

**В. Н. Пучков, А. М. Косарев, С. Е. Знаменский,  
А. Н. Светлакова, В. И. Разуваев**

## **ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ КОМПЛЕКСНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОФИЛЯ УРСЕЙС–95**

### **Введение**

Проведение комплексного сейсмического профиля на Урале объединенными усилиями ученых ряда стран было запланировано благодаря развертыванию программы научной кооперации «Уралиды и варисциды» под эгидой международной комиссии ЕВРО-ПРОБА. Первоначально было выдвинуто два конкурирующих проекта проведения субширотного профиля: один — на Среднем Урале, через район Сверхглубокой скважины СГ–4, и второй — на Южном Урале, по маршруту Стерлитамак–Кага–Николаевка. Оба проекта были обсуждены в марте 1993 года на совещании комиссии Европроба в г. Овьедо (Испания). Предложения по Южноуральскому проекту были доложены В. Н. Пучковым (ИГ УНЦ РАН) и Ю. П. Меньшиковым (Баженовская геофизическая экспедиция). В дальнейшем южноуральский проект привлек большее внимание в связи с рядом преимуществ. Он проходил по более обнаженной территории, пересекал Урал практически на всю его ширину и был более доступен; поэтому он и был осуществлен в первую очередь. Полевые работы были проведены в 1995 году силами международного консорциума, в который в качестве иностранных участников входили геофизики группы DEKORP Германского Центра исследований Земли (GFZ), группы INSTOC Корнельского университета (США), Института Наук о Земле Хауме Альмера (г. Барселона, Испания) при содействии Национального Совета Научных Исследований (CSIC). С российской стороны в проекте участвовали: трест Спецгеофизика (Центрогеофизика), Баженовская экспедиция и ОАО Башнефтегеофизика при содействии Министерства Природных Ресурсов РФ. В течение полевого сезона 1995 года на 500-километровом профиле были проведены широкоугольные сейсмические исследования методом преломленных волн от четырех мощных взрывов, а также получена волновая картина методом ОГТ от двух типов источников — вибрационного и взрывного. Непосредственное геологическое обеспечение работ (сбор детального фондового материала, описание обнажений, некоторые дополнительные сборы фауны, создание геологической коллекции и изучение свойств горных пород) проводилось сотрудниками ИГ УНЦ РАН. По материалам полевого геологического сопровождения был написан

отчет, однако дальнейшее прямое финансирование геологических работ не производилось. В течение последующих трех лет материалы исследований были, в первом приближении, проинтерпретированы [Berzin et al., 1996; Carbonell et al., 1996; Echtler et al., 1996; Knapp et al., 1996; Brown et al., 1997, 1998; Diaconescu, et al., 1998; Steer et al., 1998]. Вместе с тем, несмотря на отсутствие целевого финансирования, геологические исследования в районе профиля не прекращались до самого недавнего времени. Сотрудниками ИГ УНЦ РАН, ИГГ УрО РАН, ГИН РАН, при участии испанских и германских геологов, было опубликовано большое количество новых материалов, требующих дальнейшего осмысления (ссылки даются далее в тексте).

Авторы были вновь официально вовлечены в работу по интерпретации профиля в 1998 году, когда наиболее очевидные моменты, касающиеся геологического толкования полученных материалов, уже подверглись неоднократному обсуждению. Однако остается еще много спорных вопросов, которые невозможно решить без детального знания как геологических структур, пересеченных профилем, так и общих вопросов геологической истории Южного Урала. Далеко не достаточно расшифровать основные элементы структуры Урала, отражающиеся в волновом поле профиля. Следующая, не менее важная задача — понять механизм, последовательность и время формирования тех или иных черт глубинной структуры территории. В настоящей публикации делается попытка заполнить пробелы, возникшие при интерпретации материалов УРСЕЙС–95 предыдущими исследователями, и подвести некоторые итоги.

### **Волновая картина**

Профиль УРСЕЙС–95 подразделяется на три домена: Западный, Центральный и Восточный [Echtler et al., 1996], имеющие весьма различные значения волнового поля (рис. 1, 2).

Стратиграфическая привязка отраженных волн дана по обнажениям, по скважине Шихан–5 (глубина 3816 м) и по скважине Кулгунино–1 (5156 м). Используются также данные Троицкого профиля, выходящего на скважину Кипчак–1, и расположенного на 60–80 км к северу от профиля УРСЕЙС–95. По Троицкому профилю была составлена скоростная модель, согласно

которой в земной коре Южного Урала выделялись: двухслойная осадочная толща (скорости от 5,0–5,4 до 6,8 км/с), двухслойная гранитогнейсовая толща (от 6,0 до 6,4 км/с) или так называемый «гранитный» слой, а также «базальтовый» (6,8–7,6 км/с) слой с зоной инверсии скоростей внутри него. По резкому возрастанию скоростей отраженных волн до 8,0–8,8 км/с выделялась кровля мантии. Эти данные использованы при интерпретации профиля УРСЕЙС–95, на котором примерно на тех же уровнях существуют достаточно четкие группы волн. Они и были приняты соответственно за те же слои.

### **Западный домен**

Западный домен представлен в профиле Предуральским передовым прогибом, Башкирским антиклинорием, Зилаирской синформой и антиформой Уралтау (рис. 2, 3).

В волновом поле Западного домена прослежены границы в осадочной толще палеозойского, вендского и рифейского возраста в виде группы отражений на временах от 0 до 4-х сек. Группа волн образует небольшое пологое погружение — Предуральский прогиб, при этом ось прогиба располагается между р. Селеук и с. Петровское. В эту группу волн входят отражения от палеозойских, вендских и средне-верхнерифейских отложений. Далее на восток, чуть восточнее с. Петровское, они образуют антиформу. Вторая группа волн (от фундамента) на временах 4,1–4,5 сек продолжает погружаться ступенеобразно на восток, под палеозойско-вендскую антиформу, достигая, восточнее с. Петровское, времени 6,5–7,0 сек, после чего тоже идет на подъем. Получается, что ось прогиба по палеозою и верхнему рифею не совпадает с осью прогиба по фундаменту. Последняя совпадает с антиформой по палеозою. В результате на сейсмической записи рисуется линза. При этом волны от рифейских, особенно нижнерифейских образований разбиты нарушениями типа сбросов, с зеркалами скольжения западной вергентности.

Группа отраженных волн на западном конце профиля на временах от 7,5 до 9 сек с чуть меньшим наклоном, чем вышележащие отражения, фиксирует кровлю «базальтового» слоя и зону инверсии внутри него.

Группа волн от границы Мохо (далее просто группа «Мохо») прослежена на времени 12,8 сек (рис. 1–3). Эта группа фиксирует субгоризонтальную вначале, а затем с небольшим наклоном на восток, границу раздела на протяжении почти 60 км и достигает по времени 13,5 сек. После разрыва корреляции у с. Петровское, волна от подошвы коры начинает проследиваться на 1 сек позже — на времени 14,5 сек. То есть здесь фиксируется сброс, амплитудой 4 км. О природе этого сброса и о возможном способе и времени его образования будет сказано ниже. Далее на восток

группа «Мохо» динамически хорошо выражена и образует поднятие с вершиной в 13,5 сек в районе Колуского и Зильмердакского надвигов. Еще далее на восток, к Центрально-Уральской зоне, эта группа волн погружается до 16 сек в районе Авзянского и Тимировского надвигов. На восток от последнего граница Мохо прослеживается хуже. Тем не менее, она обозначена почти до времени 16–17 сек под Урал-Тау и Магнитогорским синклинорием (рис. 1).

В районе р. Зиган в волновом поле с достаточной долей уверенности можно наблюдать отражения от рифейских отложений, формирующих небольшие антиклинали, которые обрываются на западных крыльях, при этом своды этих антиклиналей с глубиной смещаются на восток. Такая картина позволяет предположить, что разрывы в корреляции видимо и представляют собой поверхности надвигов западной вергентности. Надвиги имеют наклоны в 45–60° от земной поверхности и выполаживаются до 25–30°. Некоторые поверхности нарушений отображаются не только разрывом корреляции, но и наличием отраженной волны (рис. 1). Верхняя часть фундамента (возможно, весь гранитный слой) также участвует в надвигании. Поверхность же срыва приурочена к какому-то горизонту глубже кровли фундамента примерно на 1,5–2 сек (возможно, к поверхности «базальтового» слоя). Она варьирует на временах 8,0–10 сек. По глубине это соответствует 25–30 км, что дает такую же картину, как на Троицком профиле.

Непрерывно следящаяся кровля фундамента отмечается в Ямантауском антиклинории на времени 4,5 сек (по глубине — около 13 км) после 7,0 сек в Предуральском прогибе (около 22 км — нижний горизонт в фундаменте). В то же время, геологические данные (рис. 2) позволяют предполагать здесь наличие корового дуплекса. Ямантауский антиклинорий ограничен с запада Зильмердакским разломом, с востока — Тимировским, видимо находящимся на продолжении Зюраткульского. На восток от последнего начинается Зилаирский синклинорий. В волновом поле в виде достаточно четких отражений обозначены Кракинский надвиг и основание массива Крака, сложенное батиальными отложениями ордовика–девона. Массив Крака залегает в оси синформы. К востоку от Крака отмечается Янтышевско-Юлукский разлом с падением сместителя на запад. Последний выходит на поверхность к югу от профиля, разделяя суваянский и максютовский комплексы. На поверхности по линии профиля ни максютовский комплекс, ни ограничивающий его разлом не наблюдаются, однако амплитуда разлома столь велика, что он вряд ли мог сразу исчезнуть. Скорее он прослеживается на глубине, подчеркивая антиформу Урал-Тау, которая на всех временных разрезах выделяется очень четко. Интенсивные отражения в виде антиформы выделяются на временах от 2,5 сек до 8,0 сек,

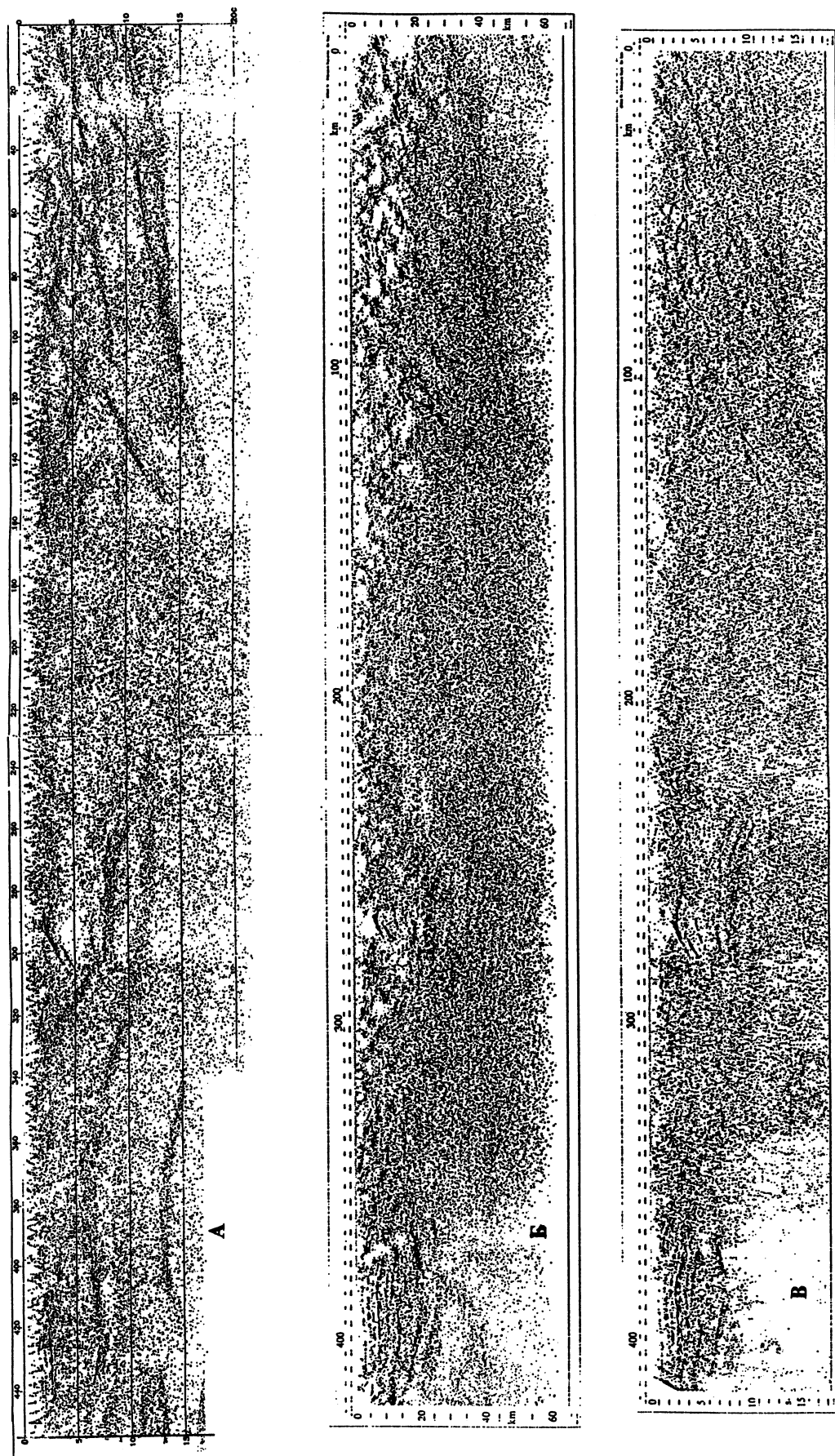


Рис. 1. Волновая картина по профилю УРСЕЙС-95

А — отработка взрывными источниками; Б — отработка виброейсами — мигрированный разрез, В — то же, немигрированный разрез

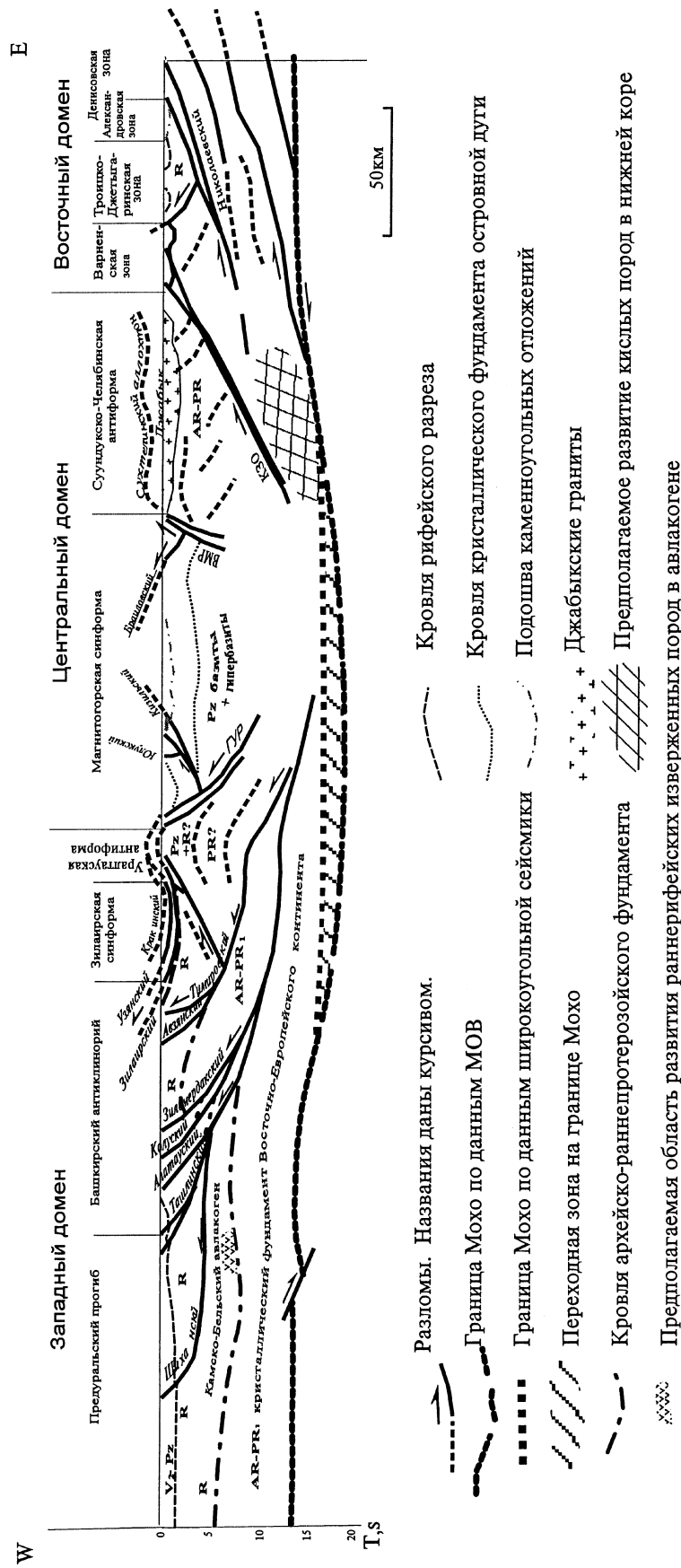


Рис. 2. Главнейшие элементы структуры земной коры на профиле УРСЕЙС-95. Составил В. Н. Пучков

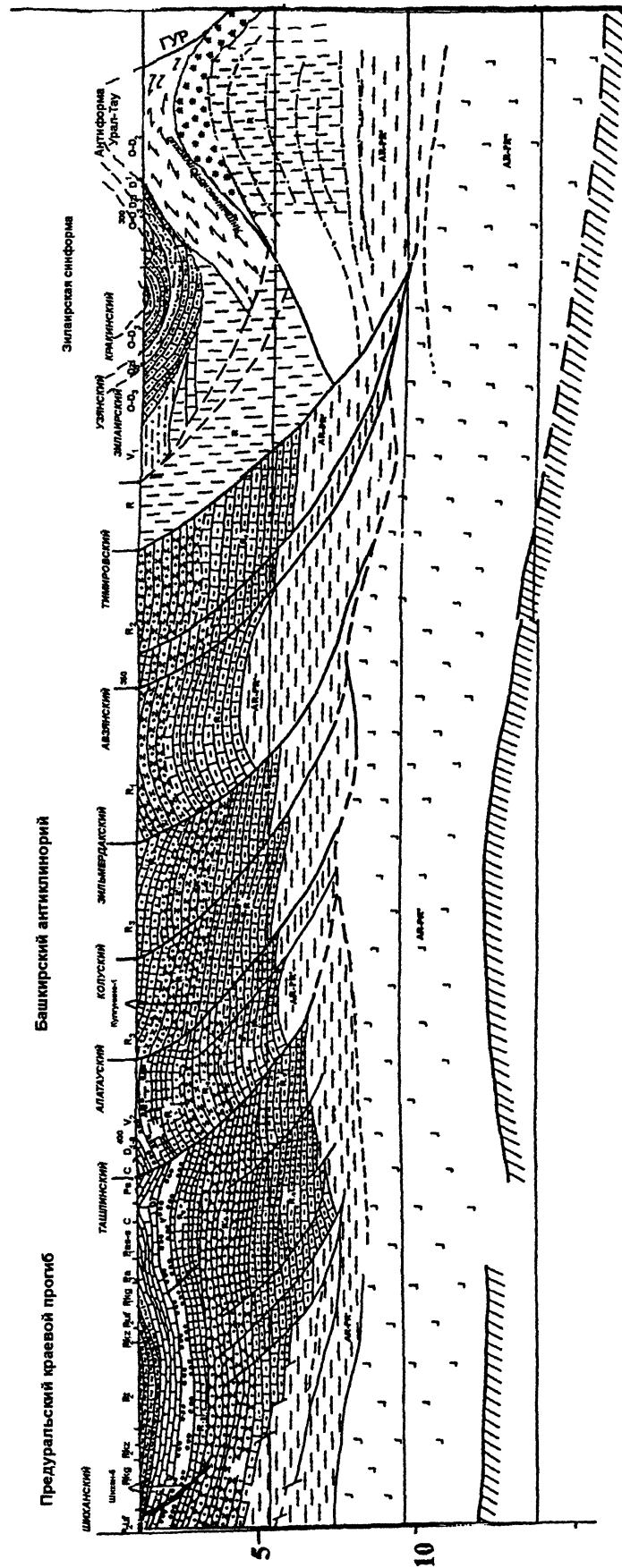
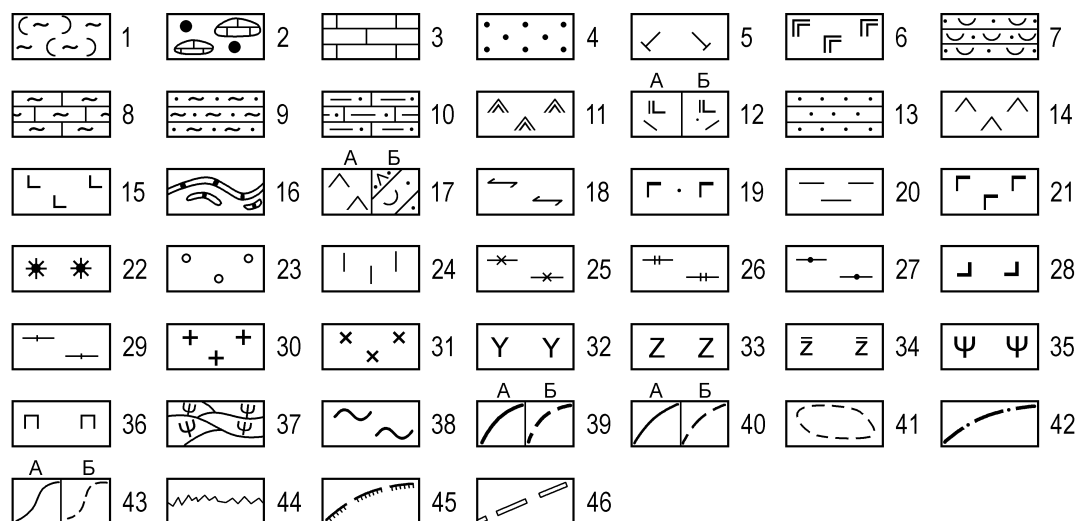


Рис. 3. Геологический разрез по линии профиля УРСЕЙС-95 (г. Стерлитамак – пос. Николаевка), западный домен. Составили А. Н. Светлакова, В. Н. Пучков



**Условные обозначения к геологическим разрезам (рис. 3–8)**

1 – терригенно-карбонатно-эвапоритовый комплекс отложений (P); 2 – полимиктовые конгломераты, конглобрекции с обломками известняков (C<sub>2</sub>, C<sub>2-3</sub>); 3 – карбонатные толщи (D, C<sub>1-3</sub>, P); 4 – терригенные толщи (C<sub>1</sub>); 5 – вулканогенные формации Магнитогорского мегасинклинория (C<sub>1</sub>); 6 – вулканогенные формации восточных зон Южного Урала (C<sub>1</sub>); 7 – флишоидные толщи и олистостромовые образования (D<sub>3</sub>); 8 – кремнистые сланцы Кракинской зоны (D<sub>3</sub>); 9 – батиальный терригенный комплекс Зилаирского синклинория (O–D<sub>3</sub>); 10 – шельфовый терригенный комплекс Зилаирского синклинория (O–D<sub>3</sub>); 11 – базальт-андезито-базальтовая формация (D<sub>3</sub>); 12 – вулканогенные (A) и вулканогенно-осадочные (B) комплексы базальт-риолитового и базальт-андезит-риодацитового состава Магнитогорского мегасинклинория (D<sub>2-3</sub>); 13 – терригенная флишоидная формация Восточных зон (D<sub>2</sub>), терригенно-карбонатные толщи Предуральяского прогиба (D<sub>1-2</sub>); 14 – базальт-андезито-базальтовая (ирендыкская) формация (D<sub>1-2</sub>); 15 – формация натриевых базальтов – риолитов (баймак-бурибаевская и тогузакская – D<sub>1</sub>); 16 – кремнистые сланцы с прослоями кремнисто-обломочных пород (S ? – D<sub>1-2</sub>); 17 – андезито-базальтовая формация (катенинская – S<sub>1-2</sub>): A – вулканогенные, B – вулканогенно-осадочные разрезы; 18 – Суванякский метаморфический комплекс (O–D<sub>2</sub>?); 19 – нерасчлененные вулканогенные, вулканогенно-осадочные и кремнисто-фтанитовые отложения Кракинской зоны (O–S); 20 – нерасчлененные вулканогенно-осадочные и кремнисто-фтанитовые отложения Зилаирского синклинория (O–S); 21 – базальтовая и трахибазальтовая формация восточного склона Южного Урала (O); 22 – максютовский метаморфический комплекс (Pz,?); 23 – терригенные и метаморфические породы (V–O); 24 – рифей нерасчлененный Уралтауской зоны (R); 25 – рифей нерасчлененный восточных зон Южного Урала: терригенные, вулканогенные, метаморфические породы (R); 26 – гранито-гнейсы (R ?); 27 – гнейсо-гранулиты кристаллического фундамента (AR–PR); 28 – гранулиты-базиты (AR–PR); 29 – гранито-гнейсы Джамбыкского массива (R–PR<sub>2</sub>?); 30 – граниты; 31 – диориты; 32 – габбро; 33 – интрузии офиолитового комплекса; 34 – офиолитовый комплекс нерасчлененный; 35 – серпентиниты; 36 – пироксениты; 37 – серпентинитовый меланж; 38 – меланж; 39 – Главные разрывные нарушения: A – достоверные, B – предполагаемые; 40 – Второстепенные разрывные нарушения: A – достоверные, B – предполагаемые; 41 – зоны рассеянных тектонических дислокаций; 42 – хорошо выраженные отражающие поверхности неясного генезиса; 43 – геологические границы: A – достоверные, B – предполагаемые; 44 – зоны несогласий; 45 – кровля МОХО; 46 – граница Центрального и Восточного доменов на геологическом разрезе по линии профиля УРСЕЙС–95.

при этом амплитуда антиформы уменьшается вглубь разреза. На временах от 5 сек до 10–11 сек фиксируется восточное крыло Уралтауской антиформы (рис. 1).

### Центральный домен

В волновом поле Центральный домен ограничивается восточным крылом Уралтауской антиформы на западе и Карталинской зоной отражений на востоке, которые, падая навстречу друг другу, образуют обширную трапецию с более узкой стороной на глубине, расположенной на времени 16–17 сек (рис. 2, 4).

Восточное крыло антиформы Урал-Тау осложняется Главным Уральским разломом, который круто погружается от поверхности на пикете 280 км под углом, близким к 60°, затем выполаживается до

30–25° на уровне 12 сек на пикете 250 км (здесь и далее упоминаются пикеты виброрейса; приходится иметь в виду, что положение пикетов профиля, полученного от взрывного источника, иногда не совсем с ними совпадает, что создает путаницу). Непосредственно к востоку от ГУР можно наблюдать отражения на временах от 5 до 10–11 сек, согласные с его поверхностью. В то же время глубже этих отражений почти на тех же пикетах (240–260 км) отмечается круто падающая на восток сейсмическая аномалия на временах 13–20 сек, не являющаяся видимым продолжением Главного Уральского разлома. Она выражается в виде серии малоинтенсивных дифрагированно-преломленных волн, отражения которых расположены кулисообразно-ступенчато. Природа его пока неясна.

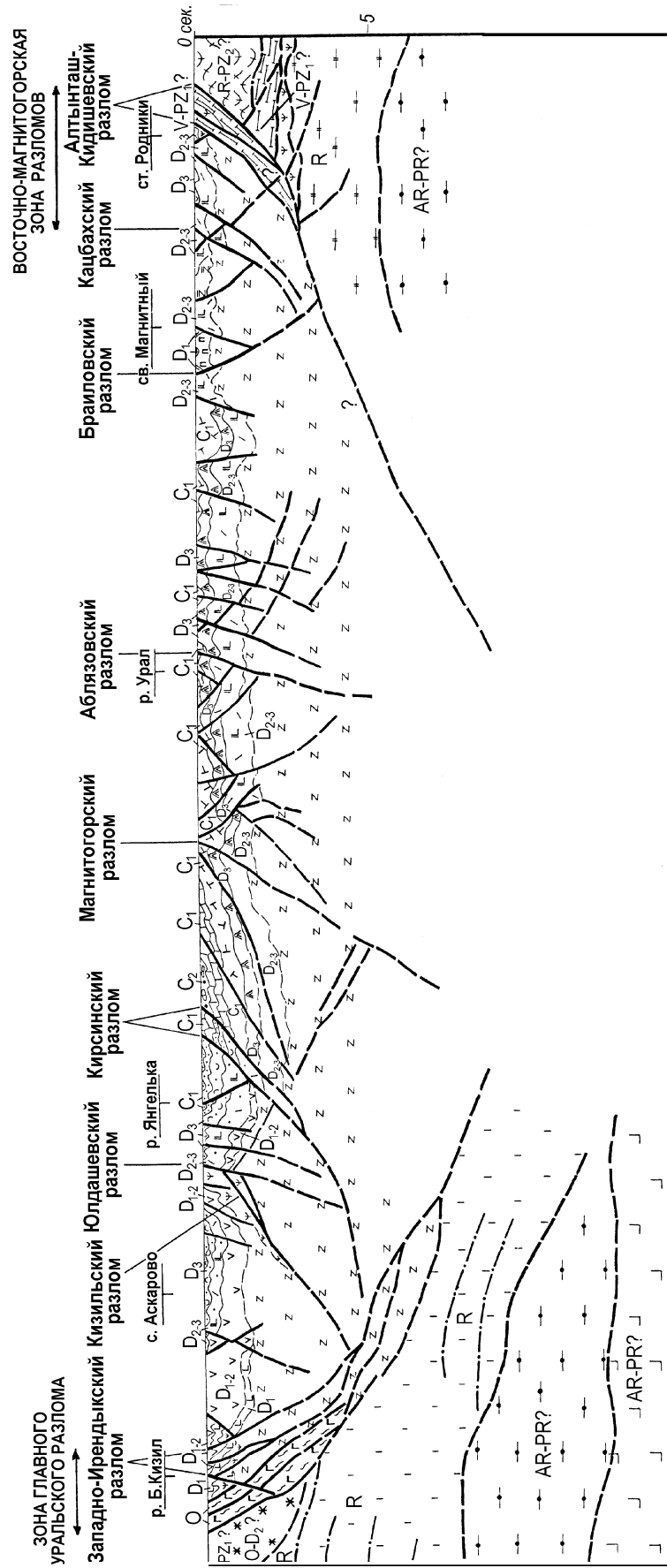


Рис. 4. Геологический разрез Магнитогорской синформы по профилю УРСЕЙС-95. Составил С. Е. Знаменский.

Условные обозначения см. на рис. 3.

В районе ст. Родники (пикет 170 км) с достаточной долей уверенности можно отметить сейсмическую аномалию, обусловленную разломом, имеющим западное падение почти в  $85^\circ$ . На этих же пикетах отмечается полого падающая аномалия, которая увязывается с зоной разлома (см. рис. 1Б). По всей видимости, этот разлом отделяет Магнитогорский синклиниорий от Восточно-Уральского поднятия. Еще восточнее отмечается Карталинская зона отражений, почти симметричная ГУР. В целом, в срединной части Центрального домена отмечаются отражающие поверхности, выстраивающиеся скорее крупные антиклинали на временах 10–13 сек, чем субгоризонтальные поверхности, так характерные для Западного домена. Эти антиклинали, возможно, соответствуют структуре коро-мантийной смеси.

### **Восточный домен**

Восточный домен характеризуется наиболее информативной волновой картиной, хотя она явно перегружена большим количеством волн-помех, обусловленных наличием многочисленных разломов и выклиниваний (рис. 6). Все отражения, обусловленные слоями, блоками и горизонтами в коре и верхней мантии, погружаются на запад, в сторону Магнитогорско-Восточноуральской синформы. В то же время, начиная от пикетов 170–180 км (ближе к западной границе Восточно-Уральского поднятия) наблюдается несколько групп интенсивных отражений, падающих на восток под пологим углом —  $25\text{--}30^\circ$ . Они срезаются интенсивными отражениями западного падения, но некоторые из первых «просвечивают» через них и фрагментарно прослеживаются на восток, до мантии и глубже. Возможно, что это следы древних зон субдукции, падающих на восток. Симметрия волнового поля ощущается не только в существовании Карталинской зоны отражений, зеркально противоположной Главному Уральскому разлому, но и в наличии волновой аномалии в виде поднятия или антиформы, расположенной к востоку от КЗО.

Из отраженных волн, погружающихся на запад, самой интенсивной является группа волн от подошвы земной коры — границы Мохо. Она прослеживается от времени 10,5–11 сек на востоке до 15–16 сек на пикете 155. Первое крупное нарушение корреляции волны от кровли мантии с восточного конца профиля отмечается между пикетами 35 и 45 км: интенсивная группа волн на уровне 11–12 сек внезапно перестает прослеживаться, а такая же по динамике группа волн начинается почти на 2 сек раньше (рис. 1). Такое нарушение корреляции может фиксировать сброс с приподнятым западным крылом. Возможная амплитуда — 6 км. Примечательно, что это нарушение прослеживается вверх по разрезу и нарушает другую интенсивную группу волн, соответствующую кровле фундамента (либо кровле базальтового слоя). Указанная группа

прослеживается с восточного конца профиля от времени 4,5–5,0 сек (13,5–15 км по глубине) до времени 8–9 сек (25–26 км) на пикете 100 км (район Ольховки). В районе с. Катенино (пикет 60) это отражение разрывается и начинает прослеживаться на 1,5 сек раньше. Здесь отмечается зона, круто наклоненная на восток под углом  $65\text{--}70^\circ$ , которая нарушает корреляцию отражений вплоть до мантии.

В целом, начиная от пикета 90 км, все отражения, сформированные от границ в коре и в мантии, идут на резкое погружение, подтверждая тем самым идею о западной субдукции и последующем пододвигании блоков континентальной коры в том же направлении (см. ниже).

## **Описание геологических структур**

### **Западный домен**

Западный домен представлен в профиле Предуральским передовым прогибом, Башкирским антиклиниорием, Зилаирской синформой и антиформой Уралтау (рис. 2, 3).

**Предуральский передовой прогиб.** Коровая структура наиболее западной части профиля представляется довольно простой. Все существенные структурные элементы легко распознаются: Мохо, кровля верхнеархейско-нижнепротерозойского кристаллического фундамента, и более или менее горизонтальные или немного деформированные границы внутри чехла платформы, состоящего из рифейских, вендских и палеозойских отложений. Палеозойская часть чехла необычно тонка, и передовой прогиб довольно слабо выражен в профиле как впадина с очень полого наклонными слоями. Верхние рефлекторы непрерывны и почти не нарушены, за исключением малоамплитудного Шиханского разлома, который играет роль крайнего западного надвига складчатого пояса форланда. Слои внутри мощной (приблизительно 6–6,5 секунд) рифейско-вендской последовательности не совсем параллельны, формируя своего рода двояковыпуклую линзу — структуру, которая может быть отнесена к инверсированному южному продолжению Камско-Бельского (Калтасинского) авлакогена (инверсия его, с образованием вышеупомянутой «линзы», может быть объяснена влиянием поля сжатия уралид). Что касается границы Мохо, она также четко выражена, но по взрывной сейсмике виден ее разрыв. Смещение границы на отметке 475 км профиля выглядит как сброс с опущенным восточным крылом и вертикальной амплитудой приблизительно в 4–5 км, расположенный как раз под авлакогеном. Разлом с такой амплитудой в верхние уровни коры не прослежен. Объясняя это, С. С. Diaconescu et al. [1998] предположили, что это был разлом со сдвигом. Может быть предложено альтернативное



объяснение: это — очень древний разлом, активный перед тем, как верхняя часть эрозионной поверхности архейско-протерозойского кристаллического фундамента и основание рифейских отложений были сформированы. Это могло бы соответствовать ранней стадии образования рифта и формирования авлакогенов.

На глубине 10–20 км (внутри ниже-среднерифейских отложений) предполагалось присутствие двух уровней удлиненных субгоризонтальных объектов. Считалось, что эти уровни имеют более высокую плотность и магнитную восприимчивость [Shapiro et al., 1997]. Существование мафического вулканизма в регионе в рифейское, вендское и палеозойское время является в принципе доказанным, так что можно предположить, что если эти объекты существуют, то они представляют собой потоки базальта и/или силлы. Однако надо иметь в виду, что вывод о таких телах — всего лишь результат моделирования, а модели могут быть разные. В то же время, рассмотрение более детального профиля ОГТ № 6 (Башнефтегеофизика) указывает на потерю субгоризонтальных отражений на уровне нижнего рифея в рассматриваемой зоне, что может быть интерпретировано как магматическое тело (рис. 2). На возможность мафического вулканизма указывают также граничные скорости преломленных волн в низах осадочной толщи (нижний рифей или кровля кристаллического фундамента). Величины граничных скоростей в Бельской впадине варьируют от 6,6 до 7,2 км/сек — вполне «базальтовые» скорости. В то же время чуть западнее, в пределах Серноводско-Абдулинского авлакогена, где глубины до указанного горизонта сопоставимы, граничные скорости составляют 5,8–6,0 км/сек [Светлакова, 1993].

Кристаллический фундамент вышеупомянутого Восточно-Европейского континента становится более тонким по мере продвижения на восток. Он прослежен до отметки 230 км профиля в более глубокую часть коры. Хотя достоверность реконструкции с глубиной резко уменьшается, кристаллический фундамент не теряет связи с Восточно-Европейской платформой, очевидно присутствует под срединной частью Магнитогорской зоны и несомненно лежит под Башкирским антиклинорием.

Структуры восточной части Предуральского краевого прогиба принадлежат краю складчатого пояса форланда Уральской системы, сформированного в течение позднепалеозойской коллизии двух континентов. Пояс этот представляет собой внешнюю часть структурного комплекса, включающего многократно деформированные дорифейские и рифейско-палеозойские образования кристаллического фундамента и платформенного чехла вышеупомянутого Восточно-Европейского континента. К востоку от складчатого пояса форланда присутствует аккреционный комплекс, образованный в позднем девоне — раннем карбоне в результате кол-

лизии края континента и позднедевонской островной дуги. Он включает, среди многих комплексов, некоторые аллохтонные океанические и островодужные образования, которые являются чуждыми континентальному краю. Все эти структуры и их эволюция были подробно описаны Д. Брауном и др. [Brown et al., 1997, 1998], В. Н. Пучковым и др. [1998], У. Гизе и др. [Giese et al., 1999], Х. Альварес-Маррон и др. [Alvares-Marron et al., 2000] и другими. Показано, что рифейско-палеозойские образования испытали три главных фазы деформации. Первая, поздневендская (кадомская) фаза складчатости демонстрируется в **Башкирском антиклинории** угловыми несогласиями между рифеем — нижним вендом и ордовиком к востоку от Зильмердакского разлома, присутствием двух или более систем складчатости под несогласием, поздневендскими  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировками метаморфизма — в частности, главной фазы Белорецкого метаморфического комплекса (600–550 млн. лет) и присутствием верхневендской молассы (ашинская серия).

Вторая складчатая деформация произошла в конце девона в результате коллизии островной дуги и континента и ответственна за образование Зилаирской синформы и антиформы Уралтау, которые могут быть расценены, в целом, как аккреционный комплекс островной дуги [Alvares-Marron et al., 2000]. На западном крыле **Зилаирской синформы** сочетание разломов: Авзянский, Тимировский и лежащий «сверху» Зилаирский, принадлежат этому комплексу. На профиле (рис. 1–3), зарегистрирована яркая цепочка рефлекторов, которая погружается на восток, и возможно соответствует на поверхности Зюраткульской системе разломов, расщепляющейся в районе профиля на Авзянскую и Тимировскую. Ось синформы расположена в осевой части области развития фаменского, зилаирского флиша, перекрывающего шельфовые отложения (обычно известняки и кварцевые песчаники) ордовикско-франского возраста. Флиш в свою очередь перекрывается Узянским покровом, состоящим из глубоководных ордовикско-девонских отложений (в основном кварцевые песчаники, глинистые и кремнистые сланцы). В верхней части этой вертикальной последовательности тектонических покровов имеются офиолиты Кракинского гипербазитового массива, залегающего над серпентинитовым меланжем. Возраст шарьирования и связанного с ним зеленосланцевого метаморфизма — раннекаменноугольный [Пучков, 2000; Glasmacher et al., 2000].

Далее на восток расположена **антиформа Уралтау**. Она состоит из двух комплексов: суваянского и максютовского. Есть основания считать, что суваянский комплекс, вместе с бетринской свитой, представлен метаморфизованным зеленосланцевым глубоководным осадочным разрезом континентального подножья, сорванным с фундамента в процессе коллизии континента и дуги и формирования аккреционной структуры.

К югу от профиля Максютковский комплекс контактирует с Суваянским по падающей к западу главной офиолитовой Янтышевско-Юлукской зоне тектонических нарушений. Максютковский комплекс состоит из метаморфизованных в эклогит-глаукофансланцевой фации океанических образований и аркозовых пород, предположительно образованных в результате действия континентального источника сноса. Палеозойский возраст для по крайней мере части Максютковского комплекса, так же как позднедевонский возраст метаморфизма, доказан, в то время как присутствие докембрийских отложений и процессов все еще под вопросом. Только предварительные данные А. А. Краснобаева и других [1996] о наличии здесь докембрийских пород могут приниматься в расчет. Эксгумация Максютковского комплекса, так же как и формирование поднятия Уралтау, происходила в фаменское время, что доказано минералогическим изучением Зилаирского флиша и не противоречит  $^{40}\text{Ar}$ – $^{39}\text{Ar}$  датировкам и данным fission-track анализа [Пучков, 2000].

Максютковский комплекс непосредственно в самом профиле не представлен. Геологические наблюдения между деревнями Абдулмамбетово и Хамитово по линии профиля выявляют структуру сравнительно пологой, открытой антиформы, сложенной породами Суваянского комплекса, хотя крылья антиформы не коррелируются по литологии; возможно, это серия надвигов, изогнутых в антиклиналь. В любом случае, показано, что антиклиналь изгибает более ранний кливаж [Alvares-Magron et al., 2000]. Комплексы антиформы перекрываются на западе зилаирской серией, и ограничиваются на востоке погружающейся к востоку под углом  $60^\circ$  зоной серпентинитового меланжа Главного Уральского разлома (ГУР) (детали даны в описании Центрального домена). Антиформа пересечена четырьмя детальными сейсмическими профилями ОГТ (Башнефтегеофизика). Показано, что амплитуда антиформы уменьшается с глубиной.

Третья фаза деформации происходила в течение карбона–ранней перми и ответственна за образование части складчато-надвигового пояса **Башкирского антиклинория**, главным образом, к западу от Авзянского (Зюраткульского?) разлома. Это выражено в виде ряда падающих на восток листрических надвигов и связанных с ними открытых складок. Позднепалеозойское время основной деформации, установленное по геологическим данным, было подтверждено палеомагнитными исследованиями, показывающими, что главная часть деформаций происходила здесь в течение основной фазы перемещения, то есть в позднем карбоне–ранней перми [Шипунов, 1998; Шипунов и др., 1999]. Рифейские, вендские и палеозойские отложения были деформированы на территории Башкирского антиклинория к западу от Зильмердакского надвига все вместе и только один раз, и поэтому никаких угловых

несогласий между ними нет. Вероятно, деформации имеют здесь «толстокожий» характер и связаны с зоной тектонического срыва, лежащей в основании поверхностной структуры, от Шиханского разлома на востоке до Зюраткульского на западе, с образованием корового дуплекса к востоку от Зильмердакского разлома (рис. 2).

Подсчитанное укорочение, связанное со складчатостью, поразительно мало: только 14% вдоль р. Белой и 17% вдоль линии УРСЕЙС, по данным Д. Брауна с соавторами [Brown et al., 1997]. В соответствии с теорией деформационного клина предполагается, что деформации были чуть древнее на востоке и моложе на западе. У. Гизе и др. [Giese et al., 1999] показано, что простирание дислокаций также изменялось с северо-северо-восточного в начале к субмеридиональному в конце. Никаких данных относительно деформаций в триасе или юре в западной части Южного Урала не существует, за исключением флексур, связанных с солевыми диапирами.

### *Центральный домен*

Центральный домен занимает территорию между ГУР на западе и Карталинской отражающей поверхностью (KRS, по Г. Эхтлеру и др. [Echtler et al., 1996]) на востоке. Карталинская зона отражений (КЗО) падает на запад, следовательно Центральный домен имеет в разрезе форму трапеции, обращенной короткой стороной вниз (рис. 2, 4). Домен состоит из двух структурных зон: Магнитогорской и Суундукско-Челябинской. Поверхность Мохо под этим доменом не выражена на сейсмических профилях МОВ и ее глубина определена методом экстраполяции как 55–58 км [Berzin et al., 1996] или даже максимально 60 км [Knapp et al., 1996]. Считалось вначале, что это подтверждается и результатами широкоугольного отражения и преломления [Carbonell et al., 1996]. Но более поздняя оценка [Carbonell et al., 1998] была другой (50–53 км). Различия между данными широкоугольной сейсмологии могут быть оценены приблизительно в 2 секунды, так что пограничный слой коры и мантии возможно имеет некоторые специфические материальные и геометрические свойства. Не исключено, что неуверенный характер отражений от Мохо под Центральным доменом связан не только и не столько с недостатками методики, но и с широким развитием здесь тяжелого, высокоскоростного базит-гипербазитового субстрата.

**Магнитогорская зона** ограничена с обеих сторон двумя мощными зонами меланжа, погружающимися к центру синформы: с запада — зоной ГУР, а с востока — Восточно-Магнитогорской зоной разломов (ВМР) (рис. 2, 4). Внутренняя часть зоны имеет синформную структуру и претерпела намного меньшие деформации по сравнению с краевыми разломными зонами (ГУР и ВМР). Иначе выражен и метаморфизм: во внутренней

зоне преобладает зеленокаменный, а во внешних — зеленосланцевый.

Деформации в обеих внешних зонах чрезвычайно интенсивны: серпентинитовая основная масса меланжей пронизана бесчисленными поверхностями скольжения; относительно мелкие блоки различного возраста, заключенные в ней, имеют хаотическое распределение. Крупные блоки в меланже — часто удлиненные (сотни, тысячи метров, например офиолитовый массив Нуралы), даже пластинообразные, часто со сложными опрокинутыми складками, и это позволяет предполагать, что «мелкоблочный» меланж образован путем перетирания ряда близко расположенных надвиговых пластин и есть все переходы к системе таких пластин. Таким образом, общие черты строения зоны ГУР определяются наличием системы тектонических пластин, сложенных офиолитовыми комплексами пород, островодужными вулканогенными и осадочными формациями, и разделенных зонами мелкоблочного серпентинитового меланжа [Серавкин и др., 2001]. Тектонические пластины в различной степени деформированы — смяты в антиформы и синформы и нарушены крутыми надвигами и взбросами. Близкой точки зрения на структуру зоны ГУРа придерживаются Г. Н. Савельева с соавторами [1998]. Характерной чертой стиля тектоники зоны является возможность восстановления первичной стратиграфической последовательности пород в целом в зоне и сохранение довольно больших фрагментов разрезов в отдельных крупных пластинах. В связи с этим многими стратиграфами ГУР трактуется как самостоятельная Вознесенско-Присакмарская фациальная зона, обладающая внутренними «стратиграфическими» свойствами. По строению и составу пород к зоне ГУР близок Сакмарский аллохтон. На этом основании можно предполагать, что ГУР является корневой зоной Сакмарского аллохтона (а также и Кракинского). В более северных районах, напротив Уфимского выступа, наполнение ГУР становится более сложным: здесь выявляются блоки и пластины Магнитогорского и Тагильского типов разреза [Самыгин и др., 1998].

Расположенная на другой стороне Магнитогорской синформы Восточно-Магнитогорская зона разломов (ВМР) является корневой для некоторых аллохтонов, перемещенных на восток, в Суундук-Челябинскую зону (Сухтелинская синформа — самый лучший и очевидный пример такого аллохтона).

Возраст и состав блоков внутри меланжевых зон и в аллохтонах, связанных с ними, соответствует обычно всячим крыльям надвигов и варьирует от ордовика до раннего карбона. Среди ордовикских пород преобладают умеренно- и высокотитанистые базальты с прослоями кремнистых сланцев; силурийские представлены преимущественно углистыми граптолитовыми сланцами, среди которых иногда присутствуют лландоверийские базальты. Базальты возможно принад-

лежат офиолитам. Сколь-либо полных офиолитовых разрезов в меланжевых зонах не наблюдается, но присутствие крупных базит-ультрабазитовых массивов внутри ГУР позволяет тем не менее установить два их типа: лерцолитовый и гарцбургитовый, в зависимости от степени их деплетированности. Лерцолитовый тип вероятно принадлежит к более ранней стадии раскрытия океана, может быть даже к стадии грабена [Савельева и др., 1998], и его наличие приводит к идее маргинального типа офиолитов [Пучков, 2000]. Девонские породы соответствуют различным морфологическим частям системы островной дуги (см. ниже); нижний карбон представлен терригенными породами, рифтовыми вулканитами и известняками, сформированными на стадии разрушения дуги.

ГУР на Южном Урале выражен как чрезвычайно мощная (иногда шириной до 7–8 км, хотя на профиле — меньше чем 1 км) зона серпентинитового меланжа. В сейсмическом профиле ее нижняя поверхность прослежена как падающая на восток ( $60^\circ$  или меньше), слегка листрически выполаживающаяся тектоническая граница между областью с хорошо прослеженными рефлекторами на западе и зоной, где рефлекторы довольно прерывисты и хаотичны на востоке. Непосредственно сам разлом плохо выражен в волновом поле профиля УРСЕЙС, хуже против ожидания, по сравнению со многими другими элементами структуры Урала. Позднекаменноугольные (серпуховские) граниты Сыростанского плутона, как предполагается, запечатывают ГУР [Монтеро и др., 1998].

ВМР (Восточно-Магнитогорская зона разломов) — шириной приблизительно 4 км по линии профиля — содержит, наряду с серпентинитами, сильно дислоцированные блоки различных метаморфических пород неизвестного возраста. Местами же (не на линии профиля) присутствуют датированные ордовикские, девонские и очень редко — силурийские вулканогенные, кремнисто-вулканогенные и кремнистые отложения, каменноугольные терригенные и карбонатные отложения. Зона очень плохо выражена в волновом поле профиля. Принимая во внимание значения гравитационной кривой над зоной и более ранние данные, в частности, Верхнеуральский сейсмический профиль МОВ [Меньшиков и др., 1983] и ряд других интерпретаций геофизических данных, например, разрез Магнитогорской синформы, предложенный А. А. Цветковой [рис. 3 — Серавкин, 1986] мы предполагаем, что зона имеет западное падение. Это совпадает с геологическими наблюдениями И. Б. Серавкина [1986], который считает, что рассматриваемая зона разломов, в которой иногда различаются Восточно-Уральский или Алтынташ-Кидышский разлом как крайне восточная граничная поверхность и Кацбахский разлом как западная граница — это зона надвигания, погружающаяся на запад под углом  $40\text{--}45^\circ$ . Ал. В. Тевелев и др. [1998а],

недавно завершившие среднемасштабное картирование на территории непосредственно к северу от профиля, дали дополнительную информацию относительно зоны ВМР. Этот структурный элемент они называют Шелудивогорской сутурной зоной, и характеризуют ее как пачку круто падающих линзовидных пластин, мощностью обычно по несколько сотен метров, разделенных более тонкими линзами серпентинитов. Среди пород, составляющих пластины, можно идентифицировать ордовикские базальты с кремнистыми сланцами, нижнефранские (мукасовские) алевролиты-кремнистые сланцы, нижнекаменноугольные вулканы и известняки, граниты, триасовые (?) щелочные базальтоиды. Круто падающий на запад кливаж развит повсеместно. Крайняя восточная пограничная поверхность ВМР, круто падающая на запад, имеет правостороннее зеркало скольжения.

Что касается возраста ВМР, то имеется следующая информация: 1. Самые молодые фаунистически датированные блоки в меланжах ВМР принадлежат нижнему карбону (серпуховскому? ярусу). 2. Самый молодой возраст пород, лежащих в основании Сухтелинского аллохтона, возможно, тот же самый или поздний визе. 3. Р.Г. Язева и В.В. Бочкарев [1997] описали олистострому, расположенную у восточной границы Сухтелинского аллохтона. Базируясь на косвенных данных, они думают, что возраст олистостромы близок к границе между ранним и средним карбоном. 4. Взаимоотношения, наблюдаемые на палеогеографических схемах, указывают на то, что структуры раннего и среднего карбона пересекают Восточно-Магнитогорскую зону, как будто не было большого расстояния между Магнитогорским и Суундук-Челябинским блоками в то время; с другой стороны, Восточно-Магнитогорская зона параллельна позднекаменноугольной Копейско-Караболской межгорной депрессии [рис. 19, 20 и 21 — Пучков, 2000]. Принимая всю эту информацию, можно предположить, что океанический бассейн между Магнитогорским и Челябинско-Сухтелинским блоками закрылся в раннем карбоне одновременно или вскоре после прекращения существования Магнитогорской островной дуги, в то время как деформации в зоне ВМР не заканчивались до начала башкирского века; возможно ВМР был все еще активен до позднего карбона. Что касается активности ВМР в триасе, это также вероятно, но большая часть касающейся этой информации все еще нуждается в проверке.

*Внутренняя часть синформы.* По контрасту с пограничными меланжевыми зонами, ни ордовикские, ни силурийские породы не присутствуют нигде на поверхности во внутренней части синформы, в то время как девонские и каменноугольные широко распространены: девонские расположены обычно на окраинах, а каменноугольные — ближе к оси. По-видимому, исключением является Буйдинская антиформа близ

меридионального простирания, расположенная вблизи западного контакта Ахуновского гранитного массива. В ядре этой складки, ограниченной региональными надвигами встречного падения, установлены два структурно-вещественных комплекса, представляющих фрагмент океанической коры: нижний — полосчатый габбро-пироксенитовый и верхний — кремнисто-габбро-диабазовый со средне-верхнелландоверийскими радиолариями в осадочных прослоях [Серавкин и др., 2001]. Верхний комплекс на северном замыкании антиформы несогласно перекрыт вулканогенными толщами ирендыкской свиты.

Структуры внутри Магнитогорской синформы не отвечают, за некоторыми исключениями, интенсивным деформациям: складки крупны, открыты и редко опрокинуты. Как уже отмечалось, типичен зеленокаменный метаморфизм. Это можно объяснить, допуская, что основные деформации были сконцентрированы в ослабленных меланжевых зонах. Отсутствие докембрийских пород и К-Na гранитов — другое свойство синформы. Это не случайно: ордовикско-девонские магматические комплексы Магнитогорской зоны имеют энсиматическое происхождение; предполагается, что они возникли первоначально на океанической литосфере. Даже теперь высокая положительная аномалия силы тяжести над Магнитогорской синформой говорит в пользу того, что глубинные, довольно прозрачные в сейсмической картине уровни на глубинах 10–20 км, между подвиннутой пластиной докембрийского фундамента и ордовикско-каменноугольными породами, частично обнаженными на поверхности, представлены базальтами, габбро и гипербазитами, очень плотными и высокомагнитными [Серавкин, 1986; Нечехин и др., 1986; Shapiro et al., 1997; Иванов, Федорова, 2000].

Девонские породы синформы сравнимы с породами в меланже и принадлежат различным частям системы островной дуги; стратиграфия внутренней зоны, как она описана в серии публикаций [Маслов и др., 1993; Артюшкова, Маслов, 1999; Иванов и др., 1996] указывает на различия между крыльями синформы. Наиболее важные из этих различий: 1. Эмские-нижнеэйфельские породы (баймак-бурибаевская и ирендыкская свиты) присутствуют только в западном крыле синформы. Они представляют первую стадию развития Магнитогорской островной дуги: от условий рифтогенеза, проявившихся в формировании контрастных натриевых базальтов и риолитов, к известково-щелочным вулканитам магматической оси островной дуги, образовавшимся в условиях субдукции. Более молодые комплексы, представляющие новую, позднеэйфельско-раннеживетскую стадию эпидугового рифтогенеза (контрастная карамалыташская формация) найдены в обоих крыльях синформы. 2. Изучение раннеживетско-раннефранской фациальной зональности позволяет выявить на западе реликты глубоководного преддуго-

вого трога (актауская, туратская свиты); в середине — склон островной дуги (улутауские вулканомиктовые турбидиты, франские вулканомиктовые турбидиты, переходящие в конденсированные мукасовские кремнистые сланцы); восточнее — лавы и туфы, гипабиссальные интрузии активной вулканической гряды, представленные вулканоплутонической известково-щелочной ассоциацией. Наконец, в крайне восточных районах (Восточногумбейская зона) живетско-франские отложения снова представлены вулканогенно-осадочными породами противоположного склона вулканической дуги. 3. Позже в девоне (в фаменское время), западный глубоководный склон был ограничен на западе новообразованным, быстро поднимающимся Уралтауским поднятием, с возникновением которого связывается образование зилаирской флишевой формации. Последняя имела два источника сноса: Уралтауское поднятие на западе и все еще активный вулканический хребет на востоке. Горная цепь представлена субщелочными дифференцированными вулканиками (шумилинская свита и др.), которые частично напоминают шшониты зрелой островной дуги [Салихов, 1997; Язева, Бочкарев, 1998]. Вообще же, девонская Магнитогорская синформа является наилучшим образом сохранившимся фрагментом островной дуги среди всех палеозойских складчатых поясов мира.

Изложенная схема сильно противоречит точке зрения Ю. В. Казанцева [1992], который рассматривает Магнитогорскую синформу как вертикальную последовательность тектонических пластин, имеющую сходство со стопкой тарелок — в этом случае никакой логики в смене фаций вкрест синформы усмотреть было бы нельзя.

После позднедевонской коллизии островной дуги с континентом, описанной в ряде работ [Brown et al., 1998; Пучков и др., 1998; Alvares-Marro et al., 2000; Пучков, 2000], дуга причленилась к континенту. Затухание процесса субдукции и последующий рифтинг привели к разрушению дуги. Завершение субдукции под Магнитогорской зоной может быть датировано как начало турнейского века, когда шумилинская свита все еще накапливалась. Возможно в это время произошел реверс зоны субдукции (переориентировка ее падения на противоположное) и закрытие задугового бассейна. За этим последовала аккреция Восточно-Уральского микроконтинента и началось формирование Восточно-Магнитогорской меланжевой зоны.

В турнейском веке произошло очень важное изменение геодинамической обстановки в осевой части Магнитогорской зоны, где устанавливается раннекаменноугольный Магнитогорско-Богдановский грабен, — область раннетурнейско-серпуховского рифтового вулканизма (березовская и греховская свиты, перекрытые серпуховско-башкирскими известняками кизильской свиты) [Салихов, Яркова, 1992]. Вулканиды относятся

к субщелочному контрастному и непрерывно дифференцированному K–Na базальтоидному ряду [Салихов, Яркова, 1992; Салихов, 1997; Язева, Бочкарев, 1998]. Ряд изверженных пород Магнитогорского массива представлен группой дериватов дифференцированной базальтоидной магмы, от оливинового габбро до гранитов [Ферштатер, Беа, 1993], датированных Rb–SR методом как поздний визе [Ронкин и др., 1997]. Магматические тела этого типа прослежены по субмеридиональной линии на расстоянии приблизительно 150 км и могут отражать скрытый разлом растяжения.

Структуры растяжения, активные в это время, были сильно замаскированы поздними деформациями сжатия и сдвига, что явилось результатом позднепалеозойской межконтинентальной коллизии. Эти процессы начались в московском веке, когда Уральский ороген стал разрастаться, сначала как два хребта (Урал-Тауский и Трансуральский), с морским проливом между ними [рис. 20 — Пучков, 2000]. К началу ранней перми хребты объединились в один большой ороген. Накопление каменноугольных отложений, включая среднекаменноугольные грубозернистые красноцветы, флиш и мелководные известняки в осевой части Магнитогорской синформы, описанные Б. И. Чувашовым и др. [1984], отвечает началу этой стадии.

Орогенез в Магнитогорской зоне прекращается после формирования пород раннетриасового возраста — пролювиальной каменноручейской свиты; ранний — средний триас характеризуется формированием пород коры выветривания. Нижнетриасовые — среднеюрские отложения, сохранились в маленьких эрозионных останцах, возможно над карстовыми депрессиями, и в крупной Орско-Таналыкской депрессии, расположенной к югу от линии профиля (в Оренбургской области и Казахстане). Эта депрессия, перекрывающая ГУР и восточную часть внутренней зоны Магнитогорской синформы, хорошо изучена разведочным бурением [История..., 1961]. Это — не грабен, и она не контролируется сбросами. Депрессия запечатывает ГУР, таким образом устанавливая верхний возрастной предел любым перемещениям по нему; см. также данные fission-track-анализа [Seward et al., 1997]. Угленосные терригенные отложения содержат кварцевые пески, они горизонтальны, и нет ничего, что могло бы указывать здесь на мезозойскую фазу деформаций.

Структуры внутренней части Магнитогорской зоны, развитые на поверхности, являются суммарным результатом всех вышеописанных событий, так же как и предшествовавших деформаций, начавшихся в эмское время. И. Б. Серавкин и др. [2001] связывают локализацию колчеданных месторождений зоны со «скрытыми» нарушениями ранних структур островной дуги. Структуры растяжения еще более ранних стадий описаны только на ручье Шуулдак в Мугоджарах, намного южнее профиля, где многокилометровое попе-

речное сечение комплекса «дайка в дайке» позволяет наблюдать типичные для СОХ магнитные аномалии и даже обнаружить скачок оси спрединга [Зоненшайн, Матвеев, 1984]. В противоположность этому, поздние структуры связаны со сжатием или преобразованы из структур растяжения на коллизионных этапах.

Современная структура западного края внутренней зоны описана с приведением детального геологического разреза [Серавкин и др., 2001] (рис. 5). Здесь установлены три большие складки: Худолазовская синклиналь с ирендыкской свитой на крыльях и зилаирской свитой в ядре, Юлдашевская антиформа с подстилающими баймак-бурибайскую свиту серпентинитами в ядре, и Кизильская синклиналь с ниже-среднекаменноугольными отложениями в ядре. Складки крупные, открытые, шириной в первые километры, характеризуют общий пликативный характер внутренней зоны. Они осложнены нарушениями с высокой амплитудой (до 1–3 км). Из всех разломов Кизильский наиболее примечателен и лучше всего изучен. Разлом пересекает западную часть внутренней зоны и приводит эмско-верхнедевонские отложения в западном висячем боку в контакт с верхнедевонско-каменноугольными в лежащем. К югу от профиля, разлом пересекается сейсмическим профилем МОВ и подсечен глубокими скважинами разведочного бурения. Согласно этим данным, зона состоит из трех сместителей западного падения (приблизительно под 45°), сопровождаемых опрокинутыми на восток складками. Главный, восточный разлом имеет минимальную амплитуду 1,5–2 км (реальная амплитуда может быть больше), и смещает девонские и каменноугольные отложения. Ближе к линии профиля этот разлом распадается на Кирсинскую и Юлдашевскую ветви. Юлдашевская ветвь вероятно является левосторонним разломом со сдвигом, имеющим амплитуду порядка 10 км. Он осложняет линейную (шириной 5 км) открытую антиформу с крыльями, падающими под углом 40–50° и серпентинитами в ядре. Серпентиниты прослежены в виде прерывистой линии до слияния разлома с ГУР к северу от деревни Муракаево. Кирсинский разлом состоит из двух близко расположенных сместителей, падающих на запад и смещающих ниже- и среднекаменноугольные отложения с общей амплитудой не меньше чем 3 км.

Другой примечательный разлом, пересекаемый профилем, Браиловский, расположен на востоке синформы, близко к ВМР, смещает девонские и нижекаменноугольные отложения, имеет серпентиниты и фрагменты нижнедевонских известняков в восточном, висячем крыле (см. также статью О. В. Артюшковой и В. А. Маслова в этом сборнике) и падает на восток под углом 70–80°. Он также сливается севернее с падающей к западу меланжевой зоной.

Следовательно, граничные меланжевые зоны связаны с некоторыми очень важными и протяженными

зонами надвиговых нарушений во внутренней, массивной части синформы. Эти сопровождающие разломные зоны ведут себя как ретронадвиги по отношению к противоположно падающим меланжевым зонам.

Вышеупомянутые наблюдения и информация относительно хронологии развития Магнитогорской дуги позволяют нам делить историю коллизионных и межколлизионных деформаций условно на три стадии:

1. Позднедевонско-турнейская: коллизии типа дуга–континент и микроконтинент–континент; формирование граничных меланжевых зон и, возможно, подчиненных Кизильского и Браиловского ретронадвигов, которые позже омолаживаются; 2. Турнейская–раннебашкирская: растяжение, образование Магнитогорско-Богдановского грабена и скрытого разлома растяжения, контролирующего размещение магматических интрузий Магнитогорской группы; 3. Московская–раннепермская: коллизия типа континент–континент. Складчатость, разломы, в том числе со сдвигом, затрагивают все каменноугольные отложения. Триасовые же и юрские деформации здесь под большим вопросом.

Группой исследователей под руководством М. А. Камалетдинова (см., в частности, данный сборник — рис. 6 в статье Т. Т. Казанцевой) неоднократно поднимался вопрос о полной аллохтонности Урала и о том, что нефтегазоносные формации чехла Восточно-Европейской платформы выныривают из-под уральского аллохтона в осевой части Магнитогорской зоны. Однако материалы УРСЕЙС–95 позволяют отрицать возможность такой интерпретации. Действительно, под западным крылом Магнитогорской синформы находится комплекс кристаллического фундамента Восточно-Европейского континента, прослеживающийся без потери сплошности от Восточно-Европейской платформы примерно до оси синформы, однако кровля его находится здесь на глубинах порядка 30 км. Никакой речи о выныривании структур платформы на земную поверхность в средней части Магнитогорской зоны идти не может. Сама мысль о наличии под Уральским поисковым участком (район с. Кизильского) разреза платформенных нефтеносных фаций не только карбона, но и девона, силура и ордовика не подтверждается рассмотренным фактическим материалом и является абсурдной. Наоборот, весь комплекс данных говорит о преобладании здесь тяжелых, высокомагнитных, слабослоистых (относительно прозрачных) габбро-гипербазитовых масс, подвергшихся зеленокаменному метаморфизму. Нефтеносным здесь может быть лишь сдвоенный по Кизильскому надвигу близповерхностный 2–3-километровый разрез карбонатов кизильской свиты нижнего карбона–башкирского яруса, подстилаемый вулканогенно-терригенным разрезом березовской и греховской свит нижнего карбона. Это важнейший практический вывод, следующий из интерпретации профиля УРСЕЙС–95.

Суундук-Челябинская структурная зона представлена на линии профиля крупным Джабыкским или Джабык-Карагайским гранитным массивом (рис. 6). В волновом поле массив соответствует тонкой (примерно до 8–10 км) прозрачной зоне; таким образом доказывается, что массив не имеет характера батолита: факт, который был впервые обнаружен много ранее, при вычислении гравитационных аномалий над рядом крупных гранитных массивов Урала. Отражения непосредственно под Джабыкским массивом частично субгоризонтальны или наклонены на восток и упираются в падающую на запад Карталинскую зону

отражений КЗО, таким образом демонстрируя более молодой возраст последней. Земная кора ниже массива и КЗО характеризуется самым низким коэффициентом  $V_p/V_s$  на всем профиле, предполагая наличие там пород кислого состава [Carbonell et al., 1996]. Если этот вывод справедлив, то значит, что в нижней части коры имеется источник, из которого выплавлялись граниты, причем еще не очень истощенный. Гравитационный минимум над Сухтелинско-Челябинской зоной также говорит в пользу более легкого, сиалического материала, составляющего ее, по сравнению с Магнитогорской зоной.

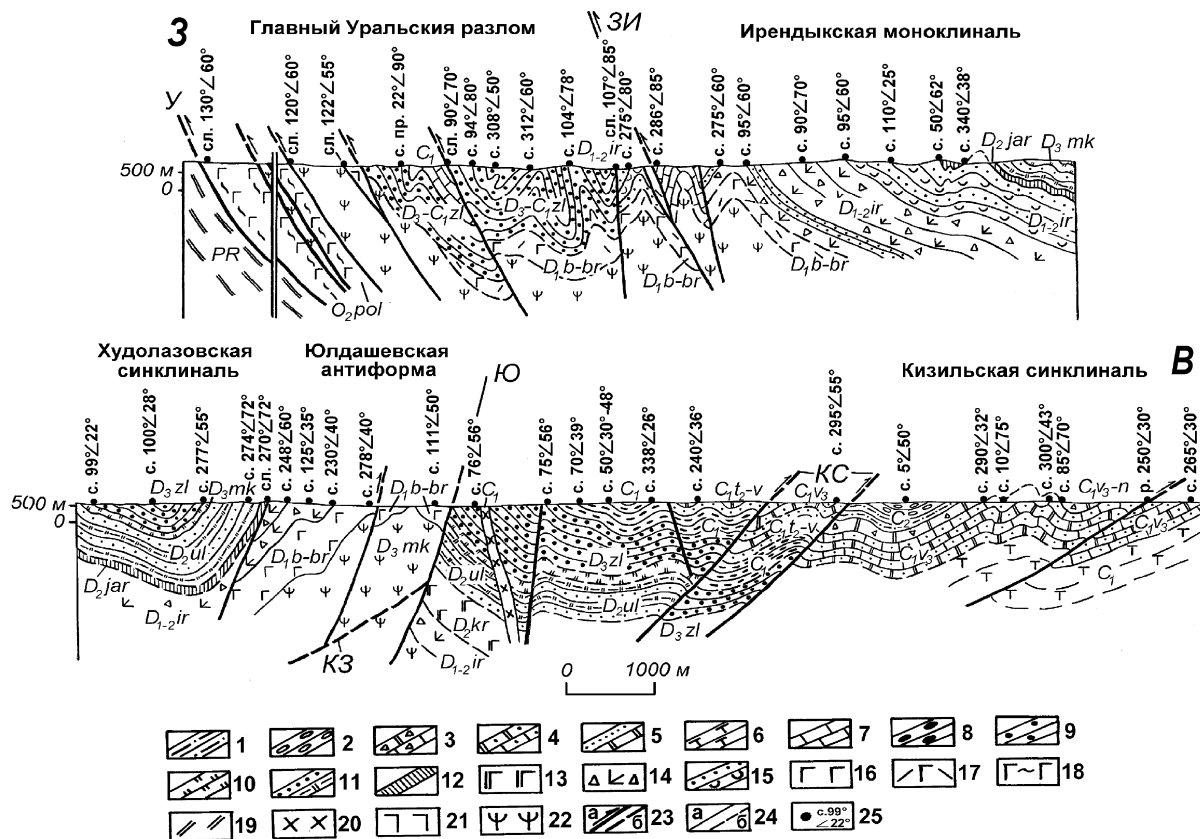


Рис. 5. Геологический разрез западного крыла Магнитогорской синформы на широте села Аскароро. Составили С. Е. Знаменский и А. М. Косарев [Серавкин и др., 2001]

1–2 – среднекаменноугольные отложения: 1 – аргиллиты, 2 – известково-кремнистые брекчии; 3–4 – кизильская свита ( $C_{1v-sp\ kz}$ ): 3 – известняки и известковистые брекчии ( $C_{1v_3-n}$ ), 4 – глинистые известняки ( $C_{1v_3}$ ); 5–8 – березовская свита ( $C_{1t_2-v\ br}$ ): 5 – карбонатно-терригенные разрезы ( $C_{1t_2-v}$ ), 6 – вулканогенные разрезы преимущественно кислого состава ( $C_1$ ), 7 – известняки ( $C_1$ ), 8 – нерасчлененные терригенные отложения ( $C_1$ ); 9 – терригенно-кремнистые разрезы зилаирской свиты ( $D_3-C_1\ zl$ ) нерасчлененные; 10 – кремнистые сланцы мукасовского горизонта ( $D_3\ mk$ ); 11 – вулканогенно-осадочные отложения улутауской свиты ( $D_2\ ul$ ); 12 – яшмы и яшмоиды ярлыкаповского горизонта ( $D_2\ jar$ ); 13 – базальтовые разрезы карамалыташской свиты ( $D_2\ kr$ ); 14–15 – иртышская свита ( $D_{1-2}\ ir$ ): 14 – пирокластические разрезы, 15 – вулканогенно-осадочные разрезы; 16–17 – баймак-бурибаевская свита ( $D_{1b-br}$ ): 16 – базальтовые разрезы, 17 – базальт-риодацитовые разрезы; 18 – базальтовые разрезы поляковской свиты ( $O_2\ pol$ ); 19 – кристаллические сланцы (PR ?); 20 – диориты ( $C_1$ ); 21 – габброиды ( $C_1$ ); 22 – серпентиниты; 23 – разломы: а – достоверные (стрелками показано направление смещения висячих крыльев), б – предполагаемые; 24 – геологические границы: а – достоверные, б – предполагаемые; 25 – элементы залегания (показаны азимуты падения, если приведен азимут простираения — добавляется аз. пр.): с. – слоистости, сл. – сланцеватости, р. – поверхности разлома.

Сокращенные названия разломов: У – Уралтауский (Приуралтауский), ЗИ – Западно-Иртышский, Ю – Юлдашевский, КЗ – Кизильский, КС – Кирсинский

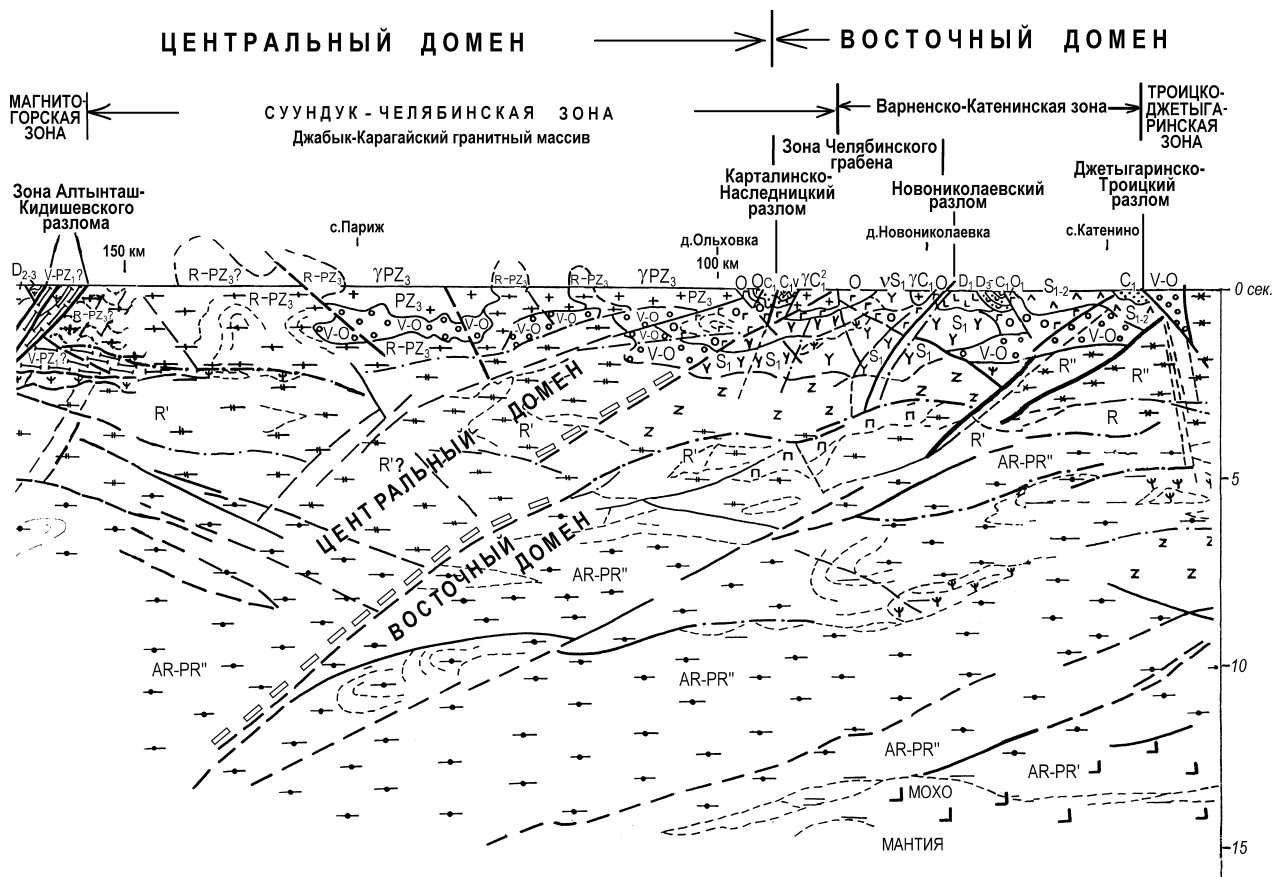


Рис. 6. Геологический разрез по линии профиля УРСЕИС–95 (г. Стерлитамак – пос. Николаевка), центральный и восточный домены. Составил А. М. Косарев

Джабыкский массив, описанный Г. Б. Ферштатером и др. [1994] — один в цепочке субдукционных тоналит-гранодиоритовых и орогенных гранитных массивов, которые составляют «Главную Гранитную ось Урала». Орогенные граниты датированы по цирконам в интервале 282–296 млн. лет (F. Веа, неопубликованные данные), и 276–279 млн. лет Rb–Sr методом [Ронкин и др., 1997a]; все датировки отвечают ранней перми [Remaine et al., 2000]. Они имеют фактически недеформированную мультиконцентрическую внутреннюю структуру, подчеркнутую слабой синмагматической полосчатостью, которая хорошо отражается в рисунках магнитных и гравитационных аномалий. Массив можно отнести к позднеколлиззионному типу, принимая во внимание его раннепермский возраст — время, когда сжимающие силы и тектонические движения были все еще очень активны на окраинах орогена, в то время как в его осевой части больше не проявлялось сильных проникающих деформаций, но толщина коры и тепловой поток стали достаточно высокими, чтобы инициировать анатектическое расплавление в нижних частях коры.

Для обсуждаемой зоны присущи некоторые свойства, которые являются характерными, так же как и для

всего Восточного домена, и указывают на присутствие докембрийских сиалических блоков на поверхности или близко к ней. В. Н. Пучков [2000] относит эти блоки к Восточно-Уральской фациальной зоне прошлого, соответствующей, возможно, микроконтиненту с протерозойским фундаментом (или это могли быть отдельные микроконтиненты: степень обнаженности и уровень знаний относительно восточных территорий не позволяют утверждать это определенно). В любом случае, граница между Центральным и Восточным доменами кажется сравнительно молодой, позднепалеозойской, — как это следует и из сейсмических материалов профиля [Echtler et al., 1996].

Важные доказательства присутствия блоков протерозойской коры в восточных зонах Южного Урала были даны А. А. Краснобаевым и др. [1998], опубликовавшими данные о дорифейском U–Pb изотопном возрасте цирконов из Мариновского, Ильинского, Челябинского, Кожубаевского и Самарского блоков. Несколько ранее была получена среднерифейская изохронная датировка метаморфических комплексов Восточных Мугоджар [Краснобаев и др., 1997]. Рифейские разрезы были также описаны на Восточном Урале, —



стратотипы городищенской, алексеевской, арчаглинской, тогузак-аятской и других свит предположительного докембрия, представленных слабометаморфизованными терригенными, кремнистыми породами и карбонатами, находятся вблизи линии профиля [Мамаев, 1965; Евлентьев, Гауэр, 1981; Стратиграфические ..., 1993]. Некоторые редкие находки палеозойской фауны в алексеевской и тогузак-аятской свитах наводят на мысль о необходимости переоценки рифейской стратиграфии, но присутствие протерозойских континентально-коровых блоков трудно отрицать. Блоки мелководных нижнекембрийских известняков в матриксе, представленном полимиктовыми песчаниками и сланцами на реке Санарке, также говорят в пользу наличия здесь сиалического фундамента, более древнего, чем в Магнитогорской области. В ордовике преобладают различные песчаники (кварцевые, аркозовые и полимиктовые); они содержат мелководную фауну и иногда сопровождаются излияниями субщелочных вулканитов. Все это говорит в пользу наличия локального протерозойского сиалического фундамента, который был областью размыва и источником накопления ордовикских терригенных отложений.

Вообще говоря, предполагается, что к востоку от ВМР существуют две группы палеозойских образований: автохтонные и аллохтонные, как это показано В. Н. Пучковым [2000]. Ранее перечисленные протерозойско-ордовикские образования отнесены к автохтонным или параавтохтонным. Фаунистически охарактеризованные силурийские и девонские образования этого типа отсутствуют вблизи Джабыкского массива, а нижнекаменноугольные отложения к северу от массива перекрывают сильно метаморфизованные породы, возможно протерозойского возраста, обнажающиеся в осевой части обсуждаемой зоны (в Чесминской антиформе); контакт карбона и предполагаемого докембрия непосредственно в обнажениях не описан. Только значительно севернее и южнее профиля присутствуют автохтонные силурийские и девонские отложения, представленные мелководными известняками с прослоями терригенных пород или конденсированными глубоководными кремнями и сланцами [Пучков, 2000]. Нижний карбон представлен двумя типами разрезов, представленными терригенными и вулканогенно-карбонатными отложениями (на западе, как в Магнитогорской зоне) и терригенными и карбонатными угленосными породами (на востоке).

Аллохтонные комплексы присутствуют вблизи массива Джабык, прежде всего, в вышеупомянутом Сухтелинском аллохтоне. Он имеет структуру синформы, и, по данным Ал. В. Тевелева и др. [1998а, б], образован слагающими ряд отдельных тектонических пластин ордовикскими базальтами с прослоями кремнистых сланцев, и средне-верхнедевонскими кремнисто-терригенными отложениями. Трудно поверить, что здесь

нет силурийских отложений; объяснением могло бы быть скорее отсутствие находок фауны. Отсутствие девонских вулканитов можно объяснить, если предположить, что развитые здесь кремнистые отложения принадлежат задуговому девонскому бассейну.

Гипербазитовые массивы, расположенные непосредственно к северу от Джабыкского массива (Татищевский, Успенковский) могут быть удаленными клиппами Сухтелинского аллохтона, лежащими тектонически на нижнекаменноугольных отложениях. Природа некоторых других образований менее понятна. Например, на линии между городом Каменск-Уральском на севере и рекой Уй на юге (Кособродский район) и южнее развиты выходы силурийско-раннедевонских известково-щелочных вулканитов в комбинации с карбонатными рифами [Коротеев и др., 1979; Серавкин и др., 1992; Стратиграфические ..., 1993 и др.]. Они имеют сходство с разрезами Тагильской зоны Урала и вероятно принадлежали Тагильской островной дуге [Язева, Бочкарев, 1995]. Принимая во внимание геохимические свойства вулканитов, предпочтительно предположение об аллохтонном, первично энсиматическом характере этих пород силурийского возраста. Плохая обнаженность и слабая изученность не позволяют ответить на этот вопрос более детально.

Очень близко к границе между Центральным и Восточным доменами прослежена чрезвычайно отчетливая зона сбросовых нарушений, названная Троицким разломом [Echtler et al., 1996]. Название повторено во многих более поздних публикациях, хотя город Троицк расположен в 40 км к востоку от этого нарушения, так что название Карталинско-Челябинский разлом предпочтительнее. В локальном масштабе, вблизи от линии профиля УРСЕЙС, этот разлом был описан под названием Редутовской шовной зоны [Тевелев и др., 1998а]. По описаниям указанных авторов, это приблизительно 5-километровый по ширине пакет крутопадающих тектонических пластин, мощностью обычно несколько сотен метров, сложенных ордовикскими базальтами с прослоями кремнистых сланцев, нижнекаменноугольными (?) вулканитами и известняками, гранитоидами, и (что является очень важным) базальтами и терригенными угленосными породами, принадлежащими нижнетриасовой туринской и средне-верхнетриасовой челябинской сериям. Развиты интенсивный кливаж, будинаж и многочисленные кварцевые жилы. Из этого следует, что проявления мощных древнекеммерийских деформаций устанавливаются вдоль Карталинско-Челябинского разлома на расстоянии не меньше чем в 250 км — от Челябинского угольного бассейна на севере, вдали от линии профиля, до самого профиля, непосредственно к востоку от города Карталы. Наряду с деформациями сжатия, которые захватывают отложения триаса Челябинского бассейна [Расулов, 1982], на некоторых стадиях были возможны крупные сдвиговые смещения.

### **Восточный домен**

Основная характеристика свойств Восточного домена (или Транс-Уральской зоны, как ее называли авторы ранних публикаций по УРСЕЙСу) — наличие довольно круто наклоненных на запад рефлекторов, названных Карталинской зоной нарушений [Berzin et al., 1996] или Карталинской зоной отражений, КЗО [Echtler et al., 1996]. Непрерывные зоны отражений, КЗО и другие, длиной в десятки км, наклоненные на запад под углом в 30–40°, доминируют в средней и нижней частях коры и прослежены до глубин приблизительно 40–50 км, где они сливаются с четкой границей между отражающими и прозрачными областями, интерпретируемой как Мохо (рис. 6, 9). Ближе к поверхности, от 0 до 20 км глубины, вибросейсмические рефлекторы более прерывисты и не имеют однообразной вергентности.

Восточный домен интерпретируется в вышеупомянутых публикациях как восточно-вергентный, «толстокожий» пакет надвигов, состоящий из террейнов океанической и островодужной коры, собранных коллизией («Валерьяновские породы») [Echtler et al., 1996; Berzin et al., 1996]. Это не вполне верно. Все, что было сообщено в вышеупомянутой характеристике Суундук-Челябинской зоны относительно присутствия протерозойских коровых блоков и автохтонных комплексов и их соотношений с аллохтонными ордовикско-девонскими комплексами, относится в равной степени и к Восточному домену. К тому же Валерьяновская зона целиком расположена за пределами восточного конца профиля.

Структурный план Восточного домена изменялся во времени, но, принимая во внимание особенности распространения докаменноугольных и каменноугольных отложений, могут быть установлены четыре основных структурных зоны: Варненско-Катенинская, Троицко-Джетыгаринская (Троицко-Кенгуссайская), Александровская и Денисовская. Зоны очень плохо обнажены по профилю, так что данные о площадях к северу и югу от профиля также должны быть здесь обсуждены. Варненско-Катенинская и Денисовская зоны характеризуются присутствием ордовикских офиолитовых базальтов и сопутствующих серпентинитов, ордовикскими и/или силурийскими островодужными комплексами, и отсутствием докембрийских блоков. В пределах Александровской зоны, примыкающей к Денисовской с запада, преобладают вулканы андезитовой формации раннекаменноугольного возраста. Что касается Троицко-Джетыгаринской зоны, разделяющей первые, ордовикские отложения здесь — энсиалические, отчасти связанные с рифтовыми базальтами, и лежат они на докембрийских метаморфических отложениях. Большие альпинотипные гипербазитовые тела (например, Шевченковский и

Джетыгаринский массивы) здесь не имеют корней [Камалетдинов, Казанцева, 1983] и не сопровождаются вулканитами.

**Варненско-Катенинская зона** (синформа), длиной 130 км и шириной 10–30 км (в профиле — 20 км) сужается на севере и возможно отклоняется на северо-восток, следуя вдоль Троицко-Джетыгаринской зоны у слияния рек Уй и Санарка. На юге она расширяется и упирается в Мариновское докембрийское поднятие. Синформа имеет здесь четкое периклинальное замыкание. Геологический разрез, сделанный по наблюдениям в 30 км к северу от профиля, по реке Средний Тогузак [Серавкин и др., 1992] (рис. 7) также характеризует Варненскую зону как открытую синформу с подчиненными бивергентными структурами на крыльях. Она сильно усложнена в некоторых местах; бурение на Новониколаевской площади, близко к профилю, вскрыло сильно деформированную зону с изоклинальной складчатостью, опрокинутой на восток, и тектонические тела серпентинитов, погружающиеся на запад (рис. 8). Возможно эта зона отвечает КЗО.

Самые древние отложения этой зоны, датированные конодонтами, представлены толеитовыми базальтами с красными яшмами, которые возможно, наряду с тектонизированными серпентинитами, представляют фрагменты океанической литосферы или фундамента островной дуги. Черные кремнистые сланцы варненской свиты содержат лландоверийские граптолиты и конодонты [Бикбаев и др., 1998]. Венлокский и лудловский ярусы представлены мощными осадочными и вулканогенными образованиями, перекрывающимися и частично замещаемыми известняками так называемого Тогузакского рифа [Стратиграфические ..., 1993]. Вулканы обладают геохимическими характеристиками островной дуги [Серавкин и др., 1992]. Более молодые отложения представлены на реке Верхний Тогузак: здесь присутствует тогузакская свита толеитовых базальтов с кремнистыми сланцами и песчаниками, содержащими раннедевонские тентакулиты [Серавкин и др., 1992], и лейпцигская свита известняков, переходящих вверх в мощную терригенно-карбонатную толщу с раннедевонской мелководной фауной [Стратиграфические ..., 1993]. Отложения силура на реках Средний и Нижний Тогузак перекрываются с тектоническим контактом фаменскими глинистыми известняками и андезитовыми туфами [Тевелев и др., 1998а; Бикбаев и др., 1998; Иванов и др., 1998].

**Троицко-Джетыгаринская зона**, шириной 45–50 км по линии профиля, представлена на поверхности в основном метаморфическими породами, которые вероятно являются докембрийскими, а также кварцитами, аркозовыми и полимиктовыми терригенными отложениями ордовика, которые занимают вместе с докембрием 70–80% площади зоны. Отложения зеленосланцевых метаморфитов городищенской, алексеевской,

арчаглинской и тогузак-аятской свит рифея и венда представлены различными сланцами, порфиритами, кварцитами, мраморами, известняками и песчаниками. Ордовикские отложения обычно представлены полимиктовыми, аркозовыми и терригенными кварцитами с мелководной фауной; локально они связаны с риф-

товыми вулканитами [Клюжина, 1985; Дегтярев и др., 1998]. Силурийские отложения в этой зоне не доказаны, а девон представлен только локально камышловской свитой [Стратиграфический..., 1993], сложенной глубоководными углисто-карбонатными кремнистыми сланцами, кремнями и песчаниками.

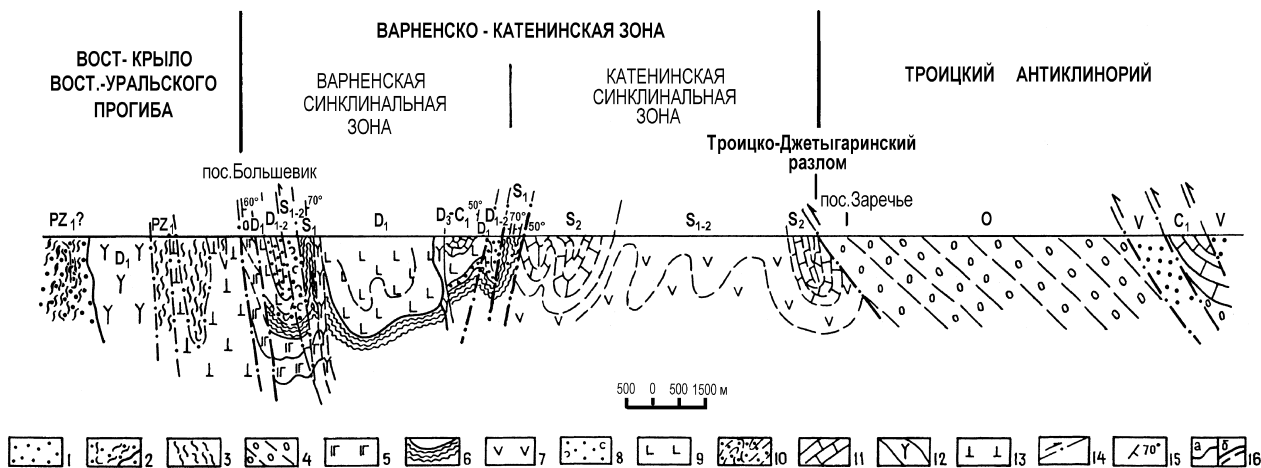


Рис. 7. Геологический разрез по р. Средний Тогузак. Составил А. М. Косарев по материалам В. В. Бабкина, В. П. Савельева, И. В. Чермениновой

1 – терригенные отложения венда; 2 – терригенно-сланцевый комплекс нижнего палеозоя (нерасчлененный); 3 – динамометаморфические сланцы; 4 – терригенные отложения ордовика; 5 – базальты эффузивного ордовика; 6 – терригенно-кремнисто-углистая толща нижнего силура; 7 – нижне-верхнесилурийская вулканогенно-осадочная (катенинская) толща; 8 – то же, удаленные фации; 9 – базальты эффузивные нижнего девона; 10 – терригенно-углисто-глинистая толща нижнего – среднего девона; 11 – известняки; 12 – габбро-диабазы; 13 – серпентиниты; 14 – разрывные нарушения

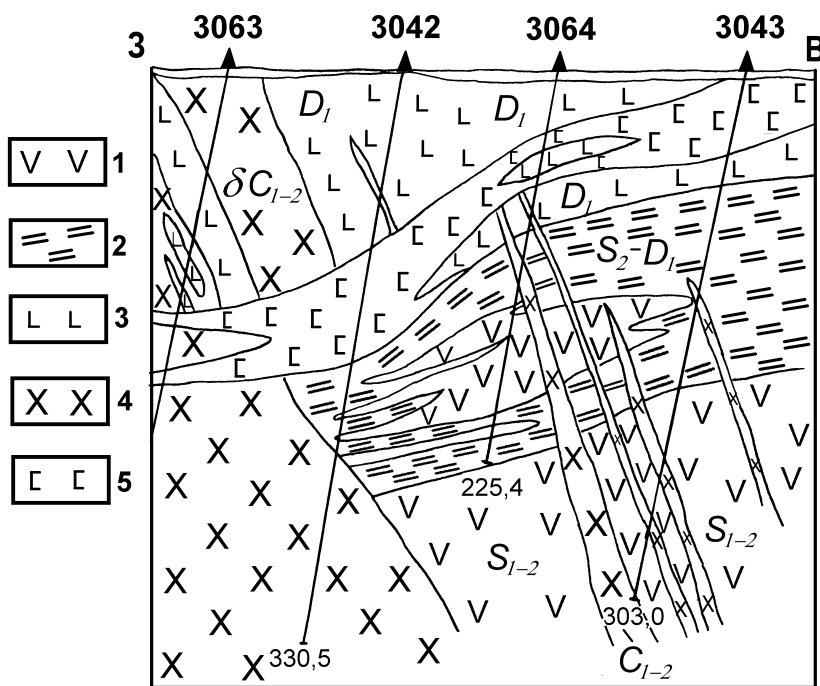


Рис. 8. Геологический разрез через Михеевское рудное поле Варненской синклинальной зоны. Составил А. М. Косарев по материалам Б. М. Шаргородского, С. А. Аксенова. Хорошо видно полого залегающее тело серпентинитов, падающее на запад

1 – туфы пироксен-плагиофировых адезибазальтов ( $S_2^3-D_1^2$ ); 2 – кремнистые породы ( $S_2-D_1$ ?); 3 – базальты эффузивные микроплагиофировые ( $D_1$ ?); 4 – диориты ( $C_1-C_2$ ); 5 – серпентиниты ( $PZ_3$ ?)

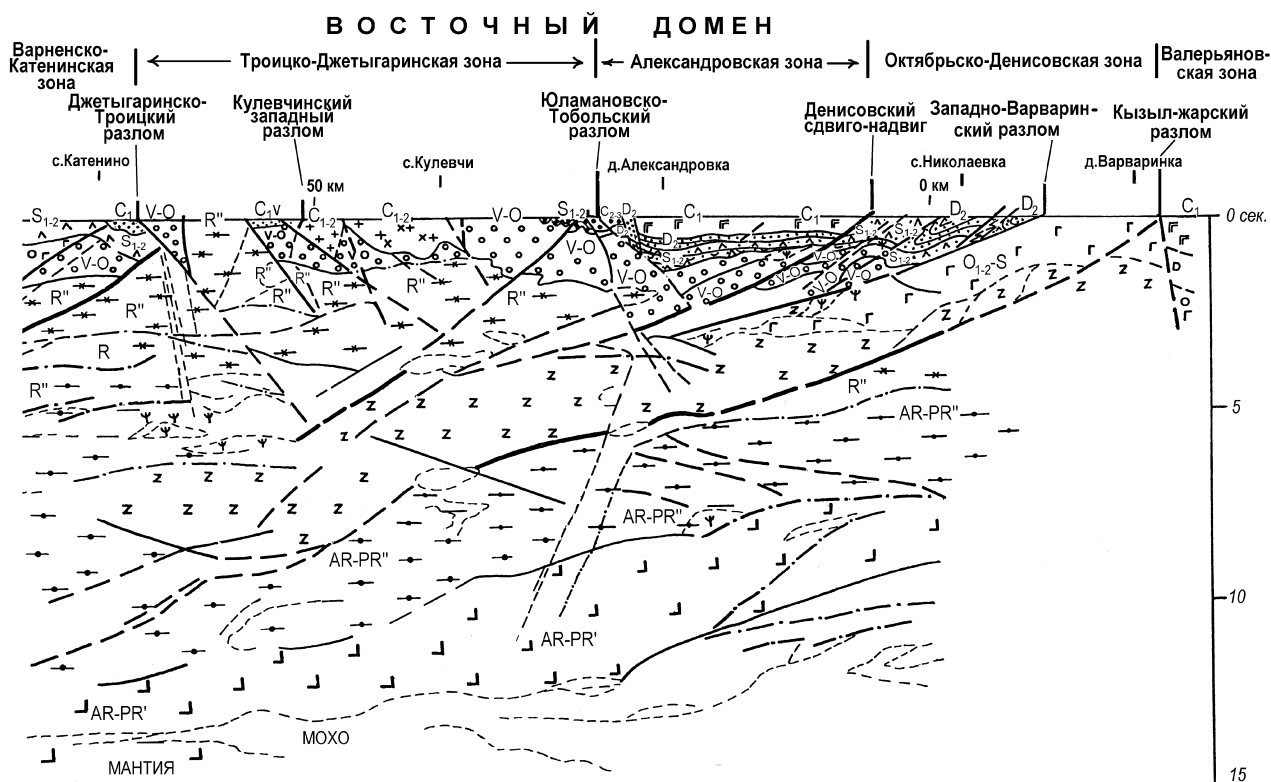


Рис. 9. Геологический разрез по линии профиля УРСЕЙС–95 (г. Стерлитамак – пос. Николаевка), восточный домен. Составил А. М. Косарев

Западная граница Троицко-Дзетыгаринской зоны проходит по одноименному разлому восточного падения (угол падения  $55\text{--}60^\circ$ ) и по Восточно-Катенинской сколовой зоне западного падения (угол падения на сейсмопрофиле  $40^\circ$ ). В пределах Троицко-Дзетыгаринской зоны в отложениях вулканогенной городищенской свиты ( $R_2$ ) по данным А. П. Казака и др. [1989] установлены проявления высокобарического метаморфизма — глаукофансодержащие сланцы (рис. 10). По материалам А. М. Косарева и П. Спадеа (устное сообщение) в пиллоу-базальтах ( $S\text{--}D_1?$ ) Увельской антиклинали встречается кроссит — минерал группы глаукофана. По данным К. С. Иванова и Л. А. Карстен [1993] дислокационный метаморфизм повышенных давлений (баррузит и амфиболы группы магнезиорибекита) обнаружен и в западной части Денисовской зоны (в 2,5 км на восток от пос. Николаевка). В целом по фрагментарным данным зона метаморфизма повышенных давлений прослеживается вдоль Троицко-Дзетыгаринского разлома на 400 км от оз. Шалкар-Карашатау до р. Увельки у г. Троицка.

Структура зоны изучена плохо; вообще же, структуры палеозоя достаточно просты, крупны и открыты, но в протерозойских сланцах обнаружено несколько фаз деформаций.

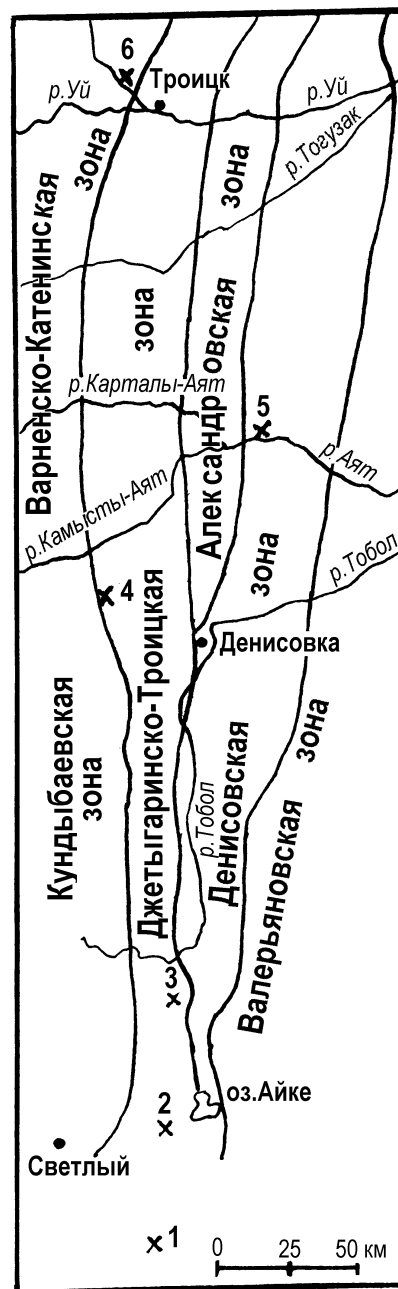
**Александровская зона** располагается к востоку от Троицко-Дзетыгаринской. По профилю УРСЕЙС–95 размеры ее вкрест простираения составляют 22 км. На западе и на востоке границы этой структурной зоны тектонические: западный борт ограничен Юламаковско-Тобольским, а восточный — Денисовским разломами. Центральная часть структурной зоны выполнена вулканитами ( $C_1$ ) андезитовой формации. Днище этой структуры субгоризонтальное, что хорошо видно на сейсмическом профиле по пологой ориентировке отражающих площадок. Южнее профиля складка сужается, утрачивая свой коробчатый характер (рис. 9 и 11).

**Денисовская зона** (рис. 11). Зона названа по названию деревни Денисовка (иначе — село Орджоникидзе) на реке Тобол, в Казахстане, к югу от профиля, где эта зона лучше обнажена. Видимая ширина части зоны, не перекрытой каменноугольными и более молодыми породами — 30–40 км, но только 5 км ее пересечены сейсмическим профилем. Однако среди терригенных и вулканогенно-осадочных пород, датированных соответственно средним девонем ( $D_2\text{ef}$ ) и силуром ( $S_{1-2}$ ) встречаются блоки кварцитов, хлорит-кварцевых, амфибол-эпидот-кварцевых пород и гнейсов, иногда ассоциирующих с серпентинитами и пироксенитами и образующих зону меланжа вдоль Денисовского

сдвига-надвига. В 2 км западнее пос. Николаевка перечисленные метаморфические породы падают на юго-запад под вулканиты  $S_1$  Александровской зоны. Нами эти породы вслед за Е. И. Костеровым [1976] идентифицируются с их аналогами, слагающими алексеевскую, городищенскую и мариновскую свиты рифея [Серавкин и др., 1992]. Приведенные сведения свидетельствуют о больших амплитудах перемещений вдоль Денисовского разлома и его связи с глубинными структурами Троицко-Джетыгаринской зоны. Здесь снова, как и в Варненской зоне, протерозойские отложения в нормальном разрезе отсутствуют на поверхности. Ордовикские офиолитовые образования представлены серпентинитами, габбро и базальтами с редкими прослоями красных яшмовидных пород, датированы как лланвирнские и лланвирн-лландейльские по конодонтам [Пучков, Иванов, 1985]. Базальты прорваны плагиогранитами и перекрыты мощным флишоидным комплексом среднеордовикских полимиктовых песчаников, алевролитов, кремнистых туффитов и редких кремнистых сланцев. Они вероятно в свою очередь перекрыты граувакковыми песчаниками и черными сланцами с силурийскими граптолитами (обнажения черносланцевого силура в настоящее время залиты Тобольским водохранилищем). Близко к с. Денисовка, в линзе известняков, среди мощной толщи базальтов и туфов, были встречены силурийские брахиоподы (позже большая часть этих отложений была датирована конодонтами как ордовик, но силур тем самым не исключается). Силурийские отложения непосредственно к востоку от профиля, у окраины деревни Варваринка, представлены базальтами с кремнистыми сланцами, содержащими редкие, маловыразительные конодонты силурийского облика. Выше по разрезу описаны мощные терригенные или терригенно-карбонатные отложения. Обнажения в крайней восточной части профиля, в деревне Николаевка, представлены полимиктовыми песчаниками, с подчиненными сланцами и массивными известняками, содержащими многочисленную мелководную пражско-эйфельскую фауну; к востоку от этих выходов на дневной поверхности расположена Николаевская меланжевая зона, содержащая, наряду с другими породами, блоки девонских песчаников [Иванов и др., 1998]. Мощный серпентинитовый меланж развит также в выходах на дневную поверхность на реке Тобол, близкой к западной границе зоны, соответствующей, возможно, одному из тектонических нарушений, параллельных КЗО.

Таким образом, в докаменноугольном структурном плане Восточного домена, наблюдаются две зоны с ордовикскими офиолитами и ордовикско(?) -силурийскими формациями островной дуги, перекрытыми мелководными терригенно-карбонатными девонскими отложениями. Они разделены более широкой зоной развития докембрийской континентальной

коры. Сходство первых двух зон очень большое, и это не исключает того, что либо обе зоны шарьированы на Троицко-Джетыгаринскую, либо Денисовская является корневой зоной Варненской, или наоборот (что, впрочем, менее вероятно).



**Рис. 10. Схема проявлений высокобарического метаморфизма в восточных зонах Южного Урала. Составил А. М. Косарев**

Крестиками отмечены пункты находок высокобарических минералов и их спутников: 1–4 – по данным А. П. Казака и др. [1989], 5 – по данным К. С. Иванова, Л. А. Карстен [1993], 6 – по данным П. Спадеа (устное сообщение)



Рис. 11. Геологический разрез через Октябрьско-Денисовский пояс на широте пос. Орджоникидзе. Составил А. М. Косарев с использованием данных Е. И. Костерова, А. М. Богомола

1 – терригенные отложения протерозоя; 2 – эффузивные базальты (O-S'); 3 – прослой кремнистых пород; 4 – эффузивно-пирокластическая толща базальт-андезит-риолитовой субформации (O-S''); 5 – терригенно-тефроидная толща (O-S'''); 6 – терригенная флишоидная толща (D<sub>2</sub>e); 7 – вулканиты базальт-андезитовой формации (C<sub>1</sub>); 8 – псефитовые терригенные толщи (C<sub>2-3</sub>); 9 – гранитоиды Спиридоновского рудного поля; 10 – интрузивные породы габбро-диоритового состава; 11 – серпентиниты; 12 – геологические границы; 13 – разрывные нарушения

Нижнекаменноугольные отложения, несогласно перекрывающие вышеупомянутые ранее структуры, имеют собственный структурный и фациальный план. Они сохраняются в изолированных открытых синклиналях, осложненных тектоническими нарушениями (профилем пересекается Александровская зона); поле нижнекаменноугольных отложений становится сплошным непосредственно к востоку от восточного конца профиля, в **Валерьяновской зоне**.

Западные фации нижнекаменноугольных отложений представлены угленосными терригенными породами, перекрытыми известняками; дальше на восток в Еманжелинско-Варненской, в Александровской синклинали и в Валерьяновской зоне терригенные отложения сменяются вверх по разрезу известково-щелочными вулканитами, а затем известняками [Полтавец, 1991; Серавкин и др., 1992; Стратиграфические..., 1993].

Недавно были представлены аргументы в пользу идеи о том, что вслед за постфаменной коллизией между Магнитогорской островной дугой и Восточно-Европейским континентом произошла смена наклона зоны субдукции на противоположный [Пучков, 2000; Косарев, Пучков, 1999]. Падающая к западу зона субдукции заложилась на новом, аккрецировавшем краю Восточно-Европейского континента, и это обусловило возникновение турнейско-башкирского вулканоплутонического пояса, включающего Александровскую и Валерьяновскую зоны. Формирование зоны субдукции сопровождалось образованием уже упоминавшихся голубых сланцев, хотя и не столь высокобарических, как в западном домене (рис. 10). В тыловой части зоны субдукции в это же время возникла Магнитогорская рифтовая зона, развивавшаяся практически синхронно с краевой вулканоплутонической. Нами проанализирован характер распределения K<sub>2</sub>O в вулканогенных породах раннекаменноугольного возраста, слагающих

(с востока на запад) Валерьяновскую, Александровскую, Еманжелинско-Варненскую и Магнитогорскую структурные зоны (табл. 1). В вулканических базальт-андезит-дацит-риолитовых сериях, и, прежде всего, в базальтах установлено возрастание содержания K<sub>2</sub>O с востока на запад в перечисленных выше структурных зонах. Можно предполагать, что этот латеральный ряд возник под влиянием зоны субдукции западного падения.

Каменноугольные вулканиты Магнитогорской зоны выбиваются из этой закономерности: по калиевости они близки к эффузивам Валерьяновской зоны.

По очень осторожным подсчетам, за время существования вулканического пояса должна была быть субдуцирована полоса океанической коры, шириной 400–500 км (раннекаменноугольно-позднебашкирское время).

Соответствующая шовная зона — след континентальной коллизии, которая должна была возникнуть в среднем карбоне, скрыта теперь под мезозойско-кайнозойскими отложениями Тургайской депрессии, к востоку от профиля. Возможно один из нижних рефлекторов Восточного домена выходит к поверхности под отложения Тургая в качестве этого шва или близко к нему. Такая идея позволяет предложить объяснение образованию КЗО и других падающих к западу рефлекторов Восточного домена. Когда началась жесткая коллизия континент–континент в среднем карбоне, многочисленные падающие на запад зоны скалывания (КЗО и другие) формировались, наследуя наклон шва, сформированного под континентальным краем субдукционной структуры. Квазисимметричный стиль деформаций в Уральском орогене проявился с московского века, и это отражается в симметричном характере фациальных зон этого времени к востоку от ГУР [рис. 20, Пучков, 2000].

Таблица 1

**СРЕДНИЕ СОДЕРЖАНИЯ ГЛАВНЫХ КОМПОНЕНТОВ (МАСС. %) В ВУЛКАНИТАХ ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКОГО ПОЯСА**

	№№ пп	Кол-во проб	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
I	1	21	49,95	1,12	16,01	6,44	3,26	0,16	5,49	7,16	3,76	1,74
	2	8	54,7	0,92	17,25	3,66	4,12	0,15	4,81	6,18	3,80	1,53
	3	3	69,5	0,18	14,05	1,0	3,04	0,21	1,46	0,99	5,28	1,23
	4	5	74,43	0,22	13,02	1,33	0,99	0,05	0,41	0,51	3,24	3,99
II	5	3	49,53	0,79	18,8	3,48	3,93	0,05	4,89	7,56	4,64	1,55
	6	2	49,4	0,92	16,2	7,15	2,57	0,25	7,49	8,03	2,92	2,14
	7	4	55,78	0,69	17,6	3,57	2,77	0,07	4,45	5,47	4,66	1,90
	8	3	59,74	0,54	17,25	4,51	2,02	0,03	3,04	3,35	4,87	1,73
III	9	3	50,60	1,30	18,6	2,80	5,60	0,10	4,60	6,60	3,70	1,40
	10	2	54,40	1,60	16,9	7,20	3,80	0,10	3,10	3,20	3,90	1,80
	11	3	59,20	0,60	17,10	4,20	3,20	0,20	2,30	5,50	2,50	4,60
	12	4	66,40	0,80	14,10	4,80	0,80	0,05	1,00	1,40	4,70	3,10
	13	5	51,2	0,69	15,42	3,83	2,64	0,14	4,72	5,49	4,67	2,55
	14	3	56,02	0,71	17,20	5,32	1,30	0,08	3,41	2,41	7,10	0,96
	15	2	60,26	0,57	15,87	4,98	1,44	0,05	3,36	2,14	4,05	3,42
	16	2	64,63	0,43	16,19	2,16	2,64	0,10	1,95	3,08	3,43	1,87
IV	17	91	48,32	1,71	16,98	5,14	5,21	0,18	6,35	8,11	3,94	0,86
	18	12	54,26	1,63	16,32	4,41	4,28	0,16	3,69	5,34	4,52	2,08
	19	3	59,29	1,14	14,80	2,34	4,34	0,13	1,78	5,23	4,04	2,53
	20	13	66,80	0,58	14,81	3,04	1,97	0,12	0,73	0,75	6,35	3,07
	21	19	73,00	0,38	12,40	2,99	1,39	0,15	10,41	0,83	5,33	2,60
	22	8	50,05	1,59	17,02	5,10	4,53	0,16	5,23	8,03	3,78	1,16
	23	6	55,27	1,14	17,25	5,34	2,12	0,11	3,56	4,63	2,01	2,01
	24	1	62,32	0,95	17,12	3,98	0,67	0,05	1,29	5,90	2,77	2,77
	25	5	70,83	0,36	14,86	1,51	0,88	0,02	0,39	0,51	5,28	3,39

**Примечания:** I – вулканы валерьяновского пояса (коллекция О. К. Ксенофонтова, А. И. Ивлева): 1 – базальты, 2 – андезибазальты, 3 – риодациты, 4 – риолиты; II – вулканы Александровского палеовулканического пояса (коллекция А. М. Косарева): 5 – базальты высокоглиноземистые, 6 – базальты магнезиальные с повышенным содержанием K<sub>2</sub>O, 7 – андезибазальты, 8 – андезиты; III – вулканы Восточно-Уральского палеовулканического пояса Еманжелинской структурной подзоны (9–12 – [Коротеев, Дианова, Кабанова, 1979]; 13–16 – [Косарев, Лазаренко, 1991]): 9 – базальты, 10 – андезибазальты, 11 – андезиты, 12 – дациты, 13 – базальты субщелочные, 14 – андезибазальты, 15 – андезиты, 16 – дациты; IV – вулканы Магнитогорского палеовулканического пояса [Фролова, Бурикова, 1977]: 17–21 – березовская свита, 22–25 – кизильская свита: 17 – базальты, 18 – андезибазальты, 19 – андезиты, 20 – дациты, 21 – риолиты, 22 – базальты, 23 – андезибазальты, 24 – андезиты, 25 – риолиты.

**Заключение**

Сейсмический профиль УРСЕЙС–95 — один из наиболее успешных международных проектов такого типа. Хотя УРСЕЙС–95 дал не столь детальную картину, как многие локальные профили МОВ и ОГТ, пройденные ранее на Южном Урале, он, тем не менее, впервые позволил составить почти полное представление о самых общих структурных чертах орогена.

В частности, впервые идея бивергентного орогена, предложенная ранее [Пейве и др., 1977], получила определенную поддержку в геофизических данных.

Проведение параллельно с анализом современных структур, пересеченных профилем УРСЕЙС–95, также и палеогеодинамического анализа [Пучков, 2000] позволяет лучше понять историю и, в частности, последовательность событий, приведших к формированию этих структур. Среди этих событий наиболее

важными являются: распад поздневендского суперконтинента, кадомская орогения, кембро-ордовикский рифтогенез и последующий спрединг с формированием микроконтинентов, образование силурийской островной дуги, перескок зоны субдукции и образование Ирландско-Магнитогорской дуги, столкновение последней с пассивной окраиной Восточно-Европейского континента и аккреция этой окраины, возникновение на этой окраине вулcano-плутонического пояса над зоной субдукции, падающей под континент, жесткая коллизия Восточно-Европейского и Казах-

станского континентов и образование орогена, возрождение горного сооружения, связанное с рифтогенезом, древнекеммерийские деформации (в том числе, сдвиговые).

Конечно, не на все вопросы получены совершенно адекватные ответы, как из-за недостаточно благоприятной обнаженности, так и в некоторых случаях вследствие неоднозначности стратиграфических и петрологических данных. Можно надеяться, что профиль еще вдохновит многих исследователей на новые интерпретации в будущем.

### Литература:

Артюшкова О. В., Маслов В. А. Палеонтологическое обоснование стратиграфического расчленения дофаменских вулканогенных комплексов Верхнеуральского и Магнитогорского районов / ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1999. 156 с.

Бикбаев А. З., Иванов К. С., Сизигирева М. П. К стратиграфии кремнистых толщ силура Восточно-Уральской структурно-фациальной зоны // Палеогеография венда – раннего палеозоя северной Евразии / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург. 1998. С. 89–98.

Дегтярев К. Е., Куренков С. А., Кузнецов Н. Б. и др. Проблема выделения каледонид Зауралья (Южный Урал) // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 118–127.

Евлентьев И. В., Гауэр К. Е. Докембрийские отложения Зауральского антиклинория Южного Урала // Литология и условия образования докембрийских и палеозойских отложений Урала. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1981. С. 18–25.

Зоненшайн Л. П., Матвеев В. В. История развития Уральского палеоокеана / Ин-т океанологии АН СССР. М. 1984. 164 с.

Иванов К. С., Карстен Л. А. Амфиболы Na–Ca ряда из зоны дислокационного метаморфизма Зауралья и их тектоническое значение // Ежегодник–1992 / ИГиГ УрО РАН. Екатеринбург. 1993. С. 71–74.

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: УрО РАН, 1998. С. 98–107.

Иванов К. С., Пучков В. Н., Пелевин И. А. К геологии Ущельских гор Южного Урала // Ежегодник–1995 / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург. 1996. С. 40–45.

Иванов К. С., Федорова Н. В. Строение палеобассейнов Южного Урала по данным интерпретации профиля УРСЕЙС–95 // Осадочные бассейны Урала и смежных регионов / Под ред. В. А. Коротеева / ИГиГ УрО РАН. Екатеринбург. 2000. С. 163–169.

История нижнемезозойского угленакопления в Казахстане / В. Н. Волков, Е. М. Маркович, И. З. Фаддеева и др. Ч. 1. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1961. 314 с. (Труды // Лаб. геологии угля, Вып. XII).

Казак А. П., Казимирова Л. Х., Литвин П. А. Глаукофан-сланцевый пояс Зауралья // Геология метаморфических комплексов. Свердловск, 1989. С. 45–50.

Казанцев Ю. В. Структура Магнитогорского синклинория // Формирование шарьяжей и геологические процессы / ИГ БНЦ УрО РАН. Уфа. 1992. С. 23–30.

Камалетдинов М. А., Казанцева Т. Т. Аллохтонные офиолиты Урала. М.: Наука, 1983. 168 с.

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

Коротеев В. А., Дианова Т. В., Кабанова Л. Я. Среднепалеозойский вулканизм восточной зоны Урала. М.: Наука, 1979. 132 с.

Косарев А. М., Лазаренко Ю. С. Восточно-Уральский палеовулканический пояс: Препринт. Уфа, 1991. 39 с.

Косарев А. М., Пучков В. Н. Особенности распределения K, Ti и Zr в силурийско-каменноугольных вулканогенных формациях Южного Урала в связи с поведением палеозойской зоны субдукции // Ежегодник–1997 / ИГ УНЦ РАН. Уфа. 1999. С. 186–191.

Костеров Е. И. Условия формирования и закономерности размещения медного оруденения в центральной части Александровско-Денисовской структурно-фациальной зоны: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук / Свердловск, 1976. 28 с.

Краснобаев А. А., Давыдов В. А., Ленных В. И. и др. Возраст цирконов и рутилов максютовского комплекса (предварительные данные) // Ежегодник–1995 / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург. 1996. С. 13–16.

Краснобаев А. А., Давыдов В. А., Чередниченко Н. В. Уран-свинцовый возраст цирконов метаморфических пород Мугоджар // Ежегодник–1996 / ИГГ УрО РАН. Екатеринбург. 1997. С. 147–150.

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

Мамаев Н. Ф. Геологическое строение и история развития восточного склона Южного Урала. Свердловск: Изд-во УФАИ СССР, 1965. 169 с.

Маслов В. А., Черкасов В. Л., Тищенко В. Т. и др. Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала / УНЦ РАН. Уфа. 1993. 218 с.

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

Монтеро П., Беа Ф., Ферритатер Г. Б. и др. Изотопное датирование Сыростанского гранитоидного массива: вклад в изучение истории развития зоны Главного Уральского глубинного разлома (предварительные данные) // Проблемы петрогенезиса и рудообразования. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. С. 106.



- Нечехин В. М., Берлянд Н. Г., Пучков В. Н., Соколов В. Б. Глубинное строение, тектоника, металлогения Урала/ИГТ УрО АН СССР. Свердловск. 1986. 107 с.
- Пейве А. В., Иванов С. Н., Нечехин В. М. и др. Тектоника Урала. М.: Наука, 1977, 119 с.
- Полтавец Ю. А. Скарново-магнетитовое оруденение Урала и связь его с вулканоплутоническим магматизмом: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук/ИГТ УрО АН СССР. Свердловск. 1991. 50 с.
- Пучков В. Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
- 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., Перес-Эстаун А., Браун Д., Альварес-Маррон Х. Краевой складчато-надвиговый пояс орогена: структура и происхождение (на примере Башкирского Урала) // Вестник ОГГГН РАН. 1(3). 1998. С. 70–99 (электронный журнал в Интернет: <http://www.segis.ru>).
- Расулов А. Т. Тектоника раннемезозойских впадин восточного склона Урала/ИГТ УНЦ АН СССР. Свердловск. 1982. 43 с.
- Ронкин Ю. Л., Иванов К. С., Bankwitz P., Bankwitz E. К истории формирования Джабыкского гранитного плутона: изотопные и структурные данные // Гранитоидные вулканоплутонические ассоциации: Тез. докл. / Всеросс. Совещ. / ИГТ КНЦ РАН. Сыктывкар. 1997а. С. 43–44.
- Ронкин Ю. Л., Pereira A., Лепихина О. П. Sr–Nd систематика Магнитогорской группы массивов // Гранитоидные вулканоплутонические ассоциации: Тез. докл. / Всеросс. Совещ. / ИГТ КНЦ РАН. Сыктывкар. 1997б. С. 41–42.
- Савельева Г. Н., Шараськин А. Я., Савельев А. А. и др. Офиолиты зон сочленения южных уралид с окраиной Восточно-Европейского континента // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. 223 с. (Труды / ГИН РАН; Вып. 500).
- Салихов Д. Н. Средне-позднепалеозойская коллизонная история развития Магнитогорского мегасинклинория: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук/ИГТ УрО РАН. Екатеринбург. 1997. 85 с.
- Салихов Д. Н., Яркова А. В. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклинория / ИГТ БНЦ УрО РАН. Уфа. 1992. 138 с.
- Самыгин С. Г., Кузнецов Н. Б., Павленко Т. И., Дегтярев К. Е. Структура Кыштым-Миасского района Южного Урала и проблема сочленения магнитогорских и тагильских комплексов // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 73–92.
- Светлакова А. Н. Системы разломов земной коры на востоке Восточно-Европейской платформы и их связь с нефтегазоносностью региона / УНЦ РАН. Уфа. 1993. 148 с.
- Серавкин И. Б. Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Наука, 1986. 268 с.
- Серавкин И. Б., Знаменский С. Е., Косарев А. М. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья / Отв. ред. В. Н. Пучков и И. Б. Серавкин. Уфа: Полиграфкомбинат. 2001, 318 с.
- Серавкин И. Б., Косарев А. М., Салихов Д. Н. и др. Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 1992. 197 с.
- Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой) / Межвед. Стратигр. Комитет России. Екатеринбург. 1993. 151 схема. Объяснительная записка 152 с.
- Тевелев Ал. В., Кац М. Я., Кошелева И. А. и др. Тектоническая зональность южной части восточного Урала // Проблемы геологии Урало-Монгольского пояса. М.: Изд-во МГУ, 1998а. С. 84–94.
- Тевелев Ал. В., Артюшкова О. В., Борисенок В. И. и др. Новые данные о возрасте и структуре палеозойских комплексов Сухтелинской зоны на восточном склоне Южного Урала // Бюл. МОИП. Т. 73. Вып. 5. 1998б. С. 63–65.
- Ферштатер Г. Б., Беа Ф. Геохимические особенности уральских гранитоидов, производных разных по составу магм // Геохимия. 1993. № 11. С. 1574–1599.
- Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С., Рапопорт М. С. и др. Орогенный гранитоидный магматизм Урала / УрО РАН. Миасс. 1994. 250 с.
- Фролова Т. И., Бурикова И. А. Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М.: Изд-во МГУ, 1977. 266 с.
- Чувашов Б. И., Иванова Р. М., Колчина А. Н. Верхний палеозой восточного склона Урала. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1984. 230 с.
- Шипунов С. В. История складчатости Южного Урала по палеомагнитным данным // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород / ОИФЗ РАН. М. 1998. С. 69–71.
- Шипунов С. В., Кузнецов Н. В., Пучков В. Н. и др. Позднепалеозойские события на Южном Урале по палеомагнитным данным // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород, практика и эксперимент. М., 1999, С. 60–61.
- Язева Р. Г., Бочкарев В. В. Силурийская островная дуга Урала: структура, развитие, геодинамика // Геотектоника. 1995. № 6. С. 32–44.
- Язева Р. Г., Бочкарев В. В. Олигоценостромы в структуре уралид // Геотектоника. 1997. № 5. С. 47–50.
- Язева Р. Г., Бочкарев В. В. Геология и геодинамика Южного Урала / ИГТ УрО РАН. Екатеринбург. 1998. 204 с.
- Alvarez-Marron 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.
- Berzin R., Oncken O., Knapp J. H., Pérez-Estaún A., Hismatullin T., Junusov N., Lipilin A. Orogenic evolution of the Urals Mountains: results an integrated seismic experiment // Science. 1996. V. 274. P. 220–221.
- Brown D., Alvarez-Marron 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. 1997. V. 16. P. 551–562.
- Brown D., Juhlin C., Alvarez-Marron 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., Alvarez-Marron J., Pérez-Estaún A., Spadea P., Puchkov V., Gorozhanina Ye. Forearc and accretionary complex evolution during arc-continent collision in the Southern Urals // Journal of Conference Abstracts. EUG-10. 1999. V. 4. P. 398.
- Carbonell R., Pérez-Estaún A., Galart J. et al. Crustal root beneath the Urals: Wide-angle evidence // Science. 1996. V. 274. P. 222–223.
- Carbonell R., Lecerf D., Itzin M., Gallart J., Brown D. Mapping the Moho beneath the Southern Urals with wide-angle reflections // Geophys. Res. Lett. 1998. V. 25. N22. P. 4229–4232.
- Diaconescu C. C., Knapp J. H., Brown L. D. et al. Precambrian Moho offset and tectonic stability of the East European platform from the URSSEIS deep seismic profile // Geology. 1998. V. 26. N3. P. 211–214.

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

*Giese U., Glasmacher U., Kozlov V. I., Matenaar I., Puchkov V. N. et al.* Structural framework of the Bashkirian anticlinorium, SW Urals // *Geol. Rdsch*. 1999. V. 87. P. 526–544.

*Glasmacher U., Bauer W., Clauer N., Puchkov V.* Age of metamorphism and nappe emplacement, west of the Main Uralian fault, Southern Urals, Russia // *The collisional stage of development of the mobile belts / Inst. of Geol. and Geochem. Ekaterinburg*. 2000. P. 30–31.

*Knapp J. H., Steer D. N., Brown L. D. et al.* Lithosphere-scale image of the Southern Urals from explosion-source reflection profiling // *Science*. 1996. V. 274. P. 226–228.

*Remaine J., Cita M. B., Dercourt J. et al.* International Stratigraphic Chart and Explanatory Note // IUGS–UNESCO, 2000.

*Seward D., Pérez-Estaín A., Puchkov V.* Preliminary fission-track results from the southern Urals–Sterlitamak to Magnitogorsk // *Tectonophysics*. 1997 (Europrobe volume). V. 276. N1–4. P. 281–290.

*Shapiro V. A., Fedorova N. V., Nikonova F. I., Chursin A. V., Menschikov Y. P., Kimbell G. S.* Preliminary investigation of the crustal structure of the Southern Urals by geomagnetic methods // *Tectonophysics*. 1997. V. 276. N1–4. P. 35–49.

*Steer D. N., Knapp J. H., Brown L. D. et al.* Deep structure of the continental lithosphere in an unextended orogen: An explosive-source seismic reflection profile in the Urals (Urals seismic Experiment and Integrated Studies (УРСЕЙС 95)) // *Tectonics*. 1998. V. 17. N2. P. 143–157.