

УДК 55(234.852), 551.26

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА СЕРПЕНТИНИТОВЫХ МЕЛАНЖЕЙ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

*А.В. Рязанцев¹, А.А. Разумовский¹, Н.Б. Кузнецов¹, Е.А. Калинина²,
С.В. Дубинина¹, В.А. Аристов¹*

¹ Геологический институт РАН, Москва

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Поступила в редакцию 02.06.06

На примере нескольких детальных участков приведена характеристика меланжей, широко распространенных в Сакмарской, Присакмаро-Вознесенской и Западно-Магнитогорской зонах Южного Урала. В Сакмарской и на юге Присакмаро-Вознесенской зон меланжи вмещают базит-ультрабазитовые массивы гарцбургитового типа, пластины пород батиального комплекса, офиолитокласты и офикальциты, а также метапелиты и метабазиты (амфиболиты). На севере Присакмаро-Вознесенской зоны и в Кракинских аллохтонах с меланжами ассоциируют базит-ультрабазитовые массивы лерцолитового типа. С этими меланжами связаны блоки гранатовых пироксенитов, а офикальциты здесь не установлены. На этой же широте в структурном основании Западно-Магнитогорской зоны распространены меланжевые комплексы, которые включают базит-ультрабазитовые массивы гарцбургитового типа, кремнисто-базальтовый поляковский комплекс ордовика—нижнего силура и нижедевонские известняки.

Ордовикские кремнисто-базальтовые комплексы верхних частей разреза меланжированных офиолитов указывают на то, что начиная с ордовика существовал бассейн с корой океанического типа, причем в среднем ордовике проявлялся островодужный вулканизм, а в позднем ордовике преобладала контрастная базальт-риолитовая колчеданосная серия, связанная, по-видимому, с расколом островной дуги. В раннем силуре дуга прекратила свое существование и ее комплексы были перекрыты базальтами, схожими с MORB. Комплексы девонской (Магнитогорской) дуги не имеют в своем основании ордовикских островодужных образований, а формировались в зоне надсубдукционного вулканизма, которая в девоне мигрировала в сторону от прекратившей существование ордовикской дуги. Меланжевые комплексы Южного Урала испытали многоэтапную деформацию, проявляющуюся в различных геодинамических обстановках.

Серпентинитовые меланжи широко распространены в структурах Сакмарской, Присакмаро-Вознесенской и Западно-Магнитогорской зон Южного Урала [9, 12, 13, 22—27, 29, 38]. Присакмаро-Вознесенская зона является корневой для Сакмарской аллохтонной зоны и расположенного севернее на ее простирании Кракинского аллохтона (рис. 1). В некоторых публикациях Присакмаро-Вознесенская зона отождествляется с зоной Главного Уральского разлома (ГУР) [31,33,34].

Кроме серпентинитовых меланжей в структуре упомянутых тектонических зон Южного Урала участвуют комплексы палеозойской активной зоны перехода от континента к океану. В частности, здесь широко распространены ордовикские и девонские вулканогенные комплексы, формировавшиеся в пределах островных дуг или вблизи них [26—28, 38], а также относительно слабонарушенные (слабомеланжированные) фрагменты коры бассейнов океанического типа — офиолиты, которые участвуют в строении крупных гипербазит-габбровых массивов. По составу мантийных реститов в регионе принято вы-

делять офиолитовые массивы лерцолитового и гарцбургитового типов [29, 38]. Гипербазит-габбровые массивы, как правило, имеют сложную внутреннюю структуру. Некоторые комплексы, участвующие в их строении, формировались по поздний девон включительно [1, 20, 45]. Меланжи, связанные с офиолитами разных типов, заметно различаются по составу. Кроме того, разнотипные меланжевые комплексы различаются структурным положением и ареалами распространения.

В Сакмарской зоне (рис. 2) серпентинитовые меланжи всегда структурно связаны с аллохтонами, сложенными кремнистыми породами акчуринской толщи нижнего—среднего девона. Меланжевый и кремнистый аллохтоны, как правило, занимают уровень между тектоническими покровами, сложенными преимущественно осадочными комплексами ордовика—девона (батиальные комплексы, по [15]), с одной стороны, и синхронными вулканогенными комплексами, представленными кремнисто-базальтовыми, контрастными и дифференцированными сериями — с другой.

В Присакмаро-Вознесенской зоне, кроме ее южной части, отсутствуют аллохтоны, сложенные батальным комплексом, и меланжи на западе прижаты к зоне Уралтау, в строении которой участвуют допалеозойские и палеозойские комплексы пассивной окраины и шарьированные на них высокобарические метаморфиты спорной геодинамической природы. К востоку располагаются девонские вулканогенные островодужные комплексы Магнитогорской зоны, структурное основание которой сложено неравномерно меланжированными офиолитами и кремнисто-базальтовыми образованиями ордовикско-раннесилурийского возраста [27, 38].

В Присакмаро-Вознесенской и в Сакмарской зонах верхнее структурное положение занимает аллохтон, сложенный (снизу вверх) конденсированным кремнистым разрезом девона, флишем зилаирской серии фамена—низов турне и карбонатными каменноугольными толщами.

В структуре меланжей в виде блоков и пластовых отторженцев участвуют элементы разрезов офиолитовых массивов, а кроме того, пара- и ортометаморфические породы. Широко распространены девонские образования, формировавшиеся на дне бассейна с океанической корой, — кремни, седиментационные, тектоно-седиментационные и гидротермальные микститы. Микститы представлены офикальцитами, кремне- и офиолитокластовыми породами. Часто в структуру меланжа включены эмские рифовые известняки. В краевых частях пластин меланжей присутствуют блоки пород соседних покровов. Матриком меланжей являются рассланцованные серпентиниты или неравномерно тектонизированные слоистые серпентинитообломочные породы.

Меланжевые комплексы Сакмарской и южной части Присакмаро-Вознесенской зоны

В Сакмарской и на юге Присакмаро-Вознесенской зоны меланжи имеют сходные черты строения и состава. Они пространственно сближены с офиолитовыми массивами гарцбургитового типа. Практически повсеместно в структуре меланжей распространены офикальциты, которые слагают линзовидные тела среди серпентинитов или серпентинитообломочных микститов. Представление об особенностях строения меланжа можно получить на примере восточной части Сакмарской зоны (рис. 2). Меланж образует здесь обширный выход и располагается структурно выше пластин, сложенных породами кидрясовской свиты тремадока и кураганской свиты аренига—среднего ордовика, представленных терригенными породами и туффитами. Выше меланжа залегают аллохтоны, сложенные кремнистыми и кремнеобломочными породами акчуринской свиты и кремнисто-базальтовой ишмуратовской свиты нижнего—среднего девона, углеродисто-кремнистыми породами сакмарской свиты силура. Выше располагаются аллохтоны, сложенные базальтами с прослоями кремней баулусской

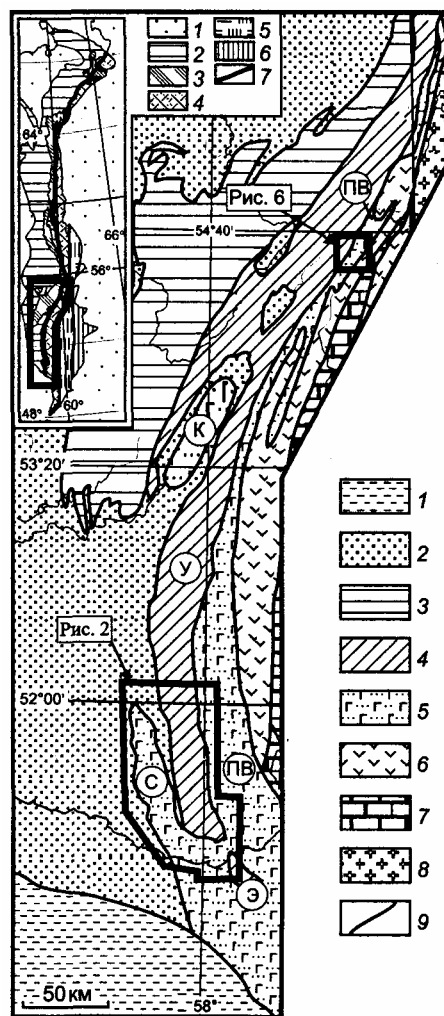


Рис. 1. Схема тектонической зональности осевой части Южного Урала:

1 — мезозойско-кайнозойский чехол Прикаспийской впадины; 2—4 — Западно-Уральская мегазона: 2 — ордовикско-верхнепалеозойские комплексы, 3 — верхнедокембрийские комплексы Башкирского поднятия, 4 — неравномерно метаморфизованные докембрийские и палеозойские комплексы поднятия Уралтау (У) и Эбетиной антиформы (Э); 5—8 — Восточно-Уральская мегазона и тектонические единицы, сложенные комплексами, характерными для Восточно-Уральской мегазоны: 5—7 — палеозойские комплексы: 5 — Присакмаро-Вознесенской (ПВ), Сакмарской (С) и Кракинской (К) зон, 6 — Западно- и Восточно-Магнитогорской зон, 7 — Центрально-Магнитогорской зоны, 8 — неравномерно метаморфизованные докембрийские и палеозойские комплексы зоны Восточно-Уральского поднятия; 9 — границы современных структурных зон. На врезке показано положение схемы тектонической зональности осевой части Южного Урала на упрощенной тектонической схеме Урала: 1 — мезозойско-кайнозойские комплексы Русской, Печорской и Западно-Сибирской плит; 2—3 — Западно-Уральская мегазона: 2 — ордовикско-верхнепалеозойские комплексы, 3 — неравномерно метаморфизованные докембрийские и палеозойские комплексы; 4—5 — Восточно-Уральская мегазона: 4 — ордовикско-верхнепалеозойские комплексы, 5 — неравномерно метаморфизованные докембрийские и палеозойские комплексы; 6 — Зауральская зона — ордовикско-позднепалеозойские комплексы; 7 — граница между Западно- и Восточно-Уральскими мегазонами (Главный Уральский разлом)

свиты среднего—верхнего ордовика и кремнисто-базальтовой ишмуратовской свиты нижнего—среднего девона. Возраст свит во всех тектонических покровах обоснован многочисленными сборами конодонтов [26].

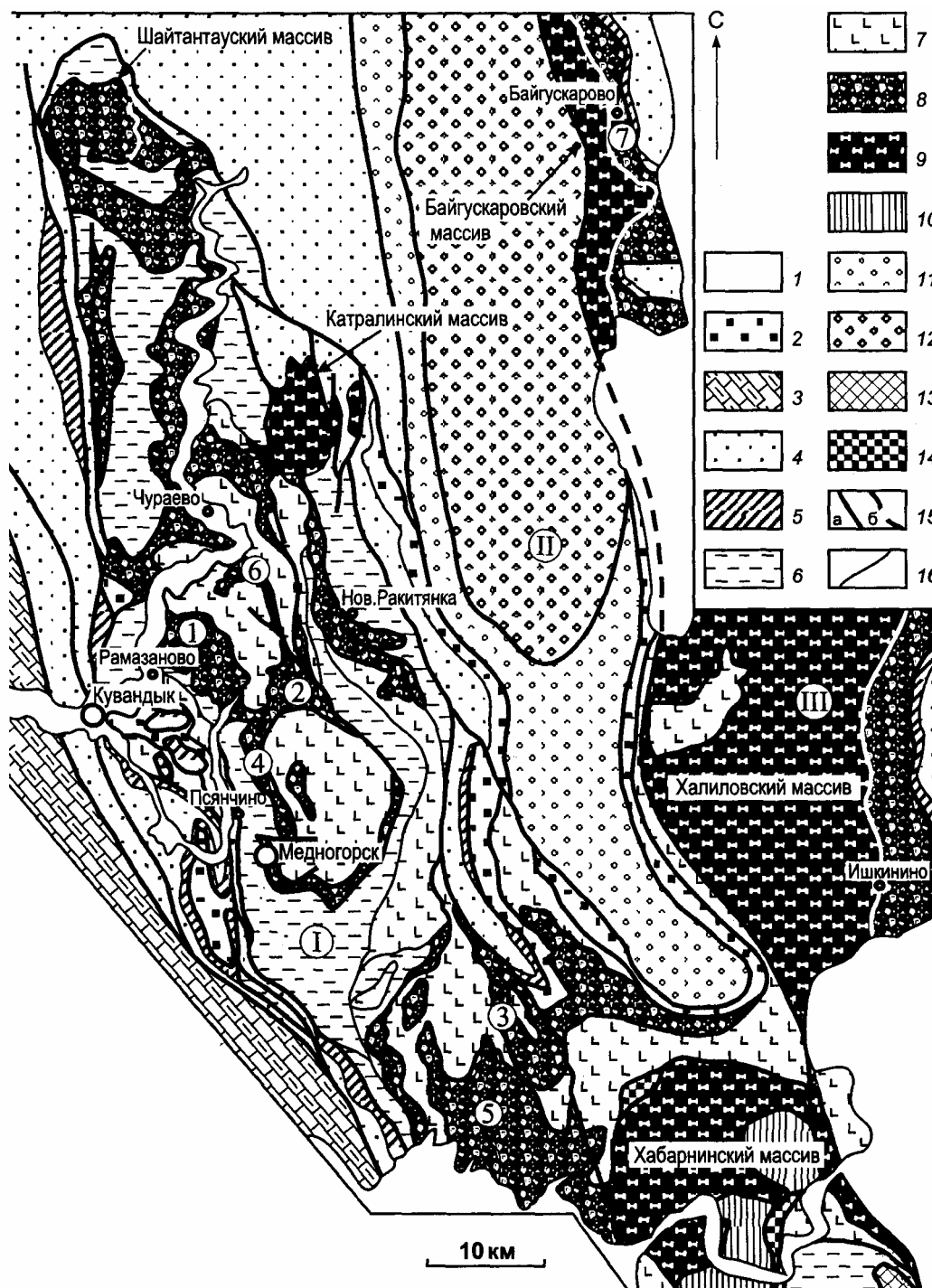


Рис. 2. Структурная схема района сочленения Присакмаро-Вознесенской, Сакмарской и Уралтауской зон (составлена с использованием картографических материалов С.В. Руженцева, Б.Ф. Хромыха, В.И. Хворова, В.Ф. Кондратенко, Н.Т. Видюкова, В.Т. Тищенко, и др.):

1 — мезозойско-кайнозойские отложения; 2 — полимиктовый олистостром (C_1 ?); 3 — каменноугольные карбонатные флишеидные толщи; 4 — граувакковый флиш зилаирской серии (D_3-C_1); 5 — толщи с конденсированным разрезом девона; 6 — терригенные, туфогенно-кремнистые, кремнисто-черносланцевые толщи ордовика—девона (батыальный тип); 7 — кремнисто-базальтовые, контрастные и дифференцированные вулканогенные серии среднего ордовика—среднего девона; 8 — серпентинитовые меланжи и аллохтоны кремнистых и терригенно-кремнистых с базальтами пород (акжуринская толща D_{1-2}); 9 — офиолитовые массивы; 10 — дунит-клинопироксенит-вебстерит-габброноритовая (восточнохабарнинская) ассоциация; 11 — суваянский комплекс палеозойских метаморфизованных пород; 12 — максютковский комплекс высокобарических метаморфических пород; 13 — восточноэбетинский метаморфический комплекс; 14 — метаморфические породы в обрамлении Хабарнинского массива; 15 — тектонические границы: а — достоверные, б — предполагаемые; 16 — геологические границы. I—III — зоны: I — Сакмарская, II — Уралтауская, III — Присакмаро-Вознесенская. 1—7 — описанные участки: 1 — дер. Рамазаново, 2 — дер. Новая Ракитянка, 3 — балка Кызымбадка, 4 — дер. Псянчино, 5 — р. Казачья Вязовка; 6 — руч. Терекля, 7 — дер. Байгускарово

Проиллюстрируем строение этих меланжей на примере нескольких конкретных участков их распространения.

Участок в районе балки Кызымбадка

Участок расположен на юге российской части Сакмарской зоны (рис. 2, участок 3), в 2 км к ЗСЗ от д. Хмелевка, в междуречье р. Чебакла (р. Чебакла — правый нижний приток р. Губерля, впадающий в нее в дер. Казачья Губерля) и балки Кызымбадка (правый приток р. Чебакла, впадающий в нее на западной окраине дер. Хмелевка). В пределах участка изучен один из фрагментов Хмелевской куполообразной антиформы (рис. 3). В ядре антиформы обнажается офиолитокластовый полимиктовый серпентинитовый меланж. На крыльях антиформы и в виде тектонических останцов в ее центральной части залегает перекрывающая меланж тектоническая пластина, сложенная вулканогенно-кремнистыми породами. Штоки фельзитов, вероятно каменноугольного возраста, интродуцируют контакт этих комплексов.

Матрикс меланжа образован серпентинитовыми сланцами, обычно черными, темно-зелеными, интенсивно тектонизированными. Зоны пластинчатых сланцев сочетаются с участками, образованными клиньями серпентинитов ромбовидного сечения длиной до 10 см, разделенными зеркалами скольжения. Сланцеватость в серпентинитах ориентирована преимущественно в субмеридиональных румбах, вблизи границ блоков об-

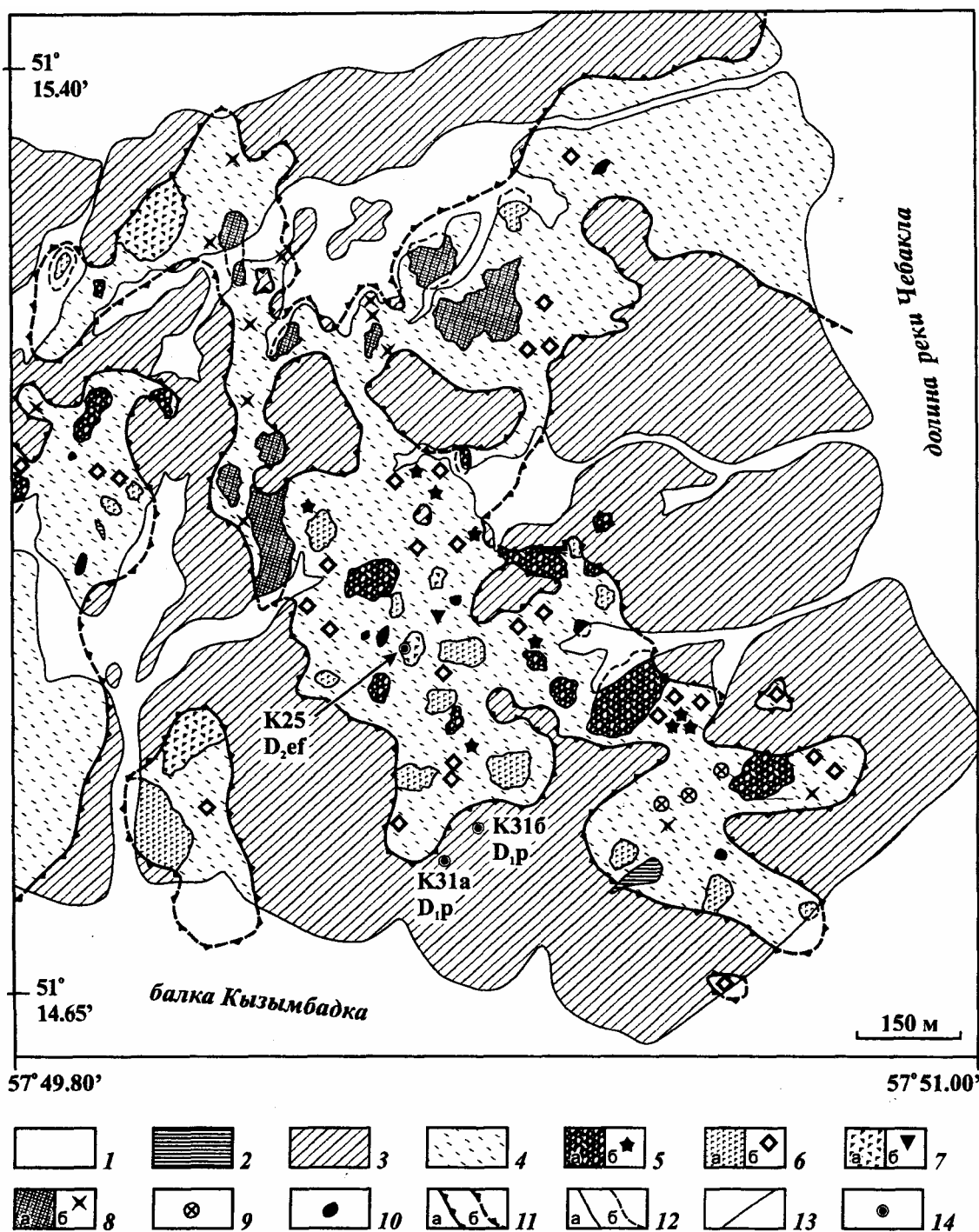


Рис. 3. Схема структуры меланжа в районе балки Кызымбадка:

1 — рыхлые кайнозойские отложения; 2 — каменноугольные (?) субвулканические тела фельзитов; 3 — кремнисто-базальтовая толща (D₁₋₂); 4 — серпентинитовые сланцы матрикса меланжа; 5—10 — блоки в меланже (5—8 — а — в масштабе схемы, б — вне масштаба); 5 — офикальцитов, 6 — габброидов, габбро-диабазов и базальтов, 7 — габбровых брекчий, 8 — амфиболитов, 9 — кристаллических сланцев (вне масштаба), 10 — кремней; 11 — границы тектонических покровов: а — достоверные, б — предполагаемые; 12 — границы блоков в меланже: а — достоверные, б — предполагаемые; 13 — геологические границы; 14 — номера точек сбора конодонтов и их возраст

лекает их либо прислоняется к ним под острыми углами. Среди серпентинитовых сланцев отмечаются небольшие, до нескольких десятков метров, блоки, сложенные массивными апогарцбургитовыми серпентинитами и хромититами, а также несортированными серпентинитовыми песчаниками и гравелистами.

Мелкие глыбы (до 50 м в поперечнике), как правило, имеют близизометричную форму. Максимальная протяженность вытянутых блоков до 200 м. Вблизи крупных блоков отмечается шлейф из мелких глыб, сложенных породами аналогичного состава. Крупные блоки распределены в матриксе сравнительно равномерно, мелкие (до 10—15 м в поперечнике)

обычно сближены и разделены матриком монотонных серпентинитовых сланцев. В целом характерно развитие ареалов, образованных блоками пород одного состава. Выделяются блоки офикальцитов, габброидов различной степени кристалличности, долеритов и базальтов, габбровых брекчий, амфиболитов и кристаллических сланцев, а также блоки кремней и кремнистых сланцев.

Блоки офикальцитов развиты в центральной, восточной и северо-западной частях описываемого участка. Протяженность самого крупного офикальцитового блока 150 м. Офикальциты — светло-серые, зелено-розовые до темно-вишневых породы, состоящие из большого количества, как правило, несортированных обломков карбонатизированных серпентинитов различной степени окатанности в карбонатном цементе. Резко преобладают апогарцбургитовые серпентиниты, в пределах единичных блоков обломки сложены апопироксенитовыми серпентинитами. В нескольких блоках встречены расслаивающие офикальциты прослой и линзы красно-вишневых алевролитов мощностью 5—15 см. Прослой алевролитов содержат рассеянный псаммитовый серпентинитокластовый материал. Отмечен блок, образованный слоистыми офикальцитами. Блоки офикальцитов окружены рассланцованными карбонатизированными серпентинитами.

Блоки магматических пород основного состава имеют размер 50—70 м. Преобладающими породами являются средне-крупнозернистые, мелко-среднезернистые габбро, габбро-диабазы и диабазы, а также базальты. Габброиды обычно имеют неравномерно-зернистую структуру и массивную либо слабовыраженную такситовую текстуру. Многие блоки сложены мелко-среднезернистыми диабазами, иногда с линейно вытянутыми зонами афанитового строения. Диабазы в ряде случаев содержат четко очерченные ксенолиты разномасштабных габброидов, породы приобретают облик магматических брекчий, но обычно габброиды образуют многочисленные скиалиты и неправильной формы сегрегации в диабазовом матриксе. Реже наблюдаются жилы диабазов в среднезернистых габбро. Значительная часть блоков сложена рассланцованными мелкокристальными основными породами. Эффузивные породы представлены афировыми и миндалекаменными базальтами, а также лавобрекчиями. Породы базитовой группы разбиты сетью трещин, срывов с зеркалами скольжения, эпидотизированы и хлоритизированы.

Часть блоков или их отдельные фрагменты сложены осадочными габбровыми, габбро-диабазовыми брекчиями и конгломератами с несортированными обломками размером от первых миллиметров до 30—40 см, реже до первых метров. Так же как и офикальциты, блоки габбровых брекчий расслоены единичными линзовидными пережатými прослоями темно-красных, вишневых тонкоплитчатых алевролитов мощностью 20—40 см. В одном из блоков описан фрагмент разреза. Восточная часть блока (10—15 м)

представлена мезократовыми и меланократовыми среднекристаллическими габбро с такситовой текстурой. Структурно выше габбро залегают габбровые (5 м) и полимиктовые (2 м) осадочные брекчии, конгломератобрекчии и красные алевролиты (0,2—0,3 м). Алевролиты тектонически с зеркалами скольжения перекрыты габбро, аналогичными таковым нижней части разреза. Алевролиты содержат зерна пироксенов, основных плагиоклазов и редко кремнистых туффитов. В алевролитах в т. К-25 (рис. 3) обнаружены конодонты *Polygnathus* ex gr. *costatus* Klapp., *Tortodus intermedius* (Bult.), *Belodella* sp., характерные для эйфельского яруса (по-видимому, нижнего подъяруса) [26]. Пласт красных алевролитов присутствует также в двух блоках севернее описываемой точки и расслаивает офикальциты в глыбе южнее точки.

Метаморфические породы представлены в основном ортоамфиболитами. Протяженность наиболее крупного блока составляет около 200 м. В пределах крупных блоков, вкост простирания полосчатости, наблюдаются переходы от рассланцованных габбро, габбро-диабазов до амфиболитов. В юго-западной части структуры с амфиболитовыми блоками пространственно сближены мелкие (7—20 м в поперечнике) глыбы, сложенные гнейсовидными кристаллическими сланцами. Это светлые полосчатые гранатсодержащие породы с видимыми разлинзованными и будинированными обломками кварца и полевых шпатов, что свидетельствует об их метаосадочной, вероятно метааркозовой, природе.

Осадочные породы присутствуют в меланже и представлены блоками длиной до 30 м, сложенными темно-красными, серыми до черных, зеленоватыми кремнями, кремнистыми сланцами, кремнистыми туффитами и туфоалевролитами. Среди кремнистых сланцев отмечены единичные потоки (до 1 м) базальтов. Несколько блоков образовано темно-серыми до черных углеродистыми кремнями, кремнистыми сланцами и алевролитами сакмарской свиты силура.

Серпентинитовый меланж перекрывает пластину, сложенная вулканогенно-осадочными породами. В виде прерывистой полосы с редкими тектоническими окнами подошва пластины оконтуривает протрузивный купол меланжа, падая в сторону от его ядра. В центральной части купола отмечается несколько тектонических останцов размером от 20 до 230 м. В строении пластины принимают участие серые, серо-желтые, серо-зеленые, темно-красные, вишневые туффопесчаники и туфоалевролиты, серо-зеленые, желто-зеленые, черные кремнистые туффиты, серые, серо-розовые, серо-зеленые, темно-зеленые до черных кремни, темно-зеленые, черные базальты и их туфы. Вблизи подошвы в структуре покрова отмечается дисгармоничная складчатость. Ниже подошвы присутствуют олистостромовые линзы с обломками перекрывающих пород. На юге участка в горизонте кремнеобломочных конгломератобрекчий (т. 31 а) (рис. 3) и в пачке серых плитчатых кремней (т. 31б)

собраны конодонты *Pandorinellina steinhomensis miae* (Bultinck) верхней части пражского яруса.

Участок на левобережье р. Казачья Вязовка

Участок расположен в 4 км к югу от дер. Хмелевка на левом берегу р. Казачья Вязовка. (рис. 2, участок 5). Здесь в структуре меланжа линзовидный блок апогарцбургитовых темно-зеленых серпентинитов обнажается на западном склоне меридионально вытянутой гряды, вершина которой бронируется офикальцитами мощностью 20—30 м. Они тектонически перекрываются кремнями с конодонтами нижнего девона (акчуринская свита). Подошва линзы офикальцитов полого (30°) падает на восток. Подстилающие серпентиниты в зоне до 2 м ниже подошвы пронизаны сетью жил белого кальцита толщиной 5—15 мм. Преобладают жилы, параллельные подошве офикальцитов, перпендикулярные с различными простираниями и косые (45° по отношению к подошве).

Местами ровная подошва офикальцитов нарушается и образует "карманы" глубиной до 60 см. Офикальциты представлены угловатыми, полуокатанными и округлыми псаммитовыми обломками серпентинитов в базальном розовом криптокристаллическом карбонатном цементе. Отсутствие сортировки подчеркивается включениями редких глыб размером до 40—50 см. В глыбах серпентиниты содержат обильные гнезда и жилы белого крупнокристаллического карбоната.

В офикальцитах наблюдаются линзы серо-зеленых серпентинитообломочных брекчий с обломками дресвяной размерности и мелкими, мощностью 5—15 см, линзами вишнево-красных алевролитов. Местами в линзах и прослойках отмечается чередование псаммитовых и алевритовых разностей с градационной слоистостью.

Участок на левобережье р. Терекля

Участок расположен на левом берегу р. Терекля, в 4 км к востоку от дер. Чураево (рис. 2, участок 6) на севере Утягуловской синформы. В ядре мелкой антиформы в видимом основании структуры залегают метаморфизованные элементы офиолитовой ассоциации — в основном полосчатые габбро-амфиболиты. Далее с севера на юг их сменяют неравномерно рассланцованные, будинированные, катаклазированные серпентиниты с линзами массивных хромитовых руд, блоками долеритов дайкового комплекса, расслоенные серпентинитокластовыми тектоносидиментационными породами. В верхней части (5—6 м) серпентиниты пронизаны разноориентированными карбонатными прожилками и перекрываются офикальцитовыми брекчиями двух типов.

В первом серпентинитовые обломки включены в карбонатный цемент, во втором в серпентинитокластовом алевролите и песчаниках содержатся обломки тонкослоистых, похожих на строматолиты карбонатов, которые могут представлять собой бактериаль-

ные маты. Обломки со слоистым карбонатом вытянуты параллельно слоистости. Размер обломков по длинной оси достигает 5—10 см при толщине 0,5—3 см.

Мощность офикальцитов 20 м. На них с неясным контактом полого (аз. пд. 210°, < 30°) залегают афировые базальты (10 м), сменяющиеся серыми и зеленовато-серыми узловато-слоистыми кремнями. В кремнях выше подошвы собраны конодонты *Ancyrodelloides transitans* (Bishoff et Sannemann), *Ozarkodina cf. remsheidensis* (Ziegler) среднего лохкова. Мощность кремней 10—15 м, и выше они срезаются разломом. На противоположном (северном) крыле антиформы в кремнях выше офикальцитов на трех уровнях в интервале 60 м обнаружены эмские комплексы с *Pandorinellina steinhomensis steinhomensis* (Ziegl.) и *Polygnathus* sp. При этом два верхних горизонта разделены пачкой кремнеобломочных конгломератов, гравелитов и песчаников.

Участок на восточном краю Байгускарковского ультрабазитового массива

Участок расположен в долине р. Дергамыш и на левом борту ее долины между дер. Байгускарово и Федоровка (рис. 2, участок 7) на восточном краю Байгускарковского ультрабазитового массива и непосредственно к востоку от него.

Байгускарковский ультрабазитовый массив имеет форму пластины мощностью 3—5 км, которая при ширине около 10 км и протяженности 25 км полого падает на восток [5]. Массив образует здесь структурное основание Присакмаро-Вознесенской зоны, которая вместе с ним полого (~40°) надвинута на метаморфические породы зоны Уралтау [5, 31].

Байгускарковский массив сложен в основном апогарцбургитовыми серпентинитами, реже встречаются дуниты, лерцолиты, верлиты и габброиды. С плутоническими породами ассоциируют разнообразные микститы. В районе дер. Байгускарово, на левом берегу р. Дергамыш, в ядре антиформы обнажаются серпентиниты, офиолитокластовые, полимиктовые и кремнеобломочные микститы, отделенные разломами от ордовикской эффузивной толщи [4].

В 700 м южнее дер. Байгускарово, на левом берегу р. Дергамыш, слои круто (60—80°) падают на северо-восток. От уреза воды в скалах обнажаются: 1 — конгломераты, в том числе и валунные с обломками серпентинитов в серпентинитокластовом матриксе, местами с карбонатным цементом — 12 м; 2 — конгломерато-брекчии с обломками серпентинитов, габбро, кремней — 2 м; 3 — конгломерато-брекчии кремнеобломочные с редкими обломками серпентинитов и габбро, переслаивающиеся с полимиктовыми гравелитами и песчаниками, — 10 м; 4 — кремнистые туфоалевролиты — 3 м; 5 — переслаивающиеся гравелиты, песчаники, алевролиты с градационной слоистостью — 5 м. Далее, после задернованного интервала, наблюдаются выходы вулканогенной толщи. В кремнистых обломках слоя (3) содержится комплекс

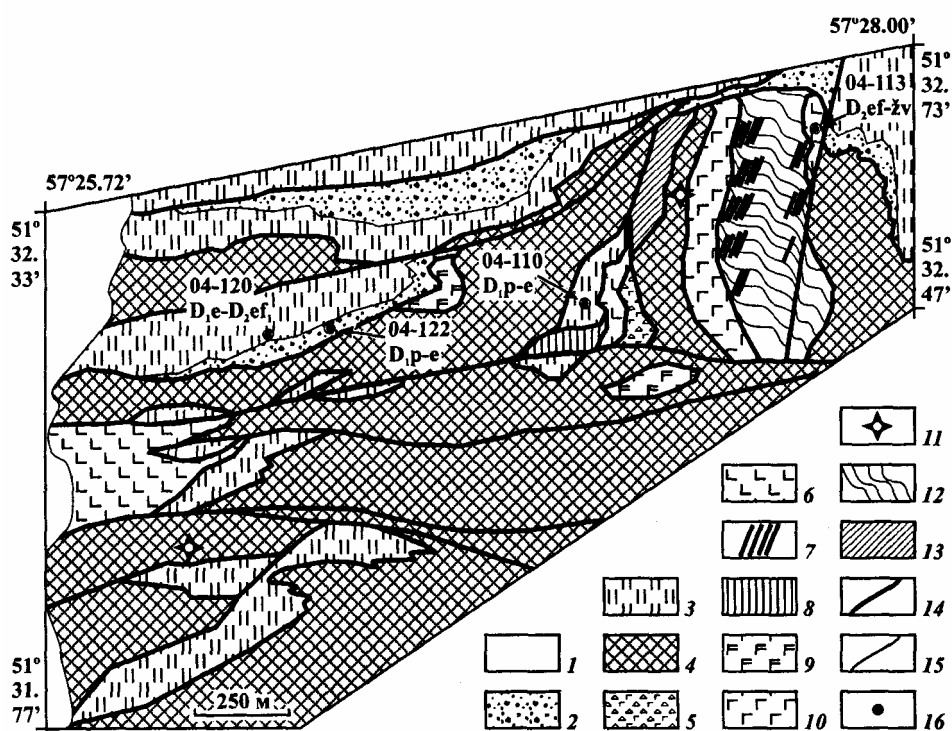


Рис. 4. Схема структуры меланжа к северу от дер. Рамазаново:

1 — четвертичные отложения; 2—3 — акчуринская толща (D_1): 2 — кремнеобломочные конгломератобрекчии и песчаники, 3 — кремни; 4 — расланцованные и массивные серпентиниты, серпентинитообломочные слоистые породы и офикальциты; 5 — конгломератобрекчии с обломками долеритов и плагиогранитов; 6 — подушечные базальты с прослоями кремней; 7 — рои и пакеты долеритовых даек в амфиболитах; 8 — комплекс параллельных даек долеритов; 9 — фрагменты полосчатого комплекса офиолитов: пироксениты, габбро; 10 — массивные габбро; 11 — глыбы плагиогранитов (вне масштаба); 12 — амфиболиты; 13 — амфиболиты и слюдяные кварциты; 14 — тектонические границы; 15 — геологические границы; 16 — номера точек сбора конодонтов и их возраст

конодонтов (т. 1) *Pandorinellina steinhornensis steinhornensis* (Ziegler) — D_{1p_2-e} .

На левом берегу р. Дергамыш, у дер. Байгускарово в структуре сочетаются фрагменты разреза эффузивной толщи ордовика, серпентинитокластовый микстит, представленный офикальцитами, и элементы кремнистых разрезов [1, 4, 6, 31, 32]. Вулканиды и офикальциты прорваны субвулканическими телами кварцевых риолитов каменноугольного (?) возраста.

Детальное описание последовательности и литологического состава офикальцитов приведено в работе А.И. Вознесенского с коллегами [6]. От уреза воды здесь сменяются: 1 — базальты массивные афировые миндалекаменные — 15 м; 2 — офикальциты красные — 2,5 м; 3 — андезиты и андезидациты синевато-серые — 10 м; 4 — базальты подушечные — 7 м; 5 — кремни узловато-слоистые с желваками сургучного и серо-зеленого цвета — 4—5 м; 6 — офикальциты — 65—70 м; 7 — кремни плитчатые красные, серые и зеленые — более 30 м. В кремнях слоя (5) нами собраны среднедевонские конодонты *Polygnathus* ex gr. *linguiformis* Hinde и переотложенные более древние девонские, силурийские и ордовикские формы. В кремнях слоя (7) найдены конодонты зоны *costatus* (D_{2ef_1}) [1, 4].

Вулканиды слоев (1), (3), (4) принадлежат разрезу ордовикской вулканогенной толщи, широкое поле выходов которой примыкает к этому участку. Офи-

кальцитовые конгломератобрекчии неслоистые и в этом пересечении имеют неотчетливую сортировку обломочного материала. В слое (2) размер обломков колеблется в интервале 1—20 см, а в слое (6) достигает размера 1,5x5 м. Среди мелких обломков присутствуют карбонатизированные серпентиниты и карбонаты, а в слое (6) — глинистые силициты с остатками радиолярий и серпентинитокластовые брекчии. Цемент из гидроокислов железа содержит песчано-глинистую массу из зерен и тонко перетертого карбоната, зерна хромшпинели и обломки серпентинита [6]. Форма обломков изменяется от угловатой до округлой.

Рамазановский участок

Участок расположен в 10 км к северу от г. Кувандык на левобережье р. Сакмары, севернее дер. Рамазаново (рис. 4; рис. 2, участок 1). В пределах участка изучено строение фрагмента юго-западного крыла крупной Утягуловской синформы, ядро которой сложено вулканогенным комплексом ордовикского возраста.

Нижняя граница меланжа здесь не обнажена. Меланж перекрыт кремнями и кремнеобломочными породами акчуринской толщи нижнего—среднего девона. Здесь широко распространены офиолитокластовые тектоноседиментационные и осадочные породы. Наибольшим распространением пользуются офикальциты, серпентинитовые гравелиты, гравелито- и конгломератобрекчии. Подчиненное значение имеют серпентинитовые песчаники. Перечисленные образования обладают слабовыраженной стратификацией (аз. пд. 350–20°, < 30–60°).

Офиолитокластовые породы подстилаются карбонатизированными по трещинам массивными апогарцбургитовыми серпентинитами. Серпентиниты перекрываются серпентинитообломочными породами с матриком из перетертого серпентинитового материала. Офикальциты венчают разрез. Размер обломков серпентинитов составляет 0,2—0,6 см в гравелитах (обломки средней степени окатанности), 0,2—5 см в гравелитобрекчиях (обломки различной степени окатанности сочетаются с остроугольными) и 5—70 см в конгломератобрекчиях. Часто толща приобретает пятнистый облик, когда среди гравелито-брекчий со слабовыраженной или отсутствующей слоистостью появляются участки площадью 1—1,5 м², сложенные крупнообломочными конгломератобрекчиями.

В структуре меланжа в пределах участка отмечаются пластины и блоки, сложенные базальтами, туффидами, кремнями, габбровыми брекчиями, плагиогранитами, габброидами, метаморфическими породами — метапелитами и амфиболитами. Последние содержат пакеты комплекса параллельных диабазовых даек с отчетливыми зонами закалки и слагают крупный меридионально ориентированный блок протяженностью 1 км, шириной до 300 м (рис. 4).

Амфиболиты представлены меланократовыми разностями с редкими лейкократовыми прослоями. По ориентировкам полосчатости устанавливаются изоклинальные складки амплитудой в первые метры, с гребневидными замками и юго-западной вергентностью. Преобладают аз. пд. $240\text{—}340^\circ$, $\angle 60\text{—}85^\circ$ и аз. пд. $20\text{—}30^\circ$, $\angle 60\text{—}90^\circ$. Амфиболиты рассечены дайками долеритов. Отмечаются одиночные тела, рои и пакеты "дайка в дайке". Объем даек в структуре уменьшается в восточном направлении от 50 до 1—5%. Выделяются две генерации. Первая представлена мелко-среднекристаллическими долеритами мощностью 1—3 до 7—9 м. Разброс аз. пд. от 90 до 150° , в основном $100\text{—}140^\circ$, $\angle 10\text{—}65^\circ$ (обычно $\angle 20\text{—}30^\circ$). Отмечаются субвертикальные, или противоположные ($280\text{—}320^\circ$), падения и $\angle 70\text{—}90^\circ$. К этой же генерации относятся афанитовые и мелкозернистые жилы мощностью 3—5 до 20—60 см. Вторая генерация образована дайками (0,5—3 м), имеющими аз. пд. $40\text{—}60^\circ$, $\angle 40\text{—}65^\circ$. Реже углы падения более пологие или субвертикальные, иногда с обратными падениями — $120\text{—}140^\circ$, $\angle 70\text{—}90^\circ$.

На западе амфиболиты имеют контакт с изотропными габбро, а на востоке с меланжированным комплексом параллельных даек в серпентинитовом матриксе. Западнее габбро протягивается полоса, в которой амфиболиты сочетаются со слюдяными кварцитами. К востоку от блока с амфиболитами на габброидах с дайками долеритов залегает тонкая, мощностью около 20 м, пластина черных кремней, чередующихся с подушечными базальтами. Кремни содержат *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde эйфельско-живетского уровня. Локально распространены мелкие 3—15 м, глыбы плагиогранитов.

Участок в районе дер. Псянчино

Участок расположен в районе дер. Псянчино (рис. 2, участок 4) на севере западного крыла Блявинской синформы. Пакет тектонических покровов здесь находится в опрокинутом залегании. Наиболее яркой чертой строения участка является широкое развитие метаморфических пород.

Кристаллические сланцы образуют крупный блок, круто падающий на восток, конформно общей структуре. Непосредственно к западу от него залегает пластина, сложенная девонскими кремнями и известняками (акчуринская свита D_{1-2}). На востоке пластина перекрывается пакетом покровов, нижний из которых сложен туфогенно-кремнистой кураганской свитой ордовика и силурийской сакмарской свитами.

Метаморфические породы отделены от соседних покровов зонами лиственитов и лиственитизированных серпентинитов (матрикс меланжа) мощностью 2—7 м. В разрезе блока метаморф, в западной его части, находятся амфиболиты (10 м). Восточнее преобладают сланцы гранат-кордиеритовые с фенгитом, биотитом, роговой обманкой, кварцем и полевым шпатом. Местами присутствует скаполит. Отмечаются редкие кристаллы кианита.

Меланжевые комплексы северной части Присакмаро-Вознесенской зоны

В северной части Присакмаро-Вознесенской зоны, в ее Миндякско-Нуралинском сегменте, меланжи (микститы) структурно связаны с гипербазит-базитовыми массивами лерцолитового типа. В отличие от южных структур в меланжах Миндякско-Нуралинского сегмента офикальциты не установлены. Здесь и в Кракинском аллохтонах (рис. 1), где меланжи также ассоциируют с массивами лерцолитового типа, в меланжах отмечаются блоки гранатовых пироксенитов [16, 20, 30]. Наиболее полно изучены их выходы в районе Миндякского массива. Нами эти породы обнаружены в 70 км севернее на простирании ГУРа, западнее дер. Бурангулово (восточнее дер. Кирябинское) (рис. 5).

Район Миндякского массива

Миндякский массив обрамлен плохо обнаженным меланжем с блоками габбро, амфиболитов, долеритов и кремнистых пород.

Проведенные нами исследования показали, что вершину небольшой горы, расположенной в полосе выходов меланжа, в 1 км юго-восточнее дер. Абсальямово (район северного окончания Миндякского массива), слагают желтые просвечивающие кремни. В них были обнаружены конодонты *Ozarkodina remscheidensis* cf. *eosteinhornensis* (Walliser), *Panderodus* sp. Комплекс принадлежит пограничному интервалу пржидольского и лохковского ярусов силура и девона, а эти породы могут быть сопоставлены с ильтибановской толщей, развитой севернее [10].

В структуре Миндякского массива установлено налегание на серпентинизированные лерцолиты брекчий, состоящих из разноразмерных блоков гранатовых пироксенитов и слагающих линзу размером 20—130x70 м. С востока брекчии имеют тектонический контакт с верлитами и пироксенитами [30].

Детальное изучение гранатовых пироксенитов показало, что клинопироксен-гранатовое равновесие в них было установлено примерно при давлении 20 кбар и температуре 1000°C [20]. По цирконам наиболее чистой фракции из гранатовых пироксенитов U—Pb-изотопный анализ дал значения 410 ± 5 млн лет для времени заключительной кристаллизации [30].

Здесь и в других районах этого сегмента Присакмаро-Вознесенской зоны (ГУР) вдоль восточных краевых частей офиолитовых массивов описываются

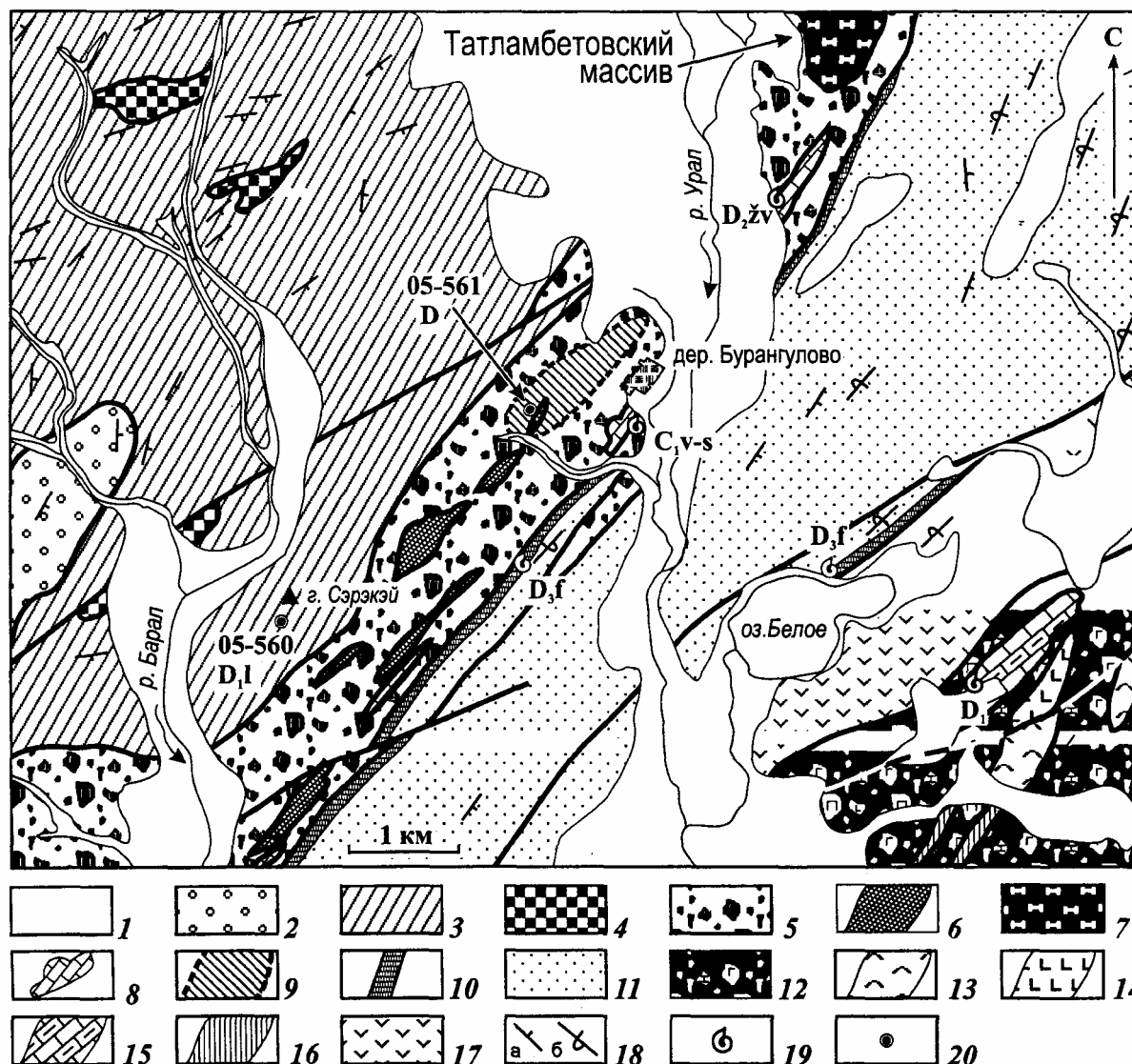


Рис. 5. Схема геологического строения Бурангуловского участка (составлена с использованием картографических материалов В.И. Козлова, И.С. Анисимова и др.):

1 — рыхлые кайнозойские отложения; 2 — аркозовые и полимиктовые метаконгломераты, метагравелиты, метапесчаники (верхнерифейская (?) мазаринская свита); 3 — неравномерно метаморфизованные глинисто-кремнистые силурийско (?)-нижнедевонские образования (аналоги ильтибановской свиты); 4 — неравномерно метаморфизованные меланжированные ультрабазиты, местами превращенные в тальковые сланцы; 5—9 — "Западная" полоса серпентинитового меланжа: 5 — серпентинитовый матрикс меланжа, 6—9 — блоки и пластины в структуре меланжа, сложенные: 6 — кремнистыми породами (радиоляритами, фтанитами, кремнистыми алевролитами), 7 — перидотитами (лерцолитами), 8 — известняками с визейско-серпуховской и живетской фауной, 9 — ареал развития блоков гранатовых пироксенитов в структуре "Западной" полосы меланжа; 10—11 — "Верхний" покров: 10 — горизонт кремнистых пород с конодонтами франа, 11 — ритмичное переслаивание полимиктовых песчаников, алевролитов и кремнистых алевролитов (зилаирская свита фамен-турнейского (?) возраста); 12—16 — "Восточная" полоса серпентинитового меланжа: 12 — серпентинитовый (аподунитовый и апогарцбургитовый) матрикс меланжа, 13—16 — блоки и пластины в структуре меланжа, сложенные: 13 — туфами и туффитами, 14 — базальтами и диабазами, 15 — нижнедевонскими мраморизованными известняками, 16 — кремнистыми породами; 17 — пироксен-плаггиоклазовые порфириды и разнообломочные туфы (ирендыкская (?) свита эмса—Эйфеля); 18 — залегание слоистости: а — наклонное, б — опрокинутое; 19 — места находок фаунистических остатков и их возраст; 20 — номера точек сбора коноднтов и их возраст

тела габбро-диоритов и диоритов, интрузирующие ультрабазиты, верлиты и пироксениты [29, 30].

Кирибинско-Бурангуловский участок

Кирибинско-Бурангуловский участок располагается на правом берегу долины самого верхнего течения р. Урал, между деревнями Кирибинское и Бурангулово, в районе южного окончания Татламбетовского

гипербазит-базитового массива лерцолитового типа (рис. 5).

В районе между деревнями Кирибинское и Бурангулово полоса меланжа ("Западная" полоса) простирается к юго-западу от Татламбетовского офиолитового массива лерцолитового типа и имеет ширину более 1 км (рис. 5). На северо-западе меланж тектонически перекрыт рассланцованными кремнистыми и глинисто-кремнистыми сланцами.

В меланже, в 750 м к западу от южного окончания дер. Бурангулово (т. 05-561, рис. 5), нами обнаружены разноразмерные блоки гранатовых пироксенитов. Размеры этих блоков достигают 5—10 м в поперечнике. В меланже присутствуют также мелкие блоки пироксенитов, массивных серпентинизированных гарцбургитов, гранатовых амфиболитов, базальтов и серых кремней. В последних в т. 05-561 обнаружены девонские конодонты плохой сохранности. Матриком служат рассланцованные серпентиниты. Участок меланжа с блоками гранатовых пироксенитов в виде разрозненных выходов среди серпентинитов прослеживается по простиранию в северо-восточном направлении на 1 км.

Породы перекрывающего меланж покрова обнажаются у юго-восточного подножия горы Сэрэкэй. Отмеченный покров образован рассланцованными, смятыми в плейчатые складки бурыми алевролитами с линзами и прослойками мелкозернистых кварцевых песчаников. Ширина их выхода здесь достигает 200 м. На вершине горы Сэрэкэй (т. 05-560) обнажаются рассланцованные и катаклазированные кремни с многочисленными раннедевонскими (лохковскими) *Belodella cf. striata* Kozur, *B. cf. resima* (Philip), *Ozarkodina denckmanni* Ziegler и переотложенными раннесилурийскими конодонтами — *Dapsilodus obliquicostatus* (Branson et Mehl), *Distomodus cf. kentuckyensis* Branson et Branson. Ширина выхода кремней не менее 300 м.

Западнее увеличивается степень метаморфизма кремнистых, терригенных и терригенно-кремнистых пород. В 2 км севернее горы Сэрэкэй в придорожных карьерах вскрыты ядра мелких антиформных складок, сложенные оталькованными серпентинитами, на которых залегают сланцы. Находки раннедевонских конодонтов в линзах кремней этого структурного уровня отмечались юго-западнее хр. Калкан, в опорном разрезе ильтибановской толщи, представленной чередующимися кремнистыми сланцами, песчаниками, алевролитами и кремнями [10]. Контакты толщи с другими комплексами тектонические.

Юго-восточнее, структурно выше меланжа, располагается смятый в синформу тектонический покров ("Верхний" покров), разрез которого начинается с кремнистой толщи франского возраста и наращивается туфогенным и граувакковым флишем зилаирской серии. Вблизи подошвы "Верхнего" покрова в меланже присутствуют линзовидные блоки карбонатных пород с брахиоподами визейско-серпуховского возраста и живетских мшанковых известняков.

Далее на восток, вплоть до подножия хр. Ирендик, в широкой полосе распространен меланж ("Восточная" полоса) из пород офиолитовой ассоциации гарцбургитового типа ордовикского возраста и кремнисто-базальтовый поляковский комплекс ордовика—нижнего силура [10, 27, 38]. Кремнисто-базальтовый комплекс стратиграфически "запечатан" нижедевонской мансуровской толщей, находящейся в основании разреза девонской островодужной серии.

Офикальцитовые и офиолитокластовые микститы в структуре серпентинитовых меланжей

Офикальциты широко распространены в структуре меланжей Сакмарской и южной части Присакмаро-Вознесенской зоны, в то же время, как уже было отмечено, в меланжах Миндяско-Нуралинского сегмента Присакмаро-Вознесенско» зоны офикальциты не установлены. Также они не отмечены в меланже, образующем структурное основание Западно-Магнитогорской зоны. Что касается офиолитокластовых микститов, то они достаточно широко представлены в структуре меланжей Сакмарской и южной части Присакмаро-Вознесенской зоны. Кроме того, как единичные случаи их находки отмечаются как на севере Присакмаро-Вознесенской зоны, так и в меланже основания Западно-Магнитогорской зоны. В качестве примеров можно привести соответственно изолированные выходы офиолитокластовых конглобрекций среди серпентинитов, расположенные в 1 км к западу от дер. Ильчигулово и на западной окраине дер. Абзаково.

В целом офикальциты характеризуются наличием абсолютно несоортированного как по размеру, степени окатанности, так и по степени проявления гидротермальной переработки обломочного материала, заключенного в светло-серый, лилово-розовый и вишнево-красный карбонатный цемент.

На Байгускаровском участке размер обломков колеблется от первых миллиметров до 1,5 м. Хорошо окатанные гальки здесь сочетаются с остроугольной дресвой и щебнем. Состав обломков также различен: и остроугольные, и окатанные различны сложены как апогарцбургитовыми серпентинитами, так и темно-красными, полностью гидротермально измененными карбонатизированными серпентинитами. Крупные (более 10—15 см) гальки последних в центральных частях содержат реликты апогарцбургитовых серпентинитов. Этими же породами сложены крупные (от 30 до 150 см) угловатые и полуокатанные глыбы, распределенные в офикальцитах без видимых закономерностей. Обломочные породы пронизаны сетью карбонатных прожилков. Наиболее четкую систему (аз. пд. 230°, $\angle 15-65^\circ$) имеют ветвящиеся прожилки белого, светло-серого зернистого кальцита мощностью от 0,5 до 15, обычно 1—6 см.

Часто (например, на Тереклинском, Кызымбадском, Рамазановском и других участках) офикальциты разделены серпентинитовыми сланцами на блоки размерами от 5—7 до 50—60 м и незакономерно чередуются с блоками, образованными кремнями, кремнистыми туффитами, кремнеобломочными породами и габбровыми — габбро-диабазовыми конгломератобрекчиями. Серпентинитовые сланцы — черные, темно-зеленые, серо-желтые, в большинстве случаев представляют собой породы, состоящие из крупных (10—12 см) линзовидно-ромбовидных в сечении, притертых друг к другу чешуи. Видимая мощность сланцевых зон более 0,6—2 м, в них часты угловатые

клиновидные и закатанные веретенообразные включения апогартбургитовых серпентинитов.

Проведенное изучение состава карбонатного вещества из офикальцитов, офикальцитовых брекчий и матрикса офиолитокластов дало следующие результаты. Состав карбоната матрикса офиолитокластовых конгломератов в Байгускарковском меланже, по данным рентгено-структурного анализа, отвечает кальциту. Тонкослоистые карбонаты обломков на левом берегу р. Терекля, по данным микрозондового анализа, также отвечают кальциту. Содержание Са колеблется в них в пределах 49,412—50,563%, содержание Fe, Mg, Mn не превышает 1%. Карбонат, развивающийся по серпентинитовым обломкам, также отвечает кальциту с содержанием Са 51,296—51,613%. Но здесь увеличивается содержание Mg — 1,496—1,852% и Fe — 0,173—3,248%. Карбонаты матрикса отвечают кальциту и сходны с микрослоистыми карбонатами обломков.

Изучение изотопного состава углерода и кислорода карбонатов офикальцитов, проведенное Б.Г. Покровским (ГИН РАН), свидетельствует о низкой температуре образования карбоната, а также о том, что образование его происходило без участия раковин планктона. В частности, для карбонатов различного типа из Байгускарковского меланжа (аналитический материал А.А. Савельева по 10 пробам) $\delta^{18}\text{O}$ составляет 26,1—29,1, а $\delta^{13}\text{C}$ — 0,4—0,8. Для офикальцитов из разреза у руч. Терекля $\delta^{18}\text{O}$ — 19,6, $\delta^{13}\text{C}$ — 0,7. Для безрудных офикальцитов Ишкининского месторождения $\delta^{18}\text{O}$ — 18,8, $\delta^{13}\text{C}$ — -2,2. Температура формирования карбонатов, по-видимому, не превышала +5...+7°C.

С офиолитокластовыми микститами в структуре Байгускарковского массива связано кобальт-медное колчеданное месторождение Дергамыш. К такому же типу принадлежит месторождение Ишкининское в восточной части Халиловского массива. Оба месторождения относятся к атлантическому типу [7]. В оруденелых серпентинитокластовых брекчиях месторождения Дергамыш отмечается градационная слоистость. Формирование руд связано с высокотемпературными гидротермальными процессами. Re—Os-изотопные данные по сульфидным рудам месторождения Дергамыш указывают на возраст 366 ± 2 млн лет [43].

В завершение отметим, что офикальциты Южного Урала по ассоциации с ультрабазитами, текстурным и структурным особенностям и составу идентичны офикальцитам Апеннин, типового для этих пород региона. Там они описываются как тектоногидротермальные, частично переработанные в осадочные брекчии [39]. Считается, что офикальциты маркируют выход серпентинизированных пород верхней мантии на дно бассейна. Отмечается, что апеннинские офикальциты имеют сходство с офикальцитами, которые драгируются в Центральной Атлантике из зон вблизи пересечения трансформных разломов Романш, Вима и Срединно-Атлантического хребта [40].

Метаморфические породы в структуре серпентинитовых меланжей

В строении серпентинитовых меланжей на Южном Урале, особенно в меланжах Сакмарской и южной части Присакмаро-Вознесенской зоны, достаточно широко и разнообразно представлены метаморфические породы — метапелиты и метабазиты.

Метаосадочные породы

Метаосадочные породы (метапелиты и метааркозы) образуют фрагменты тектонических покровов в структуре серпентинитового меланжа. Разноразмерные блоки и пластины, сложенные метапелитами, установлены на участке в районе дер. Псянчино (рис. 2, участок 4), на Рамазановском участке (рис. 4; рис. 2, участок 1), в ядре Рысаевской антиформы [26], к югу от ст. Сарбаево, в районе дер. Молоканка, Хмелевка (рис. 3; рис. 2, участок 3) и в других местах. Кроме того, Метаосадочные породы известны в пластинах, подстилающих Хабарнинский и Кемпирсайский массивы офиолитов [2, 3, 20].

Как правило, Метаосадочные породы сближены с блоками и пластинами метабазитов (амфиболитов). Наиболее крупная тектоническая линза (400x2000 м), выявленная и изученная нами, находится в районе дер. Псянчино (рис. 2, участок 4). Метапелиты образуют здесь крупный тектонический блок, сложенный кристаллическими сланцами, среди которых преобладают гранат-кордиеритовые с фенгитом, биотитом, роговой обманкой, кварцем и полевым шпатом. Местами в породах присутствуют скаполит и кианит. Судя по минеральным парагенезисам, метаморфизм соответствует эпидот-амфиболитовой, местами, очевидно, гранулитовой фации. Состав гранатов отвечает в основном альмандину. Редко отмечается спессартин.

Оценки термобарометрии пока недостаточны и могут считаться предварительными. По гранатам и кордиериту получены значения температуры от 600 до 883°C при давлениях 8—10 кбар. По краевым частям зерен граната и белой слюде устанавливается температура ретроградного метаморфизма — 477—631°C.

В породах почти повсеместно проявлен диафторез хлоритовой субфации, установленный по развитию стильпномелана по биотиту, хлоритизации и актинолитизации роговой обманки. Первичными породами являются аркозовые песчаники, граувакки, глинисто-сидеритовые породы, эвапориты.

Метабазиты

Метабазиты развиты в структуре меланжей достаточно широко. Они, в частности, установлены на востоке Рамазановского участка (рис. 4; рис. 2, участок 1), где ими сложен гигантский блок (1x0,3 км) субмеридионального простирания, в котором амфиболиты вмещают пакеты комплекса параллельных даек.

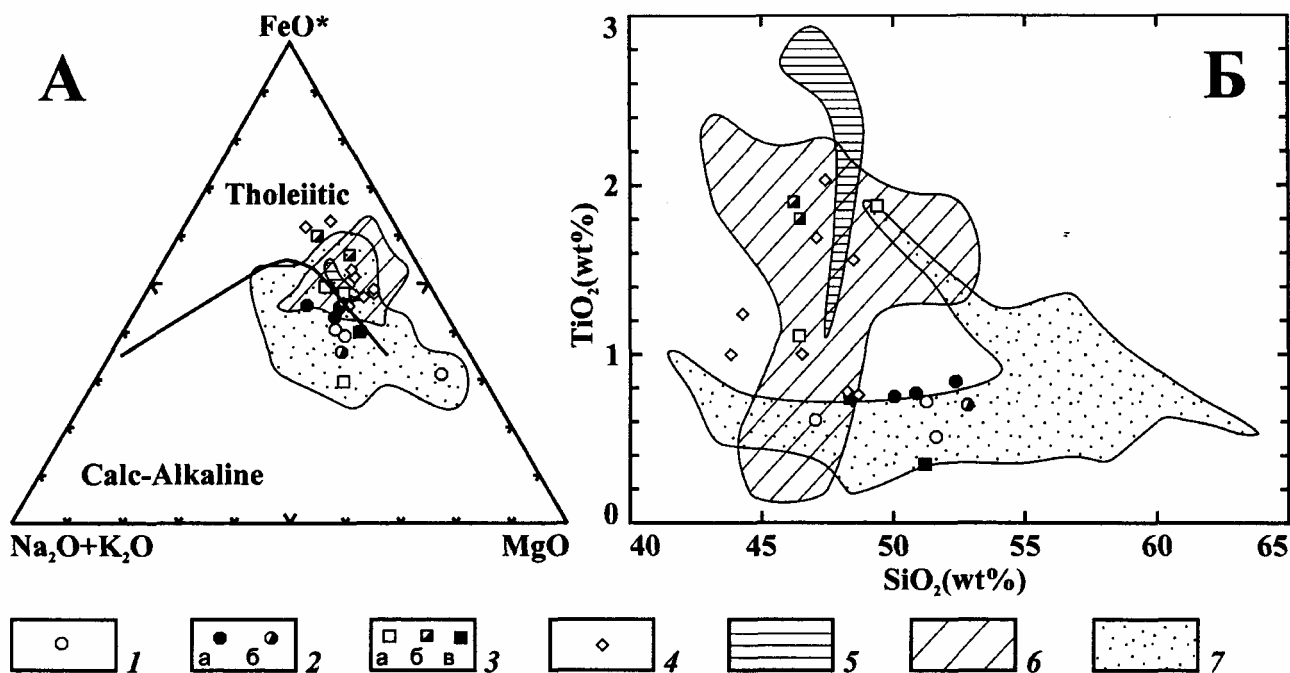


Рис. 6. AFM диаграмма (А), по [45], и диаграмма SiO₂—TiO₂ (Б):

1—4 — фигуративные точки: 1 — массивные габбро, меланж вблизи дер. Рамазаново; 2 — дайки долеритов: а — в меланже вблизи дер. Рамазаново, б — в меланже к юго-западу от дер. Новая Ракитянка; 3, 4 — амфиболиты: 3: а — в меланже вблизи дер. Рамазаново, в — в меланже к юго-западу от дер. Новая Ракитянка, 4 — юго-восточного обрамления Хабаровинского массива (по [1]); 5—7 — поля фигуративных точек: 5 — амфиболиты северо-западного обрамления Хабаровинского массива (р-н балки Сучково) (по [36], 7 проб), 6 — зеленые сланцы, там же (по [36], 23 пробы), 7 — основные и средние породы дайково-лавового комплекса Хабаровинской офиолитовой ассоциации (из коллекции А.А. Разумовского, 96 проб)

На северном крыле Блявинской синформы к юго-западу от дер. Новая Ракитянка (рис. 2, участок 2) амфиболиты находятся в окружении такситовых габбро. Габбро густо инъецированы жилами долеритов разнообразной ориентировки. Полосчатость амфиболитов имеет аз. пд. 200—240°, ∠20—40°. Они содержат пакеты даек с двумя преобладающими ориентировками — аз. пд. 320—340°, ∠60—80 и 85—90°, ∠40-60°.

Отдельные изолированные выходы амфиболитов установлены в ядре Рысаевской антиформы [26], к югу от ст. Сарбаево, в районе дер. Псянчино (рис. 2, участок 4) и в других местах.

Породы метабазитового состава известны в тектонических пластинах, подстилающих Хабаровинский и Кемпирсайский массивы офиолитов [1, 14, 20, 36]. Амфиболиты некоторыми авторами рассматриваются как образованные при обдукции или субдукции. Метаморфические породы, развитые в подошве офиолитов на юго-востоке Хабаровинского массива, и сами офиолиты прорваны восточнотихоокеанским дунит-клинопироксенит-вебстерит-габброноритовым и синхронным им молостовским клинопироксенит-габбро-гранитным комплексами. Считается, что интрузии определяют верхний возрастной предел обдукции, приходящейся на средний или поздний девон [18, 20]. В качестве возможной причины проявления метаморфизма рассматриваются структурно-вещественные перестройки на фронте горячего надвига [2, 3]. При этом, однако, нельзя пока абсолютно исклю-

чить в качестве причины метаморфизма результат контактового воздействия интрузий.

Амфиболиты по составу отвечают базальтам. В Рамазановском меланже они принадлежат толеитовой, а вблизи дер. Новая Ракитянка — известково-щелочной сериям (рис. 6). Амфиболиты в р-не дер. Псянчино занимают промежуточное положение между этими сериями. Амфиболиты района дер. Рамазаново близки по составу некоторым группам метабазитов, характеризующимся повышенной титанистостью, которые тектонически подстилают Хабаровинский и Кемпирсайский массивы [1, 14, 36].

Амфиболиты, подстилающие офиолиты на северо-западе Хабаровинского массива (район балки Сучково), по составу сопоставимы с океаническими субщелочными базальтами [36]. В строении юго-восточного участка развития метаморфитов подошвы Хабаровинского массива (рис. 2) участвуют ортоамфиболиты, гранатовые амфиболиты, а также кварциты и кварцитогнейсы — первично-терригенные породы [1]. Субстратом для ортоамфиболитов этого блока по петрогеохимическим особенностям предполагаются внутриплитные базальтоиды переходного между континентальными и океаническими типа [3].

Возраст метаморфизма для части амфиболитов восточного обрамления Хабаровинского массива имеет значение 415±5 млн лет [18]. Возможно, амфиболиты этого района принадлежат к различным группам, и их метаморфизм характеризует разные геодинамические обстановки и отличается по возрасту.

Обсуждение результатов

В структуре серпентинитовых меланжей на Южном Урале широко распространены глубинные магматические и метаморфические породы, а также образования, формировавшиеся на дне бассейна с океанической корой. Это кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы, а также породы, образованные за счет гидротермальной переработки, разрушения и переотложения мантийных и коровых плутонических пород, выходящих на дне бассейна (офиолитокластовые псефитовые и псаммитовые накопления, а также офикальциты).

Кремнисто-базальтовые комплексы, относящиеся к верхней части разреза офиолитов, широко распространены в рассматриваемом регионе начиная с ордовика. Это поляковский (O_1a-S_1) комплекс в Западно-Магнитогорской зоне [10, 27] и акайская (O_2) свита, распространенная в южной (Казахстанской) части Сакмарской зоны (западнее Кемпирсайского гипербазитового массива) [8]. Начиная со среднего ордовика формируются дифференцированные известково-щелочные комплексы — Губерлинская островная дуга. В позднем ордовике преобладает контрастная базальт-риолитовая колчеданосная серия [26]. Происхождение таких вулканических серий обычно связывается с рифтогенезом островных дуг [44]. На этом основании мы полагаем, что в раннем силуре Губерлинская дуга прекращает свое существование и ее комплексы перекрываются базальтами, имеющими геохимические характеристики MORB [4]. Девонская Магнитогорская дуга не имеет в своем основании ордовикских островодужных образований, т.е. зона надсубдукционного вулканизма в девоне мигрировала в сторону от прекратившей существование ордовикской дуги.

В строении меланжей значительную роль играют грубообломочные первично-осадочные и тектоноосадочные накопления — псефитовые офиолитокластовые микститы и офикальцитовые брекчии. Очевидно, что для их накопления необходим расчлененный рельеф.

Известно, что в современных океанах (бассейнах океанического типа) расчлененный рельеф характерен для зон медленного спрединга и зон трансформных разломов. В частности, это установлено в зонах пересечения Срединно-Атлантического хребта трансформными разломами Романш и Вима, откуда драгируются офикальцитовые брекчии [40, 41]. Это позволяет нам предположить, что и палеозойские офиолитокластовые микститы, и офикальцитовые брекчии Южного Урала могли иметь океаническое происхождение.

Кобальт-медные колчеданные месторождения Южного Урала также позволяют сравнивать комплексы меланжей с образованиями, характерными для зон медленного "сухого" спрединга Центральной Атлантики, в которых обнажаются серпентинизирующиеся перидотиты и известны гидротермальные руд-

ные поля. Для этих же зон характерны метановые факелы [21]. Именно окисление метана могло послужить источником большого объема углекислоты, связанной в карбонатах офикальцитов.

В сложении меланжей достаточно широко участвуют блоки и пластины метаморфических пород — метабазитов и метаосадочных пород (метапелитов и метааркозов). Кроме того, метаморфические породы образуют местами и структурное основание крупных офиолитовых массивов (Хабарнинского и Кемпирсайского). Часто амфиболиты образуют единые блоки, или тектонические пластины с метаосадочными породами, а метаморфизм в таких ассоциациях достигает гранулитовой фации.

Возможно, протолит метабазитов и метапелитов (метааркозов) характеризует тремадокский рифтогенный процесс на континентальной окраине. Этот рифтогенез предвещал раскрытие океанического бассейна, которое устанавливается начиная уже с аренига [26].

Возраст метаморфизма амфиболитов восточного обрамления Хабарнинского аллохтона оценивается в 415 ± 5 млн лет [18], т.е. находится вблизи границы силура и девона. Ближе к этому уровню относятся датировки гранатовых пироксенитов, ассоциирующихся с лерцолитами массива Миндяк — 410 ± 5 млн лет [30].

Наиболее молодые образования, включаемые в состав офиолитовой ассоциации лерцолитового типа, — габбро-диориты и диориты, распространенные к востоку от массива Нурали, охарактеризованы изотопно-геохронологическими данными, полученными по навескам магматического циркона. Конкордантный изотопный U—Pb-возраст диоритов из этой ассоциации составил 399 ± 2 млн лет [35, 37].

Гранатовые ультрамафиты и проявления гранулитового метаморфизма для некоторых коллизионных поясов связываются с внедрением внутридугового мантийного диапира и рифтогенезом в структуре дуги [41]. Возможно, такая интерпретация применима к геодинамике рассматриваемых комплексов Южного Урала.

Плутонические комплексы Хабарнинского массива имеют девонские датировки, и возраст самых молодых образований определяется как 360 млн лет [18, 20, 45]. Датировки магматических комплексов Хабарнинского массива хорошо согласуются с девонским возрастом кремнистых и кремнисто-базальтовых комплексов на Южном Урале, а также с возрастом доаккреционных микститов в структуре меланжа [1, 11, 26].

Специально следует отметить, что в меланже существуют блоки амфиболитов, содержащих неметаморфизованный комплекс параллельных даек. Это может означать, что амфиболиты в процессе активной эволюции бассейна располагались вблизи зоны спрединга. Долериты лайкового комплекса принадлежат известково-щелочной серии и имеют сходство состава с той группой даек и базальтов Хабарнинско-

го массива, содержание MgO в которых не превышает 8% [19, 24].

Выводы

1. В современной структуре Южного Урала широко распространены меланжевые комплексы. По характеру соотношения с разнотипными офиолитами региона меланжи разделяются на связанные с офиолитами гарцбургитового или лерцолитового типа.

2. Меланжи испытали многоэтапную деформацию, проявляющуюся в различных геодинамических обстановках (начиная с самых древних): 1) в раннем—среднем девоне — приращение тектонических пластин к структуре аккреционной призмы; 2) в позднем девоне — при коллизии дуги и пассивной окраины Восточно-Европейского кратона — обдущивание комплексов; 3) в позднем палеозое — шарьирование вместе с другими, в том числе каменноугольными, комплексами на край Восточно-Европейского кратона при его коллизии с Казахстанским эпикаледонским континентом.

3. Практически повсеместно в структуре меланжей, связанных с гарцбургитовым типом ультрабазитов, распространены блоки офикальцитов. Они слагают линзовидные тела среди серпентинитов или серпентинитообломочных микститов. Нормальные соотношения офикальцитов и серпентинитов сохраняются редко.

4. В структуре меланжа значительный объем занимают доаккреционные микститы. Это различные офиолитокластовые накопления, в том числе офикальциты. Офикальциты, скорее всего, имеют девонский возраст, так как обычно ассоциируют с нижне-среднедевонскими кремнями. Определенно сделать такой вывод нельзя, так как контакты кремней и офикальцитов тектонизированы. Re—Os-изотопные данные по сульфидным рудам месторождения Дергамыш, связанным с обломочными породами типа офикальцитов, указывают на возраст 366 ± 2 млн лет [43]. Уверенно доказывается возраст габбровых конгломератобрекчий, которые расслоены алевролитами, содержащими эйфельские конодонты [26].

5. В Сакмарской зоне серпентинитовые меланжи приурочены к структурному уровню, расслаивающе-

му покровы, сложенные преимущественно батиальными комплексами ордовика—девона, и покровы одновозрастных им кремнисто-базальтовых, контрастных и дифференцированных серий.

6. Образование протолита метаморфических пород, известных в подошве Хабарнинского массива и в блоках меланжа, мы вслед за Е.В. Пушкаревым и А.П. Бирюзовой связываем с раннеордовикским рифтогенезом на краю пассивной окраины [2, 3]. Утоненные при рифтогенезе блоки этих пород вследствие изменения положения зон спрединга могли быть включены в структуру бассейна.

7. Метаморфизм с появлением гранулитов, на наш взгляд, можно интерпретировать как результат столкновения блока с островной дугой и следующими за столкновением событиями. В частности, прекращением субдукции, последующим разрывом субдуцированной плиты и внедрением в образованное "окно" мантийного диапира, обусловившего высокий тепловой поток и метаморфизм. Этим событиям соответствуют комплексы прекратившей существование в ордовике Губерлинской островной дуги и гипербазит-базитовых массивов лерцолитового типа с ассоциирующими гранатовыми пироксенитами. Рифтогенез и разрушение дуги обусловили помещение блоков метаморфических пород в девонскую зону спрединга и насыщение их пакетами комплекса параллельных даек.

Авторы выражают признательность коллегам, принимавшим участие в совместных полевых работах на Урале на разных этапах их проведения, — Д.В. Борисенку, Е.А. Матвеевой, Е.И. Пилюшкиной, А.В. Позднякову, Ц. Ротенмунду, С.В. Руженцеву и др., а также К.Е. Дягтереву за организационную поддержку проведенных исследований, предварительное знакомство с рукописью и сделанные ценные замечания. Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН № 10, РФФИ (проекты № 04-05-65093, 05-05-65067), а также при финансовой поддержке Федерального агентства по науке и инновациям Министерства образования и науки РФ (тема № 2006-РП-160.006.104).

ЛИТЕРАТУРА

1. Аристов В.А., Борисенко Д.В., Руженцев С.В. Конодонтовая стратиграфия девонских отложений западного склона Южного Урала // Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал. М, 2005. С. 36-55.

2. Бирюзова А.П., Пушкарев Е.В. О химическом составе амфиболитов восточного обрамления Хабарнинского массива на Южном Урале // Ежегодник-2004: Информац. сб. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 2005. С. 106-112.

3. Бирюзова А.П., Пушкарев Е.В. Фрагменты гранулитовой ассоциации в подошве офиолитовых надвигов Сакмарской зоны Южного Урала (на примере Хабарнинского массива) // Метаморфизм, космические, экспериментальные и

общие проблемы петрологии: Мат-лы Междунар. (X Всероссийского) петрограф. совещ. Т. 4. Апатиты, 2005. С. 56—58.

4. Борисенко Д.В., Рязанцев А.В. Вулканогенные комплексы нижнего палеозоя в области сочленения Сакмарской и Присакмаро-Вознесенской зон Южного Урала // Очерки по региональной тектонике. Т. 1: Южный Урал. М., 2005. С. 135-153.

5. Вализер П.М., Зайков В.В., Зайкова Е.В. и др. Путеводитель к полевым геологическим маршрутам на территории Южного Урала рабочих групп 2.1 и 2.2 летом 1985 г. Свердловск, 1985. 86 с.

6. Вознесенский А.И., Квиннер А.Л., Коротеев В.А. и др. Нижнедевонская переотложенная серпентинитокластовая

кора выветривания (Южный Урал) // Литол. и полез. ископ. 2003. № 3. С. 227-236.

7. *Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В.* и др. Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс, 2001. 315 с.

8. *Иванов К.С.* О возрасте офиолитов Кемпирсайско-Хабарнинской ассоциации Урала // Формационное расчленение, генезис и металлогения ультрабазитов. Свердловск, 1988. С. 65-74.

9. *Калинина Е.А., Рязанцев А.В., Дубинина С.В.* Структурное положение, состав и возраст офиолитокластовых микститов Сакмарской зоны Южного Урала // Современные вопросы геологии: Мат-лы молодежной конференции 3-й Яншинские чтения. М., 2003. С. 18—22.

10. *Маслов В.А., Артюшкова О.В.* Стратиграфия палеозойских образований Учалинского района Башкирии. Уфа, 2000. 140 с.

11. *Маслов В.А., Черкасов В.Л., Тищенко В. Т.* и др. Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала. Уфа, 1993. 217 с.

12. *Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С.* и др. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала // Проблемы теоретической и региональной тектоники. М., 1971. С. 9—24.

13. *Перфильев А.С., Руженцев С.В.* Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах // Геотектоника. 1973. № 3. С. 14—26.

14. *Перцев А.Н., Савельев А.А.* Габбро-амфиболиты в подошве офиолитов Кемпирсайского массива на Южном Урале: петрологические и тектонические аспекты формирования // Геотектоника. 1994. № 3. С. 21-35.

15. *Пучков В.Н.* Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа, 2000. 146 с.

16. *Пучков В.Н., Иванов К.С.* Гранатовые пироксениты массивов Крака // Метаморфические комплексы Урала. Свердловск, 1982. С. 27—29.

17. *Пушкарев Е.В., Гуляева Т.Я.* Высокобарические гранатовые гипербазиты Миндякского массива на Южном Урале // Ежегодник-1994: Информац. сб. ИГ УрО РАН. Екатеринбург, 1995. С. 82-86.

18. *Пушкарев Е.В., Калеганов Б.А.* К—Аг-датирование магматических комплексов Хабаровинского габбро-гипербазитового массива (Южный Урал) // ДАН. 1993. Т. 328, № 2. С. 241-245.

19. *Пушкарев Е.В., Хазова Н.А.* Комплекс параллельных даек Хабаровинского массива: спрединг в условиях океанического хребта или островной дуги? // Ежегодник ИГГ-1990. УрО АН СССР. Свердловск, 1991. С. 40-43.

20. *Пушкарев Е.В., Чант Р., Тэйлор Р.* Возраст габбро-ультрамафитового магматизма, завершающего обдукцию офиолитов в Сакмарской зоне Южного Урала по данным Sm-Nd изотопии // Ежегодник-2004. ИГ УрО РАН. Екатеринбург, 2005. С. 283-289.

21. *Разницин Ю.Н.* Роль тектонической расслоенности литосферы в образовании связанных с ультрабазитами гидротермальных полей и метановых факелов в Атлантическом океане // Геотектоника. 2003. № 6. С. 3-17.

22. *Разумовский А.А.* Геологическое строение подошвы Хабаровинского аллохтона (западный фрагмент, участок в междуречье рр. Губерля — Чебакла) // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей: Мат-лы Междунар. науч. конф. (X чтения А.Н. Заварицкого). Екатеринбург, 2004. С. 148-152.

23. *Разумовский А.А.* Геологическое строение подошвы Хабаровинского аллохтона (западный фрагмент, участок на р. Урал) // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей: Мат-лы Междунар. науч. конф. (X чтения А.Н. Заварицкого). Екатеринбург, 2004. С. 152—156.

24. *Разумовский А.А., Астраханцев О.В.* Структурные особенности дайкового комплекса офиолитовой ассоциации Хабаровинского массива // Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал. М., 2005. С. 179-212.

25. *Руженцев С.В.* Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение) // Тр. ГИН АН СССР. 1976. Вып. 283. 172 с.

26. *Рязанцев А.В., Борисенко Д.В., Дубинина С.В.* и др. Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе Медногорских колчеданных месторождений // Очерки по региональной тектонике. Т. 1. Южный Урал. М., 2005. С. 84-135.

27. *Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Курковская Л.А.* Ордовикский кремнисто-базальтовый комплекс Южного Урала и его связь с офиолитами // Общие и региональные вопросы геологии. Вып. 1. М., 1999. С. 5—23.

28. *Рязанцев А.В., Калинина Е.А., Матвеева Е.А.* Реконструкция ордовикской островной дуги, девонского бассейна с медленным "сухим" спредингом и модель коллизии "дуга—континент" для палеозойского Южного Урала // Тектоника земной коры и мантии. Тектонические закономерности размещения полезных ископаемых: Мат-лы XXXVIII тектонич. совещ. Т. 2. М., 2005. С. 161 — 165.

29. *Савельев А.А., Астраханцев О.В., Книппер А.Л.* и др. Строение и фазы деформаций северного окончания Магнитогорской зоны Урала // Геотектоника. 1998. № 3. С. 38—58.

30. *Савельев А.А., Бибикина Е.В., Савельева Г.Н.* и др. Гранатовые пироксениты массива Миндяк и возраст формирования // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2001. Т. 76, вып. 1. С. 22-29.

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

32. *Серавкин И.Б.* Путеводитель Южно-Уральской геологической экскурсии (13—18 сентября 2003 г.) // II Всероссийский симпозиум по вулканологии и палеовулканологии: вулканизм и геодинамика. 9—12 сентября 2003 г. Екатеринбург, 2003. 70 с.

33. *Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М.* Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. Уфа, 2001. 318 с.

34. *Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М.* Главный Уральский разлом на Южном Урале: структура и основные этапы формирования // Геотектоника. 2003. № 3. С. 42-64.

35. *Смирнов С.В.* Петрология верлит-клинопироксенит-габбровой ассоциации Нуралинского ультрабазитового массива и связанное платиновое оруденение: Автореф. канд. дис. Екатеринбург, 1995, 18с.

36. *Соболев С.Ф., Панях Н.А.* Природа зеленосланцево-амфиболитовых ассоциаций экзоконтактовых зон Хабаровинского офиолитового массива // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1983. № 9. С. 53-68.

37. *Ферштатер Г.Б., Котов А.Б., Смирнов С.В.* и др. U-Pb-возраст циркона из диорита Нуралинского лерцолит-габбрового массива на Южном Урале // ДАН. 2000. Т. 371, № 2. С. 96-100.

38. *Чаплыгина Н.Л., Дегтярев К.Е., Савельева Г.Н.* Офиолиты гарцбургитового типа в структурированном ме-

ланже Западно-Магнитогорской зоны (Южный Урал) // Геотектоника. 2002. № 6. С. 25—37.

39. *Benedetto T., Hickmott D., Vaggelli G.* Texture and microchemical data of oceanic hydrothermal calcite veins, Northern Apennine ophiolites // *Ofioliti*. 1995. Vol. 20, N 2. P. 111—122.

40. *Bonatti E., Emilian C., Ferrara G.* et al. Ultramafic-carbonate breccias from the equatorial Mid Atlantic ridge // *Marine Geology*. 1974. Vol. 16. P. 83-102.

41. *Burg J.P., Bodinier J.L., Chaudhry S.* et al. Intra-arc mantle-crust transition and intra-arc mantle diapirs in the Kohistan Complex (Pakistan Himalaya): petro-structural evidence // *Terra Nova*. 1998. Vol 10, N 2. P. 74-80.

42. *Dick H.J.B., Lin J., Schouten H.* An ultraslow-spreading class of ocean ridge // *Nature*. 2003. Vol. 426. P. 405—412.

43. *Gannoun A., Tessalina S., Bourdon B.* et al. Re-Os isotopic constraints on the genesis and evolution of the Dergamish and Ivanovka Cu (Co, An) massive sulphide deposits, South Urals, Russia // *Chemical Geology*. 2003. Vol. 196. P. 193-207.

44. *Hochstaedler A.G., Gill G.B., Taylor B.* et al. Across-arc geochemical trends in the Izu-Bonin arc: constraints from trace element (PGE, REE) and isotope data // *Miner. Deposita*. 1999. Vol. 34, N 3. P. 250-272.

45. *Irvine T.N., Barager W.R.A.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // *Canad. J. Earth Sci.* 1971. Vol. 8. P. 523-548.

46. *Melcher F., Grum W., Thalhammer T. V., Thalhammer O.A.R.* The giant chromite deposits at Kempirsai, Urals: constraints from trace element (PGE, REE) and isotope data // *Miner. Deposita*. 1999. Vol. 34, N 3. P. 250-272.

GEODYNAMICS OF SERPENTINITE MELANGES IN SOUTH URALS

*A.V. Ryazantsev, A.A. Razumovsky, N.B. Kuznetsov,
E.A. Kalinina, S.V. Dubinina, V.A. Aristov*

The principal features of melanges widely spread in Sakmara, Prisakmara-Voznesensk and West-Magnitogorsk zones of the South Urals are presented. Several localities are considered with high resolution details. In Sakmara and southern part of Prisakmara-Voznesensk zones, the melanges include basic and ultrabasic massifs of harzburgite type, blocks of bathyal complexes, ophiolite-clastes, ophiocalcites, metapellites, and metabasites (amphibolites). In the northern part of Prisakmara-Voznesensk zone, and in Kraka allochtones, the melanges are associated with some basic-hyperbasic massifs of Iherzolite type. The melanges include blocks of garnet pyroxenites, whereas ophiocalcites are not found. At the same latitude, melange complexes include basic and ultrabasic massifs of harzburgite type, Ordovician-Late Silurian siliceous-basaltic Polyakovka complex and Early Devonian limestones. They all collectively compose the basement of West-Magnitogorsk zone. Synthesis of composition of the melanges and their components allows to conclude the paleo-geodynamics settings. Ordovician siliceous-basaltic complexes of the upper parts of the melange ophiolites sections testify that in beginning of Ordovician a basin with the crust of oceanic type was developed. In the Middle Ordovician, the magmatism of the volcanic island arc with oceanic-type crust basement appeared. Later, in the Late Ordovician, a contrast basalt-rhyolite sulfur deposits series prevailed. That could be caused by a split of the island arc. In the Early Silurian, the arc related volcanic activity diminished, and the arc complexes were covered by MORB-type basalts. The basement of Devonian Magnitogorsk arc has no any Ordovician island arc complexes. This suggests that the complexes of Magnitogorsk arc were formed above a subduction zone (subduction-related volcanism). The subduction zone itself migrated away the extinct Ordovician arc. The melange complexes of the Southern Urals were multiply deformed under various geodynamic settings. Those are (beginning from the most ancient events): (1) During the Early-Middle Devonian, some tectonic complexes were accreted into accretionary prism. (2) During the Late Devonian colliding of the arc and the passive margin, of the East European Craton the melanges were obducted. (3) During the Late Paleozoic collision between East European Craton and Epi-Caledonian Kazakh continent, the melange complexes among others (including Carboniferous complexes) were napped over the edge of East European Craton.