

30 коп.

Авторы

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
УРАЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

К. С. Иванов

Научные доклады

К. С. ИВАНОВ, В. Н. ПУЧКОВ

**ГЕОЛОГИЯ
САКМАРСКОЙ
ЗОНЫ УРАЛА**

СВЕРДЛОВСК 1984

Иванов К.С., Пучков В.Н. ГЕОЛОГИЯ САКМАРСКОЙ ЗОНЫ УРАЛА (новые данные): Препринт. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984.

Приводятся новые данные по стратиграфии и тектонике палеозойских вулканогенно-осадочных и других толщ Сакмарской зоны западного склона Южного Урала. На основании впервые проведенного систематического изучения конодонтов (найденно более 60 новых местонахождений) пересмотрена стратиграфия разнофациальных толщ Сакмарской зоны, существенно уточнен возраст ряда свит. Уста-новлено, что в составе сакмарской свиты кроме силурийских кремней широко распространены ранее не известные кремнистые пачки раннего и среднего девона, выделенные в кизыл-флотскую толщу. Выявлены конденсированные карбонатно-кремнисто-сланцевые разрезы лудловско-киветского возраста. Показано, что блоки рифовых известняков, выделенные ранее в так называемую "шандинскую" свиту, являются, по всей видимости, олистолитами, сползшими с запада с шельфа Восточно-Европейской платформы. Уточнены возраст и взаимоотношения терригенно-кремнистых свит позднего девона (егиндинской, зилаирской и киинской). Установлено, что вулканогенные базальтоидные толщи, известные главным образом как "сугралинская свита раннего силура", формировались от ордовика до кивета включительно. Верху косистекского комплекса имеют эйфельский возраст. На протяжении длительного времени в ордовике-девоне параллельно формировались образования по крайней мере трех типов разреза: кремнистого (сакмарского), вулканогенного (сугралинского), туфогенного (косистекского). Кремнисто-сланцевые толщи сакмарского типа отлагались на пассивном склоне и подножье Восточно-Европейского континента, являются аналогами батинальных толщ Зилаиро-Лембинской зоны Урала и перспективны на бариты и некоторые другие полезные ископаемые. Образования косистекского и сугралинского типов формировались в иной тектонической обстановке - вероятно в краевом море или на склоне острой дуги. В позднем девоне-перми все эти толщи были тектонически скучены.

Препринт рассчитан на широкий круг геологов, изучающих вулканогенные и терригенно-кремнистые образования.

Ответственный редактор - доктор геолого-минералогических наук, профессор Г.Н.Папулов

УНЦ АН СССР, 1984

1. ВВЕДЕНИЕ

Сакмарская зона - одна из крупнейших структур западной части Южного Урала, сложена разнообразными вулканогенными и осадочными палеозойскими формациями, протягивающимися в субмеридиональном направлении более чем на 260 км, при ширине 20-30 км. В северной части Сакмарской зоны, расположенной в пределах Башкирской АССР, ее окружают граувакки зилаирской серии ($P_3^2 - C_1^1$), развитие также в виде узкой субмеридиональной полосы и вдоль западной границы зоны, отделяя ее от терригенно-карбонатных верхнепалеозойских толщ Предуральского краевого прогиба. С востока от Сакмарской зоны выходят метаморфические породы южного замыкания Уралтауского антиклинория и его продолжения - Эбетинской антицинали: здесь также располагаются одни из самых крупных на Урале Кемпирсайский и Хабарнинский габбро-гипербазитовые массивы (см. рис. 1). Все границы Сакмарской зоны обычно считаются тектоническими /56 и др./.

История изучения геологии Сакмарской зоны связана с именами А.А.Абдулина, А.В.Авдеева, Г.И.Водорезова, Т.А.Вознесенской, А.А.Гаврилова, М.Н.Ильинской, М.А.Камалетдинова, Т.Н.Корень, В.Г.Кориневского, В.Ф.Корофкова, С.М.Кропачева, Н.И.Леоненко, Е.В.Лермонтовой, В.А.Наседкиной, В.Н.Павлинова, А.В.Пейве, Е.Э.Разумовской, Х.С.Розман, В.Е.Руженцева, С.В.Руженцева, Р.А.Сегедина, Б.И.Хворова, И.В.Хворовой, Н.Н.Целикова, А.Л.Яншина и многих других. Основы существующих представлений о стратиграфии толщ Сакмарской зоны заложены работами Н.И.Леоненко, Х.С.Розман и Р.А.Сегедина; наибольший вклад в изучение литологии и тектоники внесли геологи ИГиН АН СССР (И.В.Хворова, С.В.Руженцев и др.) под руководством академика А.В.Пейве.

Геология Сакмарской зоны привлекает постоянное внимание исследователей; ей, как никакой другой соизмеримой по площади территории Урала, посвящено огромное количество (более 500) работ, в том числе ряд монографий /1-3, 7-10, 25, 35, 38, 54, 56, 62, 66, 71 и др./, однако многие вопросы геологического строения зоны еще далеко не решены, поскольку это, по-видимому, наиболее сложно построенный район Урала. Так, здесь выделено более 30 разнообразных свит, возраст большинства из которых однако не ясен или оспаривается /2, 31/, несмотря на довольно многочисленные сборы фауны /35 и др./.

Главными причинами трудностей в изучении геологии Сакмарской

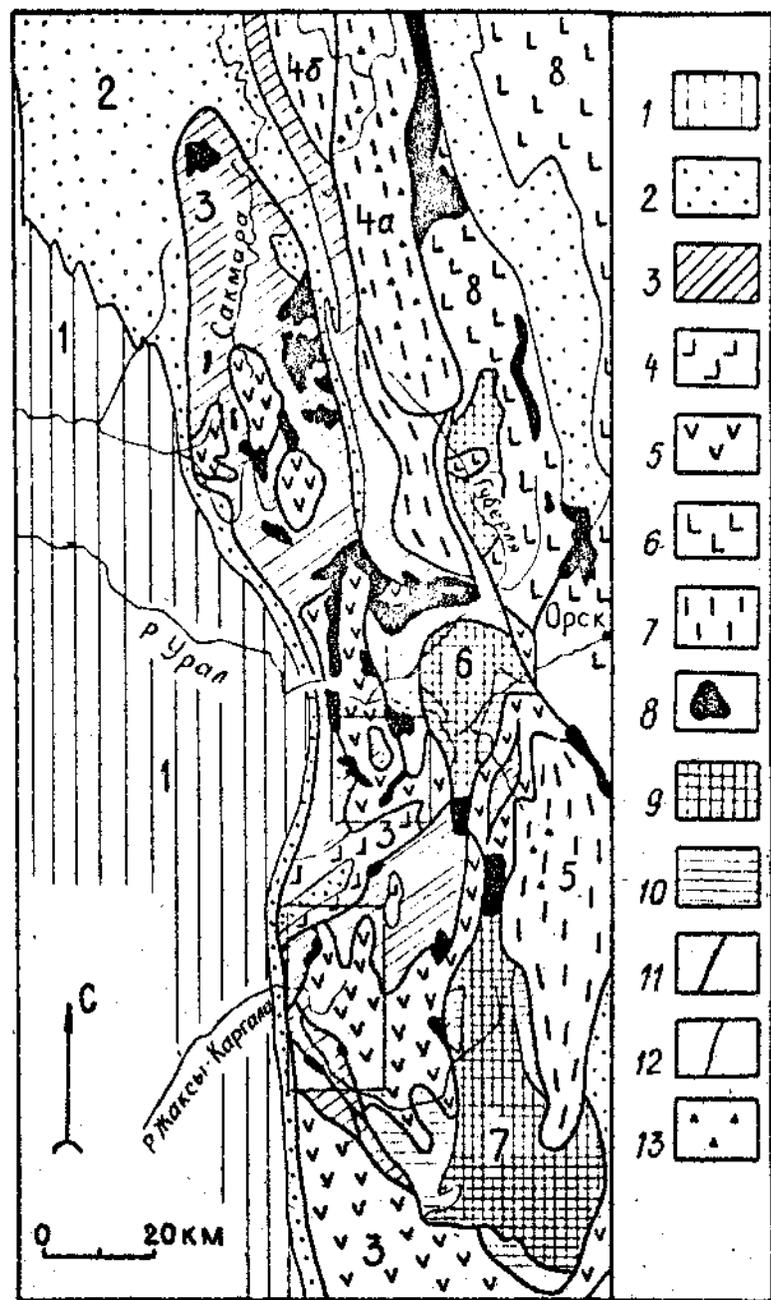


Рис. 1. Тектоническая схема западного склона юга Урала (по /44/ с изменениями/.

I - терригенно-карбонатные толщи и молассы краевого прогиба и его основания (C_{I-P}); 2 - грауваквовый флиш (зилаирская серия, $D_3^{-2} (?) C_1^I$); 3 - терригенно-кремнистые отложения континентального склона и подножья (кремнистый тип разреза Сакарской зоны $(0-C_1^I)$); 4 - щелочные базальтоиды $D_2^I (?)$; 5 - вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи (вулканогенный и туфо-генный типы разреза Сакарской зоны и нерасчлененные $(0-D_2^I)$); 6 - вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи (S-D) западного края Магнитогорской зоны; 7 - позднепротерозойские метаморфические толщи; 8 - меланжированные серпентиниты; 9 - дуниты, гарибургиты; 10 - габброиды, амфиболиты; II - разрывные нарушения; 12 - геологические границы; 13 - зоны глаукофан-сланцевого метаморфизма.

Цифры на рисунке: I - Предуральский краевой прогиб; 2 - Зилаирский синклиниорий (южная часть); 3 - Сакарская зона; 4 - зона Уралтау (4a - макеевский эклогит-глаукофансланцевый комплекс, 4b - суванякский кварцито-сланцевый комплекс фации зеленых сланцев); 5 - Эбетинская антиклиналь; 6,7 - Кабарнинский (6) и Кемпирсайский габбро-гипербазитовые комплексы; 8 - Магнитогорская мегазона (западный край). Прямоугольниками показано местоположение рисунков 2 и 3 (последний севернее).

зона является большое разнообразие и даже пестрота слагающих зону разнофациальных толщ в сочетании с неполной обнаженностью и чрезвычайно интенсивной тектонической нарушенностью разрезом, обилием надвигов, зон серпентинитового меланжа и т.п. Именно здесь впервые для Южного Урала установлены надвиги /75/, позднее на материалах Сакарской зоны разработывались учение о формациях /73, 71 и др./ и представления о шарьяжном строении геосинклинальных областей /43 и др./. С.В.Ружениев в Сакарской зоне выделяет несколько покровных пакетов, 10 тектонических покровов, состоящих из разного количества покровных пластин /56 и др./. Однако эти тектонические построения сильно зависят от возрастных датировок, которые для ряда свит Сакарской зоны устанавливались ранее не вполне уверенно.

Проведенные нами исследования стратиграфии и палеотектоники Сакарской зоны впервые сопровождались систематическими поисками конодонтов, которые были найдены более чем в 60 точ-

ках. Результаты исследований позволили значительно уточнить представления о возрасте и стратиграфической последовательности ряда свит зоны, что имело важное значение для понимания ее геологического строения. Работы проводились в рамках темы "Тектоническое развитие Урала в фанерозое" и по заказу объединения "Залказгеология". Большая часть результатов получена в 1981-1983 гг. Определения конодонтов и заключения о их возрасте сделаны В.Н.Пучковым (кроме отдельных точек, указываемых особо). Сбори конодонтов во многих пунктах проводились обоими авторами совместно; в части точек они сделаны К.С.Ивановым. Применявшиеся методы поисков конодонтов в известняках хорошо известны /29 и др./, в кремнистых и глинистых породах подробно описаны нами в последнее время /48, 49/.

2. СТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ САКМАРСКОЙ ЗОНЫ

В рамках этой работы трудно всесторонне рассмотреть стратиграфию толщ Сакмарской зоны, да и делать это в настоящее время, по-видимому, преждевременно. Как справедливо отмечают А.А.Абдулин и его коллеги /2/, бесспорного в геологии района слишком мало. Долгое время геолого-стратиграфические исследования Сакмарской зоны проводились без должного учета ее сложной тектоники. Н.И.Леонаков, Х.С.Розман, Р.А.Сегединим, а также Б.И.Хворови и другими были сделаны богатые сборы фауны, многие из которых повторены позднее В.Г.Кориневским /29, 31/. Наиболее многочисленны сборы граптолитов ливидовери и венлока из пачек фанитов; последние, как правило, определялись как согласные прослои, вследствие чего большая часть отложений Сакмарской зоны была отнесена к раннему силуру. Однако позднее было показано /2/, что многие из таких "прослоев" фактически являются тектоническими клинзыми. В.Г.Кориневским же и некоторыми другими исследователями весьма напряженная тектоническая переработка разрывов никак не учитывалась; все свиты традиционно считались сформированными *in situ* между ними обычно ривозались угловне несогласия, трансгрессивные контакты и т.д., все серпантиниты считались интрузиями /5 и др./ . Такой подход усугублялся зачастую отсутствием послонных описаний стратотипических разрезов. Так, нет описаний стратотипов ни одной из свит, выделенных В.Г.Кориневским /29-31 и др./; описания реальных стратиграфических разрезов подменялись им публикацией отдельных идеализированных стратиграфических колонок. Вряд ли

здесь имеет смысл специально объяснять, насколько необходимо при стратиграфических исследованиях разграничивать фактический материал и его интерпретацию. При подаче же материала в виде идеализированных колонок неизбежен элемент субъективности, их невозможно точно привязать на местности, наблюдать и проверить при полевых исследованиях. В этих колонках не показаны ни разрывные нарушения, ни задерживаемые участки, зато появляются фактически не наблюдаемые трансгрессивные залегания. Вопросы границ и взаимоотношений свит остаются неясными. Сказанное относится к большинству свит Сакмарской зоны, их выделение, как правило, не отвечает требованиям Стратиграфического кодекса СССР /63/. Не удивительно поэтому, что объем и возраст этих свит - предмет длительной дискуссии.

Главное внимание в работе нами было обращено на стратиграфию силурийских и девонских толщ, поскольку именно здесь было сосредоточено наибольшее количество неясных вопросов /2, 9/, значительную часть которых помогло разрешить систематическое изучение конодонтов.

2.1. Кембрий

Достоверно установленные кембрийские отложения представлены в пределах Сакмарской зоны лишь отдельными экзотическими глинами археоцистовых и водорослевых известняков, в которых собраны /36, 68 и др./, многочисленные археоциаты и редкие брахиоподы, характерные для ленского яруса нижнего кембрия. Выходы этих известняков известны в средней части Сакмарской зоны - у станции Кувандик, дер. Бикташево, в районе пос. Беркут, западнее г. Медногорска и других местах. Повсеместно нижнемембрийские известняки образуют отдельные глибы и блоки размером от нескольких до 200 м, которые залегают среди разнообразных терригенных, вулканогенных или кремнистых толщ, а также серпейтинитового меланка. Длительное время положение в разрезе этих известняков служило предметом острых дискуссий. Мы, вслед за М.А.Камалетдиновым /25/ и С.В.Руженцевым /56/, рассматриваем известняки как изолированные отторженцы, залегающие среди более молодых пород, часто приуроченные к меланку. При этом все же надо признавать, что и источник этих отторженцев, и пути их перемещения в современное положение остаются нерешенной загадкой.

ках. Результаты исследований позволили значительно уточнить представления о возрасте и стратиграфической последовательности ряда свит зоны, что имело важное значение для понимания ее геологического строения. Работы проводились в рамках темы "Тектоническое развитие Урала в фанерозое" и по заказу объединения "Залказгеология". Большая часть результатов получена в 1981-1983 гг. Определения конодонтов и заключения о их возрасте сделаны В.Н.Пучковым (кроме отдельных точек, указанных особо). Сбори конодонтов во многих пунктах проводились обоями авторами совместно; в части точек они сделаны К.С.Ивановым. Применявшиеся методы поисков конодонтов в известняках хорошо известны /29 и др./, в кремнистых и глинистых породах подробно описаны нами в последнее время /48, 49/.

2. СТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ САКМАРСКОЙ ЗОНЫ

В рамках этой работы трудно всесторонне рассмотреть стратиграфию толщ Сакмарской зоны, да и делать это в настоящее время, по-видимому, преждевременно. Как справедливо отмечают А.А.Абдулин и его коллеги /2/, бесспорного в геологии района слишком мало. Долгое время геолого-стратиграфические исследования Сакмарской зоны проводились без должного учета ее сложной тектоники. Н.И.Леонаков, Х.С.Розман, Р.А.Сегединим, а также Б.И.Хворови и другие были сделаны богатые сборы фауны, многие из которых повторены позднее В.Г.Корниевским /29, 31/. Наиболее многочисленны сборы граптолитов ливидовери и венлока из пачек фланитов; последние, как правило, определялись как согласные прослои, вследствие чего большая часть отложений Сакмарской зоны была отнесена к раннему силуру. Однако позднее было показано /2/, что многие из таких "прослоев" фактически являются тектоническими клинзами. В.Г.Корниевским же и некоторыми другими исследователями весьма напряженная тектоническая переработка разрывов никак не учитывалась; все свиты традиционно считались сформированными *in situ* между ними обычно происходили угловое несогласия, трансгрессивные контакты и т.д., все серпантиниты считались интрузиями /5 и др./ . Такой подход усугублялся зачастую отсутствием послонных описаний стратотипических разрезов. Так, нет описаний стратотипов ни одной из свит, выделенных В.Г.Корниевским /29-31 и др./; описания реальных стратиграфических разрезов подменялись им публикацией отдельных идеализированных стратиграфических колонок. Вряд ли

здесь имеет смысл специально объяснять, насколько необходимо при стратиграфических исследованиях разграничивать фактический материал и его интерпретацию. При подаче же материала в виде идеализированных колонок неизбежен элемент субъективности, их невозможно точно привязать на местности, наблюдать и проверить при полевых исследованиях. В этих колонках не показаны ни разрывные нарушения, ни задержанные участки, зато появляются фактически не наблюдаемые трансгрессивные залегания. Вопросы границ и взаимоотношений свит остаются неясными. Сказанное относится к большинству свит Сакмарской зоны, их выделение, как правило, не отвечает требованиям Стратиграфического кодекса СССР /63/. Не удивительно поэтому, что объем и возраст этих свит - предмет длительной дискуссии.

Главное внимание в работе нами было обращено на строение графий силурийских и девонских толщ, поскольку именно здесь было сосредоточено наибольшее количество неясных вопросов /2, 9/, значительную часть которых помогло разрешить систематическое изучение конодонтов.

2.1. Кембрий

Достоверно установленные кембрийские отложения представлены в пределах Сакмарской зоны лишь отдельными экзотическими глыбами археоцистовых и водорослевых известняков, в которых собраны /36, 68 и др./, многочисленные археоциаты и редкие брахиоподы, характерные для ленского яруса нижнего кембрия. Выходы этих известняков известны в средней части Сакмарской зоны - у станции Кувандик, дер. Бикташево, в районе пос. Беркут, западнее г. Медногогорья и других местах. Повсеместно нижнемембрийские известняки образуют отдельные глыбы и блоки размером от нескольких до 200 м, которые залегают среди разнообразных терригенных, вулканогенных или кремнистых толщ, а также серпейтинитового меланка. Длительное время положение в разрезе этих известняков служило предметом острых дискуссий. Мы, вслед за М.А.Камалетдиновым /25/ и С.В.Руженцевым /56/, рассматриваем известняки как изолированные отторженцы, залегающие среди более молодых пород, часто приуроченные к меланку. При этом все же надо признать, что и источник этих отторженцев, и пути их перемещения в современное положение остаются нерешенной загадкой.

2.2. Нижний - средний ордовик

2.2.1. Кидрясовская свита

Кидрясовская свита сложена преимущественно переслаивающимися очень характерными зеленоватыми и зеленовато-серыми аркозовыми и полимиктовыми мелко- и среднезернистыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с подчиненными прослоями гравалитов и конгломератов. Эти мелководные молассоидные осадки имеют значительную мощность, оцениваемую разными авторами от 130-280 м /72/ до 4000 м /9/ - (последняя цифра, впрочем, сильно завышена), для них обычна косая слоистость, присутствие глауконита, а в тонкообломочных разностях и слюды. В резко подчиненном объеме в составе свиты присутствуют базальты, для которых характерна повышенная щелочность. Лучшие разрезы кидрясовской свиты известны в верховьях ручья Алшмбет, по ручьям Акбулаксай и Белый ключ, в междуречье Колшмбай и Медеса, в горах Турмантау, в районе деревни Кидрясово, по рекам Б. и М.Каяла, у деревни Хмельевка и в других местах, где они детально изучались Х.С.Розман, Н.Я.Анцыгиним, В.А.Наседкиной и многими другими исследователями. Отличительная черта алевролитов и песчаников кидрясовской свиты - обилие брахиопод и трилобитов. Значительно реже встречаются граптолиты и другая фауна. Многочисленные богатые сборы фауны указывают, как правило, на тремадокский ярус. Н.Я.Анцыгин и др. /3/ полагают, что часть кидрясовской свиты имеет позднекембрийский возраст (слой с *Billingella akbulakensis*), что отрицается, однако, В.Г.Кориневским.

К кидрясовской свите относят иногда и литологически отличающиеся вулканогенно-осадочные и кремнистые пачки /56, с.11 и др./ Р.А.Сөгедин /9, с.32/ указывает на присутствие прослоев кремнистых пород в составе кидрясовской свиты в верховьях ручья Кудгавасай; В.Г.Кориневский /30, с.49 и др./ также полагает, что в "нижней половине разреза раннего ордовика ... в значительных количествах появляются кремнистые породы". К подобным утверждениям следует относиться с осторожностью, поскольку во всех более северных районах Зилаир-Деминской зоны Урала было установлено /47, 49 и др./, что интенсивное кремнеобразование происходило здесь в лландоверьянское время, пачки же кремней, считавшиеся ордовикскими, оказывались, как правило, более молодыми, обычно девонскими. Показателен в этом

отношении разрез по рекам Б. и М.Каяла (район южного замка - ния антиклинория Уралтау), считавшийся одним из опорных для ордовика Самарской зоны. Ранее предполагалось, что здесь на каялинской свите кембрия (?), представленной вишневыми флишитами с тонкими многочисленными прослоями зеленоватых кварцевых алевролитов или микрокварцитов, слюдяно-кварцевыми и альбит-хлоритовыми сланцами, трансгрессивно с угловым несогласием залегает кидрясовская свита тремадокса, которая в свою очередь трансгрессивно перекрывается гурьевской свитой. Возраст последней считался ранее среднеордовикским. Указанные датировки были основаны на определениях радиолярий, собранных Б.М.Садрисламовым /58 и др./ в кремнистых пачках всех трех свит. В песчаниках кидрясовской свиты кроме того были сделаны богатые сборы тремадокской фауны /3 и др./. Однако в 1982 г. нами в светло-серых кремнях, залегающих среди алевролитов и песчаников кидрясовской свиты, в двух точках в левом берегу р. М.Каялы, в 1 км выше пос. Молоканского, найдены многочисленные конодонты верхов раннего или, вероятнее, среднего девона (комплекс с *Polyspathus* sp.). Именно в этих точках ранее были ошибочно определены раннеордовикские радиолярии. Установлено, таким образом, что кремнистые пачки слагают по р. М.Каяла не согласные прослои, а тектонические клинья, что подрывает доверие и к утверждениям о наличии в разрезах по Б. и М.Каяла трансгрессивных контактов. Присутствует здесь и блоки рифогенных шандиных известняков (D_{1-2}). Отмечаются тела ультрабазитов. Таким образом, разрез по рекам Б. и М.Каяла значительно более сложный, чем считалось. Здесь тектонически совмещены пачки разного возраста, трансгрессивные же перекрытия отсутствуют. И хотя в Самарской зоне все же есть кремни ордовикского возраста (в том числе и охарактеризованные фауной конодонтов - см. раздел 2.2.4), их объем ранее был существенно завышен.

2.2.2. Кураганская свита

Кураганская свита была выделена в северной части Самарской зоны /36/. Она представлена главным образом глинистыми сланцами, аргиллитами и туфоаргиллитами вишнево-красного или зеленоватого цвета. Среди них отмечаются прослои и пачки полимиктовых песчаников, туффитов, туфосилитов и известняков. А.А.Гаврилов /8/ к кураганской свите относит основные и кислые

2.2. Нижний - средний ордовик

2.2.1. Кидрясовская свита

Кидрясовская свита сложена преимущественно переслаивающимися очень характерными зеленоватыми и зеленовато-серыми аркозовыми и полимиктовыми мелко- и среднезернистыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с подчиненными прослоями гравалитов и конгломератов. Эти мелководные молассоидные осадки имеют значительную мощность, оцениваемую разными авторами от 130-280 м /72/ до 4000 м /9/ - (последняя цифра, впрочем, сильно завышена), для них обычна косая слоистость, присутствие глауконита, а в тонкообломочных разностях и слюды. В резко подчиненном объеме в составе свиты присутствуют базальты, для которых характерна повышенная щелочность. Лучшие разрезы кидрясовской свиты известны в верховьях ручья Алшубет, по ручьям Акбулаксай и Белый ключ, в междуречье Колымбай и Медеса, в горах Турмантау, в районе деревни Кидрясово, по рекам Б. и М.Каяла, у деревни Хмельевка и в других местах, где они детально изучались Х.С.Розман, Н.Я.Анцигиным, В.А.Наседкиной и многими другими исследователями. Отличительная черта алевролитов и песчаников кидрясовской свиты - обилие брахиопод и трилобитов. Значительно реже встречаются граптолиты и другая фауна. Многочисленные богатые сборы фауны указывают, как правило, на тремадокский ярус. Н.Я.Анцигин и др. /3/ полагают, что часть кидрясовской свиты имеет позднекембрийский возраст (слой с *Billingella akbulakenensis*), что отрицается, однако, В.Г.Кориневским.

К кидрясовской свите относят иногда и литологически отличающиеся вулканогенно-осадочные и кремнистые пачки /56, с.11 и др./ Р.А.Сегедин /9, с.32/ указывает на присутствие прослоев кремнистых пород в составе кидрясовской свиты в верховьях ручья Кулгавасай; В.Г.Кориневский /30, с.49 и др./ также полагает, что в "нижней половине разреза раннего ордовика ... в значительных количествах появляются кремнистые породы". К подобным утверждениям следует относиться с осторожностью, поскольку во всех более северных районах Зилаир-Демьянской зоны Урала было установлено /47, 49 и др./, что интенсивное кремнеобразование происходило здесь в лландоверь-франское время, пачки же кремней, считавшиеся ордовикскими, оказывались, как правило, более молодыми, обычно девонскими. Показателен в этом

отношении разрез по рекам Б. и М.Каяла (район южного замка - ния антиклинория Уралтау), считающийся одним из опорных для ордовика Сакмарской зоны. Ранее предполагалось, что здесь на каялинской свите кембрия (?), представленной вышними флишитами с тонкими многочисленными прослоями зеленоватых кварцевых алевролитов или микрокварцитов, слюдяно-кварцевыми и альбит-хлоритовыми сланцами, трансгрессивно с угловым несогласием залегает кидрясовская свита тремадока, которая в свою очередь трансгрессивно перекрывается гурьбинской свитой. Возраст последней считался ранее среднеордовикским. Указанные датировки были основаны на определениях радиолярий, собранных Б.М.Садрисламовым /58 и др./ в кремнистых пачках всех трех свит. В песчаниках кидрясовской свиты кроме того были сделаны богатые сборы тремадокской фауны /3 и др./. Однако в 1982 г. нами в светло-серых кремнях, залегающих среди алевролитов и песчаников кидрясовской свиты, в двух точках в левом берегу р. М.Каялы, в 1 км выше пос. Молоканского, найдены многочисленные конодонты верхов раннего или, вероятнее, среднего девона (комплекс с *Polyspathus sp.*). Именно в этих точках ранее были ошибочно определены раннеордовикские радиолярии. Установлено, таким образом, что кремнистые пачки слагают по р. М.Каяла не согласные прослои, а тектонические клинья, что подрывает доверие и к утверждениям о наличии в разрезах по Б. и М.Каяла трансгрессивных контактов. Присутствует здесь и блоки рифогенных шандинских известняков (D_{1-2}). Отмечаются тела ультрабазитов. Таким образом, разрез по рекам Б. и М.Каяла значительно более сложный, чем считалось. Здесь тектонически совмещены пачки разного возраста, трансгрессивные же перекрытия отсутствуют. И хотя в Сакмарской зоне все же есть кремни ордовикского возраста (в том числе и охарактеризованные фауной конодонтов - см. раздел 2.2.4), их объем ранее был существенно завышен.

2.2.2. Кураганская свита

Кураганская свита была выделена в северной части Сакмарской зоны /36/. Она представлена главным образом глинистыми сланцами, аргиллитами и туфоаргиллитами вишнево-красного или зеленоватого цвета. Среди них отмечаются прослои и пачки полимиктовых песчаников, туффитов, туфосилицитов и известняков. А.А.Гаврилов /8/ к кураганской свите относит основные и кислые

вулканиты, а также и кремни, пространственно ассоциируемые с пачками аргиллитов. Мощность свиты оценивается разными исследователями в 600-1500 м /25 и др./. Возраст свиты традиционно определяется как арениг-ландейльский /8, 56 и др./ на основании редких находок трилобитов /45 и др./ и граптолитов. Находка последних была сделана в единственном месте в глинистых сланцах в 1 км восточнее станции Блявы А.В.Ключихиным и А.В.Буриченко еще в 1949 г. (возраст аренигский). Нельзя не отметить находки аренигских конодонтов, сделанные В.А.Наседкиной /40/ в туфалевролитах и известняках кураганской (?) свиты в ряде пунктов по р.Киндерли. Однако, как справедливо отмечалось /2/, сейчас нет единого мнения о составе и объеме этой свиты: в понимании многих исследователей, "кураганская свита" имеет гораздо более пестрый или даже совершенно иной состав по сравнению с описанием первоисследователей /36, 7/.

2.2.3. Курагачская свита

В курагачскую (курагачскую) свиту Н.И.Леоненко /35/ выделена в южной половине Сакмарской зоны очень пестрая по литологическому составу толща, сложенная налсбазальтами, их туфами и туфобрекчиями, альбитофирами, туфами кварцевых порфиров, туфо-песчаниками с подчиненными прослоями кремней, песчаников, конгломератов и известняков. Мощность свиты, по Н.И.Леоненко /35/, составляет несколько сот метров, а по Р.А.Сегедину, - до 800 м /60/ или же до 1300 м /9/. В нескольких пунктах в известняках Н.И.Леоненко, а позднее и другими исследователями /3 и др./ была собрана фауна трилобитов и брахиопод, характерная для трематока - низов аренига. Курагачская свита сопоставляется обычно /60 и др./ с кураганской свитой северной части Сакмарской зоны. Однако многие вопросы стратиграфии этих вулканогенно-осадочных отложений ордовика еще далеки от своего решения. В курагачскую свиту объединены очень пестрые и литологические разнородные отложения, ранне- или среднеордовикский возраст которых в условиях сильной дислоцированности разрезов в целом отнюдь не доказан имеющимися редкими находками фауны. Так, А.А.Абдуллин и др. /2/ не без оснований полагают, что органогенные известняки, а также песчаники и алевролиты "кидрясовского типа" с ордовикской фауной представляют собой среди пород курагачской свиты не прослой, а тектонические клинья кидрясовской свиты. Возраст кура-

гачской свиты А.А.Абдуллин и др. /2/ условно считают силурийско-раннедевонским. Р.А.Сегедин /9/ также допускает, что в курагачскую свиту объединены тектонически приближенные пачки разновозрастных отложений, чем и объясняется необычная пестрота и полифазность ее состава. В некоторых пунктах нам удалось это доказать. Так Н.И.Леоненко /35, с.176/ приводит разрез курагачской свиты по правому берегу р.Урал, к востоку от устья Сухой Речки. Однако, здесь в трех пунктах в язвах нами собраны /14/ конодонты среднего девона (см. ниже).

2.2.4. Алимбетовская свита

Восточнее Хабаровинского массива в южной части в обрамлении Эбетиной антиклинали располагаются осадочные и вулканогенные толщи, относимые обычно к Орб-Илекской зоне или Кемпирсайскому антиклинорию /1, 9 и др./. Здесь в разрезах р.Эбети была выделена /38/ так называемая алимбетовская свита, сложенная черными и серыми кремнями, кремнистыми брекчиями, глинистыми сланцами, мраморизованными известняками, зелеными мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Все отмеченные породы метаморфизованы в низах зеленосланцевой фации и часто рассланцованы. Возраст свиты считался раннеордовикским по находке трилобитов напротив устья ручья Култавасай. Полученные нами данные ставят под сомнение целесообразность выделения алимбетовской свиты.

Все входящие в ее состав породы имеют полные литологические аналоги среди различных свит Сакмарской зоны. Так, мелкозернистые песчаники и алевролиты "алимбетовской свиты" (в которых и были найдены трилобиты) тождественны песчаникам кидрясовской свиты. Пачки черных и серых кремней и кремнистых брекчий алимбетовской свиты не отличаются от кремней сакмарского (кремнистого) типа разреза Сакмарской (см. раздел 2.3.1) зоны. Предполагавшееся их согласное переслаивание с алевропесчаниками кидрясовского типа не доказано. Напротив, в обнажениях видна сильная тектоническая переработка разрезов, отмечается изоклинальная складчатость, иногда видны тектонические нарушения между отдельными пачками, которые часто заглушены последующей совместной пластической деформацией и метаморфизмом /20/. Отдельные тела мраморизованных известняков наблюдаемы, например, у фермы Эбета и в других местах, сходны с телами (олистолитами) рифогенных ранне-среднедевонских известняков нандинского типа

Сакмарской зоны. Есть в бассейне р.Збета, как и в Сакмарской зоне, и характерные неровнослоистые "петельчатые" известняки. Пояски фауны в восточном обрамлении Хабаровинского массива сильно затруднены расщеплением и метаморфизмом, однако в правом берегу р.Коктас, в 2,05 км выше его устья в серых метаморфизованных кремнях нами найдены конодонты (т.967) *Acodus* sp. indet., *Drepanodus* sp. indet., *Palodus* (?) sp. indet., *Oistodus* cf. *parallelus* Pander, *Periodon* (?) sp. indet. ордовикского возраста (заключение В.А.Наседжиной). В 2,4 км по азимуту 57° от устья р.Збета среди черных и серых кремней в линзовидном прослое петельчатых известняков мощностью 1,5 м найдены конодонты (т.03383) *Polygnathoides siluricus* Br. et M., *Spathognathodus inclinatus inclinatus* (Rhodes), *Ozarkodina media* Wall., *Trichonodella excavata* (Br. et M.), *Plectospathodus extensus* Rhodes, *Neoprioniodus latidentatus* Wall., характерные для лудловского яруса, зоны *siluricus*.

Таким образом "алимбетовская свита", по-видимому сборная и сложена, вероятнее всего, тектоническими клиньями разных свит Сакмарской зоны. Необходимо, однако, продолжить поиски конодонтов в присутствующих здесь кремнях, поскольку, возможно, часть из них может иметь силурийско-девонский возраст.

x x
x

Выше рассмотрены лишь наиболее известные свиты ордовика Сакмарской зоны. Кроме них разные исследователи выделяли здесь в отдельных районах достаточно многочисленные свиты, не принятые большинством геологов. Отложения косистекской и губерлинской свит, обычно также считавшиеся ордовикскими, имеют преимущественно, более молодой возраст (см. раздел 2.3.3.). В настоящее время достаточно хорошо изучена лишь икдрясовская свита, в отношении же строения и возраста остальных свит ордовика Сакмарской зоны необходимой ясности нет. Как показано выше, они состоят обычно из тектонически сближенных пачек разного состава и возраста и совершенно не соответствуют требованиям, предъявляемых к понятию "свита" Стратиграфическим кодексом СССР /63/.

2.3. Средний-верхний ордовик, силур, девон

Отложения верхней половины ордовика, силура и девона распространены в Сакмарской зоне очень широко, слагают основной ее

объем. Разнообразие этих отложений отмечалось многими исследователями. Нами установлено, что в Сакмарской зоне толщи этого возраста слагают разрезы по меньшей мере трех разных типов, которые образуют тектонически сближенные, но самостоятельные, возрастные ряды (формаций).

2.3.1. Кремнистый (сакмарский) тип разреза

Кремни - одна из самых типичных и широко распространенных пород Сакмарской зоны. Наши предшественники /4,9, 31, 35, 54, 56 и др./ выделяли, как правило, три кремнистые свиты: сакмарскую (ранний силур), айтпафскую (кремнистые брекчии, жвет) и егинцинскую (фран). Предполагалось, что на протяжении раннего и низов среднего девона в пределах Сакмарской зоны отлагались лишь терригенные осадки и рифогенные известняки (шандлинская свита). На этом основании считалось, что в раннем-среднем девоне происходило поднятие и размыв территории, а С.В.Руженцев /55, 56 и др./ предполагал существование здесь не менее двух этапов шарьягообразования, происходивших, по его мнению, от позднего кобленца до позднего эйфеля. Отложения айтпафской и егинцинской свит были палеонтологически охарактеризованы весьма скудно (см. ниже), в то время как в кремнях сакмарской свиты В.Н.Павловичем /41 и др./, Е.В.Войцовой и др. /7/, Н.И.Левенюк /35/, Р.А.Сегодиным /60/, Т.Н.Корень и А.Д.Петровским /28/, С.В.Руженцевым /56 и др./, Б.И.Хворовым и целым рядом других исследователей во многих пунктах Сакмарской зоны были собраны богатые комплексы граптолитов лландовери и венлока. Длинные списки граптолитов, зачастую определявшие возраст пород с точностью до зоны, и большое количество их находок оказывали поистине гипногизирующее действие на геологов и порождали представления о том, что силурийские граптолиты якобы повсеместно содержатся в кремнях сакмарской свиты /35, 31 и др./, стратиграфия которой считалась очень хорошо изученной. Однако оказалось, что это не так.

Сакмарская свита ($s_1^1-s_2^1$) и киэмдждотская толща ($s_2^2-d_2$)

Нами в 1981 г. установлено /52/, что в состав сакмарской свиты попали ранне-среднедевонские кремни, ранее не известные, "потерянные" среди силурийских кремнистых толщ. Систематическое изучение кремнисто-сланцевых разрезов Сакмарской зоны, впервые

сопровождавшиеся здесь поисками конодонтов, проводилось нами в 1981-1983 гг. В ряде пунктов обнаружены комплексы девонских конодонтов. Показателем разрез по левому берегу р. Жакси-Картала, начало которого расположено в 4,3 км по аз. 123° от устья р. Шанды, там где коренные выходы подходят к реке. Здесь снизу вверх по течению (по азимуту 120°) наблюдаются:

Расстояние вдоль берега, м

- | | |
|--|----|
| 1. Выход серых слабопросвечивающих неплитчатых трещиноватых кремней | 5 |
| Задернованный интервал | 16 |
| 2. Выходы таких же серых массивных кремней, содержащих редкие радиолярии плохой сохранности. На выветрелых поверхностях в кремнях иногда видны брекчиевидная текстура - остроугольные обломки кремня, сцементированные кремнистым веществом | 32 |
| Задернованный интервал | 36 |
| 3. Выходы и высыпки серых просвечивающих плитчатых кремней, которые иногда содержат значительное количество радиолярий. Поверхность плиток ровная, их мощность 5-9 см | 20 |
| Задернованный интервал (напротив переезда через реку) | 17 |
| 4. Серые слабопросвечивающие массивные прочные кремни с брекчиевидными текстурами - остроугольные обломки серых кремней, размером 2-6 м сцементированы кремнистым веществом, обычно более темного цвета. Брекчия эта осадочная, следов тектонического дробления нет. Выходы этих "брекчиевидных" кремней перемежаются с выходами толсто- и тонкоплитчатых серых и серовато-коричневых кремней (азимут падения слоистости 155°/30°) | 85 |
| Задернованный интервал | 28 |
| 5. Высыпки шоколадно-коричневых тонкослоистых плитчатых кремней | 10 |
| 6. Высыпки серовато-зеленых плитчатых кремней (радиоляритов) | 8 |
| 7. Скальные выходы неровно-толсто- и тонкоплитчатых просвечивающих и полупрозрачных кремней. Азимут падения слоистости 140°/40° | 20 |

В этих кремнях над рекой в 2 м по мощности от кровли пачки (ее восточного края) нами найдены конодонты (т. 869a) *Polygnathus ex. gr. costatus* Klap., *P. ex. gr. linguiformis* Hinde, *Belodella* sp. и др., относящиеся к верхам эйфеля-низам яввета по уральской региональной шкале (к верхнему эмсу-нижнему эйфелю по западноевропейской шкале).

- | | |
|---|----|
| Задернованный интервал | 14 |
| 8. Выходы и развалы серых и зеленовато-серых равно-толсто- и тонкоплитчатых кремней, содержащих | |

Расстояние вдоль берега, м

- | | |
|---|----|
| радиолярии в значительном количестве | 15 |
| В 6 м от начала выходов нами были собраны конодонты (т. 869, на рис. 2) <i>Belodella elongata</i> n. sp. (мас.), <i>B. corniformis</i> Khod. et Tschernich и др., характерные по заключению В.В. Черных для верхов раннего девона (пражского яруса). Между точками 869 и 869a 25 м вдоль берега или примерно 12 м по мощности | |

- | | |
|--|-----|
| 9. Высыпки тонкоплитчатых коричневатых кремнисто-глинистых сланцев и шоколадно-коричневых слоистых кремней | 30 |
| 10. Выходы неровнослоистых серых кремней | 40 |
| 11. Выходы и высыпки пологозалегающих толсто- и тонкоплитчатых или сургучно-красная с пятнами желтооливково-серого цвета, по трещинам развиваются выделения черного марганцовистого вещества | 10 |
| 12. Выходы и высыпки серых неровноплитчатых кремней | 15 |
| 13. Отдельные высыпки красных и реже зеленоватых аргиллитов | 170 |
| 14. Пачка переслаивавшихся толсто- и тонкоплитчатых фтанитов, слоистых темно-серых и шоколадно-коричневых кремней и тонкоплитчатых коричневатых кремнисто-глинистых сланцев. Характерно осветление пород при выветривании. Азимут падения слоистости 160°/50°, видимая мощность пачки 12 м | 25 |
| Задернованный интервал | 170 |
| 15. Пачка переслаивавшихся тонкоплитчатых фтанитов с ровной микрослоистостью, коричневатых кремней, кремнисто-глинистых, глинистых и черных тонколистчатых углисто-глинистых сланцев. Во фтанитах отмечается обильная тонкая крапленность пирита. Азимут падения слоистости 110°/60° | 8 |

В середине пачки нами найдены остатки граптолитов плохой сохранности, а также конодонты и их отпечатки (т. 870) *Koskeella* sp. и др. силурийского (вероятно позднесилурийского) возраста.

- | | |
|--|-----|
| 16. Толсто- и тонкоплитчатые фтаниты и темные кремни | 2,5 |
| Задернованный интервал | 28 |
| 17. Выходы массивных зеленовато-серых средне-зернистых габбро-диабазов | 42 |
| Задернованный интервал | 30 |
| 18. Пачка толсто- и тонкоплитчатых слоистых черных и темно-серых кремней с тонкими прослоями темно-коричневых углистых сланцев. Азимут падения слоистости 130°/25°, видимая мощность пачки - 5 м | 10 |

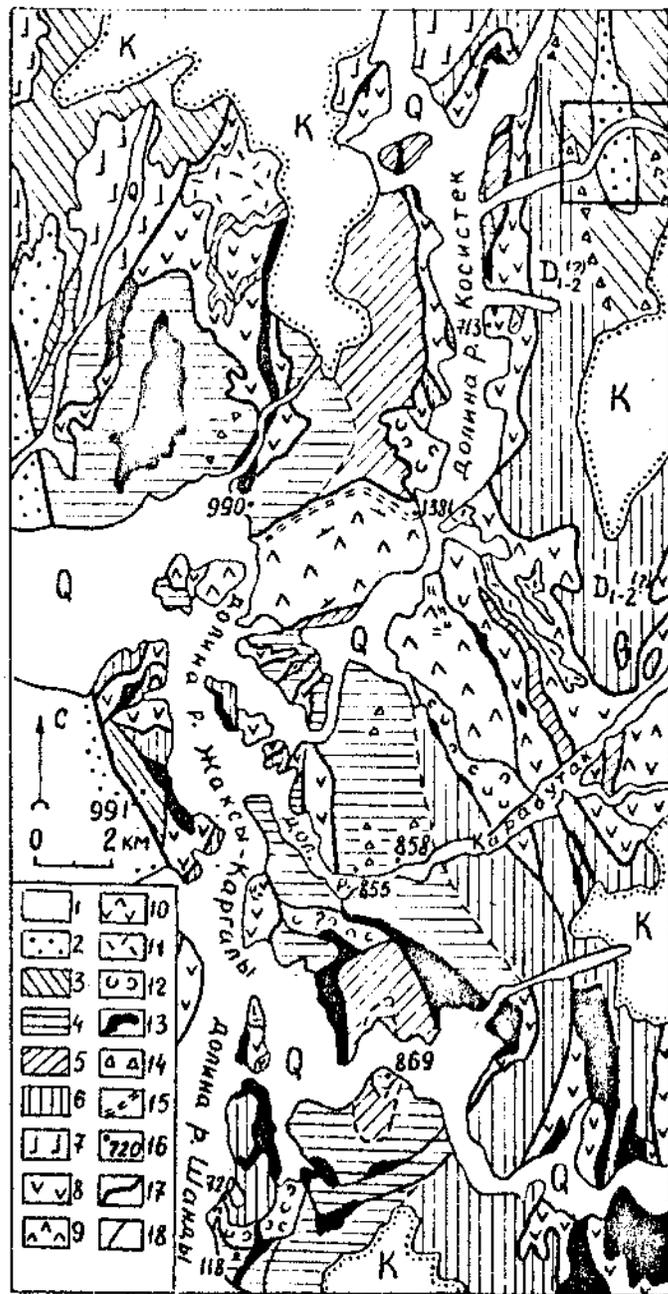


Рис. 2. Геологическая схема Косыстекского района.

I - рыхлые отложения (K - мелового возраста, Q - четвертичного); 2 - граувалки зилаирской серии (D_3^{1-2} ?); 3-6 - отложения кремнистого типа разреза: 3 - франского возраста (египтская свита); 4 - приждольско-живетского (кизилфлотская и айтпайская толщи) возраста; 5 - лландовери-лудловского (сакмарская свита); 6 - нерасчлененные; 7 - трахибазальты, чапчариты и их туфы (чанчарская свита - D_1^1 ?); 8 - отложения вулканогенного (сугралинского) типа разреза ($O_2(?) - D_2^2$); 9 - отложения туфогенного (косыстекского) типа разреза ($O_2(?) - D_1^1$); 10 - байтерекская свита (D_{1-2} ?); 11 - плагиориолиты (D_2^2); 12 - вулканогенные и осадочные отложения раннего-среднего ордовика нерасчлененные (грабенные фаши?); 13 - серпентинитовый меланж; 14 - кремнистые брекчи; 15 - горизонты ямы и кремней; 16 - главные точки находок конодонтов и их номера; 17 - разрывные нарушения; 18 - геологические границы.

Прямоугольником показано местоположение рис. 4.

Рис. 2-4 составлены авторами с использованием данных Н.И.Леоненко, В.Г.Кориневского, С.В.Руженцева, Р.А.Сегедина, Н.Н.Целикова и др. /35, 29, 55, 56, 9 и др./.

Далее обнажения кончатся. Общая мощность описанного разреза примерно 300-350 м.

Этот разрез наглядно показывает, что найденные нами и приводимые в этой работе многочисленные комплексы девонских конодонтов не вступают в противоречие с известными ранее /35 и др./ в сакмарской свите находками гранитоидов, поскольку следы они в разных пачках. Нами также были сделаны достаточно многочисленные сборы граптолитов. Так, например, в скальных выходах правого берега р.Сакмари к западу от дер. Б.Араслангулово, в 100-200 м восточнее поворота реки с азимута 185 на 220° наблюдается пачка толстолистных фанитов с прослоями углистых и углисто-кремнисто-глинистых сланцев. Пласты более или менее равнолистных фанитов и сланцев чередуются здесь с брекчированными и, по-видимому, переотложенными подводящими оползнями горизонтами этих же пород. В 40 м от восточного края толщи были собраны граптолиты (т.780-6) *Diplograptus* gen. et sp. indet. *Petalograptus tenuis* (Barr.), *Monograptus* ex gr. *Sedgwickii* Povtl. M. ex gr. *planus* (Barr.), *Monograptus* sp.

indet., *Primitograptus concinnus* Lapw., *Diverograptus* ? sp. *indet.*, *Rastrites* sp., характерные, по заключению Т.Н. Корень, для пограничных слоев среднего-верхнего ялдовери (верхи зоны convolutus - зона wedgwicki стандартной шкалы).

Были нами сделаны сборы грантолитов и в левом берегу р. Торангул сразу выше с. Ленинского, по ручью Караганцисай, в правом берегу р. Егиды в I, I км выше устья, в правом борту р. Айтпайка (в ее истоках), в ряде пунктов на правом берегу р. Шанди и других местах, которые не дали ничего принципиально нового по сравнению со сборами Н.И. Леоненко /35/.

Весьма прогуженный разрез кремнистых толд (более 4 км вкост простирания) наблюдается по правому берегу р. Карабутак, начиная в 6,5 км ниже пос. Кизыл-Флот и далее вниз по течению. К сожалению, разрез обнажен не полностью, для него характерно многократное чередование пачек серо-коричневых кремней и чернослапцевых пачек; в последних Н.И. Леоненко /35, с. 185/ в трех точках были собраны грантолиты. Возраст одного из комплексов венлокский, сохранность остальных плохая. В наиболее обнаженной части разреза правого борта р. Карабутак, начиная против устья сая, расположенного в 3, I км ниже Ширвали-сая, и далее вниз по течению (по азимуту примерно 250°) наблюдается:

Расстояние вдоль берега, м

- | | |
|---|-----|
| 1. Скальные выходы толсто-плитчатых переслаивающихся черных и зеленовато-серых кремней. Пачки ровнослоистых кремней переслаиваются с пачками неслоистых, брекчированных кремнистых пород. Наиболее характерен азимут падения слоистости 80°/70° | 80 |
| Задернованный интервал | 140 |
| 2. Высыпки фтанитов | 12 |
| 3. Выходы серых непросвечивающих массивных (неплитчатых) кремней и кремнистых брекчий с нечетко выраженной текстурой | 15 |
| Задернованный интервал | 80 |
| 4. Коренные выходы, а затем высыпки переслаивающихся тектонизированных плитчатых углисто-кремнистых, углисто-глинистых сланцев и фтанитов (часто обокренных). Пороцы черные, при выветривании светлеют | 110 |
| 5. Прерывистые высыпки и редкие коренные выходы размером до 3 м чередующихся фтанитов (иногда обокренных) и серых просвечивающих полосчатых толсто-плитчатых кремней | 750 |
| Задернованный интервал (пересечение с проселочной дорогой) | 100 |
| 6. Переслаивающиеся углисто-глинистые и углисто- | |

Расстояние вдоль берега, м

- | | |
|---|-----|
| глинисто-кремнистые сланцы с прослоями фтанитов, покрытых желтоватым окристым налетом, (выкрыты старой канавой). Отмечаются реликты грантолитов. Азимут падения слоистости 20°/70° | 20 |
| Задернованный интервал | 8 |
| 7. Выше по склону от реки (северо-западнее) располагается горка, сложенная фиолетовыми низкотемпературными пироксенлаглоклазовыми порфиритами андезито-базальтового состава | 40 |
| 8. Скальный выход массивных красноватых среднесернистых кремнистых песчаников с подчиненными прослоями зеленовато-коричневых кремней и кремнистых брекчий | 45 |
| Задернованный интервал | 30 |
| 9. Светло-серые массивные (неслоистые и неплитчатые) кремни и кремнистые гравелиты, не обладающие четко выраженной текстурой | 16 |
| Задернованный интервал | 25 |
| 10. Светло-серые, редко черные толсто-плитчатые тектонизированные кремни | 30 |
| Задернованный интервал | 28 |
| 11. Скальные выходы светло-серых и зеленоватых толсто-плитчатых кремней с редкими прослоями кремнистых гравелитов и конгломерато-брекчий мощностью около 1 м. Азимут падения слоистости 70°/65°, однако пачка, по-видимому, снята здесь в крупную складку с шарниром, падающим на север, под углом примерно 30° | 55 |
| Задернованный интервал | 65 |
| 12. Коренные выходы серых и светло-серых толсто-плитчатых (мощность плиток 3-15 см) слабо-просвечивающих тонкослоистых кремней, иногда содержащих значительное количество радиолирий. Преобладает азимут падения слоистости 100°/35°, видимая мощность пачки около 20 м. По-видимому, кремни слагают здесь крупную слабо-сжатую складку с меридиональным шарниром и полого падающими на восток и запад крыльями | 100 |
- В середине интервала в верхней части склона, в 3,8 м по мощности от кровли пачки нами найдены многочисленные конодонты (*T.858* на рис. 2) *Spathognathodus* ex gr. *steinhornensis* Zieg, *Iscriodus* sp., *Belodella* sp. и др. раннедевонского возраста.
- Азимут хода 280°, по ходу задернованный интервал (севернее, дальше от реки примерно в 100 м обнажается пачка углисто-глинисто-кремнистых сланцев и фтанитов, видимой мощностью около 8 м)
- | | |
|--|-----|
| 13. Разровненные выходы серых массивных неплитчатых кремней | 60 |
| 14. Прерывистые выходы серых брекчированных кремней. Азимут падения слоистости 0°/50°, видимая мощность около 25 м | 160 |
| | 190 |

	Расстояние вдоль берега, м
Задернованный интервал (выше по склону редкие выходы и выходы кремней)	165
15. Выходы серых массивных и реже плитчатых кремней	15
Азимут хода 220°, задернованный интервал ..	50
16. Выходы кремнистых гравелитов и брекчий, сложенных неокатанными обломками черных и светло-серых кремней размером 0,3-3 см. Цементирующая обломки черная кремнистая масса составляет 20-30% породы	10
Задернованный интервал	70
17. Выходы известковых песчаников и гравелитов. В обломках резко преобладают черные, серые и реже зеленоватые кремни, есть также серые известняки. Размер обломков 0,1-1,5 см, они неокатаны, составляют от 30 до 65% породы. Цемент карбонатный	3
Задернованный интервал	8
18. Выходы кремнистых гравелитов с известняковым цементом	25
Задернованный интервал (начало сплошных скальных выходов)	30
19. Серые и зеленовато-серые грубоплитчатые кремни. Мощность отдельных плиток кремня составляет 8-20 см. Отчетливо слоистые пачки этих кремней мощностью 3-5 м чередуются с пачками неслоистых брекчированных кремнистых пород, примерно такой же мощности. Иногда видно, что последние сложены кремнистыми гравелитами и брекчиями, в обломках которых те же серые и зеленовато-серые кремни. Наиболее характерен азимут падения слоистости $70^\circ / 35^\circ$	80
20. Прослой осадочной брекчии мощностью 1 м (с обеих сторон от него грубоплитчатые серые кремни). Обломки неокатаны, имеют размеры до 15 см, чаще 1-5 см и составляют около 70% породы. В их составе резко преобладают фтаниты и серые массивные известняки, есть также обломки зеленоватых и серых кремней, кремнистых гравелитов. Сортировка обломков по размеру и составу отсутствует. Цемент известковистый. В целом порода монолитная (не тектонит). В обломках известников есть редкие плохой сохранности крупные брахиоподы девонского облика	1
21. Серые грубоплитчатые кремни	4
Задернованный интервал	23
22. Кремнисто-известняковая брекчия, аналогичная описанной в интервале 20. Видимая мощность 2,5 м	3
Задернованный интервал	8
23. Серые грубоплитчатые кремни	22
24. Гравелиты. В обломках серые кремни	16
25. Известняково-кремнистая конгломерато-брекчия, похожая на описанную в интервале 20.	

	Расстояние вдоль берега, м
Отличается несколько большим количеством известнякового цемента, большим количеством обломков серых и зеленоватых кремней. Обломки известняков имеют размеры до 20 см, из них собраны плохой сохранности криноиды, брахиоподы и тетракораллы девонского облика. Видимая мощность 4 м	20
Задернованный интервал	30
26. Кремнистые гравелиты и неровноплитчатые кремни	17
Задернованный интервал	36
27. Переслаивающиеся кремнистые гравелиты и конгломерато-брекчии. Преобладают гравелиты, в обломках серые, зеленые и черные кремни ..	45
28. Переслаивающиеся серые грубоплитчатые кремни и кремнистые гравелиты. Азимут падения слоистости $0^\circ / 45^\circ$	28
29. Линза известняково-кремнистых гравелитов мощностью 1,5 м	2
30. Скальные выходы кремнистых конгломерато-брекчий и гравелитов, с подчиненными пачками толстоплитчатых неровнослоистых зеленовато-серых и коричневых кремней (радиопритов). Азимут падения слоистости $275^\circ / 80^\circ$, кремни образуют скальную складку с вертикальной осевой плоскостью	135

В 30 м от конца интервала в кремнях нами найдены конодонты (т.855 на рис. 2) *Polygnathus cf. dobrogenais* Mitán и другие среднедевонского возраста.

Далее вниз по течению скальные обнажения кончаются и после поворота р.Карабутак прерывистые выходы серых и зеленовато-серых неровноплитчатых кремней и кремнистых брекчий продолжают еще на протяжении примерно 1,5 км.

Приведенные находки конодонтов (инт. 12 и 30) доказывают, что в описанном разрезе, кроме силурийских углисто-кремнистых пачек, присутствуют, причем в большем объеме, и ранне-средне-девонские серые и зеленоватые кремни и кремнистые гравелиты.

Хорошо обнаженный разрез кремнистых толщ виден на правом берегу р.Урал, сразу выше устья р.Губерля. Начало разреза на левом берегу р.Губерля в 0,5 км выше устья. Далее на восток по верхнему грёбню скальных обнажений наблюдается:

	Расстояние вдоль берега, м
1. Скальные выходы серых, голубовато-серых и темно-серых непросветлявшихся грубо-неровноплитчатых кремней. Азимут падения слоистости примерно $130^\circ / 45^\circ$, видимая мощность пачки около 15 м	100

	Расстояние вдоль берега, м	
2. Серые неровнослоистые и брекчированные кремни. Азимут падения слоистости примерно $120^{\circ}/50^{\circ}$, видимость пачки около 20 м	140	
Задерживающий интервал	60	
3. Линозвидные-плитчатые темно-серые и черные кремни и глинисто-кремнистые сланцы. Азимут падения слоистости $130^{\circ}/60^{\circ}$	20	
Задерживающий интервал	85	
4. Толсто-плитчатые неровнослоистые и брекчированные серые непросвечивающие и слабopосвечивающие кремни, с подчиненными прослоями кремнистых брекчий. Азимут падения слоистости $200^{\circ}/70^{\circ}$, мощность пачки составляет примерно 45 м	110	
5. Серые, зеленовато-серые плитчатые и толсто-плитчатые непросвечивающие кремни. Мощность отдельных плиток составляет до 25 см, чаще 4-10 см, разделены они прослойками зеленовато-серых глинисто-кремнистых сланцев мощностью до 3 см или примазками светло-желтого глинистого вещества. В кремнях присутствуют радиолярии, иногда в значительном количестве. Азимут падения слоистости $195^{\circ}/65^{\circ}$, мощность пачки 5 м	20	
В середине пачки на вершине хребта у (маяка) (в 450 м севернее устья р. Губерли) нами найдены (т. 971) конодонты хорошей сохранности <i>Spathognathodus cf. remscheidensis</i> Zieg., <i>S. sp.</i> , <i>Ozarkodina denckmanni</i> Zieg., <i>Plectospathodus sp.</i> и др., представляющие собой разрозненные элементы аппарата <i>Ozarkodina cf. remscheidensis</i> (Zieg.) раннедевонского возраста.		
Задерживающий интервал	10	
6. Грубо-неровноплитчатые серые и черные кремни с подчиненными прослоями равноплитчатых разностей. Мощность пачки 40-45 м	85	
Задерживающий интервал	60	
7. Скальные выходы светло-серых и серых грубо-плитчатых, неровнослоистых кремней, часто брекчированных. Мощность пачки 50-70 м	110	
8. Кремнистые брекчии. Представляет собой массивные породы, состоящие из остроугольных обломков серых и черных кремней, размером от 2 до 50 мм. Сортировки обломков по крупности и составу нет. Крупные обломки кремней цементированы более мелкими, обломков других пород нет. Преобладают обломки серых кремней, черных - также достаточно много, значительно реже наблюдаются обломки коричневых кремней и зеленоватых кремнисто-глинистых сланцев. Мощность пачки примерно 25 м	40	
9. Массивные зеленовато-серые кремнисто-туффиты, состоящие из смеси осадочного кремнезема (преобладает) и тонкой витрокластички. Мощность 20-25 м	60	

	Расстояние вдоль берега, м
10. Кремнистая брекчия, от описанной в лит. 8 отличается лишь большим содержанием обломков черных кремней. Мощность 6 м	15
11. Среднезернистый полилитковый песчаник. Мощность 6 м	10
12. Переслаивающиеся кремни и кремнистые брекчии, слогающие пачки мощностью 6-15 м. Для кремней характерны неровноплитчатые, комковатые текстуры, протяженность отдельных плиток не превышает обычно 1-2 м. Азимут падения слоистости составляет примерно $135^{\circ}/70^{\circ}$, мощность около 110 м	
13. Темно-серые, серые и черные брекчированные кремни и кремнистые туффиты с редкими линзами (вероятно олистолитами) серых тонкоплитчатых глинисто-кремнистых сланцев мощностью до 1,5-2 м. Азимут падения слоистости $95^{\circ}/70^{\circ}$. Мощность пачки примерно 80 м	
Общая протяженность разреза составляет 1400 м, а мощность 500-550 м. Восточнее, после задерживающего пространства (в 1,6 км восточнее точки с конодонтами № 971 - см. выше, или в 500 м по азимуту 275° от вершины г. Млишиклина) в серых комковатых кремнях были собраны /20/ конодонты (т. 53-83) <i>Spathognathodus ex gr. steinhornensis</i> Zieg., <i>Ozarkodina cf. denckmanni</i> Zieg. характерные для придолия-раннего девона.	
Кроме приведенных находок, ранне-среднедевонские комплексы конодоатов были обнаружены нами еще в целом ряде пунктов Сакмарской зоны. Так, в правом борту сая-левого притока р. Коктогай, в его верховьях (примерно в 2,4 км по аз. 75° от центра поселка Кызылтас) в пачке серых слабopосвечивающих толсто-неровноплитчатых кремней (азимут падения $80^{\circ}/50^{\circ}$) мощностью 8-10 м, расположенной южнее поля обфузивов сугралинской светы, нами найдены конодонты (т. 980 на рис. 3) <i>Spathognathodus cf. primus</i> (Br. and M.), <i>S. ex gr. steinhornensis</i> Zieg., <i>Belodella sp.</i> и др., характерные для придолийского-дохковского ярусом (вероятнее последний). Восточнее (в 3 км по азимуту 80° от поселка Кызылтас) в середине мощной пачки равноплитчатых зеленовато-серых и красных яшмовидных кремней (радиоляритов) у вершины скальных выходов правого борта сая собраны (т. 981) <i>Spathognathodus sp.</i> , <i>Ozarkodina denckmanni</i> Zieg., <i>Neoprioniodus bicurvatus</i> , <i>Plectospathodus (?) sp.</i> и др., характерные для придолия-раннего-среднего девона.	



Рис. 3. Геологическая схема Медесского района.

1 - габбро-амфиболиты, зеленые сланцы и др.; 2 - габбро-диабазы; 3 - кизильская свита ($D_3^2-C_1^1$); 4 - кизилковская свита (O_1^+); 5 - олистолиты рифогенных известняков ($D_1^2-D_2^1$). Остальные условные обозначения те же, что на рис. 2.

В скальных обнажениях правого берега правого нижнего притока ручья Коктогай, перед первым крупным саям (или же в 4610 м по азимуту 171° от устья р.Коктогай) наблюдается следующий разрез:

1. Кремнистая осадочная брекчия, сложенная неокатаинскими обломками коричневатых, серовато-зеленых и черных кремней размером 1-10 см. Видимая мощность 3,5 м.
2. Плитчатые и неровноплитчатые серые, голубовато-серые и зеленоватые кремни, в которых иногда наблюдаются радиолярии. Плитки разделены тонкими (до 4 мм) прослойками желтого глинистого вещества. Азимут падения слоистости $90^\circ/40^\circ$. Мощность 2,5 м.

В середине пачки нами собраны конодонты (т.977 см. рис. 3) *Spathognathodus* ex gr. *steinhornensis* Ziegl., *S.* sp., *Ozarkodina denckmanni* Ziegl., *Belodella* sp., характерные для придолино-раннего девона.

3. Кремнистая осадочная брекчия, аналогичная инт.1. Мощность около 10 м.
4. Плитчатые темно-зеленые и черные кремни и углисто-глинисто-кремнистые сланцы. Мощность 5-7 м.
5. Кремнистая брекчия. Видимая мощность 2 м.

Севернее, на правобережье р.Урал в крайней западной части Сакмарской зоны близ границ с полосой граувакк зиланрской серии откартирована полоса фанитов северо-западного простирания, Б.И.Хворовым и другими предполагался их силурийский возраст. Нами в этой пачке у ее выхода в долину р.Киндерли, в ее правом борту (т.834, расположена в 1,85 км ниже устья р.Караколь или же в 3,65 км по аз. 295° от и.-в. угла 32а) были найдены конодонты *Polygnathus* sp. *indet.* и др. (возраст - не древнее верхов раннего девона). Наиболее вероятен франкский возраст этой пачки, поскольку она литологически сходна с египетской свитой (см. ниже).

На правобережье р.Кураган, в 1,5 км западнее дер. Рысаево вершина субмеридионального хребта вскрыта карьером длиной около 0,5 км. Здесь вкрест простирания с востока на запад наблюдаются:

1. Переслаивающиеся серые грубозернистые полимиктовые, существенно кремнистые песчаники, кремнистые гравелиты и конгломерато-брекчии. В обломках преобладают серые и зеленоватые кремни. В песчаниках кроме того присутствуют и сравнительно редкие обломки хлоритизированных диабазов, измененных полевых шпатов, цемент поровый, карбонатный. Видимая мощность пачки 16 м.

2. Светло-серые непроросвечивающие толстоплитчатые (мощность плиток 2-10 см) равнослоистые кремни, содержащие значительное количество радиолярий. Есть подчиненные прослои бирюзовых кремней. Мощность пачки 18 м.

3. Пачка черных и темно-серых кремней (фланитов), переслаивающихся с темно-фиолетовыми, светлехими при выветривании углисто-кремнисто-глинистыми сланцами. Породы равноплитчатые, мощность плиток кремней 2-6 см, составляет кремни 60-70% объема пачки. Плитки кремней разделяются прослоечками сланцев и, реже, темно-желтых аргиллитов. Кремни, как правило, тонкослоистые, переполнены радиоляриями хорошей сохранности. Много радиолярий и в углисто-кремнистых сланцах. Видимая мощность пачки около 20 м.

Кремни пачек 2 и 3 смиты в очень интенсивные, обычно сильносжатые складки с пологими осевыми плоскостями.

В пачке 3, у южного края карьера, на самой вершине найдены конодонты (т.848a) *Spathognathodus* ex gr. *inclinatus* (Rhoodes) и др., относящиеся, вероятнее всего, к верхнему силуру - низам девона.

Северо-западнее г.Кувандик, сразу севернее пос. Новокурский, начинается мощная, хорошо выраженная в рельефе субмеридиональная гряда кремней. Преобладают здесь плитчатые слоистые светлые бирюзовые, голубовато-серые и серые кремни, содержащие обычно радиолярии в большом количестве. У пос. Новокурский кремни слагают, по-видимому, южную замковую часть крупной складки, прослеживающейся далее на север. В 380 м по азимуту 290° от северо-западной окраины Новокурского в кремнях нами найдены многочисленные конодонты (т.843), представляющие почти исключительно экземпляры из рода *Belodella*. В.В.Черных из них определен *Belodella* cf. *firmiosa* Snig., В. sp., *Rotundocodina* sp., характерные, по его заключению, для верхов раннего девона-эффеля.

По северо-западному краю Сакмарской зоны, близ ее контакта с Зилаирским синклиноморфом проходит хр. Дзю-Тюбе, сложенный преимущественно кремнями и кремнистыми брекчиями. Здесь, в верховьях правого берега ручья Мамбетлга в наиболее восточном скальном выходе, сложенном переслаивавшимися грубоплитчатыми и плитчатыми светло-серыми, коричнево-серыми, зеленоватыми, бирюзовыми и черными кремнями с подчиненными прослоями кремнис-

тых брекчий, нами найдены конодонты (т.785) *Spathognathodus* ex gr. *repetitor* Carls. et Gandl., S. cf. *steinhornensis* sup. sp., *Plectospathodus* sp. и др., характерные, по заключению В.В.Черных, для прижидольского яруса-раннего девона (последнее, вероятнее). Ранее кремни и кремнистые брекчии хр. Дзю-Тюбе большинством исследователей считались целиком силурийскими /25 и др./. Однако В.Н.Лавлинов /41/ справедливо предполагал, что сакмарская свита содержит и девонские кремнистые пачки.

Вышеприведенными списками нами находки прижидольско-нижне-среднедевонских конодонтов в кремнистых толщах Сакмарской зоны далеко не исчерпаны. Сказанного, однако, достаточно для разграничения силурийских (преимущественно раннесилурийских) и ранне-среднедевонских кремнистых пачек, описывавшихся ранее в составе сакмарской свиты силура. При картировании следует учитывать, что раннесилурийские кремни имеют, как правило, черный цвет, они углистые; обычно достаточно велико здесь и содержание глинистого вещества. Кремни же прижидольско-ранне-среднедевонского возраста имеют серые, зеленоватые и коричневые окраски, характерны комковатые неровноплитчатые текстуры и присутствие кремнистых брекчий. Содержание глинистого вещества в этих кремнях низкое, звук при ударе молотком звонкий. Подобные же литологические отличия кремней разного возраста были нами ранее установлены в более северных районах Зилаиро-Деминской зоны Урала /47, 12 и др./.

Поскольку выше было доказано, что сакмарская свита сборная, целесообразно оставить в ее составе черносланцевые и кремнистые пачки яландовери-лудловского возраста, а кремнистые толщи прижидольско-среднедевонского возраста, среди которых преобладают зеленовато-серые неровноплитчатые кремни выделить в самостоятельную толщу (в ранге свиты). Эту толщу мы назвали князьфлотской (по пос. Князьфлот), ее опорный, фаунистически достаточно хорошо охарактеризованный разрез описан (см. выше) по правому берегу р.Карабутак ниже этого поселка. Представительный разрез князьфлотской толщи наблюдается и по левому берегу р. Какси-Карагала, в 4,3 км выше устья р.Панды (см. выше). Князьфлотская толща залегает на сакмарской свите согласно, ее мощность 200-450 м.

Кремнисто-карбонатные "конденсированные" разрезы.

В Сакмарской зоне, как и во всех других районах Зиламро-Лемвинской зоны Урала /47, 49/, присутствуют очень специфические, так называемые "петельчатые" известняки, изучавшиеся здесь ранее Н.И.Леоненком /35/, И.В.Хворовой и Н.В.Григорьевым /70/, В.Г.Кориневским /32/ и др. Выходы "петельчатых" известняков, приуроченные обычно к кремнисто-сланцевым пачкам, известны близ слияния рек Зилаира и Сакмары, в среднем течении рек Косистек, Карабутак, на правом берегу Иткольская, в верховьях реки Шанды и в других местах. Отдельные тела этих известняков имеют видимость протяженность до 200-250 м при мощности до 10-15 м, чаще до 8 м.

Описываемые известняки серого цвета, глинистые, афанитовые; содержат многочисленными очень тонкие неровные, не параллельные микропрослойки аргиллитов, карбонат представлен почти исключительно микрозернистым кальцитом. Известняки неровнослоистые, в них и в поперечном сечении и на поверхности напластования видны причудливые изгибы, образующие сложный рисунок. Очень характерна "петельчатая" текстура породы - известняк состоит желвакообразные стяжения, линзочки и неровные линзы - видные прослойки с многочисленными пережимами. Мощность отдельных слоев колеблется, составляя обычно 1-3 см, разделены они тонкими прослойками зеленовато-серого глинистого вещества. Содержание нерастворимого глинистого остатка в "петельчатых" (или "комковатых") известняках очень велико (доходит до 25 и более % веса). Велико здесь и содержание конодонтов (около 30-50 экземпляров и более на 1 кг породы), что, видимо, связано с низкой скоростью накопления известняков.

Наиболее часто наблюдаются два типа "петельчатых" или "комковатых" известняков: 1) светло-серые, неровнолитчатые, в которых видны срезы раковин цефалопод; 2) более темные и массивные, переполненные многочисленными мелкими (2-4 мм) конусовидными раковинками тентакулитов. Как правило возраст "цефалоподовых" известняков позднесилурийский, а тентакулитовых раннедевонский (пращский).

Состав фауны в них очень своеобразен, первая из этих разновидностей, кроме многочисленных цефалопод и конодонтов, содержит пелециподы, трилобиты и редко брахиоподы. Распределена фауна в породе неравномерно: некоторые прослойки переполнены,

в других ее содержится существенно меньше. Встречаются как целые формы, так и мелкие обломки, рассеянные в микрозернистой массе известняка. В тентакулитовых известняках никакой другой фауны, кроме тентакулитов и конодонтов, как правило, не содержится. Тонкие концы раковин иногда ориентированы в одном направлении, что говорит о существовании придонных течений, являвшихся, кстати, одним из факторов образования конденсированных осадков.

Среди тентакулитовых и цефалоподовых "петельчатых" известняков встречается иногда прослойки коричневых, желтоокрасных или розовых кремней и известняков, иногда окремнелых. Количество преобладают цефалоподовые известняки, однако обычно тентакулитовые и цефалоподовые разновидности встречаются совместно, образуя единые слои и пачки. В отдельном слое "петельчатого" известняка одна его часть (чаще нижняя) может быть сложена цефалоподовым известняком, а другая - тентакулитовым, но их переслаивания в пределах одного прослоя не бывает. Напротив, иногда удается зафиксировать следы перебивов в осадконакоплении - прослойки "конгломератовидных" известняков, а также следы размыва цефалоподовых известняков по присутствию их мелких неокатанных обломков среди тентакулитовых разновидностей в подошве последних /32/. Это видно, например, в выходе на левом берегу р.Косистек, в 1 км южнее устья Кафтерек-сая (обн.722).

И.В.Хорова и Н.В.Григорьев /70/ обратили внимание на своеобразие литологии цефалоподовых известняков Сакмарской зоны, справедливо сопоставив их с пелагическими известняками типа "аммонитико rosso" Альпийского пояса.

Н.И.Леоненком /35/ относил цефалоподовые известняки к выделявшейся ею карабутакской свите. Она сделала в них представительные сборы лудловской (преимущественно раннелудловской) фауны (цефалоподы, гастроподы, пелециподы и др.), отметив ее своеобразие.

Однако возраст "петельчатых" известняков Сакмарской зоны все же не был ясен, поскольку здесь, как во многих других районах западного склона Урала, заключения о возрасте, сделанные по микрофауне и тентакулитам, ранее находились в противоречии. Так, В.Г.Кориневский, не разобравшись в сложных геологических взаимоотношениях толщ и не сумев разграничить силурийские и девонские кремнистые пачки, пришел к необоснованному выводу, что

сделанные палеонтологами Г.П.Лешенко и другими заключения о пражском возрасте тентакулитов "... являются лишь данью традиции, ... тентакулиты отрядов *Novakia* и *Styliolina* существовали в силуре (возможно, даже в мляндовери)" /32/. Т.Н.Корень еще в 1974 г. указывала на ошибочность этих представлений В.Г.Кориневского, что к сожалению не было им учтено.

Проведенные нами в Самарской зоне сборы тентакулитов и конодонтов доказали девонский возраст части "петельчатых" известняков /52/. Показательны выходы в правом борту правого нерасхоженного притока верховьев р.Манды (вблизи пункта Заготскот - обн. 118 на рис. 2). Здесь снизу вверх по склону наблюдаются:

1. Плитчатые светлые пестрые кремни с прослоями кремнистых брекчий. Видимая мощность около 7 м.

Задержанный интервал 5-6 м по мощности.

2. Плитчатые кремни темно-серого и черного цвета светло-зеленые с поверхности. В них нами найдены конодонты *Polygnathus* sp. и др. (возраст не древнее верхов раннего девона). Видимая мощность 4 м.

3. Светло-серые "петельчатые" и неровнослоистые глинистые известняки с ортоцератидами, мощностью 8 м. В 4,5 м от контакта со слоем 2 нами найдены конодонты *Spathognathodus inclinatus* (Rhodes), *Mesprioniodus multiformis* Wall., *Plectospathodus extensus* Rhodes (элементы аппарата *Ozarkodina excavata excavata* (Br. et M.) /777), *Ligonodina walopia* Rhodes, *Lonchodina greilingi* Wall., *Belodella* sp. лудловского возраста. Пачки I и 2, по-видимому, разделены разломом.

4. Серые "петельчатые" глинистые известняки, переполненные мелкими раковинками тентакулитов, мощностью 6,5 м. Содержат многочисленные невидержанные прослойки и линзы кремней красновато-коричневого цвета. В 3,5 м от границы со слоем 5 нами найдены конодонты *Polygnathus pireneae* Boers., *Spathognathodus miae* Bult., *Pseudooneotodus beckmanni* Bisch. et Sann. и другие и тентакулиты *Styliolina fissurella* (Hall), *Turkestanella* cf. *askaria* (Richt.), *Alaina* sp. (здесь и далее определения тентакулитов сделаны В.Л.Клишневичем). И тентакулиты, и конодонты характерны для пражского яруса.

5. Неравномерно окрашенные красно-зелено-бурые кремни, образующие замок складки с вертикальным шарниром. В них нами найдены многочисленные конодонты *Polygnathus inversus* Klar. et

Sann., *Spathognathodus* aff. *postoptimus* Nassed. и др., характерные для верхов карпинского горизонта (верхи нижнего эйфеля уральской шкалы или верхний эмс - по западноевропейской). Мощность слоя 3 м.

6. Серые глинистые тентакулитовые известняки. В них в I м от слоя 5 нами найдены конодонты *Polygnathus* cf. *pireneae* Boers., *Spathognathodus miae* Bult., *Pseudooneotodus beckmanni* Bisch. et Sann. и др., характерные для раннего эмса европейской шкалы. Таким образом, известняки интервалов 4 и 6 сходны как литологически, так и фаунистически. Видимая мощность слоя 2 м.

Задержанный интервал 80 м.

7. Выходы светло-серых глинистых "петельчатых" цефалоподовых известняков, сходных с развитыми в интервале 2. Здесь нами найдены конодонты *Spathognathodus inclinatus inclinatus* (Rhodes) S. in. *inflatus* Wall., S. in. *posthamathus* Wall., S. *sp. idri* Wall. и др., характерные для лудловского яруса. Видимая мощность I,5 м.

В описанных выходах лишь пачки 3,4 и 5 составляют ненарушенный разрез, который отличается крайней конденсированностью и при мощности всего 15-20 м охватывает всю верхнюю половину силура и нижнюю половину девона, т.е. почти целый геологический период.

Близкие к приведенным комплексы конодонтов - лудловско-лохковские - в светло-серых глинистых неровнослоистых "петельчатых" известняках и раннеэмские - в ассоциирующихся с ними темно-серых тентакулитовых, найдены нами еще в ряде мест. Так, в 1300 м севернее описанного разреза (обн. 720 на рис.2) канавой вскрыты "петельчатые" известняки с девонскими тентакулитами *Styliolina* ex gr. *nucleata* (Karp.) и др., где нами найдены многочисленные конодонты *Icriodus* ex gr. *laterioresiens* Br. et Mehl, I. sp., *Spathognathodus miae* Bult., *Belodella devonica* Stauff., *Pseudooneotodus beckmanni* Bisch. et Sann., *Pelakognathus serratus* Jentzsch. и др., характерные для пражского яруса. Эти известняки перекрываются - или, возможно, контактируют по надиугу - с плитчатыми коричневатыми кремнями, в которых в той же канаве нами найдены *Tortodus koskelianus* Bisch. et Zieg. и др. (зона *koskelianus* - верхний эйфель западноевропейской шкалы или нижний живет-уральской). Есть поблизости и выходы лудловских цефалоподовых известняков. В целом в районе обн. 720

нами выявлен кремнисто-глинисто-карбонатный конденсированный и вдобавок, вероятно, тектонически нарушенный разрез, отлагавшийся от раннего лудлова до раннего живета включительно, общая мощность которого не превышает первых десятков метров.

Хороший разрез, отличающийся от вышеописанных присутствием песчанников и гравелитов, располагается в верховьях Итколь-сай (правый приток реки Баксы-Каргала), на правом берегу его самого верхнего правого притока. Здесь от самых верхних по течению обнажений и далее вниз (по азимуту 330°) наблюдается:

	Расстояние вдоль берега, м
1. Цветистые желтовато-среднезернистые серпигитовые граниты	40
Задерживающий интервал	10
2. Серые среднезернистые, частично перекристаллизованные известняки	8
Задерживающий интервал	12
3. Серые неравнослоистые кремни и кремнистые гравелиты	10
Задерживающий интервал	6
4. Светло-серые неравнослоистые и "пегельчатые" известняки с редкими цефалоподами и прожилками кальция	7

Здесь в середине пачки нами собраны конодонты (т.992А) *Neoprioniodus excavatus* (Br. et M.), *Hindeodella equidentata* Rhodes и др., характерные для верхнего силура-лохкова.

Задерживающий интервал	8
5. Грубозернистые аркозовые песчанники и гравелиты. Содержат редкие гальки гранитов и зеленых кварцевых порфиров размером до 4-5 см. Обломочный материал песчанников плохо окатан и не отсортирован	3
Задерживающий интервал	24
6. Отдельные выходы розовых плитчатых неравнослоистых илистых известняков с обильными цефалоподами. Тонкие концы раковин иногда ориентированы в одном направлении. В начале интервала азимут падения слоистости 190°/35°	16

В конце интервала нами найдены многочисленные конодонты (т.992Б) *Spathognathodus inclinatus* (Rhodes), *S. primus* (Br. et M.), *S. remscheidensis* Zieg., *Ozarkodina media* Wall., *Plecto-spathodus extensus* Rhodes, *Neoprioniodus excavatus* (Br. et M.), *N. bicurvatus* (Br. et M.), *Trichonodella excavata* (Br. et M.), *Hindeodella equidentata* Rhodes, *H. confluens* Br. et M. Конодонты входят в аппараты *Ozarkodina excavata excavata* (Br. et M.), *O. confluens* (Br. et M.), *O. remscheidensis remscheidensis* (Zieg), возраст которых отвечает пограничным слоям приждолля и

лохкова (верхи зоны *eastenhornensis* - низы зоны *woschmidti*).

Расстояние вдоль берега, м

7. Грубозернистые аркозовые песчанники и гравелиты, содержащие гальку кремней	II
Задерживающий интервал	24
8. Серые грубозернистые аркозовые песчанники с подчиненными прослоями светло-серых неравнослоистых и "пегельчатых" известняков. Азимут падения слоистости 335°/35°	35
Задерживающий интервал	30
9. Тонкослоистые кремне-серые известняки, содержащие сравнительно редкие цефалоподы	3

Здесь нами найдены конодонты (т.992В) *Spathognathodus inclinatus inclinatus* (Rhodes), *Ozarkodina media* Wall., *Plecto-spathodus extensus* Rhodes, *Neoprioniodus excavatus* (Br. et M.), *Trichonodella excavata* (Br. et M.), *Hindeodella equidentata* Rhodes, *Pseudooneotodus* sp. Эти конодонты входят в аппарат *Ozarkodina excavata excavata* (Br. et M.) позднесилурийско-лохковского возраста.

Задерживающий интервал	2
10. Выветрелые и карбонатизированные микдалекаменные базальты и их туфы, переслаивающиеся с полимиктовыми песчанниками	25

Общая мощность описанного разреза (янт. 2-10) 60-70 м. Далее вниз по течению на протяжении 60 м (до устья впадающего справа озера) наблюдается задерживающий участок с редкими выходами измененных основных эффузивов и известняков. Ниже начнутся скальные выходы кремнистой толщи, продолжающиеся примерно 500 м до впадения ручья в Итколь-сай. Эта толща отчетливо делится на две пачки: выше по течению располагаются серые и светло-серые просвечивающиеся толсто- и тонкоплитчатые (реже равноплитчатые) кремни (радиоляриты) и кремнистые брекчии, сменяющиеся затем черносланцевой пачкой фланитов, темно-серых кремней и глинисто-углисто-кремнистых сланцев. В последних Н.И.Леоненко /35/ были найдены граптолиты венлока, возраст же пачки светло-серых неравноплитчатых радиоляритов вероятнее всего приждолляско-ранне-среднедевонский и ее следует относить к кзылджомтокой толще.

Приведенный разрез (янт. 2-10) указывается Н.И.Леоненко /35/, сделавшей здесь представительные сборы цефалопод лудловского возраста, в качестве характерного для выделенной ею карабутакской свиты. Из-за крайней ограниченности распространения

такого набора пород применять этот термин, по-видимому, нет необходимости.

В правом борту р.Сакмары, примерно в 600 м ниже устья Зяландра, "петельчатые" известняки слагают пласт мощностью около 15 м и видной протяженностью более 80 м. В цефалоподовых разрезах известняков нами найдены верхнесилурийские конодонты *Spathognathodus inclinatus inclinatus* Wall., *S. primus* Br. et M., *Neoprioniodus multiformis* Wall., *Ozarkodina fundamentata* Wall. и др. В тентакулитовых известняках собраны тентакулиты *Styliolina* ex gr. *domanicense* g. a., *Turkestanella* ex gr. *clathrata* Klish., *T. cf. crinulata* Klish., *Alaina* sp. и др. (пражский ярус) и конодонты *Spathognathodus miae* Bult. *S. ex gr. exigua* Phill., и др., входящие в аммараты *Pandorinella miae* (Bult.) и *P. ex gr. exigua* (Phil.), и конодонты *Pseudo-oneotodus beckmanni* Bisch. et Sann. и др., характерные для пражского яруса.

В правом берегу р.Косистек, в I км выше устья Байтерек-ская есть несколько обнажений петельчатых известняков. Вблизи к воде выходы (обн. 722, см. выше) они имеют мощность не более 0,5 м, однако и здесь наблюдаются обе отмеченные разновидности. В тентакулитовых известняках тут нами найдены конодонты *Spathognathodus miae* Bult., *Sannemannia peralensis* D. Al-Rawi, *Pseudo-oneotodus beckmanni* Bisch. et Sann., *Pelekysgnathus* sp., и др. и тентакулиты *Styliolina* ex gr. *domanicense* g. a., *S. cf. fissaurella* (Hall), *Turkestanella* ex gr. *clathrata* Klish., характерные для пражского яруса. Ранее Г.И.Дашенко определял здесь тентакулиты низов пражского яруса /32/. В цефалоподовых известняках нами найдены конодонты *Spathognathodus steinhörpensis remscheidensis* Zieg., *S. primus* Br. et M., *S. inclinatus* (Rhodes), *Pseudo-oneotodus beckmanni* Bisch. et Sann. и др., характерные для лоховского яруса. Это наиболее молодой комплекс, полученный из цефалоподовых известняков.

Близкие комплексы фауны были найдены и в других местах. Таким образом, наши сборы конодонтов и тентакулитов показали полное соответствие определений возраста по этим группам фауны. Это еще раз подтвердило высокую стратиграфическую значимость тентакулитов, ошибочно оспаривавшуюся В.Г.Кориневским /32/. Петельчатые известняки Сакмарской зоны входят в состав чрезвычайно конденсированного карбонатно-кремнисто-сланцевого разреза

раннелудовско-ранноживецкого возраста. В "петельчатых" известняках местами намечается выпадение приподольских и лоховских отложений.

Генезис и распространение "петельчатых" известняков обсуждается нами в отдельной статье, которая будет опубликована позже; отметим лишь, что все их особенности (очень малые мощности, планктонный характер фауны, обилие глинистого вещества и конодонтов и др.) убедительно свидетельствуют о их пелагическом, сравнительно глубоководном происхождении. Возникновение петельчатой и комковатой текстуры известняков, характерной для карбонатных пород батинальной зоны, также, по-видимому, связано с их относительно глубоководной природой и малой скоростью накопления. Вероятно, главными факторами возникновения петельчатой текстуры явились процессы подводного выветривания, сопровождавшиеся частичным растворением и выносом карбонатов (главным образом арагонита), с образованием подводного элювия.

О стратиграфическом положении и природе известняков "шандинской свиты"

На всем протяжении Сакмарской зоны от верховьев р.Шанды на юге до р.Сакмары на севере присутствует рифогенные известняки, слагающие значительную часть так называемой шандинской свиты. Эти известняки образуют крупные разрозненные тела, размером в плане от 0,5х1 м до 30х175 м, которые залегают среди фацально чуждых им кремнистых или вулканогенно-осадочных толщ. Шандинские известняки представляют собой массивные, органогенно-обломочные светло-серые и реже розовые породы, иногда переполненные кораллами, брахиоподами, криноидеями, строматопорами и другой мелководной фауной. Присутствуют как тонкокристаллические, так и мраморизованные и перекристаллизованные разновидности, характерны инкрустации полостей и трещин, образованные крупнозернистым кальцитом. Часто даже залегающие рядом глыбы известняка значительно различаются литологически. Во многих точках из известняков шандинского типа были собраны богатые комплексы фауны, отнесенные к кобленцкому и эйфельскому ярусам (по уральской шкале) /54 и др./. Эти известняки повсеместно образуют лишь крупные скальные изолированные выходы, хорошо выделяющиеся в мелко-сочном рельефе благодаря большей устойчивости к выветриванию. Иногда к шандинской свите относят также вышеописанные "петельчатые" известняки, однако, как нами было показано, последние

имеют несколько иной возраст (праждольско-пражский), иную природу (пелагические, относительно глубоководные) и наблюдаются не в виде изолированных блоков, а в виде прослоев, вполне согласных с вмещающими толщами.

Характерные шандинские известняки встречаются главным образом в двух типах геологических обстановок: в первом случае, который чаще всего описывается в литературе, но сравнительно редко встречается в природе, вокруг шандинских известняков наблюдаются разнообразные полимиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты, туфы, основные эффузивы и др., как раз и выделявшиеся вместе с рифогенными известняками в шандинскую свиту. Мощность свиты разными авторами оценивалась от 30 м /2 и др./ до 500 м /35/. Последняя цифра, по нашим данным, явно завышена. Всеми исследователями отмечалась сильная фацциальная изменчивость и построй литологический состав шандинской свиты. Обломки гравелитов и конгломерато-брекчий представлены здесь кремнями, основными и реже кислыми вулканитами, туфитами, туфопесчаниками, армиллитами, известняками, габброидами, яшмами и др., т.е. практически всеми разновидностями пород Сакмарской зоны. Цемент как правило песчанистый, полимиктовый. Степень окатанности различна, размер обломков сильно варьирует (до первых метров), сортировка по крупности плохая - по-существу, это миксититы. Отмечаются глыбовые горизонты, текстуры оползания, выдавливание крупными глыбами податливых алевро-пелитовых слоев. Таким образом, обломочные пачки шандинской свиты по всем литологическим и геологическим признакам определяются как олистостромовые горизонты, что было впервые установлено С.В. Руженицыным и И.В. Хворовой /57/.

Второй тип геологической обстановки залегания шандинских известняков, практически не описанный в литературе, но встречающийся гораздо чаще первого, оставался до сих пор непонятым. В этом случае изолированные тела известняков раннего-среднего девона, совершенно аналогичные вышеописанным и относимые обычно также к шандинской свите, залегают среди кремней сакмарской свиты, возраст которых считался раннесилурийским. Наибольшее количество тел таких известняков наблюдается в низовьях р. Карабутак, на правом берегу р. Косистек, по р. Шанды, на правом берегу р. Урал (в районе ручья Казачья Вязовка) и особенно (рис. 3) на левобережье Урала, в верховьях р. Медес. До настоящего време-

ни считалось /54, 29 и др./, что в этих случаях имел место глубокий размыв отложений шандинской свиты, вследствие чего на поверхности сакмарских кремней уцелели лишь редкие тела известняков¹⁾. Однако это общепринятое объяснение неудовлетворительно, поскольку в ряде обнажений удается убедиться, что глыбы известняков с богатой фауной залегают в н у т р и самих кремнистых пачек: это видно, например, в зачистке тракта Орск-Антюбинск сразу северо-восточнее моста через р. Аксы-Карагала, в хорошо обнаженных участках в верховьях бассейна р. Медес, в описанном разрезе по р. Карабутак и в других местах.

Как уже отмечалось выше, нами среди кремней сакмарской свиты установлено /52/ широкое развитие ранне-среднедевонских кремнистых пачек (кызылботская толща), для которых характерны толсто- и нервноплитчатые текстуры, присутствие прослоев мономиктовых кремнистых брекчий и гравелитов. В скальных обнажениях (например, по правому берегу р. Урал выше устья р. Губерта и в других местах) удается установить, что образование кремнистых брекчий является крайним проявлением процесса подводного оползания и разрушения кремнистого осадка, которым вызвано и появление нервнослоистых комковатых текстур (скожанные слои) в кремнях. Протяженность отдельных прослоев обычно не превышает в этих комковатых кремнях 1-2 м; они линзовидно выклиниваются, изгибаются, облекая поверхности друг друга.

Именно среди таких нервнослоистых, комковатых кремней, датированных нами во многих местах как ранне-среднедевонские, и располагаются блоки известняков шандинского типа, встречающиеся спорадически и чаще цепочками и группами. Нарушенность слоев кремней, как правило, возрастает при приближении к жестким блокам известняка, что сильно затрудняет здесь поиски конодонтов. Тем не менее, на правом берегу р. Косистек, в 1,1 км по азимуту 185° от устья ручья Карасу в комковатых кремнях (т. 714) непосредственно между двух тел известняков шандинского типа нами найдены конодонты *Belodella* ср. девонского облика. На правом берегу ручья Колымбай (левобережье Урала, в верховьях р. Терек - ла) в 1,35 км по азимуту 190° от его устья среди зеленоватых нервноплитчатых кремней (радиоляритов) залегает тело шандин -

¹⁾ Т.Н. Корень и А.Д. Петровский /28/ считали блоки шандинских известняков линзами и датировали по ним вмещающие кремнистые толщи. Отметим однако, что внутренняя структура этих блоков зачастую резко дискордантна относительно вмещающих кремней.

ских известняков около 30 м в поперечнике. В 20 м от известняков в кремнях нами найдены конодонты (т.974 - см. рис. 3) *Spathognathodus niae* Vult., *Belodella* sp. и др., характерные для верхов раннего девона (пражского яруса). В этой же полосе кремней примерно в 300 м севернее (в 450 м по азимуту 90° от устья ручья Колыма) располагаются два небольших тела мелководных шандинских известняков, рядом с которыми в плитчатых серых кремнях нами найдены многочисленные конодонты (т.974-2), среди которых преобладают экземпляры из рода *Belodella*. Кроме того, нами были собраны *Polygnathus costatus costatus* Klar., *P. ex gr. costatus* Klar., *Ps. sp.*, *Angulodus* sp. и др. поздней Бельско-раннеживетского возраста (по уральской шкале).

Таким образом, можно считать доказанным, что известняки шандинского типа залегают среди более молодых или же примерно одновозрастных кремнистых пачек, а не на более древних, как ошибочно считалось ранее /29 и др./. Эти мелководные рифогенные известняки фациально чужды вмещающим их сравнительно глубоко-водным (батинальным) кремнистым осадкам и являются, таким образом, крупными олистолитами и олистоплаками, оторвавшимися от рифовых известняковых массивов Бельско-Елецкой зоны Урала и сползшими с пещи на восток в пределы батинальной Зилагро-Лемвинской зоны. В пользу этого свидетельствуют и отмеченные признаки подводнооползновых процессов, и полное литологическое сходство известняков шандинского типа с рифовыми известняками Бельско-Елецкой зоны и сходство вмещающих их пород с породами Зилагро-Лемвинской зоны Урала.

Айтлайская свита (толща)

Эта свита была выделена Н.И.Леоненко, Х.С.Розман и Р.А.Согединым /35/, сложена она главным образом кремнистыми брекчиями и конгломерато-брекчиями, с редкими прослоями кремнистых песчаников и глыбами рифовых известняков. В последних по Айтлайка была собрана достаточно представительная фауна живетского возраста /5, 35, 54, 9 и др./. Свита распространена весьма ограниченно, лучшие ее разрезы располагаются по рекам Айтлайка и Егиды (левые притоки р.Косистек), в районе рек Домбар и Чанчар, а также на крайнем юге района - в Бекайской синклинали по рекам Бакай, Ойсылкара и др. Мощность свиты оценивается разными авторами от 100 м /54/ до 300 м /9/. Широко распространена точ-

ка зрения, согласно которой айтлайская свита резко несогласно, с базальными конгломератами залегают на разнообразных более древних образованиях Сакмарской зоны /5, 35, 54, 55 и др./. Однако это вряд ли соответствует действительности. Как было показано выше, в сакмарской свите широко распространены не только силурийские, но и более молодые кремнистые толщи, в которых нами в ряде пунктов найдены девонские, в том числе эйфельские и живетские комплексы конодонтов (например, т.720 и др., см. выше). Пачки кремнистых брекчий, в большом количестве присутствующие в составе этих ранне-среднедевонских кремнистых толщ, ничем принципиально не отличаются от кремнистых брекчий, выделенных в айтлайскую свиту. Литологически они очень похожи, хотя в составе айтлайских брекчий иногда отмечаются обломки трахибазальтов. Айтлайская толща имеет несколько большую мощность, хотя и приводившиеся ее оценки по нашим данным завышены. Возможно в айтлайскую свиту объединены несколько разных среднедевонских горизонтов кремнистых брекчий. К последнему предположению ранее пришел также В.Г.Кориневский /29/ на основании сбросов разновозрастной как эйфельской, так и живетской фауны в "прослойку" рифовых известняков среди кремнистых брекчий. Однако рифовые известняки слагают здесь не прослойку, как считал этот исследователь, а крупные глыбы и их положение в разрезе считалось неясным /71, стр.175 и др./. По нашему мнению, эти известняки являются олистолитами, подобными шандинским (см. выше).

Кремнистые и терригенные толщи верхнего девона - низов карбона (егидинская, зилагурская и кийнская свиты).

Егидинская свита была выделена Н.И.Леоненко /35/, она представлена плитчатыми кремнями с частыми прослойками глинистых сланцев, глинисто-кремнистыми сланцами и редкими прослоями кремнистых алевритов, песчаников и травертинов. Присутствуют как черные, углисто-кремнистые пачки, так и цветные (светло-серые, желтоватые и др.) кремни. В кремнях обычно присутствуют радиолярии часто в значительных, а иногда и в породообразующих количествах. Отмечаются весьма редкие маломощные линзочки и конкреции известняков. Мощность свиты, по разным оценкам, составляет 200 м /9/ или же 550-700 м /64/. По нашим данным, она не более 300 м. Егидинская свита слагает крылья синклинали к западу от пос. Ленинское (разрезы по рекам Егиды и Айтлайка),

и к востоку от него (по р. Чанчар и др.), хорошие разрезы есть также юго-западнее пос. Эрзерум и в других местах.

Возраст егидинской свиты первоначально определялся /35/ как позднедевонско-верхнедевонский на основании ее стратиграфического положения (она согласно перекрывает айтнайскую толщу и сама перекрывается зилаирской свитой) и находок флоры верхнедевонского облика.

У.С. Розман /54/ и некоторые другие исследователи отнесли к егидинской свите (к ее верхней части) также и пачку, сложенную глинисто-кремнистыми и кремнистыми сланцами с прослойками известняков, обнаружившаяся в разрезах по рекам Обсалтара, Гакай, Халезагаган и др., где собраны очень богатые комплексы гониматов, трилобитов, брахиопод, пелеципод, отвечающие фаунальному ярусу почти в полном его объеме /37, 54, 27 и др.). Однако, как показали /9, 50/, эта пачка относится к кишинской свите (см. ниже), а не к егидинской, и собранная в ней фауна не датирует последние.

У.С. Розман /54, с. 96-97/ предполагала франский возраст собственно егидинской свиты, хотя тут же указывалось на находки раннефранских споро-пыльцевых комплексов на р. Егиди как из сланцев егидинской свиты, так и из вышележащих песчаников зилаирской серии.

Помимо из карбонатных конкреций, развитых в средней части свиты, химическим препаративанием был выделен богатый комплекс радиолярий, характерных для нижней части верхнего девона, и конодонты, характерные для франского яруса; список последних не был опубликован /39/.

Нами в 1981 г. были проведены послонийно сборы конодонтов в стратотипе егидинской свиты по р. Егиди /50/. Комплексы конодонтов были обнаружены здесь в 9 точках (см. рис. 4). Наиболее детально изучен разрез по правому берегу р. Егиди, в 6 км выше устья. Здесь, начиная от ложка и далее вверх по течению, наблюдается следующее чередование пород (точка 2 на рис. 4).

	Мощность, м
1. Кремнистые брекчии айтнайской толщи, нацело сложенные угловатыми обломками темных, реже светлых кремней, размером 2-10 см	25
Задернованный интервал	4
2. Крутопадающие плитчатые тонкослоистые непрощечивающие кремни и кремнисто-глинистые сланцы с прослойками желтоватых глинистых сланцев. Цвет кремней темно-коричневый, шоколадный, светлеющий до белого при выветривании	30

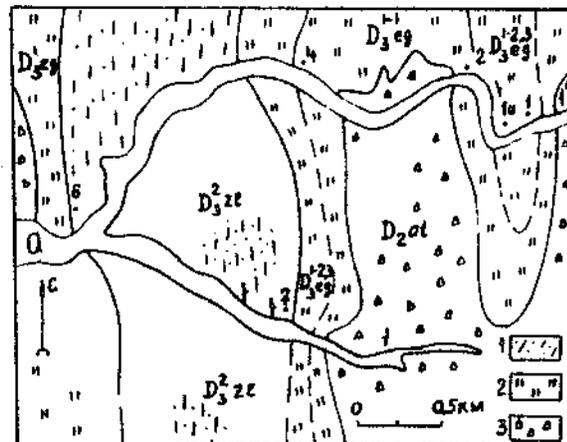


Рис. 4. Геологическая схема района р. Егиди.

1 - брекчии зилаирской серии; 2 - плитчатые кремни егидинской свиты (D_3^{1-eg} - нижняя подсвита, преобладают коричневатые глинисто-кремнистые сланцы (ранний фран); $D_3^{2-2,3 eg}$ - верхняя подсвита, преимущественно светло-серые плитчатые кремни и глинисто-кремнистые сланцы, средний-поздний фран); 3 - кремнистые брекчии айтнайской толщи.

В них были обнаружены следующие комплексы конодонтов: в 4 м от подошвы пачка - *Polygnathus dengleri* Bisch. et Zieg. и др.; в 14 м от подошвы - *Polygnathus asymmetricus asymmetricus* Bisch. et Zieg. и др.; в 25 м от подошвы *Polygnathus asymmetricus asymmetricus* Bisch. et Zieg., *P. cf. dengleri* Bisch. et Zieg., *P. ex gr. varcus* Stauf. и др.

Все находки по возрасту не выходят за пределы нижнего фран, принимаемого в объеме пашийского-саргаевского горизонтов.

	Мощность, м
Задерновано	5
3. Толсто- и тонкоплитчатые серовато-бурые и светло-серые кремнистые сланцы. В начале интервала в них найдены конодонты <i>Palmatolepis fiabelliformis</i> Stauf.	10

Далее, вверх по реке, продолжают выходы серых, светлеющих при выветривании плитчатых тонкослоистых непросветляющих кремней, иногда содержащих обильные радиолярии. На мысу в них найдены конодонты (точка Ia на рис. 4) *Palmatolepis flabelliformis* Stauf., P. cf. *subrecta* Mill. et Young и в 140 м восточнее (точка I на рис. 4) *Palmatolepis marten-bergensis* Müll.

Все эти три находки позволяют отнести описанную пачку к среднему франу (в объеме доманикового и мендизского горизонтов).

Еще одна находка конодонтов в плитчатых кремнистых сланцах шоколадно-коричневого цвета (точка 4, расположена в I км к западу от точки 2, см. рис. 4) подтверждает их ранне-франский возраст. Здесь обнаружены *Polygnathus аsymmetricus аsymmetricus* Bisch. et Zieg, P. *asymmetricus ovalis* и др., характерные для саргаевского горизонта Восточно-Европейской платформы.

Египетская свита в разрезе р.Египты согласно, через переслаивание, перекрывается граувакками зилаирской серии. В прослоях зеленовато-серых кремнистых сланцев из основания зилаирской серии нами были найдены следующие комплексы конодонтов: в точке 6 (см. рис. 4) *Palmatolepis quadrantinosalobata* Sann., *Nothognatella* sp., *Pelekyognathus* sp., в точке 7 (см. рис. 4) *Palmatolepis quadrantinosalobata* Sann., P. *minuta minuta* Br. et M., P. *subperlobata* Br. et M., P. *tenuipunctata* Sann. Оба комплекса отвечают низам нижнего фамена (нижняя часть зоны *crepida*)²⁾. Эти находки определяют также верхнюю возрастную границу египетской свиты.

Таким образом, нами установлено, что кремни египетской свиты, развитые в стратотипическом разрезе, формировались в течение почти всего франского века, сменившись в самом начале фамена граувакковыми песчаниками зилаирской серии. Следовательно, отмечающаяся выше кремнисто-карбонатная пачка не может относиться к верхней части египетской свиты, от стратотипа которой она²⁾ Подосава зоны *crepida* отвечает границе франа и фамена, согласно Уральской унифицированной стратиграфической шкале, и обычно этот вопрос не обсуждается /69 и др./. Однако целесообразно отметить, что в стратотипических разрезах Арденн (Бельгия) граница франа и фамена проводится ниже, в средней части нижележащей зоны *Palmatolepis triangularis* /82/.

отделена территориально, имеет другую литологию и другой (фаменский) возраст.

Приведенные данные позволили нам /50/ подразделить египетскую свиту на подсвиты: нижнюю, раннефранскую, сложенную преимущественно плитчатыми темно-коричневыми кремнями и кремнисто-глинистыми сланцами, и верхнюю, средне-позднефранскую, в составе которой преобладают толсто плитчатые светло-серые кремни и глинисто-кремнистые сланцы.

Новые находки подтвердили справедливость приведенных датировок. Так, в южной части Салмарской зоны, вблизи ее западного края на левобережье р.Даксы-Каргала, ровно в 3 км по азимуту 290° от затопленного устья р.Карабутак, располагается сопка 390,5, сложенная светлыми плитчатыми кремнями (радиоляритами) и кремнисто-глинистыми сланцами, близкими по литологии к кремнистым породам верхней подсвиты египетской свиты. Непосредственно западнее этой сопки располагается обширная низменность, сложенная граувакковыми песчаниками зилаирской серии. На самой вершине сопки (т.99I на рис. 2) нами собраны *Palmatolepis crepida crepida* Sann. и др., относящиеся к низам раннего фамена (зона *crepida*). Ранее возраст этих кремней определялся лишь предположительно.

Хороший разрез египетской свиты вскрыт оврагом, протягивающимся по азимуту 240° от пос. Эрзерум. Здесь на протяжении более 300 м вкост просиранья наблюдаются непрерывные выходы смятых в складки равноплитчатых кремней (радиоляритов) и тонкопослоистых глинисто-кремнистых сланцев. Присутствуют как серые, голубовато-серые, пестрые разности, так и черные (светлеющие при выветривании). Преобладают светлоокрашенные кремни. Прослой кремней имеют мощность I-15 см, чаще 3-6 см, характерна тонкая микрослоистость. Они разделены примазками и тонкими прослоями желтых аргиллитов и глинистых сланцев, составляющих в сумме около 10-15% объема толщи. Литологически эта толща сходна с верхней подсвитой египетской свиты, что подтверждается и сборами конодонтов. В правом борту оврага, в 370 м выше устья, примыкающего справа сая (или примерно в 400 м западнее окраины с.Эрзерум) нами собраны (т.985) *Palmatolepis* cf. *proversa* Zieg., характерные для среднего франа (доманиковий горизонт-низ мендизского). В 220 м ниже по течению собраны (т.985-2) *Polygnathus* sp., *Lonchodina* aff. *torta* Huddle и др., средне-позднедевонского возраста.

Кремнистая толща, по литологии не отличимая от египетской свиты, прослеживается непосредственно восточнее габбро-гипербазитов Хабарнинского и Кампирсайского массивов. Находки фауны в этой толще не были известны, на крупномасштабных геологических картах она иногда не совсем точно относилась к кишиневской свите. Нами в этой толще, в 3,5 км южнее с. Кизылсай (левобережье р. Урал) в полосе светло-серых и розоватых плитчатых тонкослоистых кремней (радиоляритов), в привершинной части небольшого субмеридионального хребта, в 170 м восточнее субмеридиональной проселочной дороги, в старом шурфе найдены конодонты (т. 969) *Palmatolepis cf. hassi* Müll. et Müll., *P. sp.*, *Polygnathus sp.* и др. франского, вероятно среднефранского возраста (в объеме доманиковского и мендымского горизонтов). Южнее на продолжении этой кремнистой полосы в правом борту р. Шандана, в 1,5 км западнее западной окраины села Анастасьевка, в 50 м западнее восточного края обнажений в темно-коричневых ровноплитчатых кремнях (радиоляритов) найдены /20/ (т. 1042) *Polygnathus dubius* Hinde, *Polygnathus aff. dengleri* Bisch. et Zieg. и др., характерные для пограничных слоев живета и франа (зона *dengleri* или низы зоны *avulmetrica*). Таким образом, и в этой кремнистой полосе, в целом, подтверждается принятое нами подразделение египетской свиты на нижнюю и верхнюю подсвиты.

Зилайрская серия (свита) сложена переслаивающимися полимиктовыми (граувакковыми) песчаниками разной размерности, граувактами, алевролитами и глинистыми сланцами. Песчаники преобладают. Для всех этих пород характерны зеленоватые и серовато-зеленые окраски. В обломочном материале песчаников преобладают кварц, полевые шпаты, обломки кремнистых, углисто-кремнистых и глинистых сланцев, измененных основных эффузивов, темноцветные минералы, слюды, кальцит и глаукоцит, присутствующие в невыдержанных количественных соотношениях. Окатыши они обычно слабо. Цемент глинистый или глинисто-карбонатный. В песчаниках отмечаются отдельные, более крупные обломки (до 3 см) углисто-кремнистых сланцев, растительный детрит, эллипсоидные конкреции диаметром от 3-5 см до 20-30 см и более, сложенные теми же песчаниками, но содержащими большее количество карбонатов. Иногда в отложениях зилайрской серии в пределах Саммарской зоны отмечается градуационная слоистость, но чаще породы с равной размерностью зерен образуют отдельные пачки

неодинаковой мощности. Отложения зилайрской серии слагают здесь несколько небольших синклиналильных структур, подстилаются они, как правило, кремнями египетской свиты. Мощность зилайрской серии в пределах Саммарской зоны невелика и оценивается /54, 9 и др./ не более чем в 300 м. Лучшие обнажения можно наблюдать в районе р. Египет и вдоль западного края зоны по рекам Домбар, Кия и др.

Возможно, к зилайрской серии относятся и ограниченно распространенные пачки переслаивающихся граувакк, темных кремнистых алевролитов и аргиллитов, которые сейчас считают позднеэфельскими на основании сборов радиолярий и флоры /2, с. 52; 9 и др./. Эти датировки вызывают сомнения, так, например, в смежных районах Мугоджар нами было установлено /13/, что все определения возраста по этим группам были ошибочно укреплены.

Отложения зилайрской серии района фаунистически охарактеризованы довольно слабо. А. Д. Яшкин /75/ указывает на находку в конкреции единственного экземпляра франского *Manticoceras intumescens* Weug. X. С. Розман /54 и др./ и Р. А. Сегадин /9/ приводят длинные, но достаточно противоречивые списки спор и пыльцы, на основании которых X. С. Розман отнесла большую часть зилайрской серии к фамену, а Р. А. Сегадин все эти отложения посчитал позднефранскими и на этом основании даже сделал вывод, что они не относятся к собственно зилайрской серии. Эти данные интерпретированы А. Д. Яшкиным /2, с. 8/ и другими, как пример возрастного скопления границ геосинклиналильных формаций, поскольку в Зилайрском синклиналии граувакки зилайрской серии относятся всеми исследователями к фамену и турне.

Однако приведенные комплексы конодонтов, собранные нами в основании зилайрской серии в точках 6 и 7 (см. выше в рис. 4), однозначно указывают на низы раннего фамена (нижняя подзона *sterida*), что исключает отнесение зилайрской серии к фразу. Верхняя возрастная граница серии здесь пока не установлена.

Кишиневская свита сложена главным образом светлыми серыми и зеленоватыми ровноплитчатыми тонкослоистыми глинисто-кремнистыми сланцами с подчиненными прослоями глинистых сланцев, кремней, кремнистых песчаников, известняков и битуминозных горючих сланцев. Литологически эти отложения близки к отложениям египетской свиты, но все же отличаются от последних присутствием известняков, в целом несколько большим содержанием глинистой

компоненты в кремнистых породах, своей тонкой, очень ровной слоистостью, присутствием горючих сланцев, а также меньшей тектонической нарушенностью и мягкостью отложений. Мощность киинской свиты оценивается в 450 м /54/, а по мнению /9/ составляет не более 300 м.

Осадки киинской свиты распространены главным образом в западной части Сазмарской зоны, лучшие разрезы наблюдаются в районе р.Кия, в верховьях р.Торангул, а также на крайнем юге района, в Бакайской синклинали по рекам Бакай, Ойсылкара и др.

Возраст киинской свиты определен очень надежно по обильной, разнообразной и представительной фауне гонимитов, трилобитов, брахиопод и др., собранной здесь Х.С.Розман, Р.А.Сегединим, З.А.Максимовой и многими другими исследователями. В нижней части свиты найдена фауна раннего фамена (зона *Sheiloceras*). Выше по разрезу собраны позднефаменские комплексы фауны (зон *Platyclumena* и *Goniosclumena*), а в самой верхней части свиты, у истоков р.Кия найдены трилобиты, характерные для зоны *Wocklumeria* низов турнейского яруса /37, 54, 9 и др./.

Л.И.Кононовой /27/ были изучены конодонты из известняков киинской свиты. Эта работа выполнена очень тщательно, конодонты были получены из тех образцов, в которых была ранее определена макрофауна, и имеет большое значение для изучения фамен-турнейских конодонтовых комплексов Урала.

К сожалению, Л.И.Кононова /27/ вслед за Х.С.Розман /54/ и другими ошибочно отнесла часть киинской свиты к египетской и, кроме того, не дала точной географической привязки своих сборов.

Нами в отложениях киинской свиты сделан ряд новых находок конодонтов, сборы проводились главным образом в кремнях, преимущественно в тех точках, где возраст был не вполне ясен.

Представительный разрез киинской свиты наблюдается в верховьях р.Торангул. Здесь начиная от истока и далее вниз по течению (на восток) наблюдается:

1. Пачка равноплитчатых просвечивающих светлых кремней коричневатого (преобладают), светло-зеленого и других цветов. Обильны прослойки глинистых сланцев. Видимая мощность пачки 15-20 м.

2. Пачка белых тонкоплитчатых глинистых и глинисто-кремнистых сланцев с трилобитами и другой фауной. Мощность примерно 80 м.

3. Толща коричневатых и зеленовато-серых глинисто-кремнистых сланцев с подчиненными прослойками светлых равно-тонко-плитчатых звонких при ударе кремней (радиоларитов) и пачками переслаивающихся зеленых глинистых сланцев и серых микрозернистых известняков. Мощность пачек с известняками до 10 м, известняки здесь составляют 20-40% объема, переход к безизвестковатым пачкам постепенный. Известняки образуют тонкие линзы - видные и комковатые прослойки мощностью 0,5-4 см. Прослойки эти невидимые, они постоянно выклиниваются и затем в этой же плоскости напластования через 5-10 см начинаются снова, образуя неровные линзочки размером в плане в среднем 5x15 см.

В таких известняках в 1,0 км ниже истока в левом берегу р.Торангул, в нижней части пачки с известняками (т.987-2) нами собраны конодонты *Palmatolepis gracilis* aff. *sigmoidalis* Zieg. и др., характерные скорее всего для низов турне (зоны *coastatus*).

В 120 м ниже по течению от т.987-2 (или в 1 км к западу от устья сая) в левом борту р.Торангул в пачке переслаивающихся равноплитчатых глинистых сланцев и кремней нами найдены многочисленные конодонты (т.987) *Palmatolepis perlobata* Ulr. et Bassl., *P. perlobata sigmoidea* Zieg., *P. perlobata schindewolfi* Müll., *P. gracilis gracilis* Br. et M., *P. glabra lepta* Zieg. et Hud., *P. ex gr. rugosa* Br. et M. и др., характерные для верхнего фамена, зон *velifer* и *styriacum*.

Мощность толщи 3 составляет 200-250 м. В ней, особенно в восточной части, наблюдаются замки антиклинальных складок, наиболее характерен азимут падения слоистости $130^{\circ} / 50^{\circ}$.

Стратотипический разрез киинской свиты расположен на правом берегу р.Кия, на протяжении 1,2 км ниже истока. Именно здесь известны довольно мощные (до 11,5 м) пачки клименийевых известняков. Этот разрез детально изучался Х.С.Розман, Р.А.Сегединим и многими другими. Считается /54, 9/, что здесь киинская свита согласно перекрывает осадки зилайской серии, которые слагают непосредственно западнее полосу шириной около 4 км. Условия обнаженности не позволяют однако подтвердить или опровергнуть сейчас это утверждение.

Западнее, в приграничной части Сакмарской зоны, по правому берегу р. Кля, в 5,5 км к западу (по прямой) от ее истока к востоку на запад наблюдается следующий разрез:

1. Граувакковые песчаники, алевролиты и аргиллиты зилаирской серии. Полое их разветвля отвечает слабо обнаженная измененность, однако есть и коренные выходы, видна грубая слоистость, слои песчаников имеют мощность 20-40 см, а алевролитов 40-60 см. Азимут падения слоистости $350^{\circ} / 60^{\circ}$. Видимая мощность более 100 м.

Задернованный интервал протяженностью 50 м (до излучины реки у хребтика, сложенного кремнями).

2. Пачка переслаивавшихся глинисто-кремнистых равно-тонко-плитчатых сланцев и равноплитчатых кремней (радиоляритов). Окраска пород светло-желтоватая, серовато-коричневая, зеленоватая и др. Для кремней характерна тонкая микрослоистость, обилие радиолярий хорошей сохранности. Видимая мощность пачки 20-25 м, наиболее характерен азимут падения слоистости $115^{\circ} / 45^{\circ}$, однако он меняется (есть мелкие крутые складки).

В середине пачки, в верхней части склона в 20 м западнее начала обнажений кремней (или же в 280 м западнее круглого угла границы РСФСР - Казахская ССР) нами собраны многочисленные конодонты (т. 988) *Palmatolepis minuta* Br. et M., *P. glabra prima* Zieg. et Hud. (эти виды преобладают), *P. glabra acuta* Helms, *P. delicatula* Br. et M., *P. cf. schleizii* Helms, *P. cf. distorta* Br. et M., *Polygnathus podocostata* Br. et M. и др., характерные для самых низов верхнего фамана (верхняя подзона *marginifera*).

3. Пачка переслаивавшихся неровнослоистых светло-серых глинистых климиевых известняков с многочисленной фауной гониматитов, гастропод и др., карбонатно-глинистых пород и глинисто-кремнистых комковатых сланцев. Мощность пачки 4 м.

В 1 м от основания пачки в известняках нами собраны многочисленные конодонты (т. 988-4): *Palmatolepis gracilis sigmoidalis* Zieg., *P. gonoclymeniae* Mull., *Pseudopolygnathus trigonicus* Zieg., *Polygnathus vogesi* Zieg., *Spathognathodus amplius* (Br. et M.), *S. aff. inornatus* (Br. et M.), характерные для средней части зоны *costatus* (ранний турне по унифицированной уральской шкале). Комплекс содержит 46% платформенных элементов *Palmatolepis*, 36% - *Pseudopolygnathus* и *Polygnathus*.

18% - *Spathognathodus*. Комплекс довольно похож на комплекс пальматолепид-полигнатидной фауны, выделенной Г. Зандбергом /80/ для близкой по возрасту зоны *Polygnathus sturiansis*; эта биофауна, по его мнению, расположена между фаунами континентального склона и внешней платформы и отвечает глубокому шельфу.

4. Переслаивавшиеся темно-серые и черные кремни, кремнистые алевролиты и углесто-глинисто-кремнистые сланцы. Видимая мощность 6 м, азимут падения слоистости $110^{\circ} / 50^{\circ}$.

Сразу западнее начинаются терригенно-карбонатные толщи карбона, представленные органогенными известняками, полимиктовыми песчаниками, гравелитами и конгломератами (в обломках преобладают известняки и кремни), относящиеся уже к Предуральскому краевому прогибу. Разрывных нарушений здесь нами не выявлено. По-видимому, описанные в этом разрезе отложения (инт. 2-4) являются конденсированными кремнисто-карбонатным основанием терригенно-карбонатного флиша Предуральского прогиба.

В заключение подчеркнем, что взаимоотношения египетской, киинской свиты и зилаирской серии - вопрос сложный /9, с. 218/. Как было показано, предложенные ранее варианты его решения приводили к необходимости либо искусственно разорвать киинскую свиту и прикрепить часть ее к египетской, либо признать, что отложения зилаирской серии района являются более древними и к собственно зилаирской серии не относятся, с чем также нельзя согласиться.

Приведенные выше данные показывают: 1. Египетская свита относится к франскому ярусу в его полном объеме. 2. Она согласна через переслаивание перекрывается граувакками зилаирской серии, основание которой принадлежит к низам раннего фамана (нижняя часть зоны *stegida*). 3. Киинская свита имеет раннефаманско-раннетурнейский возраст.

По нашему мнению, возможны два варианта трактовки этих фактов: 1. Граувакки зилаирской свиты одновозрастны кремням киинской свиты (или по крайней мере ее нижней части) и они являются, таким образом, разнофазальными, но тектонически обремененными образованиями, что в условиях напряженной тектоники неудивительно; 2. Граувакки отлагались на протяжении очень короткого интервала времени (геологически мгновенно) и согласно перекрывается кремнями киинской свиты.

Второй вариант также вполне допустим. Как указывалось в

нивах клинской свиты собрана макрофауна зоны *Shelloceras* раннего фанена. Однако объем гонимитовой зоны *Shelloceras* почти полностью отвечает объему трех конодонтовых зон - *crepida*, *rhomboides*, *marginifera* /82 и др./. Вышеприведенные материалы, а также и данные /27/ показывают, что из этих зон в клинской свите обнаружены лишь комплексы конодонтов зоны *marginifera*, преимущественно ее верхней подзоны. Таким образом, верхняя подзона *crepida*, зона *rhomboides* и, возможно, нижняя подзона *marginifera* (или примерно 2-3 млн. лет) могут отвечать здесь времени формирования грауваксового флиша.

В связи с проверкой высказанных предположений приобретает актуальность изучение нижней части клинской свиты и отложений верхней части граувакковой толщи. В целом, в Сакмарской зоне представлена, по-видимому, лишь нижняя часть стратотипического разреза эльзвирской серии.

x
x

2.3.2. Вулканогенный (сутралинский) тип разреза

Эффузивы основного состава в пределах Сакмарской зоны, за исключением ее крайней северной части, распространены очень широко. Они слагают обширные площади в междуречье Сакмары и Курагана, в районе г. Медногорска, в бассейне р. Чебаклы, на правом берегу р. Урал выше р. Киндерли, на левом берегу р. Урал в бассейнах рек Сутрала и Терекла, в Косистекском районе по рекам Карабутак, Бутак, Акай, а также вдоль западной границы Кемпирсайского массива и в других местах. Эти вулканогенные толщи в той или иной степени изучались множеством геологов, работавших здесь в разные годы. Из-за недостатка места геология вулканогенных толщ излагается нами очень кратко, с обсуждением лишь наиболее принципиальных вопросов. Дополнительные сведения можно найти в работах (10, 35, 62, 26, 31, 2, 71, 9 и др.).

Базальтоидные толщи Сакмарской зоны традиционно описывались в составе различных свит, выделявшихся в разных ее районах. Так Н.И. Леоненко /35/, изучавшая южную часть зоны, выделяла акайскую свиту предположительно кембрийского возраста, курагачскую свиту ранне-среднего ордовика и сутралинскую свиту раннего силура, в строении которых основные эффузивы играют ведущую роль. В то же время В.В. Сидоренко и др. /62/ подобные вулканиды Блявинского района отнесли к силуру и девону. В.Г. Ко-

рневским /31/ и другими была показана нецелесообразность выделения акайской свиты, поскольку ее слагают те же основные эффузивы, что и сутралинскую свиту, но претерпевшие дислокационный метаморфизм. Как указывалось выше (см. раздел 2.2.3), в настоящее время нет единой точки зрения и на объем курагачской свиты, весьма вероятно, что в ее состав включались разновозрастные и разнофациальные тектонически сближенные пачки.

На современных геологических картах Сакмарской зоны на большую площадь среди вулканогенных образований занимают основные вулканиды, отнесенные к сутралинской свите раннего силура. Эта свита была выделена Н.И. Леоненко /35/; в геологической литературе укоренилось представление о том, что свита сложена диабазовыми порфиритами, спилитами, туфобрекчиями и туфами основного состава с подчиненными прослоями углисто-кремнистых грантолитовых сланцев с общей мощностью до 1000 м /64/, а по оценке /31/, 3200 м. Последняя цифра, по нашим данным, сильно завышена. И.В. Хворовой и вслед за ней В.Г. Корневским /31/ эти основные эффузивы именовались "бутакским типом разреза нижнего силура", однако термин Н.И. Леоненко является приоритетным.

Отмеченный состав сутралинской свиты, судя по описаниям, полностью соответствует составу разнотектонических спилит-черносланцевых формаций, однако сами описания не вполне соответствуют наблюдаемой геологической реальности.

Основные эффузивы сутралинской свиты обычно обнажены довольно слабо, они слагают понижения рельефа или же небольшие стлаженные мелкопочные возвышенности, легко дешифрируемые на аэрофотоснимках по характерному "лапчатому" рисунку, образованному многочисленными мелкими извилистой формы щелочистыми выходами выветрелых диабазов, чередующимися с задернованными участками. Эти выходы чаще всего мало выветрели, в них наблюдаются лишь выветрелые серовато-коричневые диабазы той или иной степени раскристаллизованности. Присутствуют как эффузивные разновидности - подушечные лавы и реке потоки, так и субвулканические - силлы, дайки и более крупные субизометричные тела; однако фациальную природу диабазов в каждом конкретном выходе из-за слабой обнаженности удается установить далеко не всегда.

Подушечные лавы распространены очень широко, преобладают среди них эллипсоидные просто сложенные тела с диаметром 40-80 см. Форма и строение этих тел соответствуют классическим,

многочисленным в литературе примерам и останавливаться на них детально мы не будем. Отметим лишь, что полнокристаллические диабазы из центральных частей подушек практически ничем не отличаются от субвулканических диабазов. Междуподушечные "треугольники" сложены измененными гнаукластитами, хлорит-эпидот-кальцитовым агрегатом или же мраморизованными известняками. Поиски конodontов в последних не имели успеха. В западном обрамлении Хабаровинского массива наблюдаются и трубчатые или кишечные сильно вытянутые базальтовые тела, сходные с подушками в поперечном сечении. Образование их связано с наличием резкого уклона морского дна в момент извержения. Весьма вероятно, что такие тела распространены и в других местах Сакмарской зоны, но установить их при плохой обнаженности очень трудно. В обрамлении Хабаровинского массива установлен /61, 66/ и комплекс параллельных диабазовых даек. Этот комплекс наблюдается также и в обрывах р.Урал, западнее с.Сарытогай, и западнее Камширсайского массива в южной части Сакмарской зоны.

Петрографический состав базитов сугтралинской свиты довольно однообразен. Среди эффузивов преобладают микропорфирные палеобазальты, в которых вкрапленники имеют размеры до I-I,5 мм и составляют как правило не более 4-6% породы. Представлены они лейстами лабрадора-битовнита, обычно нацело альбитизированными, а также кристаллами моноклинового пироксена (преимущественно авгита). Плагноклазы подвержены интенсивным изменениям, они соскритизированы, хлоритизированы, замещены кальцитом, в то время как пироксен обычно сравнительно свежий. Основная ткань породы чаще всего имеет интерсерпальную структуру, темпоцветные минералы интенсивно хлоритизированы, неизмененного стекла нет. Часто отмечаются мелкие мидалины, выполненные хлоритом или кальцитом. Наблюдающиеся в виде подушечных лав спилиты и вариолиты имеют типичные для этих пород микроструктуры и состав, наиболее детально описанные здесь В.А.Заварицким /10/.

Диабазы из субвулканических разностей отличаются более крупным размером зерен и в целом несколько меньшей интенсивностью вторичных изменений. Они сложены основным плагноклазом (лабрадором), обычно слабо зональным, зачастую альбитизированным, зернами моноклинового пироксена, магнетита и редко апатита. Есть сравнительно редкие участки измененного стекла. Из вторич-

ных минералов, кроме наиболее обильных альбита и хлорита, присутствуют также эпидот, цоюзит, пренит, актинолит, гидроксиды железа и кальцит. Из них лишь последний иногда присутствует в значительных количествах. Структуры пород обычно диабазовые, в том числе долеритовые, толеитовые и др.

Химические анализы показывают заметные различия в составах базитов сугтралинской свиты. Преобладают разности с высокими (4,5-5,5%) содержаниями натрия и низкими (не более 0,5%) калия. В базитах с основным плагноклазом (а иногда и с альбитизированным) содержаниями натрия падают до 2,5-3%, при соответственном увеличении содержания кальция. Есть, однако, и группа пород с аномально высокими (до 2,35%) содержаниями K_2O . Калиевых минералов в них нами не выявлено, по-видимому, калий содержится в основной массе, хотя есть и указание /10/ на присутствие биотита в некоторых диабазах. Значительные вариации обнаруживают и содержания титана - от 0,6 до 3,1%. Все это позволяет предполагать, что в сугтралинскую свиту объединены формационно различные вулканические комплексы. Как будет показано ниже, это подтверждается данными о их возрасте. К сожалению, большинство преддущих исследователей, за исключением В.А.Заварицкого /10/ и некоторых других, публиковали лишь рассчитанные средние содержания, не приводя исходных химических анализов с четкой географической привязкой и петрографической характеристикой. Так, в большой монографии И.В.Хворовой и др. /71/ приведены лишь средние химические составы "первичных расплавов". Детальное изучение вулканизма Сакмарской зоны - дело будущих исследователей, однако сейчас все же можно с некоторой долей осторожности утверждать, что базиты сугтралинской "свиты" имеют черты как океанических, так, по-видимому, в континентальных магм и отличаются от типичных эвгеосинклинальных толщ натриевых базальтов восточного склона Урала.

Как отмечалось выше, широко распространено мнение /1, 2, 5, 31, 56, 9 и др./ о том, что среди основных эффузивов сугтралинской свиты присутствуют прослой углито-кремнистых сланцев и фтанитов. Среди последних были сделаны достаточно представительные сборы раннесилурийских, преимущественно мландверийских граптолитов /9 и др./, по которым и принят возраст сугтралинской свиты. К сожалению, точное географическое расположение значительной части этих сборов осталось неизвестным. К сказан-

ному необходимо сделать еще несколько замечаний.

Во-первых, кроме отмечавшихся всеми исследователями углистых пачек среди базальтов сугралинской свиты есть и пачки грубооблитчатых кремней серого и коричневатого цветов, полимиктовых конгломератов, песчаников, слюдистых песчаников, туфо-песчаников и других осадочных пород. Объем их невелик, однако он не меньше, чем объем углистых пачек. Большинство исследователей, кроме Н.Н.Леоненко /35/ и Н.И.Полжкова (проводившими здесь в разные годы крупномасштабные геологосъемочные работы), указанные осадочные породы в состав сугралинской свиты не включались. Видимо здесь сыграли роль и теоретические представления геологов о составе раннегеосинклинальных базальтоидных формаций, в которых казались уместными углистые сланцы и вряд ли уместными другие отмеченные осадочные породы, как и то, что в последних не было найдено фауны.

Во-вторых, при отмечавшихся условиях обнаженности, как правило, остается неясным, являются ли те или иные конкретные пачки осадочных пород (в том числе и углистых сланцев) действительно "согласными прослоями", каковыми считали их большинство исследователей. Осадочные пачки образуют обычно лишь небольшие выходы и высыпки среди элювия диабазов. В то же время в пределах Сакарской зоны отмечается очень напряженная дисплективная тектоника, характерно развитие покровов, обилие надвигов, зон меланжа и др. Интенсивность тектонической переработки иногда настолько велика, что многие районы здесь представляют собой по сути дела тектоническую макробрекцию (см. рис. 3); обрисовать детали строения которой удается лишь на самых крупномасштабных картах. В этих условиях часто невозможно установить является ли наблюдаемая среди вулканитов осадочная пачка прослоем или же представляет собой тектонический клин.

Как указывают А.А.Абдуллин и др. /2/, детальное картирование показало, что черные фтаниты нельзя считать линзами и прослоями внутри сугралинской, косистекской и байтерекской свит. "Обнаружилось, что на всех участках своего развития сугралинская свита сложена монотонными по составу основными эффузивами. Пестрота ее обусловлена не чередованием лав с туфогенными и осадочными прослоями, которые практически отсутствуют, а ... обилием тектонических клиньев других свит" /2, с.50/.

Эти исследователи подчеркивают, что все "прослои" (кроме язм) в сугралинской свите хорошо отождествляются с породами сакарской, кидясовской, косистекской и других свит и их включение в разрез сугралинской свиты неправомерно. В целом близкие взгляды развивал В.И.Колесников /26/, работавший в северной части района, и некоторые другие исследователи. Он указывает, что осадочные породы среди вулканитов образуют ксенолиты или синвулканические захоронения ранее образованных пород или тектолитические отторженцы, и поэтому "... имеющиеся указания на переслаивание вулканитов и гранитоидных сланцев не могут быть приняты" /26, с.125/.

Все сказанное вызывает усомниться в правомерности отнесения сугралинской свиты к раннему силуру. А.А.Абдуллин и др. /2/ полагают, что возраст ее возможно в принципе установить лишь при изучении интрузивных аналогов базальтов свиты, справедливо отмечая исключительную сложность задачи. Однако оказалось, что есть и другой путь ее решения /53/. Среди основных эффузивов Сакарской зоны присутствуют прослои язм, несомненно изоморфных с базальтоидами. В язмах нами были проведены очень трудоемкие, но в целом успешные поиски конодонтов, которые показали, что здесь присутствуют образования с возрастом от ордовика до живета включительно.

Низы разреза вулканических толщ наблюдались на левобережье ручья Коктогай, в 4250 м по азимуту 191° от его устья (напротив устья правого притока). Здесь начиная в 80 м западнее дороги с востока на запад видна следующая последовательность пород:

I. Кремни и язлы серого, светло-серого и серовато-зеленого цветов, обычно просвечивающие. Преобладают толсто- и неровноплитчатые разности с мощностью плиток 8-20 см. Есть, однако, и равноплитчатые кремни с плитками 1-5 см мощностью. Микрослоистости не наблюдаются, глинистые прослойки сохранились плохо. Отмечаются редкие крупные радиоларии. Азимут падения слоистости $275^{\circ} / 60^{\circ}$, мощность этой пачки, образующей гривку скальных выходов, 8 м.

Здесь, в нижней половине пачки, нами найдены многочисленные конодонты и их отпечатки (т.976): *Acontiodus rectus* Lindstrom, *Acontiodus robustus* Lindstrom, *Drepalodus cf. planus*

Lindstrom, Palodus prodentatus (Grawes et Ellison), Oistodus (?) sp. indet., Periodon (?) sp. indet., Prioniodina macrodentata (Grawes et Ellison) ордовикского, вероятно, среднеордовикского возраста (заключение В.А.Наседкиной).

2. Основные вулканиды зеленоватого и красновато-зеленого цветов. Породы афировые, тонкозернистые, массивные и миндалекаменные. Есть карбонатизированные и гематитизированные разновидности, иногда развивается эпидотизация. Эти вулканиды образуют полосу (шириной 200 м) почти сплошных щелеватых высыпков, среди которых наблюдаются несколько линзовидных тел мощностью по 1,5-2 м (в 40 м и 120 м от начала интервала) массивных и нервнослоистых кремней серого цвета, иногда красновато-серых явмовидных. В южной части полосы присутствуют тела мелкозернистых габбро около 20 м в поперечнике. В крайней западной части эффузивы сильно карбонатизированы, здесь есть линзы перекристаллизованных серых известняков, содержащие остроугольные обломки гематитизированных основных эффузивов.

3. Яшмы красные нервноплитчатые, окварцованные. Яшмы связаны постепенными переходами со светло-серыми непросвечивающими кремнями. Есть редкие прослои плитчатых яшм, на глинистых примазках среди которых в нижней части пачки нами найдены простые белые конодонты, среди которых В.А.Наседкиной определены (т.975) *Asontiodus rectus* Lindström, вероятно ордовикского возраста. Азимут падения слоистости $270^{\circ} / 65^{\circ}$, мощность пачки около 10 м.

Задернованный интервал 50 м

4. Миндалекаменные трахибазальтовые порфириты зеленоватосиневатого и серого цвета и их туфы. Вкрапленники составляют 5-10% породы, представлены преимущественно измененным зональным плагноклазом, образующим четкие призмы, размером до 8 мм. Округлые миндалины диаметром около 2 м выполнены зеленоватосерым хлоритом и реже кальцитом, составляют они 4-5% породы и более. Для этих пород характерны высокие содержания титана (3,0-3,65%) и щелочей, при преобладании натрия. Видимая мощность пачки более 50 м.

Еще одна находка ордовикских конодонтов в яшмах среди вулканидов была сделана в средней части Сакмарской зоны, в 8 км северо-западнее г.Куванчик. Основные эффузивы слагают здесь обширную низменность, непосредственно восточнее которой распола-

гается хребет, образованный девонскими кремнистыми толщами (в последних найдена точка с конодонтами № 843 - см. выше, раздел 2.3.1.). В полосе вулканидов, в скальном обнажении, расположенном сразу севернее небольшого ручья или в 2,2 км по азимуту 310° от северо-западного угла поселка Новокурекский, в прослоях красных яшм мощностью 0,6 м (азимут падения слоистости $100^{\circ} / 70^{\circ}$) залегающем среди диабазов, нами найдены беззачемовые брахиподы и конодонты (т.844) *Acodus* (?) sp., *Dicranodus* aff. *arcuatus* Pander (?), *Siphonotreta uralsensis* Lerm (?), известные, по заключению В.А.Наседкиной, ордовикский (возможно, раннеордовикский) возраст.

Более молодые комплексы конодонтов были обнаружены в яшмах на правобережье р.Урал, а также на его левобережье в стратотипе сургутинской "свиты".

В левом борту балки Казымбадка (правый приток реки Чебаклы) в 3-3,7 км западнее д.р.Умолевка на протяжении примерно 700 м вглубь простираются наблюдаются монотонные выходы плитчатых темно-серых диабазов, слагающих обычно потоки мощностью 4-8 м и более. Эти потоки разделены иногда редкими тонкими (0,1-0,7 м) невидержимыми прослоями сургутинско-красных яшм. Яшмы глинистые, иногда слоистые, содержат микропрослои вишнево-красных аргиллитов. В нижней части потоков диабазы крупнозернистые, в верхней - миндалекаменные. В восточной, хорошо обнаженной части выходов азимут падения слоистости составляет $100^{\circ} / 60^{\circ}$, диабазы имеют тут, по-видимому, запрокинутое залегание. Здесь, в 18 м западнее скалы, сложенной кварцевыми порфиритами плагнодиабазового состава, в залегающем среди диабазов прослоях яшм мощностью 0,15 м, нами были найдены многочисленные конодонты (точка 813), среди которых В.А.Наседкина определила *Acodus* aff. *curvatus* Br. et. Br., *Neoprioniodus* aff. *subcarnus* Wal., *Palodus* aff. *costulatus* Rex., *P.* aff. *deboliti* Чех., *Ozarkodina* sp., *Sagittodontus* (?) sp. раннесилурийского возраста.

Примерно в 670 м западнее этой точки, в левом берегу балки Казымбадка, у западного края этой же толщи основных эффузивов, в пачке равноплитчатых серых кремней (радиоляритов) мощностью 10-15 м (точка 816) нами были найдены конодонты *Polygnathus* sp. (вероятно, с широкой полостью), *Spathognathodus* ex gr. *mae* Vult., *Plectospathodus* sp., *Belodella* sp. и др., характерные для эмса (пражского яруса или раннего эффаля уральской шкалы).

В разрезах правых притоков р.Чебаклы устанавливается увеличение количества и, главное, мощностей прослоев яшм в верхах толщ основных эффузивов. Так, примерно в 8 км южнее балки Казымбадки, в левом борту балки Темная Долина, в ее средней части среди диабазов наблюдаются выходы смятой пачки плитчатых красных яшм (радиолитов), мощностью около 12 м, среди которых есть подчиненные прослои серых кремней и песчаников (в обломках кремня, основные эффузивы и др.). В этих яшмах в 1100 м выше устья балки нами были найдены конодонты (т.819) *Polygnathus cf. pseudofoliatus* Vitt., *P. cf. eiflius* Risch. et Zieg., *P. ex gr. linguiformis* Hinde, характерные для верхов эйфеля-низов живета по западноевропейской шкале (для живета — по уральской шкале).

Примерно в 10 км южнее, вдоль правого берега р.Урал, в 1,7–2 км выше устья р.Казачья Вязовка в верхней части толщ основных эффузивов сугральной комплекса протягивается пачка тонкоплитчатых красных и зеленоватых яшм, мощностью около 16 м (т.833). Эти яшмы содержат бедные марганцевые руды, их возраст считался ранее средне-позднеордовикским /8 и др./. Нами в них в трех точках были собраны конодонты *Ozarkodina cf. denskmanni* Zieg., *Belodella* sp., *B. ex gr. firmipova* Snig., *Angulodus* sp. и др., имеющие, по заключению В.В.Черных, среднедевонский возраст.

Еще одна находка среднедевонских (эйфельских) конодонтов сделана нами в яшмах косистекской свиты, также содержащих марганцевые конкреции (см. ниже, раздел 2.3.3.).

Таким образом, возраст марганцевого оруденения Сакмарской зоны среднедевонский (а не ордовикский, как считалось ранее) и, следовательно, эти рудопроявления могут в какой-то мере параллелизоваться с месторождениями марганца Восточной Башкирии.

На правобережье р.Сутралы, в 2170 м по азимуту 147° от ее устья в пачке грубоплитчатых серых кремней мощностью около 8 м, залегающей среди основных вулканитов сугральной комплекса найдены (т.973) *Strathognathodus steinhornensis cf. ramscheidenis* Zieg. и др., характерные для верхов придолины или, скорее, для лохновского яруса.

Непосредственно восточнее Хабарнинского массива на левобережье р.Урал значительную площадь занимает натриевые основные эффузивы, отнесенные на крупномасштабных геологических картах к сугральной свите сандра, среди которых преобладают по-

токи мелкозернистых афировых диабазов с подчиненными прослоями измененных гиадокластитов и красных плитчатых яшм. В последних, в прослое мощностью 1 м у карьера на левобережье Урала в 250 м восточнее его поворота с азимута 180° на 290° (в 2,5 км западнее с.Кызылсай) нами найдены конодонты (т.970) *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde forma γ Vult. и др. среднедевонского возраста.

Таким образом, базальты Сакмарской зоны, известные и закартированные преимущественно как сугральной "свита", являются разновозрастными — они формировались начиная с ордовика (вероятно среднего) и до живета включительно.

Кроме описанных базитов в пределах Сакмарской зоны известны и совершенно иные-ультракальцевые базальтоиды (чанчариты), которые, как мы считаем, относятся вероятно к эллаиро-лемвинскому формационному типу, т.е. к кремнистому типу разреза. Основные доводы в пользу этого утверждения: 1. В главном районе своего развития (по рекам Домбар и Чанчар) комплекс щелочных базальтоидов располагается в поле развития кремней и кремнистых брекчий, относимых к егидинской и другим свитам. Среди кремнистых брекчий отмечаются /9 и др./ обломки этих трахибазальтов. Вдоль контакта чанчаритов и кремней прослеживается прослой красно-зеленых плитчатых яшм /2/ и нет оснований считать, что этот контакт тектонический. 2. Велиховский массив, сложенный преимущественно ортоклазовыми габбро-эссектитами, а также пироксенитами, сионитами и др., который считается /11 и др./ комагматом чанчаритов, также приурочен к кремнистым остаткам эллаиро-лемвинского типа (восточное крыло Егидинской синклинали).

Возраст чанчаритов определяется /11 и др./ как последний эйфель. Косвенно это также свидетельствует о их принадлежности к формациям континентального склона, поскольку этот интервал времени в вулканогенном (сугральной) и туфогенном (косистекском) типах разрезах занят толщами совершенно другого состава.

Щелочной вулканогенный комплекс позднего эйфеля сложен /11 и др./ лавами, вулканомиктовыми брекчиями, субвулканическими телами порфировых калий-натровых трахибазальтов (нижняя часть) и афировыми калиевыми щелочными базальтоидами-чанчаритами (верхняя часть). Общая мощность около 1,5 км. Химический и минеральный состав чанчаритов очень своеобразен: они сложены преимущественно щелочными полевыми шпатами, биотитом и моноклинным пиро-

ксеном, породы имеют каинотийный облик. Характерны высокие содержания калия, фосфора, урана. Изучение редких элементов в этих породах позволило прийти к выводу о их происхождении в результате взаимодействия магмы, близкой к океанической: базальтам, с породами земной коры. Как было показано нами ранее /19/, состав чанчаритов в целом соответствует химическим особенностям продуктов магматизма зрелых пассивных континентальных окраин.

2.3.3. Туфогенный (косистекский) тип разреза

К этому типу разреза нами отнесены отложения косистекской и губерлинской свиты, отчасти, байтерокской свиты.

Косистекская свита, выделенная в южной части Сакмарской зоны П.И.Леоненко /35/, представлена переслаивающимися голубоватыми, бирюзовыми, ярко-зелеными и зеленовато-серыми туфами плагиолипаритового, плагиодацитового и реже более основного состава, вулканомиктовыми конгломерато-брекчиями, туфопесчанниками, туфоалевролитами, туфоаргиллитами, туффитами, кремнистыми туффитами и красными яшмами. Отмечаются прослои аркозовых и полимиктовых песчаников. Лавы и другие непереотложенные вулканы здесь отсутствуют. Этот очень характерный набор пород легко определяется во всех частях Сакмарской зоны: пестрые красочные расцветки придают им яркий неповторимый облик.

Губерлинская свита была выделена /7/ в средней части зоны в районе р.Губерля и является литологическим и, вероятно, возрастным аналогом косистекской свиты, что признается большинством исследователей. И хотя в составе губерлинской свиты нет грубообломочных вулканотерригенных пачек отмечаемых в косистекской свите, но есть диабазы и тела кварцевых альбитофиров, отсутствующие в косистекской свите, необходимо все же признать, что в целом эти две свиты составляют единую геологическую формацию. Отмечаемое иногда несовпадение точек зрения отдельных исследователей на возраст этих образований большого значения не имеет, поскольку возраст у них определялся ранее в значительной мере условно.

Наибольшую площадь отложения косистекской и губерлинской свит занимают в бассейне р.Губерля (в районе устья р.Каялы и в других местах), в низовьях р.Чебаклы, на левобережье р.Урал - по р.Терекла, ее верхним притокам, в Косистекском районе - в ни-

зовьях р.Косистек и на ее водоразделах с реками Хакси-Каргала и Карабутак. В целом на севере Сакмарской зоны и в ее западной части пород этого типа заметно меньше. Эти толщи отличаются сравнительно хорошей устойчивостью к выветриванию и поэтому как правило образуют хорошо выраженные в рельефе возвышенности. На аэрофотоснимках достаточно четко дешифруются отдельные, обычно волнисто-изогнутые пласти внутри этих довольно хорошо стратифицированных толщ. Изучению литологии косистекской свиты специально посвящены диссертации А.А.Гаврилова /8/ и Т.А.Вознесенской /6/, а также многие другие работы /35, 60, 71 и др./, поэтому мы приводим о ней лишь краткие сведения.

Для отложений косистекской свиты характерна ритмичная флишевая слоистость, хорошо наблюдаемая, например, в многократно описанном в литературе стратотипическом разрезе по правому берегу реки Косистек, в 8,5-12 км ниже села Ленинское. Здесь видно, что большая часть толщи сложена чередующимися флишевыми пачками, в которых основания ритмов слагают грубообломочные туфы и туфоконгломераты с размером обломков до 15 см и более, сменяющиеся постепенно туфопесчанниками, затем туфоалевролитами и тонкослоистыми бирюзово-зелеными туффитами и кремнистыми туффитами. Мощность таких ритмов составляет обычно 5-7 м. Характерно, что как мелкие обломки, так и крупные представлены тонкозернистыми породами - полнокристаллических разновидностей, как правило, нет.

Среди туфов резко преобладают разновидности плагиолипаритового состава, среди которых выделяются литокристаллокластические, витрокристаллокластические и другие разновидности. Обломки кристаллов представлены кислыми плагиоклазами и кварцем, среди литокластов наиболее часто встречаются фрагменты микрофельзитовой основной массы кислых эффузивов, в меньшем количестве присутствуют обломки туффитов, кремнистых туффитов, песчаников, основных эффузивов, хлоритизированной пемзы. В грубообломочных вулканотерригенных пачках найдены также обломки фрагментов и красных перекристаллизованных известняков, содержащих в нерастворимом остатке много вулканогенного материала (иногда конодонтов в них успеха не имели). Витрические фрагменты обычно представляют собой тонкокристаллический агрегат кварца, альбита и хлорита, в котором в проходящем свете иногда видны мелкие рогульки и другие реликты вулканического стекла. Окатыш -

ность всех обломков обычно плохая, количественные соотношения обломков разного состава сильно колеблются, сортировки по составу нет. Цемент тонкокристаллический, альбит-хлоритовый, иногда карбонатизированный, объем его непостоянный. Отметим, что собственно вулканических туфов в косистекской свите немного, преобладают здесь их перестроенные разновидности, — тонкослоистые туффиты, и особенно туфовые турбидиты. Присутствие последних показывает, что точка зрения В.Г.Кориневского /31/ и Р.А.Сегедина /9/, согласно которой эти отложения формировались в условиях спокойного морского бассейна, не может быть принята.

Туффиты и кремнистые туффиты состоят из смеси осадочного кремнезема и тонкой измененной витрокластички, присутствующих в переменных количествах. Это тонкозернистые породы, состоящие из смеси альбита, кварца и хлорита, в которых под микроскопом иногда видны реликты вулканического стекла, радиолярии, отдельные кристаллы кварца, альбита и др.

Имеющиеся оценки мощностей косистекской и губерлинской свит дают достаточно разные цифры (как было показано, это характерно и для большинства других свит Самарской зоны), по нашим данным, мощности колеблются от 800 до 1300–1500 м, а возможно, и более.

Представления о возрасте косистекской и губерлинской свит исторически претерпевали значительные изменения вследствие скудности объективных данных. Разными геологами эти отложения относились к разным отделам кембрийского, ордовикского, силурийского и девонского периодов.

Не имея возможности подробно останавливаться на точках зрения всех исследователей, отметим, что их доводы имели, как правило, косвенный характер и основывались преимущественно на изучении взаимоотношений косистекской и губерлинской свит с другими. При этом, например, Н.И.Леоненко /35/ полагала, что косистекская свита залегает под кидрясовской, а А.Д.Петровский /45, 64/ считал, что косистекская свита согласно с постепенным переходом залегает на отложениях раннего ордовика и несогласно перекрывается кремнистыми толщами силура. Высказывались и другие точки зрения, преобладающим же являлось мнение, что косистекская и губерлинская свиты ордовикского возраста. Отметим, что фактически контакты этих свит с другими толщами, как правило, зачернованы; вскрывая их горными работами, обычно удается

установить, что они тектонические.

Позднее В.Г.Кориневский /31 и др./ и С.В.Руженцев /56 и др./ среди туфов косистекской свиты в обломках и прослоях (?) черных углито-кремнистых сланцев обнаружили граптолиты лландоверы. На основании этого В.Г.Кориневским /31 и др./ и А.А.Абдулиным /1/ принят нижнесилурийский возраст свиты, а геологи ГИН АН СССР считают его раннеордовикско-позднелландоверийским — на основании определений радиолярий раннего ордовика (ошибочных, как установлено нами, см. ниже). Однако все сказанное в разделе 2.3.2. о "прослоях" фтанитов в сугральдинской "свите" справедливо и в отношении косистекской свиты. А.А.Абдулин и др. /2/ показали, что фтаниты слагают среди отложений косистекской свиты не прослой, а тектонические клинья. Вследствие неясности положения в разрезе находок В.Г.Кориневского и С.В.Руженцева, их данные признания не получили /9, 67 и др./ В работах /9, 67/ принят "традиционный" средне-позднеордовикский возраст косистекской и губерлинской свит на основании весьма скудных определений радиолярий, сделанных Е.М.Садрисламовым "в средней и верхней частях разреза свиты в бассейне р. Косистек и на левобережье р.Тереклы" /9, с.37/. Достоверность подобных определений крайне низкая, многочисленнее примеры чего приведены, например, в работе /13, с.13–16 и др./.

Нами проведены поиски конодонтов в ямах косистекской и губерлинской свит, причем находки удалось сделать как раз в отмеченных выше пунктах.

В верхней части стратотипического разреза косистекской свиты по правому берегу р.Кос-Иstek среди туфов залегает пачка красных плитчатых глинистых ям мощностью около 20 м, содержащая маргашевые конкреции. В ее средней части в обрыве реки, в 9 км южнее южной окраины села Ленинское нами найдены достаточно многочисленные конодонты (т.1381 на рис. 2) *Polygnathus linguiformis linguiformis* Hinde, P. ex gr. *linguiformis*, P. cf. *serotinus* Telf., P. sp. (в том числе с широкой базальной полостью) и другие эйфельского возраста (по уральской шкале). Из этой точки ранее были известны определения радиолярий силурийского и ордовикского возраста (ошибочные, как показывает приведенный комплекс конодонтов). Так, И.В.Хворова и др. /71, с.36, 37/ опубликовали отсюда список радиолярий раннего ордовика, определенных Б.Б.Назаровым. Видимо, произо-

шло какое-то недоразумение, поскольку сам Б.Б. Назаров нам устно сообщил, что такой информации указанным исследователям он не давал.

По левому борту долины р. Тереклы, напротив фермы Кенсай-рая прослеживаются фрагментарно обнаженные выходы косистекской свиты, представленной здесь зеленоватыми и бурыми туффидами, туфопесчаниками и, редко, туфогравеллитами и красными яшмами. В южной части выходов располагается пачка кремней с видимой мощностью около 15 м и азимутом падения слоистости $0^\circ / 60^\circ$. По нашему мнению, она согласно перекрывает здесь отложения косистекской свиты и сама принадлежит к ее верхней части. Это доказывается тем, что в нижней (северной) части пачки в кремнях присутствует очень много обломочного туфогенного материала, зерен плагиоклаза и др., слагающего тонкие микропрослойки. Кремни здесь серые, просвечивающие слоистые, их мощность 6-8 м. Они постепенно сменяются в верхней части пачки плитчатыми серыми и зеленоватыми непросвечивающими кремнями (радиоляритами), содержащими уже значительно меньше туфогенного материала, что, по-видимому, обусловлено затуханием вулканической деятельности. В середине верхней части пачки нами собраны конодонты (т. 982 на рис. 3) *Spathognathodus* ex gr. *Steinhornensis* Zieg., *Ozarkodina denckmanni* Zieg., *Belodella* sp., и др., определяющие возраст как верхи силура (пржидолый) - низы среднего девона (поздний эмс).

Низы разреза этого типа выявлены на левобережье ручья Косагач (приток р. Тереклы). Здесь наблюдаются скальные выходы отложений косистекской свиты, представленной преимущественно тонкозернистыми кремнистыми туффидами, непосредственно западнее которых прослеживается пачка глинистых красных и желтовато-серых яшм мощностью более 20 м, подстилающая отложения косистекской свиты без видимого несогласия (азимут падения слоистости этих яшм примерно $50^\circ / 70^\circ$). По данным В.Ф. Коробкова и других геологов (устное сообщение), проводивших здесь крупномасштабные геологоразведочные работы, эти яшмы и глинисто-кремнистые сланцы постепенно переходят в кремнистые туффиды косистекской свиты. В яшмах, в 2,5 км по азимуту 145° от устья ручья Косагач, в 275 м юго-западнее самого ручья или примерно в 50 м восточнее дороги нами найдены простые конодонты (т. 983 на рис. 3), среди которых В.А. Наседкиной определены *Acodus* sp. nov.,

Oistodus aff. *inaequalis* Pander (?), имеющие, вероятно всего, ордовикский возраст.

Таким образом, отложения туфогенного (косистекского) типа разреза формировались по крайней мере с ордовика (вероятно, со среднего ордовика) до низов среднего девона включительно.

В какой-то мере промежуточный характер между описанными отложениями туфогенного и вулканогенного типа имеют образования так называемой байтерекской свиты. Под этим названием в южной части Сакмарской зоны (Байтерексай - левый приток р. Косистек) описана [9, 31 и др.] достаточно пестрая вулканогенно-осадочная толща, сложенная преимущественно эффузивами основного и среднего состава, в том числе подулечными лавами, потоками, грубообломочными туфами, бомбовыми туфами смешанного состава, а также туфокошломатами, вулканомиктовыми брекчиями и др. Характерны слабая окатанность, отсутствие сортировки материала. Мощность около 800 м. Эти отложения вмещают многочисленнее небольшие субвулканические тела габбро-диабазов, базальтовых и андезитовых порфиритов, кварцевых альбитофиров (плаггио-риолитов).

Близкие по типу разреза наблюдаются и в более северных частях Сакмарской зоны в составе блявинской и других свит /10, 28, 34 и др./. Так, хорошие скальные выходы есть, например, в районе г. Медногорска, у пос. Блявтомас. Здесь на мелкоподулечных лавах ромитизированных обильно порфиритовых палеобазальтов залегает грубообломочные туфы андезитового состава. Среди обломков, размер которых доходит до 30 см, отмечаются как массивные, так и микдалекаменные разновидности; преобладают обломки с обильными вкраплениями плагиоклаза. В туфах наблюдается слабо выраженная слоистость (азимут падения $200^\circ / 15^\circ$), обусловленная некоторой сортировкой обломков по размеру. Видны редкие пеллоидные прослойки, а также жилы андезитового состава.

Здесь, в средней части Сакмарской зоны к телам плаггио-риолитов приурочены широко известные медноколчеданные месторождения Блявинской группы /10 и др./.

В целом среди вулканитов байтерекской свиты заметно преобладают андезиты-базальты и андезиты. Для них характерны четкие порфиритовые структуры (во вкраплениях - авгит и средний плагиоклаз, зачастую альбитизированный), низкие содержания титана, составляющие обычно 0,6-0,9%. Как указывает Р.А. Сегедян

/9/, "В.Г.Кориневский включает в состав свиты кремнистые ... грантолитовые сланцы ллаццовери, по которым и датирует свиту в целом (такая датировка не разделяется другими геологами). Он же считает, что вулканогенные породы свиты принадлежат к единой непрерывной базальт-андезит-диабазитовой формации, крайним (наиболее основным) членом которой является сугтраллинская свита. Однако в отличие от сугтраллинских базальтов, вулканиты байтерекской свиты по химизму относятся к кали-натровой сорни, поэтому, с учетом характера байтерекского вулканизма нельзя исключить и более молодой возраст свиты". Действительно, можно признать, что отмеченные особенности байтерекских вулканитов в целом характерны для верхов разрезов вулканогенных толщ. А.А. Абуллин и др. /2/ также считают, что пачки фтанитов (мощность которых бывает весьма значительна) являются не прослоями в байтерекской свите, а тектоническими клиньями.

Нами среди отложений байтерекской свиты в небольших линзовидных телах гентакулитовых известняков (которые В.Г.Кориневский /21/ считает "тонкими прослоями") в нескольких пунктах собраны гентакулиты и конодонты раннего девона.

Еще один разрез с девонской фауной среди полосы вулканогенных пород, относимых В.Г.Кориневским /21/ и другими к байтерекской свите, наблюдался нами в левом берегу р.Косистек, в 3,5 км ниже устья р.Бгинци. Здесь снизу вверх по склону залегают:

1. Толстоплитчатые серовато-зеленые кремни с линзовидными прослоями известняков и кремнистых песчаников. Видимая мощность 22 м.

В 4 м по мощности от нижней части выходов, в известняках собраны конодонты (т.713-1) *Polygnathus inversus* Klap. et Johns., *P. serotinus* Telf., *Icriodus* cf. *corniger* Witt., и др., характерные для верхнего эмса, зоны *serotinus* (низн верхнего эйфеля уральской региональной шкалы). В 14 м выше найдены (т. 713-3) *Polygnathus inversus* Klap. et. Johns., *P. cf. perbonus* (Philip), *Spathognathodus* cf. *postoptimus* Nassed. и др., характерные для средней части эмса (нижний эйфель уральской шкалы).

Задернованный интервал 4 м.

2. Брекчированные кремни и кремнистые брекчии. Мощность 7 м.

Задернованный интервал 4 м.

3. Мицдалекаменные подушечные лавы базальтового состава. Видимая мощность 0,5 м.

К сожалению, как и в случае с пачками фтанитов, нет полной уверенности, что сделанные нами в известняках находки девонской фауны принадлежат к разрезу вулканогенных толщ байтерекской свиты, а не находятся в тектонических клиньях. Поэтому заключение о возрасте этих вулканитов следует считать предварительным.

3. АНАЛОГИ ТОЛЩ САКМАРСКОЙ ЗОНЫ В БОЛЕЕ СЕВЕРНЫХ РАЙОНАХ УРАЛА

В настоящее время в ряде работ по геологии Урала /67 и др./ фигурирует Сакмаро-Лемвинская структурно-фауниальная зона. Однако одним из авторов еще в 1974 г. /46/ было предложено выделить вместо нее (в близком контексте) Зилаиро-Лемвинскую зону. Такое изменение в названии структурно-формационной зоны было связано с тем, что отложения Сакмарского района представлены значительно более пестрыми и сложными геологическими образованиями по сравнению с толщами Лемвинского, Малопечорского, Восточно-Зилаирского и других районов. В каком же родстве находятся толщи Сакмарского района по отношению к толщам Зилаиро-Лемвинской зоны?

Проведенные нами геологические исследования, результаты которых освещены в предыдущих разделах, позволили, существенно уточняя взгляды предыдущих исследователей /71 и др./, прийти к выводу, что в течение длительного промежутка времени примерно со среднего ордовика до среднего девона (около 100 млн. лет) в рассматриваемом районе накапливались осадочные и вулканогенные комплексы по крайней мере трех формационных типов - кремнистого, вулканогенного и туфогенного, отвечающих разным тектоническим обстановкам. При этом лишь отложения кремнистого типа (см. раздел 2.3.1.) четко коррелируются с толщами Зилаиро-Лемвинской зоны более северных районов, а образования вулканогенного (сугтраллинского) и туфогенного (косистекского) типов полных аналогов там не имеют, хотя близкое структурное положение на Среднем Урале занимают вулканогенно-осадочные толщи нязепетровского комплекса /59, 51/, а в Лемвинской зоне Полярного Урала - латортинский комплекс.

Терригенные и вулканогенные толщи раннего - среднего ордовика (кидрасовская, кураганская, отчасти куагачская свита) зале-

гамши в основании изученных разрезов палеозоя, по составу и внешнему облику похожи на отложения погурейской и грубенской свиты и связанные с ними вулканиты молдочножской свиты Лемвинского района, где они лежат в основании разрезов кремнистого типа. В более фрагментарном виде ордовикские терригенные толщи, местами с туфами и щелочными вулканитами, развиты в Малопечорском районе (кисуньинская свита), в Бардымской зоне (нижнесаргинская свита) и других местах, где они также подстилают кремнистые разрезы.

Горизонт черных углисто-кремнистых сланцев, фтанитов и других кремнистых пород сидурийского (преимущественно раннесидурийского) возраста прослежен в настоящее время вдоль всего западного склона Урала. В Сакмарской зоне это черносланцевая толща низов сакмарской свиты; непосредственно севернее, в восточном борту Зилайрского синклинория такие породы слагают низы так называемой бетринской "свиты" (серии), где нами было предложено для них наименование "шанский горизонт" (по р.Шанской), на Среднем Урале (в Бардымской зоне) это фтаниты, закартированные как угрелинская свита. На Полярном Урале, в Лемвинской зоне сидурийская черносланцевая толща принадлежит широко известной харотской свите; аналогичные образования, вероятно, развиты в небольшом объеме и на Приполярном Урале, в пределах Малопечорского останца. Отметим, что хотя отмеченные свиты были выделены достаточно давно, возрастной объем каждой из них был уточнен нами только после изучения конодонтов в соответствующих районах /47, 49, 15 и др./. Литология и особенности строения этих свит настолько близки, что их с уверенностью можно объединить в единый горизонт, прослеживающийся с перерывами более чем на 2000 км.

Такая же картина наблюдается при сравнении девонских кремнистых толщ Сакмарской зоны с более северными районами развития батинальных отложений. Цветные кремни и кремнистые брекчии раннего и среднего девона, аналогичные выявленным в Сакмарской зоне (кызылфлотская толща - см. раздел 2.3.1.) были нами ранее установлены в Лемвинской зоне, Малопечорском останце, в Бардымской зоне и в восточном борту Зилайрского синклинория /47, 49 и др./. Причем литологическое сходство кремнистых пачек Сакмарской и, например, Бардымской зон настолько велико, что, начиная работать в Сакмарской зоне, мы первоначально датировали кремни по

аналогии с более северными районами. Часто такая датировка отличалась от принятой на имеющихся геологических картах, но впоследствии наши представления, как правило, удавалось доказать сборами конодонтов.

Среднедевонские вулканиты, развитые среди отложений кремнистого типа разреза Сакмарской зоны - чакчариты - также имеют примерные возрастные аналоги в девонских гипабиссалитных витрузитах и лавах всех более северных районов Зилайро-Лемвинской зоны /19/.

Сакмарская зона - единственное место на западном склоне Урала, где геологам-съемщикам удалось выдвинуть верхнедевонские кремни до начала изучения конодонтов в этом регионе. Горизонт франских кремней прослежен сейчас по всему западному склону Урала; аналогами егиндинской свиты являются низы колокольненской свиты Лемвинской зоны, вятропинская свита Верхней Почори, корсаковская свита Бардымского хребта и ибрагимовский горизонт восточного борта Зилайрского синклинория /47, 49/.

Возрастными и литологическим аналогом киинской свиты Сакмарской зоны отчасти является верхняя подсвита известняково-глинисто-кремнисто-сланцевой колокольненской свиты Лемвинской зоны. В Малопечорской зоне в верхах вятропинской свиты (ранний фаней) в кремнях появляются прослойки известняков, и эта пачка в какой-то мере может сравниваться с киинской свитой, хотя нельзя не отметить, что наиболее молодые известные датировки вятропинской свиты отвечают зоне *rhomboides* /47/, т.е. они несколько древнее наиболее древних из известных датировок киинской свиты.

Широко развиты в пределах Зилайро-Лемвинской зоны и конденсированные карбонатно-кремнисто-сланцевые разрезы и пелагические "петельчатые" известняки, совершенно аналогичные описанным в этой работе. В Бардымской зоне эти отложения выделены в сидурийскую свиту, мощность которой не превышает порых десятков метров при времени формирования от лудлова до эйфеля включительно /49, 12/. На Полярном и Приполярном Урале комковатые и петельчатые известняки и связанные с ними глинисто-кремнистые пачки входят в состав харотской свиты и ее аналогов. На всем протяжении Урала выдерживается литология известняков и, как и в Сакмарской зоне, в более северных районах наблюдаются как пеллоподовые их разновидности позднесидурийского (обычно лудловского)

возраста, так и тентакулитовые — пражского возраста. Чаще всего они разделены пачками кремнистых и глинистых сланцев мощностью от единиц до первых десятков метров, а иногда буквально "спаяны" в одном пласте известняка.

Таким образом, отложения кремнистого типа разреза Сакмарской зоны как по возрасту, так и по литологии тождественны баттальным кремнисто-сланцевым толщам Зилаир-Лемвинской зоны Урала. Этот вывод имеет не только теоретическое, но практическое значение, в частности потому, что в последние годы в Лемвинской зоне работами геологов объединения "Полярноуралгеология" были выявлены пять крупных месторождений и ряд проявлений баритов /65 и др./.

Месторождения пластового типа (Хойлинское, Малохойлинское, Иальникское и др.) здесь найдены среди кремнисто-кварцито-сланцевых и известняково-глинисто-кремнисто-сланцевых отложений средне-позднедевонского возраста. Рудные тела представляют собой пласти, согласные линзы и конкреционные горизонты. Тип оруденения кварц-баритовый, из околорудных изменений характерна слабая серицитизация. Месторождения барита пластообразного типа (Вонкурьюганское, Войшорское, Собское и другие) выявлены среди известняково-глинисто-кремнисто-сланцевых и флишоподобных толщ ранне-среднекарбонového возраста. Они представлены субсогласными пластообразными залежами, жилами; тип оруденения кальцит-баритовый /65/. В отложениях Лемвинской зоны отмечается также и региональное повышенное содержание бария /74/.

Крупные месторождения высококачественных баритов известны в аналогичных толщах Рейно-Герцинской зоны Западной Европы, северо-американских Кордильер и в других местах. Найдены они и в современных баттальных осадках, так, например, пластовая залежь барита была вскрыта глубоководной скважиной 399, пробуренной в северо-восточной Атлантике /78/.

Все это определяет перспективность на бариты отложений кремнистого типа разреза Сакмарской зоны, а также и восточного борта Зилаирского синклиналия (соответствующие рекомендации давались нами в 1982 г.). Об этом также свидетельствуют и несколько рудопроявлений барита, найденных ранее на территории Сакмарской зоны геологами Башкирского, Оренбургского и Актыбинского Производственных Геологических Объединений (Б.И.Хворов, Н.Н.Деликов и др.). Они обнаружены в крайней северной части Сакмар-

ской зоны (Акъяловское рудопроявление), а также на левобережье р.Урал — северо-восточнее фермы Алимбет и северо-восточнее устья р.Зобети (у точки с координатами 03383 — см. раздел 2.2.). Рудопроявления представляют согласные линзы (Акъяловское) или жилы барита (Зобетинское, Алимбетовское) мощностью около 1 м, локализованные соответственно среди глинистых и кремнистых сланцев, алевропесчаников, вулканитов. Однако наиболее перспективной на обнаружение промышленных месторождений барита нам представляется западная часть Сакмарской зоны, где среди кремнистых толщ присутствуют "петельчатые" комковатые известняки. В первую очередь следует опосковать кремни клинковой свиты, а затем егиндинской свиты и ибрагимовского горизонта, а также и другие кремнистые толщи. При проведении геологосъемочных и поисковых работ в пределах Сакмарской зоны и восточного борта Зилаирского синклиналия следует также учитывать, что для баттальных кремнисто-сланцевых отложений складчатых областей характерны повышенные и рудные концентрации Mn, V, Mo, P и другие /47 и др./. Современные баттальные осадки содержат баритовые и фосфоритовые конкреции, а также накапливают V, Zn, Mo и другие элементы /76 и др./.

4. К ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ САКМАРСКОЙ ЗОНЫ

История развития и становления Сакмарской зоны столь же сложна, как и ее теперешнее геологическое строение, и, соответственно, очень разнообразна и зачастую противоположна представлениям о ней разных исследователей. Дошедшие до нас отдельные фрагменты геологической летописи не могут, конечно, дать полной картины событий. Об этом, к сожалению, забывают некоторые авторы, увлекаясь свое псевдодетальным описанием и не учитывая его вероятностный характер. Тем не менее полученные нами и нашими предшественниками данные, равно как и исследования теоретического и общерегионального плана, развивавшие идеи новой глобальной тектоники /42, 23, 44, 47, 22 и др./, позволяют восстановить в главных чертах историю развития Сакмарской зоны в палеозое.

Решающее значение имеет положение Сакмарской зоны в пограничной области между Восточно-Европейской платформой и звгосли-клинальной частью Урала.

Как известно, достоверные кембрийские отложения на Урале, в том числе и на западном склоне Южного Урала, практически от-

сутствуют /67, 17 и др./ . По всей вероятности, это свидетельствует об общем поднятии региона в это время. По-видимому, большая часть территории представляла собой сушу, хотя отмечавшиеся в разделе 2.1. глыбы раннекембрийских известняков говорят о существовании мелководных морских бассейнов, местоположение которых однако не известно. Следует отметить, что при рифтогенезе вообще характерен общий подъем регионов, чаще непосредственно перед раздвигом континентальных плит, как это наблюдается, например, сейчас на Байкале и в северо-восточной Африке. По мнению С.Н.Иванова /21, 22 и др./, этот подъем земной коры вызывается всплыванием днагира разуплотненной мантии.

В рашем ордовике (тремадоке) в Саамарской зоне происходит разрыв континентальной коры и заложение рифтовой впадины, заполняющейся мощными молассоидными осадками кидрисовской свиты. Хотя выпележающие ордовикские толщи пока недостаточно изучены (см. раздел 2.2.), можно все же отметить пестроту литологического состава этих отложений, присутствие вулканитов и большое их разнообразие при повышенной в целом щелочности. Эти и некоторые другие признаки позволяют предполагать рифтовую природу этих толщ. Наиболее показательны в этом плане выходы в верховьях р.Шанды. Хорошие обнажения есть, в частности, в обрывах левого берега р. Шанды и на ее правом берегу у пункта Заготскот. Ордовикские образования, смятые здесь в крупную антиклинальную складку (около 0,5 км в поперечнике), представлены переслаивавшимися пачками, мощностью 5-10 м и более, терригенных пород различной размерности от алевритов до валуных конгломератов, и основных эффузивов. В обломках конгломератов преобладают калиевые липаритовые порфиры, есть также базальты, фтаниты и др.. среди мелководных разностей наиболее широко развиты аркозовые песчаники. Пачки эффузивов сложены преимущественно миндалскаменными афировыми и микропорфировыми палеобазальтами, для которых характерны высокая железистость и титанистость $TiO_2 = 1,8-3,1\%$, а также измененными гиадокластитами. В миндалинах встречаются очень красивые красные агаты. В целом эти образования представляют собой типичные "грабенные фации", в их современной трактовке /44, 22 и др./.

Следует отметить, что выводы о рифтогенной природе ордовикских толщ Саамарской зоны были сделаны ранее в работах А.В. Пейве и др. /44/, И.В.Хворовой, С.В.Руженцева и др. /71 и др./

и других исследователей; эта мысль также высказывалась авторами в 1974 г. /46 и др./.

По мере дальнейшего раздвижения субмеридиональной рифтовой впадины и формирования достаточно широкого морского бассейна происходит накопление образований трех разных типов (с запада на восток): кремнистого (саамарского), туфогенного (жосис-текского) и вулканогенного (сугтралинского). Как было показано в предыдущих разделах, существовавшие ранее представления о том, что различные свиты Саамарской зоны последовательно сформировались одна за другой в течение раннего-среднего палеозоя и разделяются лишь несогласиями и т.п., не соответствуют действительности. Как показывают наши многочисленные новые находки фауны, на протяжении длительного времени, с ордовика по девон включительно, отложения отмеченных типов разреза формировались параллельно, очевидно, в разных и достаточно удаленных друг от друга фациально-тектонических обстановках. Если в верхних частях разрезов разных типов достаточно много представительных находок фауны, то время начала формирования этих типов определяется не столь уверенно. По-видимому, их обособление произошло в среднем ордовике.

Как показано выше, отложения кремнистого (саамарского) типа принадлежат к Зилайро-Лемвинской структурно-формационной зоне; эти осадки формировались в пределах пассивного континентального склона и подножья Восточно-Европейской платформы. Сравнительно глубоководная, батинальная природа этих толщ показана в работах /46, 47, 71, 12/ и других исследователей, проводивших их детальное изучение. О глубоководности кремней свидетельствуют в первую очередь следующие факты: 1) почти полное отсутствие здесь карбонатов, что может быть связано с близостью дна - к глубинам карбонатной компенсации; 2) фауна в силуэтах представлена только пелагическими, преимущественно планктонными организмами (грантолиты, конодонты, птерокорды, радиолярии); 3) кремни сопоставимы с современными глубоководными радиоляриями илиями.

Конденсировавшиеся карбонатно-кремнисто-сланцевые отложения формировались на глубоководных поднятиях /49/, по-видимому, в верхней части континентального склона и, может быть, на глубоководном шельфе.

В то время, как осадки кремнистого (саммарского) типа разреза отлагались на континентальном склоне и подножье, образования косистекского и сугралинского типов формировались на существенном удалении от Восточно-Европейской платформы; относительное же их местоположение нельзя считать твердо установленным. Было высказано довольно обоснованное мнение /71/ о существовании здесь краевого моря; этому не противоречит, в частности, характер вулканитов сугралинского комплекса. Вместе с тем, против этой точки зрения, уподобляющей Саммарскую зону структурам Илономорского типа с континентальным склоном, внутренним морем и ограничивающей его островной дугой над зоной субдукции, падающей к западу в сторону континента, можно выдвинуть следующие возражения:

1. Разрезы кремнистого, зилакро-ломвинского типа хорошо сопоставимы между собой по всему Уралу, что трудно увязать с представлением об их образовании в изолированных краевых морях.

2. На западном склоне Урала не обнаружено мест, которые можно было бы достоверно интерпретировать как участки "прикрепления" островных дуг к континенту.

3. Образование краевых морей обычно сопровождается дополнительной фазой растяжения, с формированием новой океанической коры и нового континентального склона - более молодых по сравнению с первичными океаническими структурами. В Саммарской же зоне не выявляется признаков такой перестройки.

Возможно, что рассматриваемую зональность надо трактовать несколько иначе (с запада на восток): пассивная окраина континента - ранняя океаническая впадина, образование которой началось в результате раскалывания континента - край островной дуги, образовавшейся над зоной субдукции, падавшей к востоку.

В любом случае, однако, нет необходимости предполагать шарьирование вулканогенных толщ Саммарской зоны из пределов Магнитогорской и Западно-Мугоджарской зон, как это делал С.В. Руженцев /55, 56 и др./. Против такой гипотезы говорит характер вулканизма этих структур и более короткий возрастной интервал развития этих вулканитов, который в Западных Мугоджа - рах вообще ограничен средним девоном /13, 33 и др./. Вероятнее всего, образования косистекского и сугралинского типов занимали как раз промежуточное положение между континентально-склоновыми формациями и вулканогенными толщами восточной, эвгео -

синклиналии части Урала. От этой промежуточной зоны сохранились сейчас только дислоцированные фрагменты, уцелевшие в пределах описываемого района, основная же ее часть, по-видимому, поглощена зоной уноса, на месте которой располагается сейчас сутурный шов Главного Уральского Глубинного разлома.

В настоящее время отложения всех трех типов разрезов Саммарской зоны находятся в перемещенном положении, они тектонически скучены при замыкании Уральского палеоокеана и продвижении образованных в нем геологических формаций на запад к Восточно-Европейскому континенту. Амплитуда горизонтального перемещения различна, - она минимальна (вероятно не более 20-30 км) для отложений кремнистого, саммарского типа разреза; образованная же косистекского и сугралинского типа смещена на большее расстояние (весьма предположительно оценить его можно в 50-100 км). Очень четким и убедительным проявлением процессов тектонического скучивания являются серпентинитовые меланжи, содержащие глыбы и блоки габбро-амфиболитов, кремней и др., зоны и поля которых чрезвычайно широко распространены на всем протяжении Саммарской зоны (известны Кувандинский меланж - лишь один из наиболее ярких примеров). Они описаны в целом ряде работ /43, 44, 55, 56, 24, 25 и др./ и здесь не рассматриваются. В этих полях меланжа в наиболее яркой и крайней степени проявлена сама сущность современного тектонического строения Саммарской зоны: породы разного возраста и формационной принадлежности обнажаются здесь среди обрекчированных серпентинитов в виде отдельных хаотически разбросанных блоков и участков, имеющих в плане мозаичное, лоскутное размещение (см. рис. 3).

С.В. Руженцев /55, 56 и др./, детально изучавший карьеры Саммарской зоны, полагал, что они образовались в течение, по крайней мере, трех этапов: в позднем кобальце - середине эйфэля; на рубеже эйфэля и живета; в среднем карбоне /55/. Ревизия стратиграфии Саммарской зоны, предпринятая на основании многочисленных новых сборов фауны, сделанных нами преимущественно в толщах, возраст которых был наименее ясен, позволила внести значительные коррективы в отмеченные представления С.В. Руженцева. Предположения о существовании двух ранних из упомянутых этапов шарьеобразования базировались главным образом на общепринятом мнении о существовании крупных, всеобъемлющих переуровней в осадконакоплении в Саммарской зоне в течение раннего-среднего

девона; считалось также, что образование шацлинской олистостроми связано с шарьяжамп. Однако нами выше было показано отсутствие сколь-нибудь существенных перерывов в осадконакоплении в течение раннего-среднего девона в Сакмарской зоне. Более того, в это время формировались отложения, по крайней мере, всех трех отмечавшихся фашиально-тектонических типов. Ранее до проведенных нами поисков конодонтов эти толщи просто не были известны и ошибочно включались в состав более древних отложений. Кроме того, был обоснован вывод (см. раздел 2.3.1.) о том, что олистоплаки шацлинских известняков сползли с шельфа пассивной континентальной окраины Восточно-Европейской платформы и, таким образом, по-видимому, не были связаны с покровообразованием. Трудно представить также, как в условиях развития шарьяжей могли отлагаться, практически непрерывно, начиная по крайней мере с низов силура и до франа включительно, кремнисто-сланцевые батинальные толщи. Нужно, следовательно, считать, что отмеченных двух ранних этапов покровообразования в Сакмарской зоне не было. По всей вероятности здесь, как и в других местах западного склона Урала /47, 49/, надвигание началось не ранее фамена, а местами и явно позднее - только в карбоне. Именно в фамене спол обломочного материала с запада, с Восточно-Европейской платформы смоняется в Сакмарской зоне, сполсом с востока и образуется граувакковый флиш зилайской серии, появление которого связывают /44/ с началом широко проявленного шарьяжирования в эвгеосинклинали. В смежной с востока Западно-Мугоджарской зеленокаменной зоне режим субширотного сжатия устанавливается несколько раньше - в позднем живате /13, 16/, что находит здесь четкое структурное выражение в смене ориентировки и состава даек. Начавшись в корневых частях Сакмарской зоны, по-видимому, в позднем девоне, шарьяжеобразование завершилось в ее современных границах безусловно не ранее позднего карбона (я перми), о чем свидетельствуют в частности /9/ находки песчаных известняков с фауной верхнего карбона в меланже на левобережье р. Домбар.

5. НЕКОТОРЫЕ ЗАДАЧИ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ГЕОЛОГИИ САКМАРСКОЙ ЗОНЫ

Приведенные данные показывают, что дальнейшие исследования геологии Сакмарской зоны должны обязательно сопровождаться по-

исками конодонтов, дающих важнейшую новую информацию по стратиграфии (а следовательно, и тектонике) всех типов разрезов, в том числе и тех, которые до сих пор считались практически немими или имели противоречивую фаунистическую характеристику. И хотя главные задачи данной работы выполнены, все возможности, которые дает изучение конодонтов, в Сакмарской зоне далеко еще не исчерпаны. Так, недостаточно разработана пока стратиграфия ордовикских отложений (за исключением юдьясовской свиты), не вполне ясен возраст байтерекского комплекса, а также метаморфизованных кремнистых толщ "алымбетовской свиты". Не до конца ясны взаимоотношения зилайской и кипинской свит. Есть и другие нерешенные стратиграфические и палеотектонические вопросы (первичное местонахождение кембрийских известняков, структурное и стратиграфическое положение чанчаритов и др.). Существенные изменения, внесенные нами в стратиграфию зоны, не только не поколебали общего вывода о широком развитии в ней тектонических покровов, но, наоборот, существенно подтвердили его; однако эти изменения не могут не сказаться на трактовках многих конкретных структур Сакмарской зоны, которые потребуют уточнения.

Сейчас, после того как заложена основа достаточно надежной стратиграфической схемы, на первый план выступает задача создания единых государственных крупномасштабных карт на всю территорию Сакмарской зоны. Это доизучение должно сопровождаться поисками баритов и других полезных ископаемых, отмеченных в разделе 3. Экономически наиболее целесообразной была бы групповая геологическая съемка всей зоны одним коллективом высококвалифицированных геологов.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В итоге проведенных авторами работ получены следующие основные результаты:

1. Впервые проведено систематическое изучение конодонтов в разнофашиальных толщах Сакмарской зоны. Конодонты найдены более чем в 60 точках, в результате чего пересмотрена стратиграфия отложений зоны и существенно уточнен возраст całego ряда свит.

2. Впервые установлено, что в составе сакмарской свиты есть не только известные ранее кремни и сланцы силурийского

возраста, но и достаточно мощные и широко распространенные кремнистые толщи раннего и среднего девона, выделенные нами в кизылфлотскую толщу. Выявлены литологические отличия кремнистых пачек разного возраста.

3. Доказано, что неровнослоистые "петельчатые" известняки Сакмарской зоны входят в состав чрезвычайно конденсированных (маломощных) карбонатно-кремнисто-сланцевых разрезов с возрастом от лудлова до среднего девона включительно. Наиболее вероятное место их формирования - верхняя часть континентального склона пассивной окраины Восточно-Европейской платформы.

4. Показано, что блоки рифовых известняков раннего-среднего девона, выделявшиеся ранее в составе так называемой "шандунской свиты", залегают обычно среди более молодых или примерно одновозрастных кремнистых толщ (а не более древних, как ошибочно считали ранее) и являются, по всей видимости, олистолитами, сползшими с запада, с шельфа Восточно-Европейской платформы.

5. Уточнен возраст египетской свиты, объем которой соответствует объему французского яруса; тем самым уточнена также датировка основания зилайской серии. В египетской свите выделены две достаточно легко распознаваемые и картируемые подсвиты.

6. По находкам конодонтов в ямках установлено, что вулканогенные базальтоидные толщи Сакмарской зоны, известные прежде преимущественно как "сугралинская свита раннего силура", являются разновозрастными - они формировались от ордовика до живеза включительно.

7. Доказано, что верхи косистекской "свиты" (комплекса), считавшейся ордовикской или силурийской, имеют эйфельский возраст.

8. Существенно уточнены представления о структурно-фациальной зональности Сакмарской зоны /71 и др./. Установлено, что на протяжении очень длительного времени - в ордовике, силуре и девоне параллельно в разных фациально-тектонических обстановках формировались образования по крайней мере трех разных типов разреза: кремнистого (сакмарского), туфогенного (косистекского), вулканогенного (сугралинского). Доказывается, что кремнисто-сланцевые толщи сакмарского типа отлагались на континентальном склоне и подножьи пассивной окраины Восточно-Европейской платформы и являются полными аналогами батинальных толщ Зилайро-Лем-

винской зоны Урала. Образования косистекского и сугралинского типов отвечают структурам океанической (краевоморской?) впадины и части островной дуги. В последующем все эти толщи были тектонически сближены и перемещены.

9. Уточнены представления о времени шарьирования в Сакмарской зоне: оно началось не ранее фанона, а завершилось - в конце карбона или даже в перми. Предполагается, что корневой зоной шарьяжа является сатура Главного Уральского глубинного разлома, выраженного на Южном Урале серпентинитовым меланжем.

10. Показано, что кремнисто-сланцевые толщи Сакмарской зоны (в первую очередь ее западной части - киинская свита и др.) перспективны на месторождения барита, а также некоторых других полезных ископаемых. Рудопроявления марганца Сакмарской зоны имеют среднедевонский возраст (а не ордовикский, как считалось ранее) и, таким образом, могут в какой-то мере сопоставляться с месторождениями Восточной Башкирии.

За помощь и поддержку авторы искренне признательны Г.Н. Папулову, Л.А. Карстен, В.Л. Клишеничу, В.А. Насадкиной, И.А. Пеловичу, В.В. Черных.

Литература

1. Абдулин А.А. Геология Мугоджар. Алма-Ата: Наука, 1973. 391 с.
2. Абдулин А.А., Андеев А.В., Септов Н.С. Тектоника Сакмарской и Орб-Клекской зон Мугоджар. Алма-Ата: Наука, 1977. 238 с.
3. Варганов В.Г., Анцыгин Н.Я., Насадкина В.А. и др. Стратиграфия и фауна ордовика Среднего Урала. М.: Недра, 1973. 228 с.
4. Водорозов Г.И. Основные черты стратиграфии палеозоя Мугоджар. - В кн.: Основные идеи Н.Г. Кюссина в геологии Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1960, с. 97-137.
5. Водорозов Г.И., Розман Х.С. О девонских отложениях Кампирсайского района в связи с вопросом о возрасте гипербазитов Южного Урала. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. Вып. I. М.: Госгеолтехиздат, 1956, с. 16-27.
6. Вознесенская Т.А. Раннегеосинклинальная терригенно-кремнисто-туфовая формация и условия ее образования: Автореф. канд. дис. М., 1976. 29 с.

7. Воинова Е.В., Кириченко Г.И., Константинова Л.Н. и др. Геологическое строение Орско-Халиловского района. М: Госгеол-издат, 1941, 131 с.

8. Гаврилов А.А. Марганцевосный вулканогенно-осадочный комплекс ордовика Южного Урала и Северных Мугоджар. М.: Наука, 1967. III с.

9. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500 000. Серия тургайско-мугоджарская. Алма-Ата, 1981. 228 с.

10. Заварицкий В.А. Спилито-ксератофирная формация окрестностей месторождения Балвы на Урале. М.: Изд-во АН СССР, 1946. 82 с.

11. Золотарев Б.П., Ильинакая М.Н., Кориневский В.Г. Состав и геохимические особенности кальцевой пелочной разновидности аццезито-базальтов. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 1, с. 136-149.

12. Иванов К.С. Геология батальных (хремнисто-вулканогенно-терригенных) отложений Уфимского амфитеатра: Автореф. канд. дис. Свердловск, 1983. 26 с.

13. Иванов К.С. К геологии вулканогенных толщ Западных Мугоджар. Свердловск, 1983. 71 с.

14. Иванов К.С. Новые данные о возрасте базальтоидных толщ Южного Урала. - В кн.: Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления. Тюмень, 1983, с. 112-113.

15. Иванов К.С. Новые данные по геологии Зилайского синклинория. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала. Свердловск, 1983, с. 4-5.

16. Иванов К.С., Иванов С.Н., Пучков В.Н. Природа и возраст вулканогенных толщ Мугоджар. - Докл. АН СССР, 1983, т.270, № 2, с. 391-394.

17. Иванов К.С., Кориневский В.Г., Парначев В.П. О тектоническом режиме верхнего докембрия и соотношении ордовикских и доордовикских отложений на западном склоне Южного Урала. - В кн.: Геологическая история Урала. Свердловск, 1981, с. 49-58.

18. Иванов К.С., Пучков В.Н. О наиболее позднем магматизме западного склона Урала и его тектоническом значении. - Докл. АН СССР, 1981, т.260, № 3, с. 691-694.

19. Иванов К.С., Пучков В.Н. Девонский базальтоидный магматизм Зилайро-Лемвинской зоны Урала. - В кн.: Геология зоны

сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. Свердловск, 1984, с. 41-50.

20. Иванов К.С., Пучков В.Н., Пеловин И.А. Новые данные по геологии обрамления Хабаровинского габбро-гипербазитового массива (Южный Урал). - В сб.: Ежегодник-1983/Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1984, с. 27-29.

21. Иванов С.Н. О байкалидах Урала. - Докл. АН СССР, 1977, т.237, № 5, с. 1144-1147.

22. Иванов С.Н. О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении эвгеосинклиналией. Свердловск, 1979, 76 с.

23. Иванов С.Н., Перфильев А.С., Нечеухин В.М. и др. Палеозойская история Урала. - В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974, с. 13-38.

24. Ильинская М.Н., Коптева В.В., Перфильев А.С. и др. Геология центральной части Саямарской зоны Урала. - Сов. геология, 1972, № 7, с. 56-67.

25. Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 229 с.

26. Колесников В.Н. Вулканогенные формации Саямарской зоны Оренбургского Урала. - В кн.: Вулканизм Южного Урала. Свердловск, 1974, с. 121-129.

27. Кононова Л.И. Значение конодонтов для стратиграфии фамениских и турнейских отложений Урала. - В кн.: Конодонты Урала и их стратиграфическое значения. Свердловск, 1979, с. 72-93.

28. Коронь Т.Н., Петровский А.Д. Силурийские отложения западного склона южной части Южного Урала. - Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1967, вып.144, с. 66-86.

29. Кориневский В.Г. Новые данные по стратиграфии вулканогенного девона на юге западного склона Урала. - В кн.: Вулканизм Южного Урала. Свердловск, 1974, с. 111-120.

30. Кориневский В.Г. Нижнеордовикский вулканогенный комплекс на юге западного склона Урала. - В кн.: Вопросы петрологии вулканитов Урала. Свердловск, 1975, с. 47-57.

31. Кориневский В.Г. Вулканогенные породы нижнего силура Саямарской зоны Мугоджар. - Там же, с. 58-71.

32. Кориневский В.Г. О наличии в силуре тентакулитов отрядов *Novakiidae* и *Styliolinidae*. - В сб.: Ежегодник-1975/Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1976, с. 4-5.

33. Коротеев В.А., Корниевский В.Г. Вопросы вулканизма Южного Урала и проблемы гипотезы глобальной плитотектоники. - В кн.: Вопросы вулканизма Южного Урала. Свердловск, 1974, с. 204-212.
34. Кропачев С.М. Тектоническое строение Сакмарской зоны Южного Урала. - Вестн. МГУ. Геол., 1970, № 1, с. 50-65.
35. Леоненко Н.И. Силурийские отложения Кос-Истекского района (Северные Мугоджары). - В кн.: Труды Лабор. геологии угля АН СССР, 1955, вып.3, с. 116-225.
36. Лермонтова Е.В., Разумовский Н.К. О древнейших отложениях Урала (нижний силур и кембрий в окрестностях Кидрясово на Южном Урале). - Всп. Всерос. минерал. о-ва, 1932, 62, вып. 1, с. 185-217.
37. Максимова Э.А. Трилобиты среднего и верхнего девона Урала и Северных Мугоджар. М.: Геостролтехиздат, 1955. 263 с.
38. Милоцкий А.В. и др. Девоний и нижний палеозой Западного Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1977. 268 с.
39. Назаров Б.Б. Радиоларии нижнего-среднего палеозоя Казахстана. М.: Наука, 1975. 203 с.
40. Наседкина В.А. Об ордовикских конодонтах западного склона Урала. - В кн.: Новые мисоспоры, фораминиферы, остракоды и конодонты палеозоя и мезозоя Урала. Свердловск, 1975, с. 110-135.
41. Павлов В.Н. О стратиграфии и тектонике Сакмаро-Курганского района на Южном Урале. - Труды МГРИ, 1936, вып.1, с. 279-311.
42. Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. - Геотектоника, 1969, № 4, с. 5-23.
43. Пейве А.В. и др. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала. - В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 9-24.
44. Пейве А.В., Иванов С.Я., Нечухин В.М. и др. Тектоника Урала. Объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1:1000000. М.: Наука, 1977. 120 с.
45. Петровский А.Д. Кембрийские, ордовикские и силурийские отложения Южного Урала и Северных Мугоджар: Автореф. канд. дис. Л., 1965. 28 с.
46. Пучков В.Н. Рифтогенные окраины континентов и их реликты в палеозоидях Лавразии. Сыктывкар, 1974. 47 с.

47. Пучков В.Н. Батинальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.: Наука, 1979. 260 с.
48. Пучков В.Н. Рекомендации по поискам и обработке конодонтов на поверхностях слоистости бескарбонатных пород. - В кн.: Конодонты Урала и их стратиграфическое значение. Свердловск, 1974, с.132-137.
49. Пучков В.Н., Иванов К.С. Геология аллохтонных батинальных комплексов Уфимского амфиштеата. Свердловск, 1982. 60 с.
50. Пучков В.Н., Иванов К.С. К биостратиграфии егидинской свиты и зилайской серии (Южный Урал). - В сб.: Ежегодник-1981/Ин-т геологии и геохимии УИЦ АН СССР. Свердловск, 1982, с. 3-5.
51. Пучков В.Н., Иванов К.С. Новые данные по стратиграфии вулканогенно-кремнистых толщ Нязепетровского района. - Там же, с. 5-8.
52. Пучков В.Н., Иванов К.С. К стратиграфии ранне-среднедевонских отложений Сакмарской зоны. - В сб.: Ежегодник-1982/Ин-т геологии и геохимии УИЦ АН СССР. Свердловск, 1983, с: 6-8.
53. Пучков В.Н., Иванов К.С. Проблемы стратиграфии палеозойских раннегеосинклинальных вулканогенных комплексов. - В кн.: Раннегеосинклинальный вулканизм и металлогения Урала. Тезисы докладов VI Всесоюзного палеовулканологического симпозиума. Свердловск, 1983, т.2, с. 78-79.
54. Розман К.С. Девонская система. - В кн.: Геология СССР, т. XXI, ч. I, кн. I. М.: Недра, 1970, с. 90-114.
55. Руженцев С.В. Геология южной части Сакмарской зоны Урала. - В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 35-40.
56. Руженцев С.В. Краевие офолитовые аллохтоны. М.: Наука, 1976. 170 с.
57. Руженцев С.В., Хворова И.В. Среднепалеозойские олистостромы Сакмарской зоны Южного Урала. - Литология и полезные ископаемые, 1973, № 6, с. 21-32.
58. Садрисламов Б.М. Значение радиоларий для уточнения стратиграфии палеозойских отложений Южного Урала. - В кн.: Вопросы геологии и магматизма Урала. Свердловск, 1970, с. 49-53.
59. Салагин С.Г., Саливерстов Р.Ф. О структурном положении зеленокаменного комплекса Уфимского амфиштеата. - В сб.:

Геологическое строение и нефтеносность Башкирии. Уфа, 1977, с. 55-64.

60. Сегадин Р.А. Ордовикская система, силурийская система. - В кн.: Геология СССР, т. XXI, ч. I, кн. I. М.: Недра, 1970, с. 70-89.

61. Семенов И.В., Гревцов Г.А., Бельков Ю.П. и др. Новые реликты комплекса параллельных диабазовых даек в раннегосинклинальных образованиях Урала. - В сб.: Ежегодник-1974/ Ин-т геологии и геохимии УИЦ АН СССР. Свердловск, 1975, с. 68-70.

62. Сидоренко В.В., Байкова В.С., Степанов И.В. Вулканогенно-кремнистая группа формаций Сакмарской зоны на западном склоне Южного Урала. М.: Наука, 1964. 67 с.

63. Стратиграфический кодекс СССР. Л.: Недра, 1977. 79 с.

64. Стратиграфический словарь СССР. Л.: Недра, 1975. 622 с.

65. Таранина Т.И. Типы месторождений барита и эволюция баритообразования на Полярном Урале: Автореф. канд. дис. М., 1982. 23 с.

66. Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с.

67. Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. Свердловск, 1980. 125 с.

68. Хабаров А.В. Палеонтологически охарактеризованные кембрийские отложения западного склона Южного Урала. - В кн.: Геология СССР, т. XIII, ч. I., М.: Недра, 1964, с. 109-116.

69. Халымбаджа В.Г. Конодонты верхнего девона востока Русской платформы, Южного Тимана, Полярного Урала и их стратиграфическое значение. Казань, 1981. 194 с.

70. Хворова И.В., Григорьев В.Н. Возможный гомолог известняков типа ammonitico гово в силуре Южного Урала. - Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 3, с. 669-672.

71. Хворова И.В., Золотарев Б.П., Вознесенская Т.А. и др. Формации Сакмарского аллохтона. М.: Наука, 1978. 232 с.

72. Херасков Н.П., Милановский Е.Е. Кембрий и нижний ордовик Орского Урала. - В кн.: Памяти профессора А.Н. Мазаровича. М., 1953, с. 106-127.

73. Шатский Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. - В кн. Избр. труды. М.: Наука, 1965, т. 3, с. 52-143.

74. Юзович Я.З., Пучков В.Н. Геохимическая диагностика глубоководных осадочных пород. - Геохимия, 1980, № 3, с. 430-439.

75. Яшин А.Л. Тектоника Каргалинских гор. - Бюл. МОИП. Нов. сер., отд. геол., 1932, т. 10, № 2, с. 308-345.

76. Cruickshank M.J. Mineral resources potential of continental margins. - In: The geology of continental margins. New York: Springer-Verl., 1974.

77. Klapper G., Murphy M.A. Silurian-Lower Devonian conodont sequence in the Roberts Mountains formation of Central Nevada. Univ., Cal. Publ. in Geol. Sci., 1974, v. 111, 62 p.

78. Leg 41. The eastern North Atlantic. - Geotimes, 1975, v. 20, n. 7.

79. Lindström M. Conodonts. - Elsevier Amsterdam, London, New York, 1964. 196 p.

80. Sandberg Ch.A. Conodont biofacies of Late Devonian Polygnathus styriacus Zone in western United States. - Geol. Ass. Can. Spec. Pap., 1976, n. 15, p. 171-186.

81. Weddige K. Die Conodonten ... Senckenberg leth. 58; 1977, p. 271-419.

82. Ziegler W. Conodont stratigraphy of the European Devonian. - Geol. Soc. Amer. Mem., 1971, n. 127, p. 31-53.

Л и т е р а т у р а

1. Абдулин А.А. Геология Мугоджар. Алма-Ата: Наука, 1973. 391 с.
2. Абдулин А.Л., Авдеев А.В., Сеитов Н.С. Тектоника Сак марской и Орь-Илекской зон Мугоджар. Алма-Ата: Наука, 1977. 238 с.
3. Варганов В.Г., Анцыгин Н.Я., Наседкина В.А. и др. Стратиграфия и фауна ордовика Среднего Урала. М.: Недра, 1973. 228 с.
4. Водорезов Г.И. Основные черты стратиграфии палеозоя Мугоджар. - В кн.: Основные идеи Н.Г.Кассина в геологии Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1960, с. 97-137.
5. Водорезов Г.И., Розман Х.С. О девонских отложениях Кемпирсайского района в связи с вопросом о возрасте гипербазитов Южного Урала. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. Вып. I. М.: Госгеолтехиздат, 1956, с. 16-27.
6. Вознесенская Т.А. Раннегеосинклинальная терригенно-кремнисто-туфовая формация и условия ее образования: Автореф. канд. дис. М., 1976. 29 с.
7. Воинова Е.В., Кириченко Г.И., Константинова Л.П. и др. Геологическое строение Орско-Халиловского района. М: Госгеол-издат, 1941, 131 с.
8. Гаврилов А. А. Марганценосный вулканогенно-осадочный комплекс ордовика Южного Урала и Северных Мугоджар. М.: Наука, 1967. 111 с.
9. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500 000. Серия тургайско-мугоджарская. Алма-Ата, 1981. 228 с.
10. Заварицкий В.А. Спилито-кератофировая формация окрестностей месторождения Баяви на Урале. М.: Изд-во АН СССР, 1948. 82 с.
11. И. Золотарев Б.П., Ильинокая М.Н., Кориневский В.Г. Состав и геохимические особенности калиевой щелочной разновидности андезито-базальтов. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, К I, с. 136-149.
12. Иванов К.С. Геология батинальных (кремнисто-вулканогенно-терригенных) отложений Уфимского амфитеатра: Автореф. канд. дис. Свердловск, 1983. 26 с.

13. Иванов К.С. К геологии вулканогенных толщ Западных Мугоджар. Свердловск, 1983. 71 с.
14. Иванов К.С. Новые данные о возрасте базальтоидных толщ Южного Урала. - В кн.: Геология и минерально-сырьевые ресурсы Западно-Сибирской плиты и ее складчатого обрамления. Тюмень, 1983, с. 112—113.
15. Иванов К.С. Новые данные по геологии Зилаирского синклиория. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала. Свердловск, 1983, с. 4-5.
16. Иванов К.С., Иванов С.Н., Пучков В.Н. Природа и возраст вулканогенных толщ Мутоджар. - Докл. АН СССР, 1983, т.270, № 2, с. 391-394.
17. Иванов К.С., Кориневский В.Г., Парначев В.П. О тектоническом режиме верхнего докембрия и соотношении ордовикских и доордовикских отложений на западном склоне Южного Урала. - В кн.: Геологическая история Урала. Свердловск, 1981, с. 49-58.
18. Иванов К.С., Пучков В.Н. О наиболее позднем магмапизме западного склона Урала и его тектоническом значении. - Докл. АН СССР, 1981, т.260, № Э, с. 691-694.
19. Иванов К.С., Пучков В.Н. Девонский базальтоидный магмапизм Зилаиро-Лемвинской зоны Урала. - В кн.: Геология зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы. Свердловск, 1984, с. 41-50.
20. Иванов К.С., Пучков В.Н., Пелевин И.А. Новые данные по геологии обрамления Хабаровинского габбро-гипербазитового массива (Юйшый Урал). - В сб.: Ежегодник-1983/ йн-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1984, с. 27-29.
21. Иванов С.Н. О байкалидах Урала. - Докл. АН СССР, 1977, т.237, JS 5, с. 1144-1147.
22. Иванов С.Н. О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении эвгеосинклиналей. Свердловск, 1979, 78 с.
23. Иванов С.Н., Перфильев А.С., Ночухин В.М. и др. Палеозойская история Урала. - В кн.: Магмапизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974, с. 13-38.
24. Ильинская М.Н., Коптева В.В., Перфильев А.С. и др. Геология центральной части Сакмарской зоны Урала. - Сов. геология, 1972, № 7, с. 56-67.

25. Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 229 с.
26. Колесников В.Н. Вулканогенные формации Сакмарской зоны Оренбургского Урала. - В кн.: Вулканизм Южного Урала. Свердловск, 1974, с. 121-129.
27. Кононова Л.И. Значение конодонтов для стратиграфии фаменских и турнейских отложений Урала. - В кн.: Конодонты Урала и их стратиграфическое значение, Свердловск, 1979, с. 72-93.
28. Корень Т.Н., Петровский А.Д. Силурийские отложения западного склона южной части Южного Урала. - Труды ВСЕГЕИ-Новосиб., 1967, вып. 144, с. 66-86.
29. Кориневский В.Г. Новые данные по стратиграфии вулканогенного девона на юге западного склона Урала. - В кн.: Вулканизм Южного Урала. Свердловск, 1974, с. III-120.
30. Кориневский В.Г. Нижнеордовикский вулканогенный комплекс на юге западного склона Урала. - В кн.: Вопросы петрологии вулканитов Урала. Свердловск, 1975, с. 47-57.
31. Кориневский В.Г. Вулканогенные породы нижнего силура Сакмарской зоны Мугоджар. - Там же, с. 58-71.
32. Кориневский В.Г. О наличии в силуре тентакулитов отрядов *Novakshidae* и *Styllolinidae* - В сб.: Ежегодник-1975/Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1976, с. 4-5.
33. Коротеев В.А., Кориневский В.Г. Вопросы вулканизма Южного Урала и проблемы гипотезы глобальной плитотектоники. - В кн.: Вопросы вулканизма Южного Урала. Свердловск, 1974, с. 204-212.
34. Кропачев С.М. Тектоническое строение Сакмарской зоны Южного Урала. - Вестн. МГУ. Геол., 1970, № 1, с. 50-55.
35. Леоненко П.И. Силурийские отложения Кос-Истекского района (Северные Мугодаары). - В кн.: Труды Лабор. геологии угля АН СССР, 1955, вып. 3, с. 116-225.
36. Лермонтова Е.В., Разумовский У.К. О древнейших отложениях Урала (нижний силур и кембрий в окрестностях Кидрясово на Южном Урале). - Зап. Всерос. минерал. о-ва, 1932, 62, ш. I, с. 185-217.
37. Максимова З.А. Трилобиты среднего и верхнего девона Урала и Северных Мугоджар. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 263 с.
38. Миловский А.В. и др. Докембрий и нижний палеозой Западного Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1977. 268 с.

39. Назаров Б.Б. Радиоларии нижнего-среднего палеозоя Казахстана. М.: Наука, 1975. 203 с.
40. Наседкина В.А. Об ордовикских конодонтах западного склона Урала. - В кн.: Новые миоспоры, фораминиферы, остракоды и конодонты палеозоя и мезозоя Урала. Свердловск., 1975, с. 110-135.
41. Павлинов В.Н. О стратиграфии и тектонике Сакмаро-Курганского района на Южном Урале. - Труды МГРИ, 1936, вып.1, с. 279-311.
42. Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. - Геотектоника, 1969, № 4, с. 5-23.
43. Пейве А.В. и др. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала. - В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 9-24.
44. Пейве А.В., Иванов С.Я., Нечехин В.М., Перфильев А.С., Пучков В.Н.. Тектоника Урала. Объяснительная записка к тектонической карте Урала масштаба 1:1000000. М.: Наука, 1977. 120 с.
45. Петровский А.Д. Кембрийские, ордовикские и силурийские отложения Южного Урала и Северных Мугуджар. Автореф.канд. дис. Л., 1965. 28 с.
46. Пучков В.Н. Рифтогенные окраины континентов и их реликты в палеозоидах Лавразии. Сыктывкар, 1974. 47 с.
47. Пучков В.Н. Батимальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. М.:Наука, 1979. 260 с.
48. Пучков В.Н. Рекомендации по поискам и обработке конодонтов на поверхностях слоистости бескарбонатных пород. - В кн.: Конодонты Урала и их стратиграфическое значение. Свердловск, 1974, с.132-137.
49. Пучков В.Н., Иванов К.С. Геология аллохтонных батимальных комплексов Уфимского амфитеатра. Свердловск, 1982. 60 с.
50. Пучков В.Н., Иванов К.С. К биостратиграфии егиндинской свиты и зилаирской серии (Южный Урал). - В сб.: Ежегодник-1981/Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1982, с. 3-5.
51. Пучков В.Н., Иванов К.С. Новые данные по стратиграфии вулканогенно-кремнистых толщ Нязепетровского района. - Там же, с. 5-8.

52. Пучков В.Н., Иванов К.С. К стратиграфии ранне-средне-девонских отложений Сакмарской зоны. - В сб.: Ежегодник-1982/ Ин-т геологии и геохимии УИЦ ЛН СССР. Свердловск, 1983, с. 6-8.
53. Пучков В.Н., Иванов К.С. Проблемы стратиграфии палеозойских раннегеосинклинальных вулканогенных комплексов. - В кн.: Раннегеосинклинальный вулканизм и металлогения Урала. Тезисы докладов У1 Всесоюзного палеовулканологического симпозиума. Свердловск, 1983, т.2, с. 78-79.
54. Розман Х.С. Девонская система. - В кн. Геология СССР, т. XXI, ч. 1., кн. 1. М.: Недра. 1970. с. 90-114.
55. Руженцев С.В. Геология южной части Сакмарской зоны Урала. - В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. П.: Наука» 1971, с. 25-40.
56. Руженцев С.В. Краевые офолитовые аллохтоны. М.: Наука, 1976. 170 с.
57. Руженцев С.В., Хворова И.В. Среднепалеозойские олиго-тостромы Сакмарской зоны Южного Урала. - Литология и полезные ископаемые, 1973, № 6, с. 21-32.
58. Садрисламов Б.М. Значение радиолярий для уточнения стратиграфии палеозойских отложений Южного Урала. - В кн.: Вопросы геологии и магматизма Урала. Свердловск, 1970, с. 49-53.
59. Самыгин С.Г., Селиверстов Г.Ф. О структурном положении зеленокаменного комплекса Уфимского амфитеатра. - В сб.: Геологическое строение и нефтеносность Башкирии. Уфа, 1977, с. 55-64.
60. Сегедин Р.Л. Ордовикская система, силурийская система. - В кн.: Геология СССР, т. III, ч. 1, кн. 1. М.: Недра, 1970, с. 70-89.
61. Семенов И.В., Гревцов Г.А., Бельков Ю.П. и др. Новые реликты комплекса параллельных диабазовых даек в раннегеосинклинальных образованиях Урала. - В сб.: Ежегодник-1974/ Ин-т геологии и геохимии УИЦ АН СССР. Свердловск, 1975, с. 68-70.
62. Сидоренко В.В., Байкова В.С., Степанов И.В. Вулканогенно-кремнистая группа формаций Сакмарской зоны на западном склоне Южного Урала. М.: Наука, 1964. 67 с.
63. Стратиграфический кодекс СССР. Л.: Недра, 1977. 79 с.

64. Стратиграфический словарь СССР. Л.: Недра, 1975. 622 с.
65. Таранина Т.Н. Типы месторождений барита и эволюция баритообразования на Полярном Урале: Автореф. канд. дис. М., 1982. 23 с.
66. Тектоническая расчлененность литосферы. М.: Наука, 1980. 216 с.
67. Унифицированные и корреляционные стратиграфические схемы Урала. Свердловск, 1980. 125 с.
68. Хабаков А.В. Палеонтологически охарактеризованные кембрийские отложения западного склока Южного Урала. - В кн.: Геология СССР, т. XIII, ч. 1., М.: Недра, 1964, с. 109-116.
69. Халымбаджа В.Г. Конодонты верхнего девона восточной Русской платформы, Южного Тимана, Полярного Урала и их стратиграфическое значение. Казань, 1981. 194 с.
70. Хворова И.В., Григорьев В.Н. Возможный гомолог известняков типа *ammonitico rosso* в силуре Южного Урала. - Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 3, с. 669-672.
71. Хворова И.В., Золотарев Б.П., Вознесенская Т.А. и др. Формации Сакмарского аллохтона. М.: Наука, 1978, 232 с.
72. Херасков Н.П., Милановский Е.Е. Кембрий и нижний ордовик Орского Урала. - В кн.: Памяти профессора А.Н.Мазаровича. М., 1953, с. 106-127.
73. Шатский Н.С. Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. - В кн. Избр. труды. М.: Наука, 1965, т. 3, с. 52-143.
74. Юдович Я.Э., Пучков В.Н. Геохимическая диагностика глубоководных осадочных пород. - Геохимия, 1960, № 3, с. 430-439.
75. Яншин А.Л. Тектоника Каргалинских гор. - Бюл. МОИП. Нов. сер., отд. геол., 1932, т. 10, № 2, с. 308-345.
76. Cruickshank M.J. Mineral resources potential of continental margins. - In: The geology of continental margins. New York; Springer-Verl., 1974.
77. Klapper G., Murphy M.A. Silurian-Lower Devonian conodont sequence in the Roberts Mountains formation of Central Nevada. Univ., Cal. Publ. in Geol. Sci., 1974, v. 111, 62 p.
78. Leg 41. The eastern North Atlantic. - Geotimes, 1975, v. 20, n. 7.

79. Lindstrom M. Conodonte. - Elsevier Amsterdam, London, New York, 1964. 196 p.
80. Sandberg Ch.A. Conodont biofacies of Late Devonian *Polygnathus styriacus* Zone in western United States. - Geol. Ass. Can. Spec. Pap., 1976, n. 15, p. 171-186.
81. Weddige K. Die Conodonten ... Senckenberg Leth. 58, 1977, p. 271-419.
82. Ziegler W. Conodont stratigraphy of the European Devonian. - Geol. Soc. Amer. Mem., 1971, n. 127, p. 31-53.

Оглавление	Стр.
1. <u>ВВЕДЕНИЕ</u>	3
2. <u>СТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ САКМАРСКОЙ ЗОНЫ</u>	6
2.1. <u>Кембрий</u>	7
2.2. <u>Нижний-средний ордовик</u>	8
2.2.1. Кидриховская свита	8
2.2.2. Кураганская свита	9
2.2.3. Кулагачская свита	10
2.2.4. Алимбетовская свита	11
2.3. <u>Средний-верхний ордовик, силур, девон</u>	12
2.3.1. Кремнистый (сакмарский) тип разреза	13
Сакмарская свита ($s_1^1-s_2^1$) и кзылджомская толща	
($s_2^2-d_2$)	13
Кремнисто-карбонатные "конденсированные" разрез	
0 стратиграфическом положении и природе извест-	
няков шандиновской свиты	35
Айтпафская свита (толща)	38
Кремнистые и терригенные толщи верхнего девона-	
низов карбона (егиндинская, зилаирская и киян-	
ская свиты)	39
2.3.2. Вулканогенный (сугралинский) тип разреза ...	50
2.3.3. Туфогенный (косистекский) тип разреза	60
3. <u>АНАЛОГИ ТОЛЩ САКМАРСКОЙ ЗОНЫ В БОЛЕЕ СЕВЕРНЫХ РАЙОНАХ</u>	
<u>УРАЛА</u>	67
4. <u>К ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ САКМАРСКОЙ ЗОНЫ</u>	71
5. <u>НЕКОТОРЫЕ ЗАДАЧИ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ГЕОЛОГИИ САК-</u>	
<u>МАРСКОЙ ЗОНЫ</u>	76
6. <u>ЗАКЛЮЧЕНИЕ</u>	77
Литература	79

Кирилл Святославич Иванов,
Виктор Николаевич Пучков

ГЕОЛОГИЯ САКМАРСКОЙ ЗОНЫ УРАЛА (новые данные)

Преприят

Рекомендовано к изданию
Ученым советом Института геологии
и геохимии УИЦ АН СССР

Ответственный за выпуск В.Е.Кажкова

3/IX 1984 г.	Подписано к печати	ИС 1988
Формат 60x84 1/16,	Усл. печ. л., 4,2	Уч.-изд. л. 3,0
Тираж 300	Цена 30 коп.	Заказ 1871

Институт геологии и геохимии УИЦ АН СССР, Свердловск, Почтовый пер. 7
Цех № 4 п/о "Полиграфист". Свердловск, Тургенева, 20