 327±4 млн лет. Исходя из этих данных, можно сделать вывод, что нижний карбон (визейский век) — скорее всего и есть верхний возрастной предел тектонической активности предполагаемой корневой зоны шарьяжей (Вознесенско-Присакмарской зоны ГУР).

Несколько иное мнение высказано К.С. Ивановым [1998], который приводит $^{40}Ar/^{39}Ar$ возраст недеформированных гранитов — 304±6 млн лет, на основании чего определяет время последнего этапа интенсивных деформаций как поздний карбон. Однако эта датировка на самом деле отвечает границе среднего и верхнего карбона (скорее, даже московскому ярусу [Gradstein et al., 2004]) и, к тому же, характеризует не время прекращения пластических деформаций гранитов, а время их остывания, и соответствует $^{40}Ar/^{39}Ar$ датировкам времени остывания куртинского высокобарического комплекса, испытавшего наложенный амфиболитовый метаморфизм, и амфиболитов Сысертского комплекса [Glasmacher et al., 1999].

Наконец, появившиеся недавно данные о возрасте Нижнеуфалейского гранитного массива, расположенного вблизи ГУР в его лежачем крыле, интерпретируются как верхний возрастной предел пододвигания континентальной коры под островную дугу и связанного с ней амфиболитового метаморфизма и рассланцевания: 316±1 млн лет, U-Pb метод по сфену [Hetzel, Romer, 1999], т.е. конец раннебашкирского времени. Все вышеприведенные датировки — более поздние, чем серпуховской век, — вероятно, могут быть отнесены за счет процессов общей континентальной коллизии.

По поводу взаимоотношений максютовского и суванякского комплекса есть две точки зрения. Д. Браун с соавторами [Brown et al., 1998], интерпретируя сейсмопрофиль ОГТ через Уралтау, пришли к выводу, что максютовский комплекс надвинут с востока на суванякский. Р. Хетцель с коллегами [Hetzel et al., 1998], наоборот, считают, что суванякский комплекс лежит на максютовском и оба смяты в антиформу; на западе их разделяет Янтышевско-Юлукский разлом, падающий к западу; к этому же выводу по комплексу геологических и сейсмологических данных еще раньше пришли А.А. Захаров и В.Н. Пучков [1994]. Заметим, что антиформный характер максютовского комплекса вычитывается уже из геологических карт масштаба 1:200 000. В северной же части хребта Уралтау, где максютовский комплекс исчезает, суванякский становится, в свою очередь, антиформным [Alvarez-Marron et al., 2000].

Ряд исследователей отмечают следы не только надвиговых, но и сбросовых дислокаций в зоне ГУР. Так, высказывалось обоснованное предположение [Echtler, Hetzel, 1997], что орогенный сложнопокровный клин метаморфизованных пород, образующий антиформу Уралтау, надвигался косо (с левосторонней компонентой) на край континента и одновременно в тылу формировался сброс, приведший метаморфические комплексы со слабо метаморфизованными породами Магнитогорской островной дуги. Крайняя же точка зрения высказана К.С. Ивановым [1998], который связывает не только эти сбросы, но и вообще эксгумацию комплексов Уралтау с триасовым рифтогенезом. Однако общий результат работы по проекту URALIDES, как мы видели, противоречит последней из указанных точек зрения.

Результаты изучения геологии более северных аналогов Максютовского комплекса, Парусшорско-Неркаюского и Марункеуского, менее значительны, однако тоже заслуживают упоминания. Были получены первые Ar/Ar датировки по белым слюдам из эклогитов неркаюского комплекса: 351–353±3.6 млн лет (турне), что намного (более чем на 25 млн лет) моложе аналогичных метаморфитов Максютовского комплекса [Иванов и др., 2000]. Это хорошо вписывается в предложенную в работе [Пучков, 1996б] концепцию косой коллизии на Урале. Эти данные были использованы К.С. Ивановым [2001] для подсчета скорости субдукции, составившей, по его мнению, 2.8±0.5 см/год. Впрочем, на Полярный Урал эти расчеты распространить нельзя, так как там возраст «флюидных жил» эклогитов составляет по Rb/Sr и Sm/Nd изохронам 352±5 и 360±3 млн лет. Однако авторы данных датировок предупреждают, что это не возраст эксгумации, а возраст флюидного воздействия, приведшего к эклогитизации [Molina et al., 2002; Glodny et al., 2003, 2004]. Sm/Nd датировки, полученные ранее на Слюдяной Горке другой группой исследователей, составляют по барруазитовому эклогиту 366±8.5 млн лет, по кианитовому эклогиту — 338±40. Возраст протолита эклогитов оценивается [Glodny et al., 2004] как 670–550 млн лет, одна-

ко имеются данные по совокупности результатов применения нескольких методов о значительно более древнем его возрасте (1.54–1.51 и даже 1.7 млрд лет [Андреичев, 2003]).

Фишн-трековый анализ и история рельефа Урала

Изучение треков радиоактивного распада в ряде минералов (прежде всего, цирконах, апатитах, а также сфене) позволяет датировать время остывания содержащих их пород до определенной температуры. Считается, что система закрывается и начинает отсчет времени от ~110 °С для апатита, 240°±50° для циркона и ~300° для сфена. При этом надо учитывать, что эти температуры не абсолютны и существует так называемая PAZ (partial annealing zone). Для апатита она лежит между 120° и 60 °С. С учетом предполагаемого термального градиента и с обязательным учетом геологических данных строятся модели термальной истории региона. Применение этого метода на Урале началось в 1996 г., когда были проведены наблюдения по профилю URSEIS от г. Стерлитамака до г. Карталы [Seward et al., 1997]. Затем они были повторены и дополнены наблюдениями по профилю Архангельское–Белорецк [Glasmacher et al., 2002], а также сбором материала по Тараташу, Уфалею, Сысерти и по линии профиля ESRU [Seward et al., 2002]. Основные результаты подтверждают выводы, сделанные ранее при изучении палеогеографии Урала, а в части термальной истории, дают ряд дополнительных деталей.

Будучи привязаны к K/Sr, U/Pb, Ar/R датировкам, данные фишн-трек анализа по цирконам и апатитам дают указание на то, что период быстрой эксгумации от температур 250° до 110 °С со скоростью до 20 °С на 1 млн лет имел место в конце перми, приблизительно до 250 млн лет. На момент 250±20 млн лет произошло резкое уменьшение скорости остывания примерно до 1 °С/млн лет, падающее на триас и отвечающее времени пенепленизации. Время с позднего триаса до конца мела отвечает периоду почти полного отсутствия эрозии или слабого отложения осадков, и скорость остывания падает до величин менее 1 °С/млн лет. Постпалеогеновая реактивизация отражается в некотором нарушении зависимости между апатитовыми возрастами и высотами, что обусловлено разломами [Seward et al., 2002]. Данные [Glasmacher et al., 2002] в целом подтверждают эту схему, но дополнительно указывают на сбросовые движения по разломам СЗ простирания в юрское и меловое время в центральной части Башкирского антиклинория.

Позднейшая история эксгумации максютовского комплекса была также проанализирована фишн-трек методом по апатитам [Leech, Stockli, 2000]. Температурные изменения были пересчитаны в абсолютные скорости эксгумации с учетом современного теплового потока (см. рис. 72). Надо заметить, что модель этих авторов должна быть скорректирована, имея в виду тот факт, что по геологическим данным в мелу по крайней мере шубинские и новопокровские метаморфиты были выведены на поверхность и потом уже не погружались более чем на первые сотни метров: местами наблюдается их трансгрессивное перекрывание позднемеловыми морскими осадками.

С учетом этих данных, результатов геотермических исследований, геоморфологических и других наблюдений была сделана довольно успешная попытка моделирования процесса неоорогенической активизации Урала в позднем кайнозое. Модель предполагает существование под Уралом зоны концентрации деформаций, имеющей восточное падение [Mikhailov et al., 2002].

Особенности глубинного строения Урала по данным интерпретации профилей URSEIS и ESRU

Результаты сейсмического эксперимента URSEIS (см. разделы 4.3 и 4.4) были обобщены в большом сборнике [Глубинное строение…, 2001]. Вместе с зарубежными публикациями [Berzin et al., 1996; Carbonell et al., 1996, 1998, 2002; Knapp et al., 1996, 1998; Echtler et al., 1996; Diaconescu et al., 1998; Diaconescu, Knapp, 2002; Ayarza, Juhlin et al., 2000; Scarrow et al., 2002] в этих работах изложен огромный фактический и аналитический материал и различные интерпретации, во многом противоречивые. Здесь геологическая характеристика этого профиля, как и профиля ESRU, будет дана по возможности кратко, с указанием как на противоречия, так и на общие выводы, принимаемые более или менее единодушно.

Расположение профилей на Южном и Среднем Урале показано на рис. 1, 9, 62 и 65. Согласно данным метода ОГТ со взрывным и вибрационным источниками, давшими два варианта разреза (см.

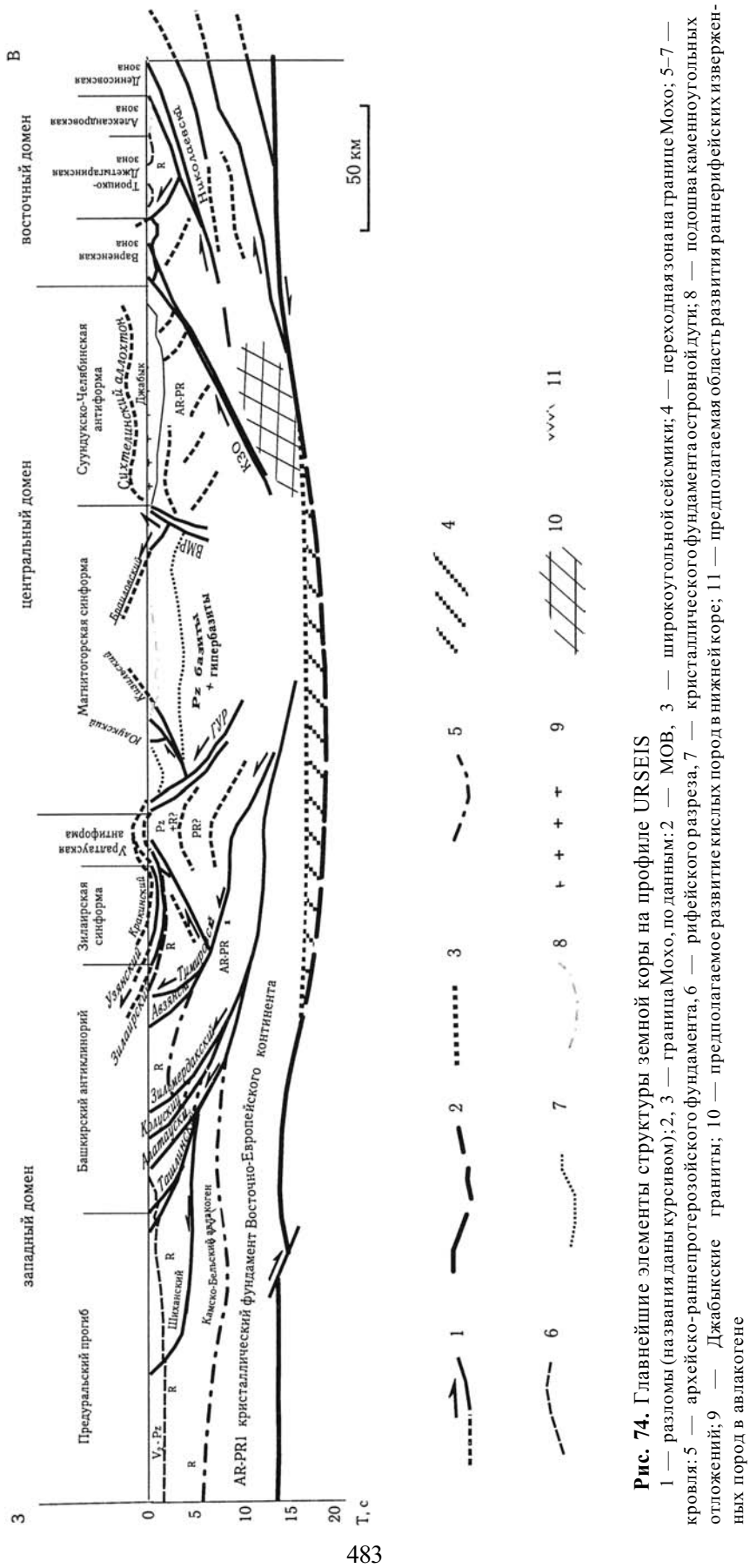


Рис. 74. Главнейшие элементы структуры земной коры на профиле URSEIS

1 — разломы (названия даны курсивом); 2, 3 — граница Мохо, по данным: 2 — МОВ, 3 — широкоугольной сейсмики; 4 — переходная зона на границе Мохо; 5–7 — кровля: 5 — архейско-раннепротерозойского фундамента, 6 — рифейского разреза, 7 — кристаллического фундамента островной дуги; 8 — подошва каменноугольных отложений; 9 — Джабыкские граниты; 10 — предполагаемое развитие кислых пород в нижней коре; 11 — предполагаемая область развития раннерифейских изверженных пород в авлакогене

рис. 13), и данным ГСЗ (см. рис. 21), Уральский ороген распадается по особенностям своего строения на три домена: западный, центральный и восточный (рис. 74).

Для западного и восточного доменов характерны нормальная мощность земной коры (40–42 км) и хорошая выраженность поверхности мантии (границы М, или Мохо) как стабильного отражающего горизонта. В центральном домене мощность коры возрастает до 55–60 км (т.е. имеется корень уралид), но отражения от Мохо приобретают неясный, диффузный характер. В то же время, эта граница прослежена по преломленным волнам по данным ГСЗ. Большинство исследователей считают, что размытость отражений от корня уралид связана с естественными причинами. Возможно, особенности этой границы в центральном домене связаны с близостью состава мантии и коры и с наличием зоны коромантийного смешивания [Stadtlander et al., 1999], а также с неровностью границы, отсутствием интенсивных перемещений коры по границе М (последнее, наоборот, особенно вероятно для восточного домена). По Р. Карбонеллю с соавторами [Carbonell et al., 2002], возможны и другие модели (см. рис. 25): (1) магматические процессы, вызвавшие насыщение коры близ корня телами магматических пород; (2) поднятие фронта эклогитизации и образование зоны смеси эклогитизированной коры и мантии. Близкая точка зрения отражена также в работах: [Diaconescu, Knapp, 2002; Doring, Gotze, 1999; Carbonell et al., 2002], где приведены дополнительные данные о присутствии высокоплотных пород на границе коры и мантии. Упомянутые авторы считают, что посторогеническая эклогитизация корня орогена создала изостатически стабилизированную систему со сглаженной топографией. В принципе постановка вопроса правильная. Эклогитизация или не эклогитизация, — но корень Урала не имеет ничего общего с корнями современных орогенов и связан с избыточной плотностью пород Магнитогорской синформы.

Иной точки зрения придерживаются Д. Браун с коллегами [Brown et al., 1998a,b], попытавшиеся рассчитать вероятный состав коры под уралидами, исходя из анализа сейсмических скоростей, гравитационных, магнитных данных и теплового потока. Они пришли к выводу, что эклогиты не присутствуют в островодужных террейнах, слагающих центральную и восточную части орогена. Характеристики нижней коры указывают на присутствие мафического гранатового гранулита и/или горнблендита, а также габбро-норита. Близкой точки зрения придерживаются Дж. Скарроу с коллегами [Scarrow et al., 2002], которые считают, что корень орогена сложен тяжелым мафическим гранулитом, который интерпретируется как часть аккретировавшей островодужной коры. Высокая плотность корня и является объяснением его сохранности в условиях изостатической компенсации.

Проведение детальных геологических пересечений в области западного домена [Brown et al., 1997a] с привлечением более ранних сейсмопрофилей ОГТ, а также использование новой идеологии при интерпретации надвиговых структур форланда [Jones, 1991], приводят к выводу, что основным, хотя и скрытым структурным элементом форланда является главная поверхность срыва (детачмент) с отходящими от него вверх листрическими надвигами и складками, порожденными движениями по этим надвигам. Детали этой структуры, отличающейся определенной спецификой от наиболее известных складчато-надвиговых систем форланда (Скалистые горы, Аппалачи и др.), обсуждались выше.

На профиле URSEIS в западном домене наблюдаются некоторые детали строения Камско-Бельского авлакогена, прослеживающегося в краевую часть Урала. Под осевой частью авлакогена виден разлом, который смещает поверхность Мохо, но не затрагивает подошву рифейских отложений, так что его возраст — заведомо дорифейский. В самом авлакогене под западным склоном Урала заметен раздув мощностей рифейских отложений. Восточный край авлакогена захвачен палеозойскими надвигами Урала. Падение Макаровского разлома неясно; видно лишь, что разлом имеет опущенное восточное крыло. По [Diaconescu et al., 1998], это — сдвиг вертикального падения. По нашему мнению, это — сброс, наклоненный к западу и связанный с пред- или раннерифейским рифтогенезом, приведшим к образованию авлакогена.

По данным анализа магнитного поля (см. рис. 35, б), уральские исследователи уже давно (начиная с 70-х годов) приходили к выводу, что складчатый фундамент Восточно-Европейской платформы прослеживается подо всем западным склоном Урала, почти до Главного Уральского разлома. Профиль URSEIS позволил протянуть его еще дальше на восток, под среднюю часть Магнитогорской синформы.

На переходе к центральному домену расположены две важные структуры: Кракинский аллохтон, представляющий собой пакет из трех пластин, сложенных (снизу вверх): батиальными отложениями с возрастом от тремадока до среднего девона; ме-

ланжем, содержащим обломки пород верхних членов офиолитового разреза (ордовик–силур) и, выше всего, массивными блоками гипербазитов древней мантии, т.е. низов офиолитового разреза [Пучков, 2000]. Сопряженной с Кракинским аллохтоном и с Зилаирской синформой, в которую он вложен, является антиформа Уралтау, которая граничит с Магнитогорской синформой по *Главному Уральскому разлому*, являющемуся западной границей восточного домена.

Данный профиль, как и многие другие сейсмические материалы, служит еще одним подтверждением, что этот разлом не столь глубинный, как когда-то считалось: он не проникает в низы коры и является скорее всего листрическим, как и в других районах [Петров, Пучков, 1994]. К тому же он довольно слабо отражается в волновом поле, угадываясь скорее по различиям волновой картины в его висячем и лежачем боку. Разлом осложнен, уже в пределах центрального домена, крупным *Кизильским встречным надвигом*, хорошо изученным бурением и имеющим западное падение с амплитудой до 1.5–2 км.

К востоку от Кизильского разлома вергентность уже устойчивая восточная; как уже говорилось, синформа отделяется от Восточно-Уральской мегазоны другой сутурной зоной, подчеркнутой, как и Главный Уральский разлом, серпентинитовым меланжем (Восточно-Магнитогорская зона меланжей). Ее выход на поверхность на профиле URSEIS маскируется неглубоким, но огромным по площади Джабыкским гранитным массивом, однако к северу и югу эта сутура хорошо прослеживается, а ее западное падение подтверждается многими геологическими и геофизическими материалами. К северу от профиля с этой зоной разлома тесно связана расположенная в Восточно-Уральской зоне Сухтелинская синформа, надвигание которой к востоку, на легкие массы Восточно-Уральской зоны, было отчетливо выявлено еще по данным МОВ [Меньшиков и др., 1983], а позже прекрасно показано и данными геологической съемки [Тевелев, Кошелева, 2002].

Восточный домен отделяется от центрального наклонным *Карталинским разломом*, расположенным сразу к востоку от Джабыкского массива. Авторы работы [Echtler et al., 1996] называют его почему-то Троицким (но он не проходит через Троицк). На поверхности с ним сближен или даже совпадает, другой разлом, проходящий севернее через Челябинск, и мы предлагаем называть его *Челябинским*. Четкая линейность этого разлома заставляет сделать предположение, что он вертикален, и с ним не следует отождествлять наклоненный к западу под углом в 45° *Карталинский пакет отражений* (КПО). Последний является главной особенностью восточного домена и связан с наличием ярко выраженных наклонных структур восточной вергентности, которые подходят сверху к границе Мохоровичича, срезаясь последней (или, скорее, сливаясь с ней) под очень острым углом (см. рис. 74). Это создает впечатление о Мохо как о колоссальной по масштабу зоне срыва в основании коры, связанной с серией крупных надвигов, смещающих всю кору в восточном направлении. В числе других, в серию разрывных нарушений, создающих КПО, следует включить Денисовскую и, возможно, Новониколаевскую зоны серпентинитового меланжа. Впрочем, относительно последней, упомянутой в работе К.С. Иванова и др. [1998], у нас появились большие сомнения после осмотра карьеров, расположенных близ восточной окраины с. Новониколаевка: серпентинитов там нет и нет меланжа, а есть сильно деформированный разрез кремней (с конодонтами франа), базальтов и песчаников. Впрочем, в целом, нет сомнения в наличии в восточном домене зон серпентинитового меланжа, падающих к западу (одна из них была даже подсечена бурением [Глубинное строение…, 2001]).

Взаимоотношения структур центрального и восточного доменов описываются [Echtler et al., 1996] следующим образом. КПО является восточным ограничением центрального домена. В его западной части на поверхности расположен раннепермский Джабыкский гранитный массив, коррелирующийся с неглубокой (5–8 км) зоной отсутствия отражений. Ниже, непосредственно под массивом, отражения весьма четкие и говорят о структурированности коры, никак не связанной с процессами возможного диапирового поднятия массива при его внедрении. Отсутствие диапирового «хвоста», по крайней мере на профиле URSEIS, приводит исследователей [Brown, Tryggvasson, 2001] к предположению, что внедрение массива связано с просачиванием расплавов по каналу или многим каналам (трещинам) и их накапливанием в приповерхностной зоне. Под этой зоной в средней коре расположены зоны отражений, падающие к востоку. Они упираются в КПО. Учитывая, что отражающие границы, пронизывающие всю кору, вряд ли могли бы сохраниться под влиянием обильного магматизма и нагрева, можно сделать вывод, что КПО имеет послераннепермский возраст и представляет собой восточновергентную сутуру, связанную с поздне-

орогенной внутриконтинентальной коллизией. Главным в этих наблюдениях является вывод, что отражения под Джабыкским массивом перечеркнуты более молодой, наложенной системой КПО. Этот факт потребовал от нас полного пересмотра структурной истории восточных зон Урала и, в частности, поставил, наряду со многими другими наблюдениями, вопрос об инверсии зоны субдукции (перемене наклона с восточного на западный) в начале раннего карбона [Пучков, 2000]. Отметим, что по нашему мнению зауральские зоны восточной вергентности (в составе КПО и более восточных зон скалывания) возникли позже субдукции, на стадии «жесткой» коллизии, и, возможно, оперяют главную зону скалывания, совпадающую с границей Мохо. Нижняя из этих зон может быть экстраполирована в Тургайский прогиб — в область выхода на поверхность палеозойского фундамента — сутуры, разделяющей уралиды и казахстаниды.

В целом материалы профиля URSEIS наиболее полно из имеющихся сейсмических профилей характеризующего структуру Урала, дают возможность говорить об этом складчатом сооружении как о двустороннем, бивергентном орогене. В последнее время этот вывод исследователи распространяют и на Средний Урал, где, по данным сейсмопрофилей ESRU [Juhlin et al., 1996, 1997, 1998; Knapp et al., 1998; Ayarza, Brown et al., 2000; Friberg, Juhlin et al., 2000], к востоку от Серовско-Маукской зоны меланжа, в Салдинском и Мурзинско-Адуйском комплексах, наблюдаются зоны скалывания западного падения, доминирующие в структуре. Как считают российские исследователи, принимавшие участие в интерпретации, самым важным результатом этих работ является открытие мощной, полого залегающей системы отражателей с западным падением, проходящих через всю кору и уходящих в мантию под окраиной Восточно-Европейского палеоконтинента. Эта система разветвляется в верхней части коры и имеет несколько выходов на поверхность — в районе Медведево-Арамильской сутурной зоны, Серовско-Маукского разлома и Салдинского метаморфического комплекса. Сейсмические границы, маркирующие зону Главного Уральского разлома и имеющие восточное падение, не прослеживаются глубже 25–30 км и не пересекают зону отражений с западным падением. Таким образом, в нижней части Тагильской палеоостроводужной системы присутствует только система отражений с западным падением, уходящая в мантию. Эта система, возможно, наследует направление палеозоны субдукции.

С вышеприведенной интерпретацией можно было бы согласиться, но только с очень важными уточнениями. Западное падение палеозоны субдукции было характерно не для стадий развития Тагильской и Магнитогорской островных дуг, а лишь для более поздней, раннекаменноугольно-раннебашкирской, активной окраины континента [Пучков, 2000]. Это, кстати, перекликается с идеей о наличии реликтов зоны субдукции западного падения под наиболее восточной островной дугой, названной Алапаевской [Friberg, Juhlin et al., 2000]. Кроме того, нельзя недооценивать и роль постсубдукционных, гиперколлизионных структур в анатомии современного Урала. Тем не менее, в цитированной выше интерпретации важно и правильно другое: наиболее мощная, самая поздняя зона скалывания, падающая к западу, трансформирует и в определенной мере подчиняет себе структуры, образованные на всех более ранних этапах. Здесь очевидна прямая аналогия с профилем URSEIS.

Таким образом, Урал представляет собой хорошо сохранившийся, внешне довольно симметричный бивергентный ороген. В то же время, по генезису, возрасту и вещественному составу слагающих его элементов он резко асимметричен и в конечном итоге является результатом коллизии двух очень разных по своему геологическому строению континентов: древнего, Восточно-Европейского, и молодого, Казахстанского. В соответствии с этим, Урал четко распадается на две части, разделенные Главным Уральским разломом. Западная часть, представленная Предуральским краевым прогибом, Западно-Уральской и Центрально-Уральской мегазонами, отвечает краю Восточно-Европейского континента, с несколькими аллохтонами океанических и островодужных комплексов, имеющих корни в Главном Уральском разломе. Восточная представляет собой сложный коллаж океанических, островодужных и микроконтинентальных блоков, некоторые из которых имеют большие размеры и сохранили реликты первоначальной структуры, а большинство представляют собой мелкие тектонические пластины, образующие сложнейшее нагромождение.

В заключение раздела отметим одно немаловажное обстоятельство, связанное с профилем ESRU, а именно: он проходит через сверхглубокую скважину (см. рис. 28), имеющую ныне глубину 5.3 км, с проектной глубиной 15 км. Поэтому начатые уже сейчас работы по установлению геологической природы сейсмических отражений в районе скважины [Ayarza, Juhlin et al., 2000] наверняка будут продол-

жены по мере ее углубления. Уже к настоящему времени сделан вывод, что отражающие горизонты связаны не только, а зачастую и не столько с литологией, сколько с изменением физических свойств, связанных с наличием зон трещиноватости и гидротермальных изменений, хотя они могут подчеркивать границы слоев разного состава.

Сравнительная геодинамика уралид и варисцид

Исследования по проекту URALIDES не замыкались на уралидах. Помимо уже упоминавшихся работ, посвященных тиманидам, несколько статей в контексте изначального проекта, «URALIDES и варисциды», было посвящено сравнению варисцид и уралид, убедительно подтверждающих их существенные различия [Matte, 1995; Alvarez-Marron, 2002; Пучков, 2003]. Было отмечено, в частности, что уралиды развивались на 40 млн лет дольше, чем варисциды; последние являются результатом столкновения континентальных блоков и их нагромождения в результате колоссального сокращения, скорее даже полного сплющивания, океанических пространств между ними, в то время как Урал в значительной мере сохранил аккреционную структуру (перемещения по надвигам в форланде Урала менее значительны, чем в варисцидах, и в нем большей сохранностью пользуются офиолиты и островодужные террейны).

Соответствующим образом, в варисцидах в большей степени продуцировалось тепло, сильнее были развиты процессы высокотемпературного метаморфизма и корового плавления. В качестве причины большей сохранности доорогенных структур Урала было высказано предположение, что молодой и сравнительно слабый в деформационном отношении Казахстанский континент, участвовавший в коллизии, брал на себя значительную часть деформации [Puchkov, 1996]. Структуры Уральского орогена сохранились гораздо лучше варисского и по другой причине: он не претерпел наложения столь масштабных, как в случае варисцид, тектонических деформаций. Дж. Альварес-Маррон [Alvares-Marron, 2002] образно заключает, что уралиды — это фабрика, где «делается» новая океаническая кора, в то время как варисциды — фабрика «рециклинга» континентальной коры.

Кроме того, она обратила внимание на то, что уралиды — бивергентный ороген, в то время как в варисцидах, от форланда до Молданубского массива, надвигание и общее направление аккреции — одновергентны к северу. Однако заметим, что южные доли варисцид Центральной Европы переработаны альпийской складчатостью [Puchkov, 1988], а варисциды Западной Европы, в том числе Иберийского полуострова, трактуются [Matte, 1995; Scarrow et al., 2002] как бивергентный ороген. В работе [Пучков, 2003] рассматриваются сложные и запутанные вопросы структурных связей уралид, тиманид и расположенных восточнее складчатых систем Центрально-Азиатского пояса. Выводы указанной статьи перекликаются с выполненным ранее подробным анализом палеозойской истории развития азиатской части России и сопредельных территорий [Puchkov, 1996].

Основные этапы развития уралид

В конце рассмотрения всех работ по проекту надо заметить, что какого-то четкого генерального плана системного и равномерного изучения уралид не было, хотя возможность постоянно встречаться и обсуждать на рабочих совещаниях наиболее интересные результаты и насущные нерешенные проблемы способствовала расширению спектра решаемых вопросов и, по сути дела, формировала механизм научной координации.

Однако в общей канве, на которой происходили исследования, было, образно говоря, больше дыр, чем заполненных участков. Автор это особенно сильно почувствовал, когда приступил к обобщению материалов по геодинамике Урала в рамках монографии, законченной им в 2000 г. [Пучков, 2000]. В ряде случаев материалы, полученные по проекту URALIDES, весьма способствовали решению тех или иных проблем, тогда как в других случаях становилось ясно, что многое осталось «за скобками». Особенно «не повезло» восточным, менее обнаженным участкам уралид, которые почти не посещались иностранцами в рамках проекта. Не рассматривались вопросы времени и механизма заложения Палеоуральского океана, и многие другие. И все же ответы, полученные на те или иные вопросы, способствовали решению и других проблем, которые даже не ставились перед участниками проекта. Кроме того, материалы, лишь частично или косвенно входящие в проект, накапливались параллельно. Здесь, в частности, необходимо отме-

тить большую работу, проделанную уральскими изотопистами (в частности: [Краснобаев и др., 1996, 1998; Ронкин и др., 1997; Ронкин, Иванов, Шмелев, Лепихина, 1997]; полный обзор геохронологических исследований за 40 лет дан в работе: [Scarrow et al., 2002]. Рассматривая конечные результаты такого анализа, никак невозможно разделить работы по проекту и вне проекта. Поэтому в заключение даю краткую характеристику основных этапов развития уралид, как это виделось в результате анализа всех доступных автору данных, изложенных в вышеупомянутой монографии, с определенными дополнениями и коррективами на материалы, полученные за прошедшие четыре года:

1. Кадомская коллизионная орогения, приведшая к образованию тиманид и тесно связанная с панафриканской.

2. Кембро-ордовикский рифтогенез, последующий спрединг и формирование новых океанов атлантического типа — Палеотетиса и Палеоуральского, с рядом микроконтинентов.

3. Образование силурийской Тагильской островной дуги, по-видимому, связанной с зоной субдукции, закрывшей океан Япетус.

4. Перескок зоны субдукции, и образование Магнитогорской дуги, первоначально связанной с акадской зоной субдукции (до момента, когда произошла коллизия между акадской дугой с Евраамериканским континентом). Отмершая Тагильская островная дуга была включена в состав Магнитогорской.

5. Столкновение Магнитогорской дуги с пассивной окраиной Восточно-Европейского континента, аккреция этой окраины и, как следствие, — новая перестройка субдукционной системы.

6. Возникновение (на новой, аккретировавшей границе Восточно-Европейского континента) вулканоплутонического пояса над зоной косой субдукции, падающей под этот континент, что привело к полному исчезновению реликтов океанической коры между Южно-Уральской частью Восточно-Европейского и Казахстанским континентами в середине башкирского века.

7. Образование в башкирском веке к северу от Уфимского выступа короткоживущей зоны субдукции, падавшей от Восточно-Европейского континента. С московского века — начало жесткой коллизии (гиперколлизии) Восточно-Европейского и Казахстанского континентов и образование двустороннего орогена, практически эродированного к концу перми. Этот процесс происходил на фоне более широкого и диахронного процесса варисской коллизии, орогенеза и складчатости, захватившего огромные пространства и приведшего к образованию Пангеи.

8. Возрождение Уральского горного сооружения, связанное с рассеянным рифтогенезом, проявившимся на территории Западной Сибири, Таймыра, Сибирской платформы — возможно вследствие развития Урало-Сибирского суперплюма.

9. Древнекиммерийские деформации (в том числе, сдвиговые), носившие постумный характер на востоке Южного и Среднего Урала, но приведшие к образованию Пай-Хойско–Новоземельской и Таймырской складчатых областей на северном окончании Урала.

10. Платформенный этап развития в течение второй половины юры, мела и большей части кайнозоя.

11. Неоорогенический неоген-четвертичный этап развития территории как следствие внутриплатформенных деформаций сжатия и глыбового коробления коры Урала с использованием ослабленных структурных зон уралид.

Заключение: Основные результаты исследований по проекту URALIDES

А. Перес-Эстаун, В.Н. Пучков, С.Н. Кашубин

На первом этапе международными участниками EUROPROBE были подвергнуты ревизии и переобработке материалы предшествующих геофизических исследований Урала. После того как в процессе совместных полевых работ, широкого обсуждение результатов исследований и активного обмена технологиями обработки и интерпретации материалов снялись существовавшие различия в подходах к изображению информации и терминологии, участники проекта оценили преимущества и недостатки своих исходных методик и аппаратурных средств и сосредоточились на совместном получении новых геолого-геофизических данных, отвечающих современным требованиям.

Как уже отмечалось, основной целью исследований было выяснение природы, особенностей глубинного строения и эволюции Уральского подвижного пояса, его соотношения с прилегающими платформами, а также сравнение с варисцидами Западной Европы. По пути к достижению этой цели требовалось получить ответы на целый ряд конкретных вопросов, часть из которых была сформулирована перед началом исследований (см. раздел 4.1). Ответы на многие вопросы позволили дать современные глубинные сейсмические исследования.

Впервые не только на Урале, но и в России, были выполнены такие комплексные глубинные сейсмические исследования, которые позволили построить детальные разрезы на всю мощность земной коры и верхи мантии по профилям, полностью пересекающим складчатый пояс. Этими материалами была убедительно доказана бивергентная структура консолидированной коры Уральского орогена; надежно прослежены региональные тектонические нарушения в пределах верхней и средней коры, включая Главный Уральский разлом на Среднем и Троицкий разлом на Южном Урале; продемонстрировано аллохтонное залегание складчато-надвиговых структур Западно-Уральской и большей части Центрально-Уральской мегазон на осадках Восточно-Европейской платформы; установлены новые структурные элементы в разрезе слабо изученных Восточно-Уральской и Зауральской мегазон, перекрытых мезозойско-кайнозойскими осадками; выявлены устойчивые отражения западного падения, прослеживающиеся в верхней мантии по крайне мере до глубины 90 км под зоной сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы на Среднем Урале, а также фрагментарные субгоризонтальные и наклонные отражения в верхней мантии на глубинах около 85 и 130–170 км на Южном Урале.

По материалам широкоугольных наблюдений были построены скоростные модели, позволяющие судить о вещественном составе земной коры. Результаты непродольного профилирования ГСЗ на Среднем Урале наглядно продемонстрировали погружение раздела «кора–мантия» под складчатый пояс с сильным изменением отражательной способности этой границы. Косвенно подтверждены выводы о возрастании «основности» земной коры и о преобладании субширотных сжимающих напряжений в осевой части Урала.

Высказывавшееся ранее предположение о том, что Урал представляет собой бивергентный ороген [Тектоника Урала, 1977], впервые получило серьезное подтверждение в сейсмических материалах. Была уточнена архитектура складчато-надвигового пояса форланда и открыт Макаровский сброс по поверхности Мохо на продолжении под Уралом Камско-Бельского авлакогена. Установление под Восточно-Уральской и Зауральской зонами целой серии сильнейших отражений, падающих в западном направлении и сливающихся с Мохо, было подлинным откровением для уральских ученых. Подтверждены были данные о наличии под Уралом корня по поверхности Мохо и дано разумное объясне-

ние его сохранности под эродированным орогеном. На этих же материалах продемонстрирована очень хорошая сохранность палеозойских орогенических структур, почти не затронутых наложенными структурными преобразованиями.

Помимо этих достижений, 10 лет работы EUROPROBE на Урале и последующие обработка материалов и публикация результатов, продолжающиеся практически до настоящего времени, привели к прогрессу в таких направлениях, как изучение структуры тиманид и их корреляция с кадомидами; проблемы геологии габбро-гипербазитовых комплексов; изучение процессов субдукции и индикаторов этих процессов, — вулканических образований; установление времени, механизма и последовательности формирования складчато-надвиговых структур форланда; описание процесса столкновения Магнитогорской островной дуги и пассивной окраины Восточно-Европейского континента с детальной характеристикой аккреционного комплекса; изучение процессов метаморфизма в тесной связи с геодинамикой (особенно это касается классического максютовского комплекса); установление основных этапов геодинамического развития Урала, выявление кардинальных различий в строении и развитии уралид и варисцид — и многое другое. Значительный прогресс был достигнут в изучении палеомагнетизма Урала, особенно для ордовика, что позволило уточнить положение континента в это время. Больших успехов достигло изучение теплового поля Урала, как в части, касающейся объяснения генезиса Уральского минимума, так и в части изучения связей его с палеоклиматом.

Моделирование потенциальных полей позволило построить плотностные и магнитные разрезы, отражающие распределение основных аномалиеобразующих объектов в земной коре. Было показано, что наиболее контрастные по физическим свойствам глубинные неоднородности сосредоточены в верхних 15–20 км коры. При этом основная часть консолидированной коры Урала, по всей видимости, представлена метаморфизованными породами, возникшими из коры палеоокеанов и островных дуг, а кристаллическая континентальная кора соседних платформ погружается под уральские структуры.

Геотермические исследования подтвердили аномально низкую плотность теплового потока в осевой части Уральского орогена, которая может быть интерпретирована как результат низкой теплогенерации в Тагило-Магнитогорской зоне, сложенной преимущественно породами основного состава.

Палеомагнитные реконструкции, восстанавливающие последовательность смены движения крупных блоков, слагающих современный разрез Урала, показали, что завершающим этапом формирования подвижного пояса в конце палеозоя явилась косонаправленная коллизия Восточно-Европейского палеоконтинента и Восточно-Уральских террейнов, перемещавшихся с разной скоростью в СВ–ЮЗ направлении. Современное же субмеридиональное простирание уральские структуры приобрели в результате разворота по часовой стрелке после триаса.

Таким образом, комплекс геофизических исследований, реализованный при изучении Урала по программе EUROPROBE, позволил не только воспроизвести современную детальную структуру земной коры складчатого пояса, но и дал много новой информации о ее вещественном составе, динамическом состоянии и истории формирования.

Совместный анализ представлений о глубинном строении Урала по геофизическим данным и результатов геологических исследований по проекту URALIDES в конечном итоге позволил установить и детализировать основные особенности строения и эволюции Уральского подвижного пояса, объяснить его специфическую минерагеническую специализацию и сформулировать кардинальные различия в строении и развитии уралид и варисцид Западной Европы.

Литература

100 лет геологическому картированию на Урале (история, достижения, проблемы) / Ред. К.К. Золоев. Екатеринбург: Урал. комитет по геол. и использ. недр, 1997. 264 с.

Аблизин Б.Д., Клюжина М.Л., Курбацкий А.М., Курбацкая Ф.А. Верхний рифей и венд западного склона Урала. М.: Наука, 1982. 187 с.

Автонеев С.В., Дружинин В.С., Кашубин С.И. Глубинное строение Южного Урала по Троицкому профилю ГСЗ // Сов. геология. 1988. № 7. С. 47–53.

Алейников А.Л., Белавин О.В., Дружинин В.С. и др. Связь сейсмичности с некоторыми особенностями строения и развития Урала // Докл. АН СССР. 1994. Т. 334, № 5. С. 632–634.

Алейников А.Л., Егоркин А.В., Немзоров Н.И. Прогноз вещественного состава земной коры по данным ГСЗ // Сов. геология. 1990. № 10. С. 91–97.

Алейников А.Л., Немзоров Н.И., Ферштатер Г.Б., Халевин Н.И. Построение петрофизической модели земной коры Урала // Сов. геология. 1978. № 8. С. 137–141.

Алейников А.Л., Немзоров Н.И., Халевин Н.И. Многоволновая сейсмика при изучении недр рудных районов. М.: Наука, 1986. 112 с.

Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Галиева А.Р., Тимофеева Е.А. Белорецкий эклогитоносный метаморфический комплекс (Южный Урал) — представитель особой фациальной серии // Докл. РАН. 2002. Т. 383, № 3. С. 366–370.

Ананьева Е.М., Бугайло В.А., Дорофеев Б.В. О переходной зоне между структурами восточной окраины Русской платформы и западной границы эвгеосинклинального Урала по геофизическим данным // Строение и развитие земной коры и структур рудных полей Урала по геофизическим данным. Свердловск, 1976. С. 15–23.

Андреичев В.Л. Изотопная геохронология доуралид Приполярного Урала // Науч. докл. Коми НЦ УрО РАН. Вып. 43. Сыктывкар, 1999. 48 с.

Андреичев В.Л. K-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd и Pb-Pb изотопно-геохронометрические системы в эклогитах Марункеуского блока (Полярный Урал). Сыктывкар: Геопринт, 2003а. 26 с.

Андреичев В.Л. Эклогиты Марункеу — докембрий или палеозой? // Вестн. ИГ КНЦ РАН. 2003б. № 8. С. 2–5.

Андреичев В.Л. Изотопная геохронология ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций восточного склона Полярного Урала. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 44 с.

Антошкина А.И. Рифы в палеозое Печорского Урала. СПб: Наука, 1994. 154 с.

Анфимов Л.В. Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Южный Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 290 с.

Аржавитина М.Ю. Расчленение зилаирской свиты Магнитогорского мегасинклинория по минеральным компонентам // Докл. АН СССР. 1976. Т. 229, № 3. С. 679–682.

Артюшкова О.В., Маслов В.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения дофаменских вулканогенных комплексов Верхнеуральского и Магнитогорского районов. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999. 156 с.

Башта К.Г., Горбачев В.И. Задачи и целесообразная глубина бурения СГ-4 // Уральская сверхглубокая скважина (интервал 0–4008 м): Геология, геофизика, технология. Ярославль: ГНПП «Недра», 1992. 205 с.

Белякова Л.Т. Геосинклинальный рифей севера Урала: Автореф.… дис. канд. геол.-минерал. наук. М., 1972. 26 с.

Белякова Л.Т. Структура фундамента северо-восточной части Восточно-Европейской платформы и ее связь со структурами Приполярчого и Полярного Урала // Тектоника, магматизм и металлогения зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. Свердловск; Миасс, 1985. С. 8–9.

Белякова Л.Т., Охотникова С.И. Верхний протерозой Тимана и Мезенской синеклизы // Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. 74, вып. 3. 1999. С. 38–42.

Белякова Л.Т., Степаненко В.И. Магматизм и геодинамика байкалид фундамента Тимано-Печорской синеклизы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 12. С. 106–117.

Берлянд Н.Г. Тимано-Печорская плита // Геологическое строение и минерагения СССР. Т. 10, кн. 1. Л.: Недра, 1989. С.45–46.

Берлянд Н.Г., Бушуев А.С., Гинтов Ю.Б., Кривцов К.А. О возрасте фундамента Большеземельской тундры // Сов. геология. 1979. № 7. С. 95–105.

Бобохов А.С. Эндогенная динамическая система Южно-Уральской палеоостровной дуги. М.: Наука, 1991. 180 с.

Богатиков О.А., Косарева Л.В., Шарков Е.В. Средние химические составы магматических горных пород. М.: Недра, 1987. 152 с.

Борисенок В.И., Курковская Л.А., Рязанцев А.В. Ордовикские конодонты в кремнисто-базальтовом комплексе Южного Урала (результаты научно-исследовательских работ на Уральском учебном полигоне) // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. № 3. 1998. С. 52–55.

Борисенок Д.В., Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Разницына Е.В. Ордовикские и девонские комплексы на южном окончании поднятия Уралтау // Современные вопросы геологии. М.: Научный мир, 2002. С. 157–162.

Бородина Н.С., Ферштатер Г.Б., Самаркин Г.И. Варисская тоналит-гранодиоритовая формация Южного Урала // Докл. АН СССР. 1971. Т. 200, № 2. С. 411–414.

Булашевич Ю.П., Щапов В.А. Геотермические особенности Уральской геосинклинали // Докл. АН СССР. 1978. Т. 243, № 3. С. 715–718.

Булашевич Ю.П., Щапов В.А. Геотермическая характеристика Урала // Применение геотермии в региональных и поисково-разведочных исследованиях. Свердловск, 1983. С. 3–17.

Булашевич Ю.П., Щапов В.А. Новые данные об аномально низком тепловом потоке Тагильского синклинория // Докл. АН СССР. 1986. Т. 290, № 1. С. 173–176.

Бушляков И.Н., Баженов А.Г. Геохимия галогенов в гранитоидах и метаморфитах Ильменогорского комплекса. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 74 с.

Бушляков И.Н., Калеганов Б.А., Краснобаев А.А. Новые данные изотопного датирования гранитоидов и метаморфитов Ильменогорского комплекса // Ежегодник-1993. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1994. С. 107–110.

Вализер П.М., Ленных В.И. Амфиболы голубых сланцев Урала. М.: Наука, 1988. 202 с.

Вассерман Б.Я., Журавлев В.С., Миклухо-Маклай Арт.Д. Новые данные о составе и структуре фундамента Большеземельской тундры // Докл. АН СССР. 1974. Т. 215, № 4. С. 15–28.

Винник Л.П., Золотов Е.Е., Косарев Г.Л. и др. Томографический разрез литосферы Урала // Докл. РАН. 1996. Т. 346, № 5. С. 668–671.

Воложс Ю.А., Сапожников Р.Б. Строение фундамента Западного Казахстана // Сов. геология. 1974. № 2. С. 78–93.

Волченко Ю.А. Платиновое оруденение Нижнетагильского массива. Екатеринбург: УГГГА, 1999. 26 с.

Волченко Ю.А., Золоев К.К., Коротеев В.А. и др. Платина Урала. Платиново-метальное оруденение и перспективы его освоения // Изв. вузов. Горн. журн. 1994. № 6/4. С. 62–85.

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

Гафаров Р.А. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 203 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 85).

Геологическое развитие и металлогения Урала / К.К. Золоев, М.С. Рапопорт, Б.А. Попов и др. М.: Недра, 1981. 256 с.

Геология СССР. Т. 12: Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Ч. 1: Геологическое описание. Кн. 2. М.: Недра, 1969. 302 с.

Геотраверс «Гранит»: Методика и результаты исследований. Екатеринбург: УРГК и УТП ВНТГео, 1992. 113 с.

Геотраверс ГРАНИТ: Восточно-Европейская платформа — Урал — Западная Сибирь (строение земной коры по результатам комплексных геолого-геофизических исследований / Ред. С.Н. Кашубин. Екатеринбург: Гл. упр. МПР России по Свердловской области: Баженовская геофиз. эксп., 2002. 312 с.

Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала / Ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1983, 164 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 376).

Гецен В.Г. Тектоника Тимана. Л.: Наука, 1987. 171 с.

Гецен В.Г., Дедеев В.А., Акимова Г.Н. и др. Рифей и венд Европейского Севера СССР. Сыктывкар, 1987. 124 с.

Гладковский А.К., Шарова А.К. Бокситы Урала. М.: Госгеолиздат, 1951. 152 с.

Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект URSEIS) / Ред. А.Ф. Морозов. Тверь: ГЕРС, 2001. 286 с.

Глубинное строение, тектоника, металлогения Урала / Ред. В.М. Нечеухин, Н.Г. Берлянд, В.Н. Пучков, В.Б. Соколов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 108 с.

Голованова И.В. Каталог данных по тепловому потоку Урала: Препринт доклада Президиуму УНЦ РАН. Уфа, 1994. 30 с.

Голованова И.В. Тепловой поток и радиогенная теплогенерация на Южном Урале // Тепловое поле Земли и методы его изучения. М.: РУДН, 1997. С. 110–114.

Голованова И.В. Тепловое поле Южного Урала: Дис. … д-ра физ.-мат. наук. Уфа, 2003. 228 с.

Горожанин В.М. Первичный изотопный состав стронция в магматических комплексах Южного Урала // Магматизм и геодинамика. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 98–108.

Грабежев А.И., Чащухина В.А., Вигорова В.Г. Геохимические критерии редкометальной рудоносности гранитоидов. Свердловск: УрО АН СССР, 1987. 128 с.

Дегтярев К.Е., Аристов В.А., Степанова М.М. Верхнедевонские кремнисто-туфогенно-терригенные комплексы Зауралья // Общие и региональные вопросы геологии. Вып. 2. М.: ГЕОС, 2001. С. 59–66.

Дедеев В.А., Аминов Л.З., Малышев Н.А. и др. Рифтогенез и нефтегазоносность северо-востока Европейской платформы // Рифтогенез и нефтегазоносность. М.: Наука, 1993. С. 51–59.

Дедеев В.А., Журавлев В.С., Запольнов А.К. Тиманская и Печорская складчатые системы // Структура фундамента платформенных областей СССР. Л.: Наука, 1974. С. 82–89.

Дембовский Б.Я., Дембовская З.П., Клюжина М.Л. и др. Новые данные по стратиграфии верхнего протерозоя и нижнего палеозоя западного склона Северного Урала. Свердловск, 1988. 62 с.

Добрецов Н.Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 429 с.

Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алатау-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика. 2003. Т. 1, № 2. С. 5–28.

Добрецов Н.Л., Молдованцев Ю.Е., Казак А.П. и др. Петрология и метаморфизм древних офиолитов на примере Полярного Урала и Западного Саяна. Новосибирск: Наука, 1977. 221 с.

Добрецов Н.Л., Соболев Н.В., Шацкий В.С. и др. Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. Новосибирск: Наука, 1989. 236 с.

Дружинин В.С., Автонеев С.В., Кашубин С.Н., Рыбалка В.М. Новые данные о глубинном строении северной части Южного Урала в сечении Тараташского профиля ГСЗ // Геология и геофизика. 1990. № 1. С. 121–126.

Дружинин В.С., Егоркин А.В., Кашубин С.Н. Новые данные о глубинной структуре Урала и прилегающих к нему областей по данным ГСЗ // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315, № 5. С. 1086–1090.

Дружинин В.С., Каретин Ю.С., Автонеев С.В., Рыжий Б.П. Геолого-геофизическая модель земной коры района Уральской сверхглубокой скважины // Докл. АН СССР. 1983. Т. 33, № 4. С. 507–511.

Дружинин В.С., Кашубин С.Н., Вальчак В.И. и др. Глубинное строение Урала по меридиональному профилю ГСЗ Нижняя Тура — Орск // Сов. геология. 1985. № 1. С. 74–86.

Дружинин В.С., Кашубин С.Н., Рыбалка В.М., Шарманова Л.Н. Особенности методики и результаты глубинных сейсмических исследований на Красноуральском профиле ГСЗ // Сейсморазведка при поисках месторождений цветных металлов на Урале. М., 1981. С. 103–119.

Дружинин В.С., Рыбалка В.М., Соболев И.Д. Связь тектоники и магматизма с глубинным строением Среднего Урала по данным ГСЗ. М.: Недра, 1976, 158 с.

Душин В.А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.

Душин В.А. Рифейская офиолитовая ассоциация Полярного Урала // Изв. УГГГА. Вып. 8. Екатеринбург, 1998. С. 32–38.

Дьяконова А.Г., Тиунова А.М., Вишнев В.С., Савельев А.А. Особенности глубинного строения Западной Сибири и Урала по электромагнитным и сейсмическим данным // Глубинное строение Урала и сопредельных регионов. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 18–24.

Дьяконова А.Г., Шестаков А.Ф., Варданянц И.Л., Годнева Г.С. Результаты глубинного магнитотеллурического зондирования в Уральском регионе // Физика Земли. 1990. № 2. С. 73–84.

Евлентьев И.В., Гауэр К.Е. Докембрийские отложения Зауральского антиклинория Южного Урала // Литология и условия образования докембрийских и палеозойских отложений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 18–25.

Егоркин А.В. Совместное использование записей продольных и поперечных волн при наблюдениях на длинных профилях // Достижения и проблемы современной геофизики. М.: Наука. 1984. С. 80–88.

Егоркин А.В. Строение земной коры по сейсмическим геотраверсам // Глубинное строение территории СССР. М.: Наука, 1991. С. 118–135.

Ефимов А.А. Горячая тектоника в гипербазитах и габброидах Урала // Геотектоника. 1977. № 1. С. 24–42.

Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 230 с.

Ефимов А.А., Ефимова Л.П., Маегов В.И. Тектоника Платиноносного пояса Урала: соотношение вещественных комплексов и механизм формирования структуры // Геотектоника. 1993. № 3. С. 4–46.

Ефимов А.А., Каулина Т.Б. Геологические особенности и U-Pb датирование (первые данные) юго-восточной части Ковдозерского базит-гипербазитового массива (блок Пуахта) // Беломорский подвижный пояс (геология, геодинамика, геохронология): Тез. докл. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1997. С. 31.

Журавлев В.С. Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской экзогональных впадин Европейской платформы. М.: Наука, 1972. 364 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 232).

Журавлев В.С., Гафаров Р.А. Основные черты тектоники северо-востока Русской платформы // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1959. Т. 64, вып. 5. С. 151–152.

Заварицкий А.Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. Л.: ОНТИ, 1932. 221 с.

Захаров О.А., Пучков В.Н. О тектонической природе максютовского метаморфического комплекса на Южном Урале // Докл. Президиуму УНЦ РАН. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1994. 30 с.

Знаменский С.Е., Серавкин И.Б., Косарев А.М. Структурно-тектонофизические условия формирования позднеколлизионных месторождений золота Магнитогорского мегасинклинория (Южный Урал) // Металлогения и геодинамика Урала. Екатеринбург: УГТА, 2000. С. 105–107.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.Н., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР: В 2 кн. М.: Недра, 1990. Кн. 2. 334 с.

Иванов К.С. О возрасте офиолитов Кемпирсайско-Хабарнинской ассоциации Урала // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 65–74.

Иванов К.С. К стратиграфии кремнистых толщ Зауралья // Новые данные по геологии Урала и Средней Азии. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С. 20–36.

Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала: Дис. … д-ра геол.-минерал. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 252 с.

Иванов К.С. Оценка палеоскоростей субдукции и коллизии при формировании Урала // Докл. РАН. 2001. Т. 377, № 2. С. 231–234.

Иванов К.С., Винничук Н.Н. Геологическая природа Главного Уральского гравитационного супермаксимума // Докл. АН СССР. 2001. Т. 376, № 5. С. 654–657.

Иванов К.С., Винничук Н.Н., Волченко Ю.А., Ерохин Ю.В., Auge T., Genna A. Природа Платиноносного пояса Урала: Новые геолого-геофизические данные // Тектоника и геофизика литосферы / Ред. Ю.В. Карякин: В 2 т. М.: ГЕОС, 2002. Т. 1. С. 213–216.

Иванов К.С., Калеганов Б.А. K-Ar возраст флогопитовых пироксенитов массива Светлый Бор // Ежегодник-1992. Екатеринбург: ИГГ УНЦ АН СССР. 1992. С. 61–62.

Иванов К.С., Карстен Л.А., Малуски Г. Первые сведения о возрасте субдукционного (эклогит-глаукофанового) метаморфизма на Приполярном Урале // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 121–128.

Иванов К.С., Мизенс А.Г., Мизенс Л.И., Сапельников В.П. Геология и брахиоподы терригенных отложений разреза р. Аят // Палеогеография венда – раннего палеозоя Северной Евразии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 98–107.

Иванов К.С., Пучков В.Н. Геология Сакмарской зоны Урала (новые данные). Свердловск, 1984. 86 с.

Иванов К.С., Пучков В.Н., Бабенко В.А. Находки конодонтов и граптолитов среди метаморфизованных толщ на Южном Урале // Докл. АН СССР. 1990. Т. 310, № 3. С. 676–679.

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

Иванов К.С., Пущаев А.М., Пучков В.Н. Новые данные по стратиграфии и тектонике восточного края Магнитогорской зоны Урала // Новые данные по палеонтологии и стратиграфии палеозоя Урала. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1984. С. 51–64.

Иванов К.С., Федорова Н.В., Чащухин И.С. Структурное положение ультрабазитовых массивов Крака на Южном Урале; новые геолого-геофизические данные // Геотектоника. 2001. № 4. С. 22–33.

Иванов К.С., Шмелев В.Р. Платиноносный пояс Урала — магматический след раннепалеозойской зоны субдукции // Докл. РАН. 1996. Т. 347, № 5. С. 649–652.

Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд-во Урал. ун-та, 1997. 327 с.

Иванов О.К., Калеганов Б.А. Новые данные о возрасте концентрически-зональных дунит-клинопироксенитовых массивов Платиноносного пояса Урала // Докл. РАН, 1993. Т. 328, № 6. С. 720–724.

Иванов С.Н. Зоны пластичных и хрупких деформаций в вертикальном разрезе литосферы // Геотектоника. 1990а. № 2. С. 3–13.

Иванов С.Н. Отделитель (о природе и значении геофизической границы К1) // Докл. АН СССР. 1990б. Т. 311, № 2. С. 428–431.

Иванов С.Н. О реологических моделях земной коры: критическое рассмотрение. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 40 с.

Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др. Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 248 с.

Иванов С.Н., Русин А.И. Континентальный рифтовый метаморфизм // Геотектоника. 1997. № 1. С. 6–19.

Иголкина Г.В. Скважинная магнитометрия при исследовании сверхглубоких и глубоких скважин. Екатеринбург: НИСО УрО РАН, 2002. 214 с.

Институт геологии и геохимии имени академика Заварицкого: Информационный сборник: Основные итоги научной и научно-организационной деятельности за 1997–2001 гг. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 175 с.

Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т. Аллохтоные офиолиты Урала. М.: Наука, 1983. 168 с.

Каретин Ю.С. Корреляция разрезов Тагильского прогиба и его обрамления в связи с бурением Уральской сверхглубокой скважины // Вопросы геологической корреляции и металлогении Урала. М.: Мингео РСФСР, 1983.

Каретин Ю.С. Геология и вулканические формации района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 278 с.

Каретин Ю.С., Иванов К.С. Новые данные о РЗЭ в вулканических формациях района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 // Ежегодник-2000. Екатеринбург: ИГиГ, 2001. С. 140–143.

Карпинский А.П. Тектоника Европейской части СССР // Изв. АН СССР. 1919.

Карстен Л.А., Иванов К.С., Пучков В.Н. Новые данные о геологическом строении и метаморфизме максютовского эклогит-глаукофансланцевого комплекса (Южный Урал) // Ежегодник-1993. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1994. С. 20–25.

Карстен Л.А., Пучков В.Н. Эклогиты Приполярного Урала // Метаморфизм Урала / Ред. Г.А. Кейльман. Свердловск: СГИ, 1990. С. 54–62.

Кашубин С.Н. Экспериментальные данные о сейсмической анизотропии земной коры Урала и ее возможная связь с ориентированной трещиноватостью и напряженным состоянием среды // Строение и геодинамика земной коры и верхней мантии. М.: ГИН АН СССР, 1991. С. 29–37.

Кашубин С.Н. Сейсмическая анизотропия и эксперименты по ее изучению на Урале и Восточно-Европейской платформе. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 182 с.

Кашубин С.Н., Кашубина Т.В., Маковский В.В., Рыбалка А.В., Тувино Ф. Опыт непродольного профилирования методом ГСЗ на P- и S-волнах на Среднем Урале // Глубинное строение и развитие Урала. Екатеринбург: Наука, 1996. С. 147–161.

Кашубин С.Н., Лещиков В.И., Рыжий Б.П. Геофизические особенности Урала // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 83–88.

Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Наука, 1974. 198 с.

Келлер Б.М. Рифейские отложения окраинных прогибов Русской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 145 с. (Тр. ИГН АН СССР. Геол. сер. № 37, вып. 109).

Келлер Б.М., Чумаков Н.М., Козлов В.И. Стратотип рифея: стратиграфия и геохронология. М.: Наука, 1983. 184 с.

Клишевич В.Л., Храмов А.Н. Палеогеодинамическая модель Урало-Тяньшанской складчатой системы для ранней перми // Докл. РАН. 1995. Т. 341, № 3. С. 381–385.

Книппер А.Л., Шарасъкин А.Я., Савельева Г.Н. Геодинамические обстановки формирования офиолитовых разрезов разного типа // Геотектоника. 2001. № 4. С. 3–21.

Кориневский В.Г. Новые данные по стратиграфии и вулканизму позднего ордовика Южного Урала // Доордовикская история Урала. Вып. 2. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1980. С. 53–59.

Кориневский В.Г. Палеозойские офиолиты Урала // Геотектоника. 1989. № 2. С. 34–44.

Коротеев В.А., Дианова Т.В., Кабанова Л.Я. Среднепалеозойский вулканизм восточной зоны Урала. М.: Наука, 1979. 132 с.

Косарев А.М. Вулканогенные формации, вопросы геодинамики и колчеданное оруденение Бурибайского рудного района // Проблемы региональной геологии, нефтеносности, металлогении и гидрогеологии Республики Башкортостан. Уфа, 1997а. С. 169–173 (Материалы II Республик. геол. конф.).

Косарев А.М. Субокеанические базальты на Южном Урале // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997б. С. 29–30 (Тр. VI Урал. Петрограф. совещ.).

Косарев А.М. Магнезиальные базальты и бонинитовые вариолиты баймак-бурибаевской свиты (Южный Урал) // Геология и перспективы расширения сырьевой базы Башкортостана и сопредельных территорий: В 2 т. Уфа, 2001. Т. 1. С. 227–240.

Косарев А.М., Пучков В.Н., Светлакова А.Н. Геологическая интерпретация сейсмического профиля URSEIS (восточный домен) // Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (Проект УРСЕЙС-95). Тверь: ГЕРС, 2001. С. 165–171.

Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1986. 152 с.

Краснобаев А.А., Давыдов В.А., Ленных В.И. и др. Возраст цирконов и рутилов максютовского комплекса (предварительные данные) // Ежегодник-1995. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1996. С. 13–16.

Краснобаев А.А., Нечеухин В.М., Давыдов В.А., Соколов В.В. Цирконовая геохронология и проблема террейнов Уральской аккреционно-складчатой системы // Уральский минералогический сборник № 8. Миасс: ИМИН РАН, 1998. С. 196–206.

Краснобаев А.А., Петров Г.А., Давыдов А.Г., Григорьев А.Г., Калеганов В.А., Чередниченко Н.В. Изучение цирконов и некоторые особенности петрологии Салдинского комплекса // Ежегодник-2000. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. С. 191–196.

Краснобаев А.А., Русин А.И., Калеганов Б.А., Ронкин Ю.Л. Геохронология пермского гранитообразования на Урале // Пермская система земного шара. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. С. 217–218.

Краснобаева А.Г. О геоэлектрической модели строения земной коры и верхней мантии Среднего Урала // Электромагнитные зондирования. М., 1981. С. 41.

Крупенин М.Т., Меллер П., Дульски П. Редкоземельные и малые элементы во флюоритах и вмещающих доломитах суранской свиты (нижний рифей, Южный Урал) // Геохимия. 1999. № 11. С. 1165–1177.

Крупенин М.Т., Эльмис Р. О механизме образования месторождений кристаллического магнезита в рифейских карбонатных отложениях (Южный Урал) // Ежегодник-1999. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000а. С. 34–37.

Крупенин М.Т., Эльмис Р. Основные этапы образования стратифицированного оруденения в рифейских толщах Башкирского антиклинория (к созданию генетических моделей) // Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минерагения. Екатеринбург: УрО РАН, 2000б. С. 117–123.

Ленных В.И. Доуралиды зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск, 1984. С. 21–42.

Маегов В.И. О природе габброидов восточной части Хабарнинского массива // Метаморфические породы в офиолитовых комплексах Урала. Свердловск, 1979, С. 52–62.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфимов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы): В 2 т. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. Т. 1. 351 с.

Маслов В.А., Артюшкова О.В., Наседкина В.А. Новые находки ордовикских конодонтов на восточном борту Магнитогорского мегасинклинория на Южном Урале // Ежегодник-1994. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1995. С. 28–29.

Махлаев Л.В. Таймырская складчатая область // Складчатые области и молодые платформы Восточной Европы и Азии. Новосибирск: Наука, 1978. С. 147–168.

Медноколчеданные месторождения Урала: геологические условия размещения / В.А. Прокин, В.М. Нечеухин, П.Ф. Сопко и др. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 288 с.

Меньшиков Ю.П. Изучение сейсморазведкой МОВ тектонических зон Южного Урала // Сейсмические исследования земной коры и рудоперспективных структур Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. С. 57–71.

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

Морозов А.Ф., Кашубин С.Н., Лебедева Р.Г. Международные исследования по программе EUROPROBE в

России // Геология и минерально-сырьевые ресурсы европейской территории России и Урала: В 2 кн. / Ред. Е.С. Контария. Екатеринбург: Минприроды РФ, 2000. Кн. 1. С. 79–84.

Наркисова В.В., Носова А.А., Сазонова Л.В., Розен О.М., Башта К.Г., Гурбанов А.Г. Петрохимические и минералогические особенности вулканитов южной части Тагильской палеодуги // Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седементогенез / Ред. В.А. Коротеев, К.С. Иванов, В.В. Бочкарев. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 32–50.

Никонова Ф.И. Методика исследования региональной составляющей гравитационного поля для Урала и сопредельных платформ // Глубинное строение и развитие Урала. Екатеринбург, 1996. С. 84–91.

Никонова Ф.И. Исследование региональной составляющей гравитационного поля для Урала и сопредельных платформ // Физика Земли. 2001. № 3. С. 79–84.

Опыт глубинных сейсмических зондирований на Урале / В.С. Дружинин, С.Н. Кашубин, Л.В. Сивкова и др. Свердловск: НТО «Горное», 1982. 72 с.

Орогенный гранитоидный магматизм Урала / Ред. Г.Б. Ферштатер. Миасс: ИГГ УрО РАН, 1994. 250 с.

Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечеухин В.М., Перфильев А.С., Пучков В.Н. Тектоника Урала. М.: Наука, 1977. 119 с.

Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С. и др. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала // Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971. С. 9–24.

Перфильев А.С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.

Перцев А.Н., Савельев А.А. Габбро-амфиболиты в подошве офиолитов Кемпирсайского массива на Южном Урале: петрологические и тектонические аспекты формирования // Геотектоника. 1994. № 3. С. 21–35.

Перцев А.Н., Савельева Г.Н., Астраханцев О.В. Магматическая природа ультрамафит-габбровой ассоциации массива Кытлым, Платиноносный пояс Урала // Петрология. 2000. Т. 8, № 4. С. 370–393.

Петров Г.А. Условия формирования Салдинского метаморфического комплекса (Средний Урал) // Результаты бурения и изучения Уральской Сверхглубокой скважины (СГ-4). Ярославль, 1999. С. 409–412 (Сб. науч. работ; № 5).

Петров Г.А., Пучков В.Н. Главный Уральский разлом на Северном Урале // Геотектоника. 1994. № 1. С. 25–37.

Петров Г.А., Свяжина И.А., Рыбалка А.В. Геодинамическая реконструкция Тагильской палеоостроводужной системы по геологическим и геофизическим данным // Отечественная геология. 2000. № 4. С. 14–20.

Петров Г.А., Фриберг П.М., Ларионов А.Н. Салдинский метаморфический комплекс — пример надсубдукционного и коллизионного магматизма и метаморфизма Палеозоны субдукции: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. С. 116–118.

Пирс Дж.А., Липпард С.Дж., Робертс С. Особенности состава и тектоническое положение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134–165.

Плюснин К.П. Сдвиговые структуры восточного склона Южного Урала // Геотектоника. 1966. № 4. С. 57–68.

Плюснин К.П. Структурно-тектонические особенности развития Уральской геосинклинали // Геологическое развитие Урала: достижения и проблемы. М.: Мингео РСФСР, 1988. С. 34–37.

Полтавец Ю.А. Скарново-магнетитовое оруденение Урала и его связь с вулканоплутоническим магматизмом. Автореф. дис. … д-ра геол.-минерал. наук. Свердловск, 1991. 50 с.

Попов В.С., Богатов В.И., Чаплыгина Н.Л., Панина Т.Ю. Сыростанский плутон на Южном Урале: пример мультиплетной интрузивной серии // Магматизм, метаморфизм и глубинное строение Урала. Екатеринбург, 1997. С. 184–185.

Попов В.С., Ляпунов В.И., Богатов В.И. Сравнительная геохимия герцинских гранитных пород Урала // Геохимия. 1999. № 10. С. 989–1008.

Попов В.С., Рапопорт М.С. Тектономагматическое развитие Урала: новые аспекты старой проблемы // Изв. вузов. Геология и разведка. 1996. № 4. С. 3–21.

Пучков В.Н. Палеоокеанические структуры Урала // Геотектоника. 1993. № 3. С. 18–33.

Пучков В.Н. Геодинамический контроль метаморфизма на Урале // Геотектоника. 1996а. № 2. С. 16–33.

Пучков В.Н. Образование Урало-Новоземельского складчатого пояса — результат неравномерной косоугольной коллизии континентов // Геотектоника. 1996б. № 3. С. 66–75.

Пучков В.Н. Тектоника Урала: Современные представления // Геотектоника. 1997. № 4. С. 42–61.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.

Пучков В.Н. URALIDES и тиманиды, их структурные связи и место в геологической истории Урало-Монгольского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2003. № 1/2. С. 28–39.

Пучков В.Н. Палеоуральский океан: альтернативные модели раннего развития // Геодинамика и рудные месторождения. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 14–23.

Пучков В.Н., Иванов К.С. Первые сведения о вулканогенно-кремнистых толщах ордовика на востоке Урала // Докл. АН СССР. 1985. Т. 285, № 4. С. 966–971.

Пучков В.Н., Раабен М.Е. Байкальская моласса на севере Урала // Докл. АН СССР. 1972. Т. 204, № 3. С. 362–365.

Пучков В.Н., Рапопорт М.С., Ферштатер Г.Б. и др. Тектонический контроль палеозойского гранитоидного магматизма восточного склона Урала // Исследования по петрологии и металлогении Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1986. С. 85–94.

Пушкарев Е.В. Петрология Уктусского дунит-клинопироксенитового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 296 с.

Пушкарев Е.В. Эксплозивные брекчии с включениями высокобарических пород основного состава в Миндякском лерцолитовом массиве (Башкортостан): состав и петрогенетические следствия // Геология и перспективы расширения сырьевой базы Башкортостана и сопредельных территорий: В 2 т. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2001. Т. 1. С. 155–168.

Пушкарев Е.В., Хазова Н.А. Комплекс параллельных диабазовых даек Хабарнинского массива: спрединг в условиях океанического хребта или островной дуги? // Ежегодник-1990. Свердловск: ИГГ УрО СССР, 1991. С. 40–43.

Пыстин А.М. К вопросу о взаимоотношении нижне- и верхнепротерозойских отложений Приполярного Урала // Тектоника, магматизм, метаморфизм и металлогения зон сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. Свердловск; Миасс, 1985. С. 31–32.

Пыстин А.М. Полиметаморфические комплексы западного склона Урала. СПб: Наука, 1994. 208 с.

Пыстина Ю.И. Минералогическая стратиграфия метаморфических образований Приполярного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. 124 с.

Пьянков В.А., Шапиро В.А. Некоторые аспекты природы Буткинской аномалии векового хода // Геомагнетизм и аэрономия. 1977. Т. 17, № 3. С. 548–550.

Раабен М.Е. Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. М.: Наука, 1975. 203 с.

Розен О.М., Бибикова Е.В., Викентьев И.В., Журавлев Д.З., Ляпунов С.М., Покровский Б.Г. Тагильская синформа: фрагмент энсиматической островной дуги силурийского палеоокеана // Результаты бурения и исследований Уральской сверхглубокой скважины (СГ-4). Ярославль: ФГУП НПЦ «Недра», 1999. С. 113–131 (Сб. науч. тр.; Вып. 5).

Ронкин Ю.Л. Изотопы стронция — индикаторы эволюции магматизма Урала // Ежегодник-1988. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1989. С. 107–109.

Ронкин Ю.Л, Иванов К.С., Карстен Л.А. и др. K-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb изотопная систематика метаморфических комплексов Среднеуральского ареала Главного глубинного разлома // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1997а. С. 14–16.

Ронкин Ю.Л, Иванов К.С., Карстен Л.А., Маслов А.В., Dulski P., Лепихина О.П. Sm-Nd изотопное датирование и REE геохимия вулканитов машакской свиты // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1997б. С. 26–28.

Ронкин Ю.Л., Иванов К.С., Шмелев В.Р., Лепихина О.П. К проблеме изотопного датирования Платиноносного пояса Урала: первые Sm-Nd данные // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1997. С. 66–68.

Ронкин Ю.Л., Калеганов Б.А., Пушкарев Е.В., Лепихина О.П. К проблеме изотопного возраста офиолитов Южного Урала // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1997. С. 64–66.

Ронкин Ю.Л., Носков А.Г., Журавлев Д.З. Sm-Nd изотопная система сысертского гнейсово-мигматитового комплекса // Ежегодник-1992. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1993. С. 135–139.

Ронкин Ю.Л., Полтавец Ю.А., Полтавец З.И., Лепихина О.П. Sm-Nd изотопная специфика размещения Качарского железорудного скарново-магнетитового месторождения // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1997. С. 78–80.

Рудные месторождения и физические поля Урала / Е.М. Ананьева, К.К. Золоев, Р.И. Лутков и др. Екатеринбург: УрО РАН, 1996. 295 с.

Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны. М.: Наука, 1976. 170 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 283).

Руженцев С.В., Савельев А.А. Палеозойские структурно-формационные комплексы Восточно-Европейской континентальной окраины на Полярном Урале // Докл. АН СССР. 1977. Т. 352, № 4. С. 507–510.

Рыбалка А.В. Отражательный образ земной коры в районе Уральской сверхглубокой скважины СГ-4 // Глубинное строение и развитие Урала. Екатеринбург: Наука, 1996. С. 237–250 (Материалы конф., посвящ. 50-летию БГЭ).

Рыбалка В.М., Ананьева Е.М., Кашубин С.Н. и др. Глубинное строение Урала по геофизическим данным // Геология и минерагения подвижных поясов. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. С. 101–118.

Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Борисенок Д.В. Тектоническое сближение палеозойских комплексов в девонской аккреционной структуре Сакмарской зоны Южного Урала // Общие и региональные вопросы геологии. Вып. 2. М.: ГЕОС, 2000. С. 5–24.

Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Курковская Л.А. Ордовикский кремнисто-базальтовый комплекс и его связь с офиолитами // Общие и региональные вопросы геологии. Вып. 1. М.: ГЕОС, 1999. С. 5–23.

Савельев А.А. Ультрабазит-базитовые формации в структуре древних платформ и их складчатого обрамления. М.: Наука, 1990. 195 с.

Савельев А.А. Ультрабазит-габбровые формации в структуре офиолитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1997. № 1. С. 48–58.

Савельев А.А., Бибикова Е.В., Савельева Г.И., Спадеа П., Перцев А.Н., Скэрроу Дж., Кирнозова Т.И. Гранатовые пироксениты массива Миндяк на Южном Урале: обстановка и возраст формирования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2001, Т. 76, вып. 1. С. 22–29.

Савельев А.А., Савельева Г.Н. Офиолиты Кемпирсайского массива: основные черты структурно-вещественной эволюции // Геотектоника. 1991. № 6. С. 59–75.

Савельев А.А., Савельева Г.Н, Бабарина И.И., Чаплыгина Н.Л. Тектонические условия расслоения дунит-пироксенитовых тел Платиноносного пояса Урала (на

примере Нижнетагильского массива) // Геотектоника. 2001. № 6. С. 20–31.

Савельев А.А., Самыгин С.Г. Офиолитовые аллохтоны Полярного и Приполярного Урала // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1980. С. 147–171.

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

Савельева Г.Н., Перцев А.Н. Мантийные комплексы в офиолитах Южного Урала (Кемпирсайский массив) // Петрология. 1995. Т. 3, № 2. С. 115–132.

Савельева Г.Н., Перцев А.Н., Астраханцев О.В. и др. Структура и динамика становления плутона Кытлым на Северном Урале // Геотектоника. 1999. № 2. С. 36–60.

Савельева Г.Н., Савельев А.А, Перцев А.Н. Метаморфизм в истории офиолитов // Геотектоника. 1995. № 2. С. 15–28.

Салихов Д.Н., Бабуров А.В. Редкоземельные элементы в ордовикских эффузивах учалинского сегмента Вознесенско-Присакмарской меланжевой зоны Ежегодник-1997. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999. С. 211–214.

Салихов Д.Н., Митрофанов В.А. Интрузивный магматизм верхнего девона – нижнего карбона Магнитогорского мегасинклинория (Южный Урал). Уфа: УНЦ, 1994. 142 с.

Сальников В.Е. Геотермический режим Южного Урала. М.: Наука, 1984. 88 с.

Сальников В.Е., Огаринов И.С. Зона аномально низких тепловых потоков на Южном Урале // Докл. АН СССР. 1977. Т. 237, № 6. С. 1456–1459.

Сальников В.Е., Сергиенко С.И., Смирнов Я.Б. Методика и результаты определения теплового потока в зоне сочленения докембрийской Восточно-Европейской и палеозойской Западно-Сибирской платформ // Применение геотермии в региональных и поисково-разведочных исследованиях. Свердловск, 1983. С. 27–33.

Самыгин С.Г., Руженцев С.В. Уральский палеоокеан: модель унаследованного развития // Докл. РАН, 2003. Т. 392, № 2. С. 226–229.

Светлакова А.Н., Пучков В.Н. Строение Урала в сечении Троицкого профиля // Докл. РАН. 1993. Т. 333, № 3. С. 348–351.

Свяжина И.А., Петров Г.А., Мезенина З.С. Палеомагнетизм и эволюция раннеостроводужной офиолитовой ассоциации Северного Урала // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 1. С. 36–44.

Свяжина И.А., Пучков В.Н., Иванов К.С. Реконструкция ордовикского Уральского океана на палеомагнитной основе // Геология и геофизика. 1992. № 4. С. 17–22.

Свяжина И.А., Пучков В.Н., Иванов К.С., Петров Г.А. Палеомагнетизм ордовика Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2003. 134 с.

Сегалович В.И. Геофизическая модель Кемпирсайского ультраосновного массива в свете новых представлений о тектонике Урала // Докл. АН СССР. 1973. Т. 213, № 1. С. 669–672.

Сегаль Ю.З., Казачихин В.А., Колечин А.А. и др. О характере сочленения древних толщ Центрально-Уральского поднятия с офиолитовым комплексом Тагильского прогиба по результатам комплексных геофизических исследований // Докл. АН СССР. 1975. Т. 223, № 3. С. 688–691.

Сейсмичность и сейсмическое районирование Уральского региона / С.Н. Кашубин, Дружинин, А.Н. Гуляев и др. Екатеринбург: УрО РАН, 2001. 126 с.

Семенов Б.Г., Ананьева Е.М., Екидина Н.Я. и др. О глубинной структуре земной коры Урала и прилегающей к нему территории // Геотектоника. 1983. № 4. С. 37–47.

Семенов И.В. Палеоокеанический спрединговый вулканизм Урала и реконструкция параметров Уральского палеозойского океана. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. 362 с.

Серавкин И.Б., Родичева З.И. Кракинско-Медногорский палеовулканический пояс. Уфа: ИГ БНЦ УрО АН СССР, 1990. 53 с.

Скрипий А.А., Юнусов Н.К. Структуры растяжения и сжатия в зоне сочленения Южного Урала и Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 1989. № 6. С. 62–71.

Смирнов С.В. Петрология верлит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Нуралинского массива ультрабазитов и связанное с ней оруденение платиноидов: Автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук. Екатеринбург, 1995. 18 с.

Соболев И.Д. Основные черты глубинного строения Урала // Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968. С. 28–37.

Соболев С.Ф., Панеях Н.А. Природа динамотермального метаморфического комплекса ранней стадии обдукции гипербазитовой пластины Хабарнинского массива // Метаморфизм и тектоника западных зон Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С. 70–85.

Соборнов К.О., Бушуев А.С. Строение фронта пояса надвигов Северного Урала (в районе Еджид-Кыртинской антиклинали) // Докл. РАН. 1991. Т. 321, № 1. С. 171–175.

Соколов В.Б. О глубинном строении массивов Платиноносного пояса Среднего Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 11. С. 73–79.

Соколов В.Б. Строение земной коры Урала // Геотектоника. 1992. № 5. С. 3–19.

Соколов В.Б., Аверкин Ю.П., Назаров А.И. Разрез зеленокаменных толщ Тагильского прогиба по Верхнетуринскому профилю на Среднем Урале // Докл. АН СССР. 1983. Т. 272, № 4. С. 931–934.

Соколов В.Б., Козырев Е.И., Рыбалка В.М., Чудакова Л.Н. Особенности строения земной коры Среднего Урала (по сейсмическим данным) // Докл. АН СССР. 1974. Т. 215, № 5. С. 1202–1206.

Соколов В.Б., Назаров А.И. Результаты изучения разреза зеленокаменного прогиба по Сосьвинскому профилю // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251, № 4. С. 941–944.

Соколов В.Б., Назаров А.Н. Строение земной коры Усть-Маньинского профиля на Северном Урале // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 11. С. 147–152.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, 1994.

Сулейманов А.К. Сравнительная эффективность вибрационной и взрывной сейсморазведки при глубинных исследованиях // Разведка и охрана недр. 2003. Т. 5. С. 4–7.

Сулейманов А.К., Берзин Р.Г., Давыдова Т.В., Жуков А.П. Обработка близвертикальных данных МОВ-ОГТ // Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект URSEIS). Тверь: ГЕРС, 2001. С. 22–31.

Сычева Э.Н., Макаров А.Б., Душин В.А. Формационный анализ глубокометаморфизованных горных пород на примере харбейской серии Полярного Урала // Метаморфические комплексы Урала. Свердловск, 1982. С. 15–17.

Таврин И.Ф., Халевин Н.И. Геофизические модели земной коры Урала // Геотектоника. 1990. № 3. С. 39–49.

Тевелев Ал.В., Кошелева И.А. Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье). М.: Изд-во МГУ, 2002. 123 с.

Тектоника Урала / А.В. Пейве, С.Н. Иванов, В.М. Нечеухин, А.С. Перфильев, В.Н. Пучков / Ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1977. 119 с.

Тектоническая карта Евразии. М-б 1:5 000 000 / Ред. А.Л. Яншин. М.: ГУГиК, 1985.

Тектоническая карта Урала: Домезозойский складчатый фундамент. М-б 1:100 000 / Ред. И.Д. Соболев. М.: Мингео РСФСР: ПО «Уралгеология», 1983.

Тимонин Н.И. Печорская плита: История геологического развития в фанерозое. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 240 с.

Тищенко В.Т. Черкасов В.Л. Новые данные по стратиграфии силурийских и нижнедевонских образований в южной (оренбургской) части западного крыла Магнитогорского прогиба // Биостратиграфия и литология палеозоя Южного и Среднего Урала. Уфа, 1985. С. 3–8.

Удовкина Н.Г. Эклогиты СССР. М.: Наука, 1985. 286 с.

Федорова Н.В. Модели намагниченности земной коры по геотраверсу Гранит // Уральский геофизический вестник. № 2. Екатеринбург: НИСО УрО РАН, 2001. С. 88–93.

Федорова Н.В., Иванов К.С. Глубинная структура и история формирования краевого офиолитового аллохтона Крака на западном склоне Урала // Докл. РАН. 2000. Т. 370, № 6. С. 793–796.

Федорова Н.В., Шапиро В.А., Тюрмина Л.О. Поля относимости при региональных аэромагнитных съемках и выделение длинноволновых геомагнитных аномалий на Урале // Физика Земли. 1989. № 4. С. 104–112.

Ферштатер Г.Б. Структурно-формационная зональность Урала и магматизм // Геотектоника. 1992. № 6. С. 3–17.

Ферштатер Г.Б. Гранитоидный магматизм и формирование континентальной земной коры в ходе развития Уральского орогена // Литосфера. 2001. № 1. С. 62–85.

Ферштатер Г.Б., Беа Ф. Геохимические особенности уральских гранитоидов, производных разных по составу магм // Геохимия. 1993, № 11. С. 1579–1591.

Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Бородина Н.С., Зинькова Е.А., Шагалов Е.С., Монтеро П. Надсубдукционные анатектические гранитоиды Урала // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 1. С. 42–56.

Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Пушкарев Е.В., Гарути Дж., Монтеро П., Заккарини Ф. Новые данные по геохимии Платиноносного пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса // Геохимия. 1999, № 4. С. 352–370.

Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Пушкарев Е.В., Чащухина В.А. Габбро и гранитоиды, ассоциированные с гипербазитами Кемпирсайского и Хабарнинского массивов на Южном Урале. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982.

Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С., Рапопорт М.С. и др. Орогенный гранитоидный магматизм Урала. Миасс, 1994. 250 с.

Ферштатер Г.Б., Пушкарев Е.В. Дунит-клинопироксенит-габбровая ассоциация из Хабарнинского массива // Петрология постгарцбургитовых интрузий Кемпирсайско-Хабарнинской офиолитовой ассоциации. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1991. С. 81–152.

Ферштатер Г.Б., Шагалов Е.С., Беа Ф., Монтеро П. Тургоякско-Сыростанская группа гранитоидных массивов зоны Главного Уральского глубинного разлома // Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 129–157 (Сб. памяти проф. Д.С. Штейнберга).

Фролов В.Т. Геоформации и палеогеодинамика Урала (был ли Уральский океан в палеозое?) // Спорные аспекты тектоники плит и возможные альтернативы / Ред. В.Н. Шолпо. М.: ИФЗ РАН, 2002. С. 204–223.

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

Хаин В.Е. Региональная геотектоника: Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 359 с.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Т. 3: Внеальпийская Азия и Австралия. М.: Недра, 1979. 356 с.

Хаин В.Е. Крупномасштабная цикличность в тектонической истории Земли и ее возможные причины // Геотектоника. 2000. № 6. С. 3–14.

Хаин В.Е., Божко Н.А. Историческая геотектоника: Докембрий. М.: Недра, 1988. 382 с.

Хаин В.Е., Соколов Б.А. Рифтогенез и нефтегазоносность: основные проблемы // Рифтогенез и нефтегазоносность. М.: Наука, 1993. С. 5–16.

Хаин Е.В., Бибикова Е.В., Душин В.А., Федотова А.А. О возможных связях между Палеоазиатским и Палеоатлантическим океанами в вендское и раннепалео-

зойское время // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты: В 2 т. М.: ГЕОС, 1998. С. 244–246.

Хаин Е.В., Федотова А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Яковлева С.З. Новые U-Pb данные о возрасте офиолитов Полярного Урала и развитие окраин Палеоазиатского океана в позднем докембрии и раннем палеозое // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных ассоциаций складчатых областей. Екатеринбург: ИГГ УНЦ РАН, 2004. С. 183–186.

Халевин Н.И. Сейсмология взрывов на Урале (методики и результаты исследований). М.: Наука, 1975. 136 с.

Хачай Ю.В. О форме границы литосфера–астеносфера при развитой конвекции в мантии Земли // Урал. геофиз. вестн. 2000. № 1. С. 111–113.

Хачай Ю.В., Голованова И.В., Гордиенко В.В., Дучков А.Д., Кашубин С.Н., Кашубина Т.В., Кутас Р.И., Щапов В.А. Геотермический разрез литосферы вдоль геотранссекта ГРАНИТ // Литосфера. 2002. № 3. С. 38–45.

Хачай Ю.В., Дружинин В.С. Геотермический разрез литосферы Урала вдоль широтных профилей ГСЗ // Физика Земли. 1998. № 1. С. 67–70.

Хрычев Б.А., Лысяков Л.М., Альтер С.М., Иванов А.П. Строение земной коры по профилю Темиртау–Куйбышев // Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968. С. 88–93.

Хуторской М.Д. Тепловой поток, модель строения и эволюция литосферы Южного Урала и Центрального Казахстана // Геотектоника. 1985. № 3. С. 50–61.

Цирульский А.В., Никонова Ф.И., Федорова Н.В. Метод интерпретации гравитационных и магнитных аномалий с построением эквивалентных семейств решений. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980. 135 с.

Чаплыгина Н.Л., Дегтярев К.Е., Савельева Г.Н. Офиолиты гарцбургитового типа в структурированном меланже Западно-Магнитогорской зоны (Южный Урал) // Геотектоника. 2002. № 6. С. 25–37.

Чаплыгина Н.Л., Савельева Г.Н., Степанова М.М. Магматическая природа ультраосновных пород горы Соловьева (Нижнетагильский массив, Средний Урал) // Интеграция. Вып. 2. М.: ГЕОС, 2001. С. 67–80.

Чащухин И.С., Перевозчиков Б.В., Царицын Е.П. Метаморфизм гипербазитов массива Рай-Из (Полярный Урал) // Исследования по петрологии и металлогении Урала. Сверловск, 1986. С. 49–75.

Чесноков Г.А., Попов В.А. Увеличение объема зерен кварца в эклогитах Южного Урала // Докл. АН СССР. 1965. Т. 162, № 2. С. 176–178.

Чурсин А.В., Рыбалка В.М., Ставрати В.В. К вопросу о методике проведения разновысотной аэромагнитной съемки по геотраверсу «Гранит» и интерпретации полученных материалов // Геотраверс «Гранит»: Методика и результаты исследований. Екатеринбург: УРГК и УТП ВНТГео, 1992. С. 52–68.

Чурсин А.В., Шапиро В.А., Карымов М.Г. и др. К вопросу о геомагнитной модели Урала // Региональная металлогения Урала и связь оруденения с глубинным строением. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. С. 209–211.

Шалагинов В.В. Раннедокембрийские комплексы Уральского складчатого пояса и их минерагения // Геология и минерагения подвижных поясов. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. С. 159–173.

Шапиро В.А. Динамика аномального магнитного поля и геодинамика // Современное состояние исследований в области геомагнетизма. М., 1982. С. 107–120.

Шапиро В.А. Урало-Тяньшанская аномалия электропроводности // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299. С. 598–602.

Шапиро В.А., Корокина Т.П. Сопоставление результатов геомагнитных исследований и данных повторного нивелирования в пределах Уральского геомагнитного полигона // Современные движения земной коры на геодинамических полигонах. М., 1981. С. 119–122.

Шапиро В.А., Никонова Ф.И., Федорова Н.В. и др. Строение магнитоактивного слоя Северного Урала по геомагнитным данным // Докл. АН СССР. 1993. Т. 330, № 6. С. 774–777.

Шапиро В.А., Федорова Н.В., Кимбелл Г.С. Современные представления о строении магнитоактивного слоя Южного Урала // Палеомагнетизм горных пород. М., 1997. С. 81–84.

Шапиро В.А., Цирульский А.В., Никонова Ф.И. и др. Проблема построения магнитной модели земной коры на примере широтного пересечения Урала // Физика Земли. 1982. № 9. С. 39–50.

Шапиро В.А., Чурсин А.В., Никонова Ф.И. и др. Магнитное поле и его динамика при изучении глубинного строения Урала // Глубинное строение Урала и сопредельных регионов. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 114–123.

Шатский Н.С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы: сравнительная тектоника древних платформ // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 1. С. 5–62.

Шацкий В.С., Симаков В.А., Ягоутц Э., Козьменко О.А., Куренков С.А. Новые данные о возрасте эклогитов Полярного Урала // Докл. РАН. 2000. Т. 371, № 4. С. 519–523.

Шацкий В.С., Ягоутц Э., Козьменко О.А. Sm-Nd датирование высокобарического метаморфизма Максютовского комплекса (Южный Урал) // Докл. РАН. 1997. Т. 352, № 6. С. 812–815.

Шишкин М.А., Лапшин Н.В. Докембрийские гипербазиты Полярного Урала // Геология и минерагения докембрия северо-востока Европейской платформы и Северного Урала. Сыктывкар, 1996. С. 61.

Шмелев В.Р. Гипербазиты массива Сыум-Кеу (Полярный Урал): структура, петрология, динамометаморфизм. Екатеринбург: ИГГ УрО АН СССР, 1991. 78 с.

Шмелев В.Р. Структура и петрология Хорасюрского габбро-гипербазитового массива, Приполярный Урал // Петрология. 1994. Т. 2, № 5. С. 495–510.

Шмелев В.Р., Десятова С.С. Закономерности преимущественной ориентации оливина в дунитах Нижнетагильского массива // Ежегодник-2001. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. С. 156–160.

Шмелев В.Р., Седлер И., Борг Г. Петролого-геохимические особенности пород Тагильского платиноносного массива // Ежегодник-1996. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. С. 89–92.

Штейнберг А.Д., Жилин И.В. Условия формирования базальтов ордовика на Южном Урале // Геология и металлогения Урала. Ежегодник-1999. Екатеринбург: Департамент природных ресурсов Уральского региона: ОАО УГСЭ, 2000. 264 с.

Штейнберг Д.С. Базальтоидный магматизм эвгеосинклинальных областей и его металлогения // Вопросы формирования и закономерности размещения месторождений золота и платины. М., 1970. С. 57–73 (Тр. ЦНИГРИ; Вып. 87).

Штейнберг Д.С., Ронкин Ю.Л., Куруленко Р.С., Лепихина О.П., Берсенева Н.П. Rb-Sr возраст пород шарташского интрузивного дайкового комплекса // Ежегодник-1988. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1989. С. 110–112.

Щапов В.А. Тепловое поле Урала // Уральский геофизический вестник. № 1. Екатеринбург: НИСО УрО РАН, 2000. С. 126–130.

Щапов В.А., Бурдин Ю.Б., Больщиков В.А., Хачай Ю.В., Юрков А.К. Радиогенная теплогенерация пород Уральской эвгеосинклинали // Уральский геофизический вестник. № 6. 2004. С. 116–121.

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

Эз В.В. Особенности структуры метаморфических толщ // Очерки структурной геологии сложнодислоцированных толщ. М.: Недра, 1970. С. 192–258.

Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях / Н.Л. Добрецов, Н.В. Соболев, В.С. Шацкий и др. Новосибирск: Наука, 1989. 205 с.

Элмис Р., Крупенин М.Т., Богатов В.И. и др. Раннесреднерифейский возраст основной генерации диабазовых даек в нижнерифейских породах района Бакала (Южный Урал) // Петрография на рубеже XXI века. Сыктывкар: Геопринт, 2000. С. 228–232 (Материалы второго Всерос. петрогр. совещ.; Т. 4).

Юдович Я.Э., Мерц А.В., Пыстин А.М. Контрастнозональные граниты в кислых метатуфах из рифейских отложений Приполярного Урала // Нар. хоз-во Республики Коми. Воркута; Сыктывкар, 1992. Т. 1, № 3. С. 492–504.

Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Войкарский вулканоплутонический пояс. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 158 с.

Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геодинамическая реконструкция Среднеуральского альпинотипного шарьяжа // Геотектоника. 1993. № 2. С. 20–29.

Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геология и геодинамика Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 204 с.

Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Платиноносный пояс Урала и Тагильская палеодуга: соотношение магматизма и геодинамики // Геотектоника. 2003. № 2. С. 75–86.

Якупов Р.Р., Мавринская Т.М., Абрамова А.Н. Палеонтологическое обоснование схемы стратиграфии палеозоя северной части Зилаирского мегасинклинория. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2002. 160 с.

Alvarez-Marrón J. Tectonic Processes During Collisional Orogenesis From Comparison of the Southern Uralides With the Central Variscides // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present / D.Brown, C.Juhlin, V.Puchkov (Eds.) // AGU Geophys. Monog. Ser. V. 132, 2002. P. 83–100.

Alvarez-Marrón J., Brown D., Pérez-Estaún A., Puchkov V., Gorozhanina Y. Accretionary complex structure and kinematics during Paleozoic arc-continent collision in the southern Urals // Tectonophysics. 2000. V. 325. P. 175–191.

Andreichev V.L. Geochronology of metamorphic and magmatic processes in the crustal evolution of the Polar Urals // INTAS Europrobe Timpebar-Uralides Workshop: Abst. St. Petersburg, 2000. P. 1.

Ayala C., Kimbell G.S., Brown D., Ayarza P., Menshikov Y.P. Magnetic evidence for the geometry and evolution of the eastern margin of the East European Craton in the Southern Urals // Tectonophysics, 2000, V. 320. P. 31–44.

Ayarza P., Brown D., Alvarez-Marrón J., Juhlin C. Contrasting tectonic history of the arc-continent suture in the Southern and Middle Urals: implications for the evolution of the orogen // J. Geol. Soc., London. 2000. V. 157. P. 1065–1076.

Ayarza P., Juhlin C., Brown D., Beckholmen M., Kimbell G., Pechnig R., Pevzner L., Pevzner R., Ayala C., Bliznetsov M., Glushkov A., Rybalka A. Integrated geological and geophysical studies in the SG4 borehole area, Tagil Volcanic Arc, Middle Urals: Location of seismic reflectors and source of the reflectivity // J. Geophys. Res. 2000. V. 105, N B9. P. 21333–21352.

Bankwitz P., Bankwitz E., Ivanov K.S. Schertelctogen Südural (Shear tectogene of the South Urals) // Freiberger Forschungshefte. 1997. Bd. 470. S. 1–17.

Bastida F., Aller J., Puchkov V.N., Juhlin Ch., Oslianski A. A cross-section through the Zilaiur nappe (southern Urals) // Tectonophysics. 1997. V. 276, N 1/4. P. 253–263.

Bea F., Fershtater G.B., Montero P. Granitoides of the Uralides: Implications for the Evolution of the Orogen // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present / D.Brown, C.Juhlin, V.Puchkov (Eds.) // AGU Geophys. Monogr. Ser. 2000. V. 132. P. 211–232.

Bea F., Fershtater G.B., Montero M.P., Smirnov V.N., Zin'kova E.A. Generation and evolution of subduction-related batholiths from Central Urals: constraints on the P-T history of the Uralian orogen // Tectonophysics. 1997. V. 276, N 1/4. P. 103–116.

Bea F., Fershtater G.B., Montero P., Whitehouse M., Levin V.Ya., Scarrow J.H., Austrheim H., Pushkariev E.V. Recycling of continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural Mts, Russia // Terra Nova, 2001. V. 13. P. 407–412.

Beane R.G., Liou L.G., Coleman R.G., Leech M.L. Petrology and retrograde P-T path for eclogites of the Maksyutov complex, South Ural mountains, Russia // The Island Arc. 1995. V. 4. P. 254–266.

Beane R.J., Connelly J.N. $^{40}Ar/^{39}Ar$, U-Pb and Sm-Nd constraints on the timing of metamorphic events in the Maksyutov Complex, southern Urals // J. Geol. Soc., London. 2000. V. 157. P. 811–822.

Berzin R., Oncken O., Knapp J.H., Pérez-Estaún A., Hismatulin T., Yunusov N., Lipilin A. Orogenic evolution of the Ural Mountains: Results from an integrated experiment // Science. 1996. V. 274. P. 220–222.

Bostick B.C., Jones R.E., Ernst W.G., Chen C., Leech M.I., Beane R.J. Low-temperature microdiamond aggregates in the Maksyutov Complex, South Ural Mountains, Russia // Amer. Mineral. 2003. V. 88. P. 1709–1717.

Brown D., Alvares-Marrón J., Pérez-Estaún A., Gorozhanina Y., Puchkov V. The structure of the South Uralian fold and thrust belt at the transition to the Precaspian Basin // J. Geol. Soc., London. 2004. V. 161. P. 813–822.

Brown D., Alvares-Marrón J., Pérez-Estaún A., Puchkov V., Carbonell R. La evolucion tectonica del Sur de los Urales // Trabajos de Geologia Univ. Oviedo, 1999. T. 21. P. 265–281.

Brown D., Alvarez-Marrón J., Pérez-Estaún A., Puchkov V., Gorozhanina Y., Ayarza P. Structure and evolution of the Magnitogorsk forearc basin: Identifying upper crustal processes during arc-continent collision in the Southern Urals // Tectonics. 2001. V. 20. P. 364–375.

Brown D., Alvarez-Marrón J., Pérez-Estaún A., Gorozhanina Ye., Baryshev V., Puchkov V. Geometric and kinematic evolution of the foreland thrust and fold belt in the Southern Urals // Tectonics. 1997a. V. 16. P. 551–562.

Brown D., Alwarez-Marrón J., Pérez-Estaún A. Preservation of a subcritical wedge in the South Urals foreland thrust and fold belt // J. Geol. Soc., London. 1997b. V. 154. P. 593–596.

Brown D., Hetzel R., Scarrow J.H. Tracking arc-continent collision subduction zone processes from high-pressure rocks in the southern Urals // J. Geol. Soc., London, 2000. V. 157. P. 901–904.

Brown D., Juhlin C., Alvarez-Marrón J., Pérez-Estaún A., Oslianski A. Crustal-scale structure and evolution of an arc-continent collision zone in the Southern Urals, Russia // Tectonics. 1998. V. 17. P. 158–171.

Brown D., Juhlin C., Puchkov V. Introduction // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. D.Brown et al. (Eds.) AGU Geoph. Mon. Ser. 2002. V. 132. P. 1–7.

Brown D., Juhlin C., Tryggvason A., Steer D., Ayarza P., Beckholmen M., Rybalka A., Bliznetsov M. The Crustal Architecture of the Southern and Middle Urals from the URSEIS, ESRU, and Alapaev Reflection Seismic Surveys // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present. D.Brown et al. (Eds.) // AGU Geoph. Mon. Ser. 2002. V. 132. P. 33–48.

Brown D., Pérez-Estaún A., Alvarez-Marrón J., Puchkov V., Ayala C. Basement influence on foreland thrust and fold belt development: an example from the Southern Urals // Tectonophysics. 1999. V. 308. P. 459–472.

Brown D., Puchkov V. Arc-continent collision in the Uralides, an IGCP-453 «Uniformitarianism revisited: a comparison between modern and ancient orogens» conference and fieldtrip. Ufa: DesignPoligraphService, 2004. 76 p.

Brown D., Puchkov V., Alvarez-Marrón J., Pérez-Estaún A. The structural architecture of the footwall to the Main Uralian fault, Southern Urals // Earth Sci. Rev. 1996. V. 40. P. 125–147.

Brown D., Spadea P. Processes of forearc and accretionary complex formation during arc-continent collision in the southern Ural Mountains // Geology. 1999. V. 27. P. 649–652.

Brown D., Tryggvasson A. Ascent mechanism of the Dzhabyk batholith, southern Urals: constraints from URSEIS reflection seismic profiling // J. Geol. Soc., London. 2001. V. 158. P. 881–884.

Carbonell R., Gallart J., Pérez-Estaún A. Modelling and imaging the Moho transition: the case of the southern Urals // Geophys. J. Int. 2002. V. 149. P. 134–148.

Carbonell R., Gallart J., Pérez-Estaún A., Diaz J., Kashubin S., Mechie J., Wenzel F., Knapp J. Seismic wide-angle constraints on the crust of the southern Urals // J. Geoph. Res. 2000. V. 105, N B6. P. 13755–13777.

Carbonell R., Leserf D., Itzin V., Gallart J., Brown D. Mapping the Moho beneath the southern Urals // Geoph. Res. Lett. 1998. V. 25, N 22. P. 4229–4232.

Carbonell R., Pérez-Estaún A., Gallart J., Diaz J., Kashubin S., Mechie J., Stadtlander R., Schulze A., Knapp J.H., Morozov A. A crustal root beneath the Urals: wide-angle seismic evidence // Science. 1996. V. 274. P. 222–224.

Čečys A. Tectonic implications of the ca. 1.45 Ga granitoid magmatism at the southwestern margin of the East European Craton. LITHOLUND theses 5, Lund University, Lund, 2004. 25 p.

Cermak V., Lastovickova M. Temperature profiles in the Earth of Importance to Deep Electrical Conductivity Models // Pageoph. 1987. V. 125. P. 255–284.

Červený V., Pšenčík I. SEIS-83 — numerical modelling of seismic wave fields in 2-D laterally varying layered structure by the ray method // Documentation of Earthquake Algorithms, World Data Center A for Solid Earth Geophysics / E.R. Engdahl (Ed.). Boulder, 1983. Paper SE-35. P. 36–40.

Chemenda A., Matte Ph., Sokolov V. A model of Paleozoic obduction and exhumation of high-pressure/low temperature rocks // Tectonophysics. 1997. V. 276, N 1/4. P. 217–227.

Condie K.C. Mantle plumes and their record in the Earth history. Cambridge: Univ. Press, 2001. 308 p.

Diaconescu C.C., Knapp J.H. Role of a Phase: Change Moho in Stabilization and Preservation of the Southern Uralide Orogen, Russia // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present / D.Brown, C.Juhlin, V.Puchkov

(Eds.). AGU Geophysical Monograph Series. 2002. V. 132. P. 67–82.

Diaconescu C.C., Knapp J.H., Brown L.D. et al. Precambrian Moho offset and tectonic stability of the East European platform from the URSEIS deep seismic profile // Geology. 1998. V. 26, N 3. P. 211–214.

Dobretsov N.L., Shatsky V.S., Coleman R.G. et al. Tectonic setting and petrology of ultrahigh-pressure metamorphic rocks in the Maksiutovo Complex, Ural Mountains, Russia // Int. Geol. Rev. 1996. V. 38. P. 136–160.

Dobretsov N.L., Vernikovsky V.A. Mantle Plumes and their Geological Manifestations // Int. Geol. Rev. 2001. V. 43.

Döring J., Götze H.-J. The isostatic state of the southern Urals crust // Geol. Rdch. 1999. V. 87. P. 500–510.

Döring J., Götze H.-J., Kaban M.K. Preliminary study of the gravity field of the southern Urals along the URSEIS '95 seismic profile // Tectonophysics. 1997. V. 276, N 1/4. P. 49–62.

Druzhinin V.S., Kashubin S.N., Kashubina T.V., Kolmogorova V.V., Parygin G.V., Rybalka A.V., Tiunova A.M. The main features of the interface between the crust and the upper mantle in the Middle Urals (in vicinity of the deep drillhole SG-4) // Tectonophysics. 1997. V. 269. P. 259–268.

Echtler H.P., Hetzel R. Main Uralian thrust and main Uralian normal fault: non-extensional Palaeozoic high-P rock exhumation, oblique collision, and normal faulting in the Southern Urals // Terra Nova. 1997. V. 9. P. 158–162.

Echtler H.P., Ivanov K.S., Ronkin Y.L., Karsten L.A., Hetzel R., Noskov A.G. The tectono-metamorphic evolution of gneiss complexes in the Middle Urals, Russia: a reappriSal // Tectonophysics. 1997. V. 276. P. 229–251.

Echtler H.P., Stiller M., Steinhoff F., Krawczyk C., Suleimanov A., Spiridonov V., Knapp J., Menshikov Y., Alvarez-Marrón J., Yunusov N. Preserved collisional crustal structure of the Southern Urals revealed by Vibroseis profiling // Science. 1996. V. 274. P. 224–226.

Edwards R.L., Wasserburg G.J. The age and the emplacement of obducted oceanic crust in the Urals from Sm-Nd systematics // Earth. Planet. Sci. Lett. 1985. V. 72, N 4. P. 389–404.

Ellmies R. Lagerstätten in Sedimentgesteinen des Proterozoischen Bashkir Beckens (Ural) und ihre metallogenischen Zuzammenhänge / Von der Fakultät VI Bauigenierwesen und Angewandte Geowissenschaften der technischen Universität Berlin zur erlangung des akademischen grades: Doktor der Naturwissenschaften genehmige Dissertation. Berlin, 2001. 343 p.

Ellmies R., Krupenin M.T., Germann K. et al. The fluorite-sellaite deposits of Suran (Western Urals) // Mineral Deposits: Processes to Processing / Stanley et al. (Eds.). Rotterdam: Balkema, 1999. P. 841–844.

Ellmies R., Voigtlander G., Germann K., Krupenin M.T., Moller P. Origin of giant stratabound deposits of magnesite and siderite in Riphean carbonate rocks of the Bashkir mega-anticline, western Urals // Geol. Rdch. 1999. V. 87. P. 589–632.

European Lithosphere Dynamics / D.Gee, R.Stephenson (Eds.). London: Geological Society. Memoirs 32 (in press).

EUROPROBE'S Uralides Project / A.Pérez-Estaún, D.Brown, D.Gee (Eds.) // Tectonophysics. Special Issue. 1997. V. 276, N 1/4. P. 1–335.

Feist R., Ivanov K.S., Sapelnikov V.P., Ancigin N.Y., Ivanov S.N., Mizens L.I., Bikbayev A.Z., Lubov L.V. Correlations between the evolution of benthic faunal communities and convergent movements of lithospheric blocks from the Silurian to the Late Devonian in the mid-Palaeozoic Uralian basin // Tectonophysics. 1997. V. 276, N 1/4. P. 301–312.

Fershtater G.B., Montero P., Borodina N.S., Pushkarev E.V., Smirnov V.N., Bea F. Uralian magmatism: an overview // Tectonophysics. 19

Friberg M., Juhlin C., Green A.G., Horstmeyer H., Roth J., Rybalka A., Bliznetsov M. Europrobe seismic reflection profiling across the Eastern Middle Urals and West Siberian Basin // Terra Nova. 2000. V. 12. P. 252–257.

Friberg M., Larionov A., Petrov G.A., Gee D.G. Paleozoic amphibolite-granulite facies magmatic complexes in the hinterland of the Uralide Orogen // Int. J. Earth Sci. 2000. V. 89. P. 21–39.

Friberg P.A., Hellman S.B., Weber J.R., Johnson D.H., Fowler J. The PASSCAL software package: using organizational power of a relational database databasein the field // Seismological Society of America meeting. 1996.

Gaggero L., Spadea P., Cortesogno L., Savelieva G.N., Pertzev A.N. Geochemical investigation of the igneous rocks from the Nurali melange zone, Southern Urals // Tectonophysics. 1997. V. 276, N 1/4. P. 139 161.

Garuti G., Fershtater G., Bea F., Montero P., Pushkarev E.V., Zaccarini F. Platinum-group elements as petrological indicators in mafic-ultramafic complexes of the central and southern Urals:preliminary results // Tectonophysics. 1997. V. 276, N 1/4. P. 181–194.

Garuti G., Zaccarini F., Cabella F., Pushkarev E., Smirnov V. Occurrence of Platinum-group in minerals of chromitites of the Kluchevskoy ophiolite complex, Central Urals, Russia:Preliminary results) // Mineral Deposits: Processes to Processing / Stanley et al. (Eds.). Rotterdam: Balkema, 1999. P. 721–723.

Gee D.G., Artemieva I.M. EUROPROBE 1992–2001. Sweden: Uppsala University, 2001. 18 p.

Gee D., Beljakova L., Pease V., Larionov A., Dovshikova L. Nev, single Zircon (Pb-evaporation) ages from Vendian intrusions in the basement beneath the Pechora Basin, norteastern Baltica // Polarforschung. 2000a. V. 68. P. 161–170.

Gee D., Beliakova L., Pease V., Larionov A., Dovzhikova L. Vendian granites in the Neoproterozoic basement beneath the Pechora Basin: new Pb-Pb evaporation ages // Polarforshung. 2000б. V. 68. P. 171–178.

Gerdes A., Montero P., Bea F., Fershtater G., Borodina N., Osipova T., Shardakova G. Peraluminous granites frequently with mantle-like isotope compositions: the continental-type Murzinka and Dzhabyk batholiths of the Eastern Urals // Int. J. Earth Sci. Geol. Rdsch. 2002. V. 91. P. 3–19.

Giese U., Glasmacher U., Kozlov V.I., Matenaar I., Puchkov V.N. Structural framework of the Bashkirian anticlinorium, SW Urals // Geol. Rdsch. 1999. V. 87. P. 526–544.

Glasmacher U., Bauer W., Giese U., Reynolds P., Kober B., Puchkov V., Stroink L., Alekseyev A., Willner A.P. The metamorphic complex of Beloretsk, SW Urals, Russia — a terrane with a polyphase Meso- to Neoproterozoic thermo-dynamic evolution // Precambrian Res. 2001. V. 110. P. 185–213.

Glasmacher U.A., Bauer W., Clauer N., Puchkov V.N. Neoproterozoic metamorphism and deformation at the southeastern margin of the East European Craton, Uralides, Russia // Int. J. Earth Sci. Geol. Rdsch. 2004. V. 93. P. 921–944.

Glasmacher U.A., Reynolds P., Alekseev A.A., Puchkov V.N., Taylor K., Gorozhanin V., Walter R. $^{40}Ar/^{39}Ar$ Thermochronology west of the Main Uralian Fault, southern Urals Russia // Geol. Rdsch. 1999. V. 87. P. 515–525.

Glasmacher U.A., Wagner G.A., Puchkov V.N. Thermotectonic evolution of the western Fold-and-Thrust belt, Southern Urals, Russia, from the Late Paleozoic till Neogene as revealed by apatite fission-track data // Tectonophysics. 2002. V. 354. P. 25–48.

Glodny J., Austrheim H., Molina J.F., Rusin A.I., Seward D. Rb/Sr record on fluid-interaction in eclogites: The Marun-Keu complex, Polar Urals, Russia // Geochim. Cosmochim. Acta. 2003. V. 67. P. 4353–4371.

Glodny J., Bingen B., Austrheim H., Molina J.F., Rusin A. Precise eclogitization ages deduced from Rb/Sr mineral systematics: The Maksyutov complex, Southern Urals, Russia // Geochim. Cosmochim. Acta. 2002. V. 66. P. 1221–1235.

Glodny J., Peas V., Montero P., Austrheim H., Rusin A., Lennykh V. The Marun-keu metamorphic complex, Polar Urals: protolith evolution and its geodinamic significance // INTAS Europrobe Timpebar-Uralides Workshop: Abst. St. Petersburg, 2000. P. 13–1 .

Glodny J., Pease V.L., Montero P., Austrheim H., Rusin A.I. Protolith ages of eclogites, Marun-Keu Complex, Polar Urals, Russia: implications for the pre- and early Uralian evolution of the northeastern European continental margin // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / D.G. Gee, V. Pease (Eds.) // Geol. Soc. London, Memoirs. 2004. V. 30. P. 87–105.

Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., Bleecker W., Lourens L.J. A new geologic time scale with special reference to Precambrian and Neogene // Episodes. 2004. V. 27, N 2. P. 83–100.

Hamilton W. The Uralides and the motion of the Russian and Siberian platforms // Geol. Soc. Amer. Bull. 1970. N 81. P. 2553–2576.

Herrington R.J., Armstrong R.N., Zaykov V.V., Maslennikov V.V., Tessalina S.G., Orgeval J.-J., Taylor R.N.A. Massive Sulfide Deposits in the South Urals: Geological Setting Within the Framework of the Uralide Orogen // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present / D.Brown (Eds.). AGU Geoph. Mon. Ser. V. 132. P. 155–182.

Hetzel R. Geology and geodynamic evolution of the high-P/low-T Maksyutov complex, southern Urals, Russia // Geol. Rdsh. 1999. V. 87. P. 577–588.

Hetzel R., Echtler H.P., Seifert W., Schulte B.A., Ivanov K.S. Subduction- and exhumation-related fabrics in the Paleozoic high-pressure low-temperature Maksyutov Complex, Antigan area, Southern Urals, Russia // Geol. Soc. Amer. Bull. 1998. V. 110. P. 916–930.

Hetzel R., Glodny J. A crustal-scale, orogen-parallel strike-slip fault in the Middle Urals: age, magnitude of displacement, and geodynamic significance // Int. J. Earth Sci. Geol. Rdsch. 2002. V. 91. P. 231–245.

Hetzel R., Romer R. U-Pb dating of the Verkhniy Ufaley intrusion, Middle Urals, Russia: a minimum age for subduction and amphibolite facies overprint of the East European continental margin // Geol. Mag. 1999. V. 136, N 5. P. 593–597.

Kashubin S. Seismic anisotropy of the upper mantle of the Urals // Upper Mantle Heterogeneities from Active and Passive Seismology / K.Fuchs (Ed.). Kluwer Academic Publishers. Printed in the Netherlands, 1997. P. 317–324.

Kimbell G.S., Ayala C., Gerdes A., Kahan M.K., Shapiro V.A., Menshikov Y.P. Insights Into the Architecture and Evolution of the Southern and Middle Urals From Gravity and Magnetic Data // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present / D.Brown (Eds.). AGU Geoph. Mon. Ser. 2002. V. 132. P. 49–66.

Kisters A.F.M., Meyer F.M., Seravkin I.B., Znamensky S.E., Kosarev A.M., Ertl R.G.W. The geological setting of lode-gold deposits in the central southern Urals: a review // Geol. Rdsch. 1999. V. 87. P. 603–616.

Knapp J.H., Diaconescu C.C., Badera M.A., Sokolov V.B., Kashubin S.N., Rybalka A.V. Seismic reflection fabrics of continental collision and post-orogenic extension in the Middle Urals, central Russia // Tectonophysics. 1998. V. 288. P. 115–126.

Knapp J.H., Steer D.N., Brown L.D. et al. Lithospere-scale image of the Southern Urals from explosion-source reflection profiling // Science. 1996. V. 274. P. 226–228.

Koroteev V.A., de Boorder H., Necheukhin V.M., Sazonov V.N. Geodynamic setting of the mineral deposits of the Urals // Tectonophysics. 1997. V. 276, N 1/4. P. 291–300.

Kukkonen I. Temperature and heat flow density in a thyck cratonic lithospere: the Sveca transect, central Fennoscandian shield // J. Geodyn. 1998. V. 26, N 1. P. 111–136.

Kukkonen I.T., Golovanova I.V., Khachay Y., Druzhinin V.S., Kosarev A.M., Schapov V.A. Low geothermal heat flow of the Urals fold belt — implication of low heat production, fluid circulation or palaeoclimate? // Tectonophysics. 1997. V. 276, N 1/4. P. 63–86.

Kukkonen I.T., Jõeleht A. Geothermal modelling of the lithosphere in the central Baltic Schield and its Southern sloupe // Tectonophysics. 1996. V. 255. P. 25–45.

Leech M.L., Ernst W.G. Graphite pseudomorphs after diamond? A carbon isotope and spectroscopic study of graphite cuboids from the Maksyutov Complex, south Ural Mountains, Russia // Geochim. Cosmochim. Acta. 1998. V. 62, N 12. P. 2143–2154.

Leech M.L., Ernst W.G. Petrotectonic evolution of the high- to ultrahigh-pressure Maksyutov Complex, Karayanova area, south Ural Mountains: structural and oxygen constraints // Lithos. 2000. V. 52. P. 235–252.

Leech M.L., Stockli D.F. The late exhumation history of the ultrahigh-pressure Maksyutov Complex, south Ural Mountains, from new apatite fission track data // Tectonics. 2000. V. 19, N 1. P. 153–167.

Lennykh V.I., Valizer P.M., Beane R. et al. Petrotectonic evolution of the Maksiutovo complex, Southern Urals, Russia: implications for Ultrahigh-Pressure metamorphism // Int. Geol. Rev. 1995. V. 37. P. 584–600.

Maslov A.V., Erdtmann B.-D., Ivanov K.S., Ivanov S.N. and Krupenin M.T. The main tectonic events, depositional history, and the palaeogeography of the southern Urals during the Riphean-early Palaeozoic // Tectonophysics. 1997. V. 276, N 1/4. P. 313–335.

Matenaar I., Glasmacher U., Pickel W., Giese U., Pazukhin V.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Stroink L., Walter R. Incipient metamorphism between Ufa and Beloretzk, western fold-and-thrust belt, Southern Urals, Russia // Geol. Rdsch. 1999. V. 87. P. 545–560.

Matte P. Continental subduction and exhumation of HP reocks in Paleozoic orogenic belts: Uralides and Variscides // Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar. 1988. V. 120. P. 209–222.

Matte P. Southern Uralides and Variscides: Comparison of their anatomies and evolutions // Geology en Mijnbouw. 1995. P. 1–16.

Matte Ph., Maluski H., Nicolas A. et al. Geodynamic model and $^{39}Ar/^{40}Ar$ dating for generation and emplacement of the high pressure metamorphic rocks in SW Urals // C.R. Acad. Sci. Paris. 1993. T. 317, ser. 2. P. 1667–1674.

Melcher F., Grum W., Thalhammer T.V., Thalhammer O.A.R. The giant chromite deposits at Kempirsai, Urals: constraints from trace elements (PGE, REE) and isotope data // Miner. Deposita. 1999. V. 34. P. 350–372.

Meyer F.M., Kisters A.F.M., Stroink L. Integrated geologic studies along the URSEIS '95 transect: contributions to the understanding of the erogenic evolution of the southern Urals // Geol. Rdsh. 1999. V. 87. P. 497–499.

Mikhailov V.O., Tevelev A.V., Berzin R.G. et al. Constraints on the Neogene–Quaternary Ceodynamics of the Southern Urals: Comparative Study of Neotectonic Data and Results of Strength and Strain Modeling Along the URSEIS Profile // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present / D.Brown et al. (Eds.) // AGU Geoph. Mon. Ser. 2002. V. 132. P. 273–286.

Molina J.F., Austerheim H., Glodny J., Rusin A. The eclogites of the Marun-Keu complex, Polar Urals (Russia): fluid control on reaction kinetics and metasomatism during high P metamorphism // Lithos. 2002. V. 61. P. 55–78.

Montero P., Bea F., Gerdes A., Fershtater G., Zin'kova E., Borodina N., Osipova T., Smirnov V. Single-zircon evaporation ages and Rb-Sr dating of four major Variscan batholiths of the Urals. A perspective on the timing of deformation and granite generation // Tectonophysics. 2000. V. 317, N 1/2. P. 93–108.

Nikishin A.M., Ziegler P.A., Panov D.J., Nazarevich B.P., Brunet M.-F., Stephenson R.A., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Tikhomirov P.L. Mesozoic and Cainozoic evolution of the Scythian Platform — Black Sea — Caucasus domain // Peri-Tethys Memoir 6: Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins // P.A. Ziegler, W.Cawazza, A.H.F. Robertson, S.Crasquin-Soleau (Eds.) // Mem. Mus. Natl. Hist. Nat. Pans, 2001. V. 186. P. 295–346.

Nikishin A.M., Ziegler P.A., Stephenson R.A., Cloetingh S.A.P.L., Furne A.V., Fokin P.A., Ershov A.V., Bolotov S.N., Korotaev M.V., Alekseev A.S., Gorbachev V.I., Shipilov E.V., Lankreijer A., Bembinova E.Yu., Shalimov I.V. Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of sedimentary basin evolution // Tectonophysics. 1996. V. 268. P. 23–63.

Nicolas A. Structure of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere. Kluwer Acad. Pub., 1989. 367 p.

Pérez-Estaún A., Alvarez-Marrón J., Brown D., Puchkov V., Gorozhanina Y., Baryshev V. Along-strike structural variations in the foreland thrust and fold belt of the southern Urals // Tectonophysics. 1997. V. 276, N 1/4. P. 265–280.

Pertsev A.N., Spadea P., Savelieva G.N., Gaggero L. Nature of the transition zone in the Nurali ophiolite, southern Urals // Tectonophysics. 1997. V. 276. N 1/4. P. 163–180.

Puchkov V.N. Correlation and geodynamic features of Pre-Alpine tectonic movements throughout and around the Alpine orogen // Studia Geol. Polonica. Warszawa, 1988. V. 91. P. 77–92.

Puchkov V.N. The collisional origin of the eclogite-glaucophane-schist belt of the Urals // Ofioliti. 1989. V. 14, N 3. P. 213–220.

Puchkov V.N. The Paleozoic Geology of Asiatic Russia and adjacent areas // Paleozoic of the World. V. B. Amsterdam; London: Elsevier, 1996. P. 3–110.

Puchkov V.N. Structure and geodynamics of the Uralian orogen // Orogeny through time. London: Geol. Soc. Spec. Publ. 1997. N 121. P. 201–234.

Puchkov V. Paleozoic evolution of the East European continental margin involved into the Urals // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present / D.Brown et al. (Eds.) // AGU Geophys. Monogr. Ser. 2002. V. 132. P. 9–32.

Remizov D., Pease V.L. The Dzela complex, Polar Urals, Russia: a Neoproterozoic island arc // The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / D.G. Gee, V.Pease (Eds.) // Geol. Soc. London, Memoirs, 2004. V. 30. P. 107–123.

Roberts D., Siedlecka A. Baikalian/Cadomian deformation and metamorphism along the nothern margin of Baltica,

Northwest Russia and Northeast Norway // Proceeding of the International Meeting on Cadomian Orogens. Badajos: Spain, 1999. P. 223–228.

Safanda J., Kashubin S., Cermak V. Temperature modelling along the Taratashskiy profile crossing the Ural Mountains // Studia Geoph. et Geodin. 1992. V. 36. P. 349–357.

Saveliev A.A., Sharaskin A.Ja., D'Orazio M. Plutonic to volcanic rocks of the Voykar ophiolite massif (Polar Urals): structural and geochemical constraints on their origin // Ofioliti. 1999. V. 24, N 1. P. 21–30.

Savelieva G.N., Nesbitt R.Q.A. Synthesis of the stratigraphic and tectonic setting of the Uralian ophiolites // J. Geol. Soc., London. 1996. V. 153. P. 525–537.

Savelieva G.N., Sharaskin A.Ya., Saveliev A.A., Spadea P., Gaggero L. Ophiolites of the southern Uralides adjacent to the East European continental margin // Tectonophysics. 1997. V. 276, N 1/4. P. 117–138.

Savelieva G.N., Sharaskin A.Ya., Saveliev A.A., Spadea P., Pertsev A.N., Babarina I.I. Ophiolites and Zoned Mafic-Ultramafic Massifs of the Urals: A Comparative Analysis and Some Tectonic Implications // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present / D.Brown et al. (Eds.) // AGU Geophys. Monogr. Ser. 2002. V. 132. P. 135–154.

Sazonov V.N., van Herk A.H., de Boorder H. Spatial and temporal distribution of gold deposits in the Urals // Econ. Geol. 2001. V. 96. P. 685–703.

Scarrow J.H., Ayala C., Kimbell G.S. Insights into orogenesis: getting to the root of a continent-ocean-continent collision, Southern Urals, Russia // J. Geol. Soc., London. 2002. V. 159. P. 659–672.

Scarrow J.H., Hetzel R., Gorozhanin V.M., Dinn M., Glodny J., Gerdes A., Ayala C., Montero P. Four Decades of Geochronological Work in the Southern and Middle Urals: A Review // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present / D.Brown et al. (Eds.) // AGU Geophys. Monogr. Ser. 2002. V. 132. P. 233–256.

Scarrow J.H., Pease V., Fleutelot C., Dushin V. The Late Proterozoic Enganepe ophiolite, Polar Urals, Russia: an extension of the Cadomian arc? // Precambrian Res. 2001. V. 110. P. 255–275.

Scarrow J.H., Savelieva G.N., Glodny J., Montero P., Pertsev A.N., Cortesogno L., Gaggero L. The Myndyak paleozoic lherzolite ophiolite, Southern Urals: Geochemistry and Geochronology // Ofioliti. 1999. V. 24, N 2. P. 239–246.

Schulte B.A., Blümel P. Metamorphic evolution of eclogite and associated garnet-mica schist in the high-pressure metamorphic Maksyutov complex, Ural, Russia // Geol. Rdsch. 2000. Bd. 87. S. 561–576.

Schulte B., Sindern S. K-rich fluid metasomatism at high-pressure metamorphic conditions: Lawsonite decomposition in rodingitized of the Maksyutovo Complex, Southern Urals (Russia) // J. Metamorphic. Geol. 2002. V. 20. P. 529–541.

Sedler I.K., Wipfer E.L., Anikina E.V. Platinum group minerals and associated chrome-spinels of the Alaskan type Nizhny Tagil Massif, Middle Urals) // Mineral Deposits: Processes to Processing / Stanley et al. (Eds.). Rotterdam: Balkema, 1999. P. 787–790.

Seward D., Brown D., Hetzel R., Friberg M., Gerdes A., Petrov G.A., Pérez-Estaún A. The Syn- and Post-Orogenic Low Temperature Events in the Southern and Middle Urals: Evidence From Fission-Track Analysis // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present / D.Brown et al. (Eds.) // AGU Geoph. Mon. Ser. 2002. V. 132. P. 257–272.

Seward D., Pérez-Estaún A., Puchkov V. Preliminary fission-track results from the southern Urals — Sterlitamak to Magnitogorsk // Tectonophysics. 1997. V. 276, N 1/4. P. 281–290.

Shapiro V.A., Fedorova N.V., Nikonova F.I., Chursin A.V., Menshikov Y.P. and Kimbell G.S. Preliminary investigation of the crustal structure of the southern Urals by geomagnetic methods // Tectonophysics. 1997. V. 276, N 1/4. P. 35–48.

Shapiro V.A., Tsirulsky A.V., Fedorova N.V., Nikonova F.I., Dyakonova A.G., Chursin A.V., Turmina L.O. The anomalous magnetic field and its dynamics used to study the deep structure and modern geodynamic processes of the Urals // J. Geodyn. 1986. V. 5. P. 221–235.

Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Corojanina Y. and Brown D. Arc-Continent Collision in the Southern Urals: Petrogenetic Aspects of the Forearc-Arc Complex // Mountain Building in Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present / D.Brown et al. (Eds.). AGU Geoph. Mon. Ser. 2002. V. 132. P. 101–134.

Spadea P., Kabanova L., Scarrow J.H. Petrology, geochemistry and geodynamic significance of Mid-Devonian boninitic rocks from the Baimak-Buribai area (Magnitogorsk zone, Southern Urals) // Ofioliti. 1998. V. 23, N 1. P. 17–36.

Spadea P., Scarrow J.H. Early Devonian boninites from the Magnitogorsk Arc, Soutern Urals (Russia): Implication for early development of a collisional orogen, Ophiolites and Oceanic Crust: New Insights From Field Studies and Ocean Drilling Priogramm / Y.Dilek et al. (Eds.). GSA Mem., 2000. V. 349.

Spadea P., Zanetti A.S., Vannucci R. Mineral chemistry of ultramafic massifas in the Southern Uralides orogenic belt (Russia) and the petrogenesis of the Lower Paleozoic ophiolites in the Uralian ocean // Ophiolites in the Earth history / Y. Dilek, P.T. Robinson (Eds.) // Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 2003. V. 218. P. 567–596.

Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basalts / A.D. Saunders, M.J. Norry (Eds.) // Geol. Soc. London, Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313–345.

The geological setting of lode-gold deposits in the central southern Urals: a review // Geol. Rdsch. 1999. V. 87. P. 603–616.

The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica / D.G. Gee, V. Pease (Eds.) // Geol. Soc. London, Memoirs. 2004. V. 30. 255 p.

Thouvenot F., Kashubin S.N., Poupinet G., Makovsky V.V., Kashubina T.V., Matte Ph., Jenatton L. The root of the Urals: evidence from wide-angle reflection seismic // Tectonophysics. 1995. V. 250. P. 1–13.

Tryggvason A., Brown D. and Pérez-Estaún A. Crustal architecture of the southern Uralides from true amplitude processing of the Urals Seismic Experiment and itegrated Studies (URSEIS) vibroseis profile // Tectonics. 2001. V. 20, N 6. P. 1040–1052.

Willner A., Ermolaeva T., Puchkov V., Arzhavitina M.Y., Gorozhanina Y. Surface Signals of an Arc-Continent Collision: The Detritus of the Upper Devonian Zilair Formation in the Southern Urals, Russia // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present / D.Brown et al. (Eds.) // AGU Geoph. Mon. Ser. 2002. V. 132. P. 183–210.

Willner A.P., Ermolaeva T., Stroink L., Glasmacher U.A., Giese U., Puchkov V.N., Kozlov V.I., Walter R. Contrasting provenance signals in Riphean and Vendian sandstones in the SW Urals (Russia): constraints for a change from passive to active continental margin conditions in the Neoproterozoic // Precambrian Res. 2001. V. 110. P. 215–239.

Willner A.P., Wartho J.-A., Kramm U., Puchkov V.N. Laser $^{40}Ar/^{39}Ar$ ages of single detrital white mica grains related to the exhumation of Neoproterozoic and Late Devonian high pressure rocks in the Southern Urals (Russia) // Geol. Mag. 2004. V. 141, N 2. P. 161–172.

Wilson M., Wijbrans J., Fokin P.A., Nikishin A.M., Gorbachev V.I., Nazarevich B.P. $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating, geochemistry and tectonic setting of Early Carboniferous dolerite sills in the Pechora basin, foreland of the Polar Urals // Tectonophysics. 1999. V. 313. P. 107–118.

Научное издание

Строение и динамика литосферы Восточной Европы

Результаты исследований по программе EUROPROBE

Серия аналитических обзоров
«Очерки по региональной геологии России»

Выпуск 2

Главный редактор серии:
Андрей Федорович Морозов

Заместитель главного редактора:
Николай Васильевич Межеловский

Ответственный редактор выпуска:
Нинель Ивановна Павленкова

Редактор издательства: *И.М. Ерофеева*

Дизайн и компьютерная верстка: *Е.Ю. Ерофеева*

Подписано к печати 25.11.2006.
Формат 60x90 1/8. Бумага офсетная № 1,80 г/м^2.
Гарнитура QuantAntiquaC. Печать офсетная.
Уч.-изд. 95 л. Усл.-печ. 92 л. Тираж 500 экз.
Тип. ВТИИ. Зак. № 34, Москва.

Издательство МЦГК «ГЕОКАРТ»
113105, Москва, Варшавское ш., д. 4, к. 2, оф. 32.
Тел./факс: (495) 954-60-92.
e-mail: geokart@hotbox.ru

При участии издательства ООО ГЕОС
125315, Москва, 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел.: (095) 230-80-92, факс: (095) 231-04-43.
e-mail: geos@ginras.ru

Отпечатано в полном соответствии
с качеством предоставленных пленок
в ООО «Чебоксарская типография № 1»
428019, г. Чебоксары, пр. И. Яковлева, 15.