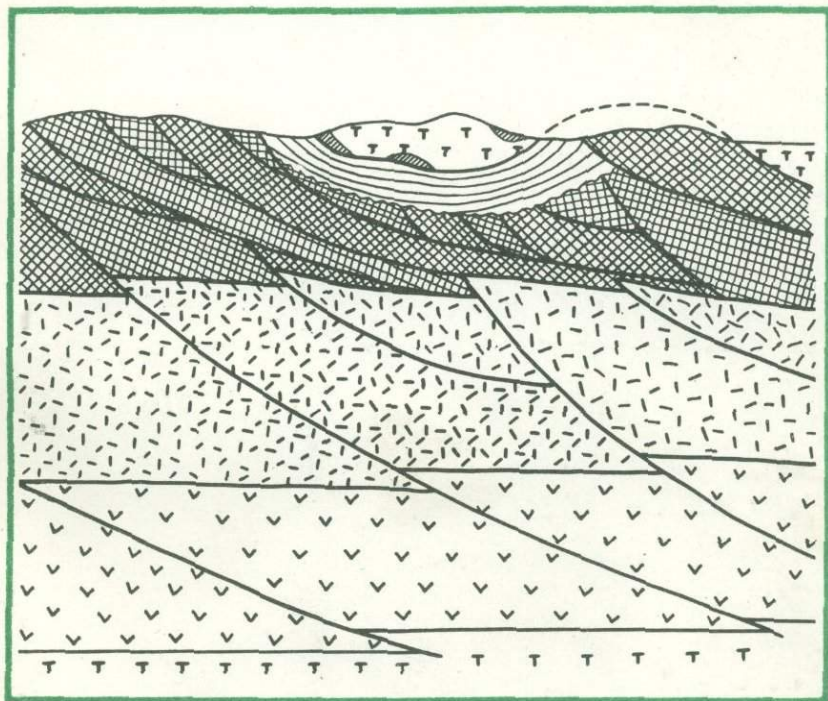


М.А. Камалетдинов, Т.Т. Казанцева

Аллохтонные офиолиты Урала



Издательство · Наука ·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

БАШКИРСКИЙ ФИЛИАЛ

Институт геологии

М.А. Камалетдинов, Т.Т. Казанцева

АЛЛОХТОННЫЕ
ОФИОЛИТЫ
Урала

4021



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

Москва 1983



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

Рассматриваются строение и структурное положение офиолитовых ассоциаций Урала. Доказывается, что всюду они имеют аллохтонное залегание, располагаясь в подошве крупнейших шарьяжей или образуя изолированные тектонические останцы. Показано существование трех крупных этапов шарьирования офиолитов, происходившее в течение палеозойского времени. Эти данные позволяют по-новому рассматривать геологическую историю Урала и формирование в его недрах полезных ископаемых.

Ил. 46, библиогр.; с. 155–166 (310 назв.).

Ответственный редактор

Б.М. ЮСУПОВ

ВВЕДЕНИЕ

Проблема офиолитов в земной коре считается одной из самых сложных и актуальных в современной геологии. Вопросы происхождения, развития и структурного положения офиолитовых ассоциаций привлекают к себе внимание все большего количества исследователей. Справедливо считается, что изучение офиолитов может во многом способствовать выяснению строения и состава, а также особенностей развития глубинных зон Земли — коры и верхней мантии, позволит пролить свет на кардинальные вопросы формирования и размещения важнейших полезных ископаемых. Интерес к проблеме офиолитов особенно возрос в последнее десятилетие в связи с достижениями по изучению геологии океанов и возникновением концепции "тектоники плит", где офиолитовая проблема занимает одно из центральных мест. Как отметил А.В. Пейве [1974, с. 25], "изучение офиолитов складчатых областей, океанов и океанических островов имеет громадное значение для развития современной тектонической теории — глобальной тектоники".

Урал по развитию офиолитовых ассоциаций является одной из наиболее представительных складчатых областей земного шара. Несмотря на это, офиолиты здесь исследованы недостаточно. Им не посвящено ни одной сводной работы, и лишь отдельные массивы гипербазитов и габброидов изучены весьма детально в связи с поисками месторождений платины, хромитов, титаномагнетитов, хризолит-асбеста и силикатных никелевых руд. При этом более подробно оказались освещенными петрография, геохимия и внутреннее строение массивов, тогда как более общие вопросы — стратиграфия офиолитовых комплексов, их возраст и форма залегания, а также взаимоотношение с вмещающими толщами остаются во многом предположительными и дискуссионными.

В настоящей работе приводятся новые геолого-геофизические материалы, в том числе данные детальных геологических съемок, выполненных авторами и другими исследователями на Урале. Хотя степень изученности офиолитов весьма неравномерна и пока невозможно с одинаковой детальностью описать все выходы этих образований, имеющийся фактический материал позволяет уже сейчас решить ряд важных, принципиальных вопросов их формирования и структурного положения. Подробнее изложены сведения о геологии Кракинского района, вызвавшего особенно острую дискуссию и интерес к проблеме происхождения гипербазитов, более кратко рассмотрены офиолиты других участков западного и восточного склонов Урала.

В процессе работы авторы пользовались консультациями А.В. Пейве, А.Л. Яншина, П.Н. Кропоткина и В.Д. Наливкина. Большую помощь при составлении монографии оказал Б.А. Шкурпат. Всем перечисленным товарищам авторы глубоко признательны.

ИСТОРИЯ ВОПРОСА

Г. Штейнман [Steinmann, 1906], сравнивая состав горных формаций разновозрастных складчатых областей, расположенных на разных континентах (альпийской зоны Европы, каледонид Англии, геосинклиналей Северной Америки), впервые обратил внимание на удивительное постоянство ассоциации ультраосновных и основных пород с глубокоководными кремнистыми осадками. Основываясь на этом, он выделил особую офиолитовую формацию, в состав которой включил серпентиниты, спилиты и радиолариты (впоследствии эта ассоциация пород стала именоваться "тройственным союзом", или "триадой" Штейнмана).

Однако долгое время происхождение офиолитов не имело удовлетворительного объяснения и поэтому открытие Г. Штейнмана не было по-настоящему оценено. Совместное нахождение членов офиолитовой ассоциации многие геологи считали простой случайностью. Например, Ф.Ю. Левинсон-Лессинг [1949], не признавая генетической связи составных частей офиолитов, отмечал, что в них все "свалено в одну кучу" — базальты, габбро и серпентиниты. В Геологическом словаре [1973, т. 2, с. 61] говорится, что "термин офиолиты, введенный Штейнманом, в настоящее время употреблять не рекомендуется". Характеризуя возникшую ситуацию, Дж. Ферхуген и другие исследователи отметили, что "мы начинаем забывать о значении почти универсальной ассоциации альпинотипных гипербазитов с альбитизированными подводными базальтами и глубокоководными морскими кремнеземистыми осадками, т. е. об ассоциации, которая хорошо известна старшему поколению как штейнмановская триада" [Ферхуген и др., 1974, с. 391].

В последние 10–15 лет термин офиолиты был "реабилитирован" и вновь стал широко использоваться в геологической литературе. В чем же причина почти семидесятилетнего забвения комплекса пород, привлекающего сейчас пристальное внимание большого числа исследователей? Ответ на этот вопрос, по-видимому, кроется в длительном непонимании генезиса главной составляющей триады Штейнмана — гипербазитов. Представления о природе этих интереснейших образований всегда вызывали множество разноречивых суждений и споров. Сначала на основании петрографических исследований укоренилось мнение (распространенное и в наши дни) о том, что гипербазиты являются интрузиями, внедрившимися в вулканогенно-осадочные толщи чехла в расплавленном состоянии. Это мнение вполне соответствовало общему уровню естествознания того времени.

Вспомним, что еще в XVII в. успехи изучения астрономии позволили предположить, что Земля подобно Солнцу раньше была огненным шаром, впоследствии остывшим. В 1644 г. в "Началах философии" Декарт писал, что внутри Земли имеется огненное ядро, не успевшее затвердеть вслед-

ствие медленного остывания планеты. Аналогичных представлений о строении Земли придерживались Г. Лейбниц, Р. Гук, Т. Бернет, В. Уайстон, В. Милле и другие ученые и философы. М.В. Ломоносов [1763], а позже Д.И. Соколов [1839–1842], Г.В. Абих [Abich, 1843], Э.И. Эйхвальд [1846], Г.Д. Романовский [1854] и С.С. Куторга [1858] признавали существование внутри Земли локальных очагов расплавленной магмы. Особенно полно плутонические представления были обоснованы в работах Л. Буха [Buch, 1825] и А. Гумбольдта [Humboldt, 1826], выступивших с гипотезой "кратеров поднятий". Основоположник контракционной гипотезы Л. Эли де Бомон [Beaumont, 1852] также считал, что сокращение ядра Земли и сжатие ее коры сопровождается выжиманием вверх расплавленных масс, приводящих к горообразованию.

В соответствии с представлениями того времени И.И. Лепехин [1772], И.Р. Лисенко [1835] и Г.Е. Щуровский [1841] главную роль в образовании Уральских гор приписывали вторжению глубинной магмы.

Основываясь на петрографическом изучении изверженных пород, Р.А. Дели [Daly, 1933] и Н.Л. Боуэн высказали мнение о существовании под земной корой базальтовой магмы, из которой, согласно Н.Л. Боуэну [Bowen, 1928], образуются все изверженные породы путем кристаллизационной дифференциации. В отличие от этого А.Н. Алешков [1929] и А. Холмс [Holmes, 1931] родоначальной считали перидотитовую магму. Наряду с такими представлениями начиная с работ Р. Бунзена [Bunsen, 1851] развивалась идея существования в земной коре двух магм – кислой и основной [Левинсон-Лессинг, 1910, 1949]. Позже А. Холмс [Holmes, 1932], В.Н. Лодочников [1939], Г. Хесс [Hess, 1938], М.А. Усов [1939], Д.С. Белянкин [1947], Н.Д. Соболев [1952], Ю.А. Кузнецов [1953] и другие исследователи пришли к выводу о существовании наряду с гранитной и базальтовой магмами самостоятельной ультраосновной магмы, лежащей под базальтовой постелью.

На Урале наиболее ранними исследованиями в конце прошлого и начале нашего столетия были охвачены выходы основных и ультраосновных пород так называемого платиноносного пояса [Зайцев, 1892; Левинсон-Лессинг, 1910; Краснопольский, 1908; Дюпарк, 1913; Высоцкий, 1913; Заварицкий, 1928; Duparc, Pearce, 1902; и др.]. Образование этих пород Ф.Ю. Левинсон-Лессинг и Л. Дюпарк связывали в соответствии с гипотезой Н.Л. Боуэна с магматической дифференциацией родоначальной базальтовой магмы, внедрившейся в осадочную толщу. Л. Дюпарк полагал, что затвердевание интрузии в массивах началось с периферии, обусловив возникновение в них дунитовых ядер, окруженных концентрическими оболочками пироксенитов и габбро. А.Н. Заварицкий [1932] формирование ультраосновного массива Рай-Из также объяснял кристаллизационной дифференциацией базальтовой магмы. По его мнению, пироксенитовый расплав, обособившийся при кристаллизации магмы, интродировал в уже затвердевшие дуниты с образованием полос и жил.

Некоторые исследователи признавали существование первичных магм смешанного состава. Так, С.Д. Штейнберг [1963] выделил на Урале формации: габбро-перидотитовую, а позже габбровую и перидотитовую, отвечающие базальтовой и перидотитовой оболочкам Земли. Согласно В.М. Сергиевскому [1960, с. 46], "платиноносная интрузия является производной

оливин-габбровой магмы, испытавшей дифференциацию в верхних частях земной коры. Остальные существенно перидотитовые интрузии являются производными перидотитового слоя". Возникновение андезитовой магмы он объясняет явлениями сплавления и растворения сиалических пород, вдавленных в базальтовый субстрат.

В отличие от отмеченных выше взглядов на формирование разновидностей основных и ультраосновных пород путем кристаллизационной дифференциации магматического расплава, в последние годы распространилось мнение о большой роли в их генезисе процессов метасоматоза, т. е. преобразования пород в твердом состоянии под воздействием поствагматических растворов.

В 1952 г. Н.М. Успенский высказал предположение о метасоматическом происхождении всех "конфокальных" ультраосновных массивов Урала. Г.М. Виноградская пришла к выводу о метасоматическом генезисе пироксенитов и габбро-пегматитов Войкарско-Сыньинского массива. С.В. Москалева [1959] считает, что на Баранчинском и Кракинском массивах первичной является пироксенитовая магма, оливинизация которой обусловила образование дунитов и перидотитов, а фельдшпатизация последних привела к возникновению габброидов. В.Ф. Морковкина [1962] описала явления метасоматоза (пироксенитизацию, фельдшпатизацию, амфиболитизацию и др.) в гипербазитах Хараматалоуско-Войкарского массива, вызвавшие образование в его краевых зонах "пироксенито-габброидного комплекса". Она отмечает приуроченность метасоматических процессов к зонам трещиноватости и тектонических нарушений. Г.Б. Рудник [1965, с. 95] образование Нуралинского массива объясняет внедрением гипербазитовой магмы по глубинному разлому в виде кристаллической каши, "состоящей из уже выкристаллизовавшихся зерен оливина и небольшого количества межгранулярной жидкости, обогащенной парами воды, кремнеземом, кальцием, алюминием и рядом других элементов". В дальнейшем остаточная жидкость, обладая высокой подвижностью, проникла по трещинам, вызвав метасоматическое замещение ранее выделившихся минералов. А.А. Ефимов и Л.П. Ефимов [1967] на примере изучения Кытлынского платинового массива показали метасоматическое преобразование гипербазитов в габброиды. Развитие процессов перерождения исходных гипербазитов, согласно названным авторам, в дальнейшем приводит к появлению ортомагматических габбро-норитов и плаггиогранитов.

Таким образом, мы видим, что взгляды на происхождение гипербазитов и габброидов являются весьма противоречивыми — одни исследователи главную роль в этом процессе приписывают кристаллизационной дифференциации расплавленной магмы, другие считают определяющими последующие метасоматические процессы. Источником флюидов, производящих метасоматические изменения, одни авторы считают остаточные растворы после затвердевания магмы в камере, другие — расплавы более глубоких магматических очагов. При этом по-прежнему многие авторы гипербазиты и габброиды относят к интрузивным породам, внедрившимся в осадочную толщу в расплавленном состоянии. Д.С. Штейнберг [1969, с. 551], например, пишет, что "интрузивный характер контактов перидотитовых массивов доказывается их структурными отношениями с вмещающими толщами и большей частью сомнений не вызывает; во многих массивах контакты

удается наблюдать в обнажениях". Но в этом случае возникает справедливый вопрос: можно ли связывать в единую офиолитовую формацию породы интрузивного, эффузивного и осадочного происхождения? Непонятным остается также, почему ультраосновная магма интрузирует строго избирательно — в спилиты и радиоляриты (с которыми она ассоциирует)? Г. Штилле [Stille, 1940] это объясняет инициальностью ультрабазитового магматизма, проявлением его в начальные стадии геосинклинального развития земной коры. Вместе с тем широко известные примеры залегания гипербазитов среди молодых флишoidных образований позволяли как будто объяснять их генезис внедрением в завершающие этапы формирования складчатой области [Романов, 1958; Ключихин, 1960; Логинов, 1966; Обуэн, 1967; и др.].

Некоторые геологи обосновывали представления о многофазном внедрении гипербазитовой магмы, подновлявшемся в течение ряда геологических эпох новыми порциями расплава [Водорезов, Розман, 1956; Горохов и др., 1962; Штейнберг, 1969; и др.]. При этом отмечалось, что выходы гипербазитов встречаются как в эвгеосинклинальной, так и в миогеосинклинальной зонах складчатой области.

Все эти данные были истолкованы как свидетельство отсутствия каких-либо закономерностей интрузирования гипербазитов в породы различного возраста и литологического состава и в разных структурно-фациальных зонах. Но тогда окончательно исчезал смысл выделения офиолитов как определенной историко-геологической ассоциации пород, связанной общностью происхождения и приуроченной к определенным зонам и тектономагматическим этапам развития геосинклинальной области. Поэтому В.В. Велинский и Н.С. Вартанова [1981, с. 39] утверждают, что "все компоненты офиолитов генетически разобщены и разновозрастны, а развитие всего комплекса происходило на гетерогенном основании, включающем коры океанического, переходного и континентального типов". В таком случае термин "офиолиты" оказывается совершенно излишним.

Сложность офиолитовой проблемы, казалось, еще более усугубилась, когда ряд авторов обратили внимание на то, что гипербазиты не обнаруживают с вмещающими образованиями заметных следов интрузивных контактов [Ожиганов, 1941; Бетехтин, 1953; Коржинский, 1955; Елисеев, 1963; Виноградов, Тюремнов, 1968; Пейве, 1969; Казанцева, 1970; Морковкина, 1971; Knopf, 1960; Chesterman, 1960; Dietz, 1963; и др.]. Возникла новая загадка: почему тугоплавкая ультраосновная магма (существующая при температуре не ниже 1200°C), не оказывает на вмещающие образования высокотемпературное воздействие, не расплавляет их? Это парадоксальное обстоятельство, выражающееся в отсутствии активного влияния гипербазитов на интрузируемые породы, различные исследователи объясняли по-разному. Одни считали, что ультрабазиты внедряются в вышележащие толщи в полустывшем, кашеобразном состоянии [Кузнецов, 1964; Пинус, 1965; Логинов, 1966; и др.], другие предполагали быстрое остывание ультраосновной магмы по краям [Штейнберг, 1969; и др.], третьи утверждали, что гипербазиты являются лавами, излившимися в подводных условиях [Aubouin, 1953; и др.]. Все эти представления не получили подтверждения при последующих исследованиях. Выяснилось, что температура гипербазитов, имеющих даже кашеобразное состояние, не

может быть ниже 1000°С, что выше температуры плавления вулканогенных и осадочных пород [Кузнецов, 1955]. Против эффузивного происхождения гипербазитов свидетельствуют их текстурные и структурные особенности, а также характер соотношения с вмещающими образованиями.

Ближе других к современным представлениям подошли исследователи, считающие, что гипербазиты представляют собой фрагменты верхней мантии, выведенные на дневную поверхность тектонически, в твердом состоянии. Однако механизм этого процесса разные авторы рассматривают по-разному. Одни полагают, что ультраосновные породы образуют крупные антиклинальные поднятия, уходящие корнями в верхнюю мантию [Москалева, 1968, 1972; и др.], другие считают, что эти породы выведены на поверхность по вертикальным глубинным разломам, образующим горсты [Высоцкий, 1913; и др.], третьи предполагают, что гипербазиты, отрываясь от верхней мантии в виде глыб и блоков, выжимаются в верхние слои земной коры в форме протрузий [Roever, 1957; Rost, 1959; Olsen, 1961; Renz, Werspyck, 1962; и др.]. Х. Хесс пишет, что благодаря своей пластичности твердые серпентинитовые тела могут проникать в вышележащие осадочные образования, двигаясь при этом примерно так же, как движется дынное семечко, когда его сжимают между пальцами [Hess, 1955].

Результаты геолого-геофизических исследований не позволяют признать существенное значение ни одного из указанных механизмов в формировании серпентинитовых поясов. Действительно, против антиклинального и горстового строения массивов свидетельствуют данные гравиметрии и сейсмоки, а также бурения, показавшие отсутствие у массивов корней, уходящих глубоко вниз и достигающих мантии. Протрузивный генезис массивов не согласуется, во-первых, с их крупными размерами (многие десятки и даже сотни километров), во-вторых, с присутствием экзотических оторженцев из других формационных зон; причем масса включений осадочно-вулканогенных пород в меланже нередко в несколько раз превышает объем серпентинитов. Представления о выводе серпентинитов на поверхность в форме антиклиналей или горстов, протрузий или "дынных семечек", так же как и их интрузивном внедрении не могут быть приняты.

Решение "гипербазитового парадокса" произошло лишь в последние 10–15 лет, когда глубоководным бурением было выяснено, что ультраосновные породы занимают определенное стратиграфическое положение в разрезе океанической коры, образуя совместно с габброидами и метабазитами ее фундамент, подстилающий вулканогенно-осадочные серии чехла [Davies, 1968; Hermes, 1968; Пейве, 1969; Бейли, Блейк, 1969; Coleman, 1971; и др.].

Разрез океанической коры оказался по существу тождественным офиолитовым комплексам эвгеосинклинальных зон складчатых областей, что позволило прийти к выводу о том, что офиолиты представляют собой остатки океанической коры геологического прошлого [Пейве, 1969; и др.]. Дж. Дьюи и Дж. Берд [Dewey, Bird, 1970] считают, что сейчас термин "офиолиты" должен применяться для обозначения полной последовательности, состоящей из ультраосновных пород, габбро, дайкового комплекса, подушечных лав и кремнистых пород, т. е. такой последовательности, которая в случае полного развития почти наверняка представляет разрез океанической мантии и коры" (с. 217).

Сходство офиолитов складчатых областей с разрезами современных океанов позволило ряду исследователей предположить, что гипербазиты древних геосинклиналей, залегавшие в виде твердого слоя, были выведены на поверхность совместно с другими составляющими офиолитовой триады, крупными шарьяжами, испытавшими многокилометровые горизонтальные перемещения [Белостокский, 1965; Казьмин, 1966; Чирич, 1966; Пейве, 1969; Kober, 1952; Gansser, 1966; Davies, 1968; и др.]. С 1962 г. мы также приводили доказательства аллохтонного залегания офиолитовых ассоциаций Урала [Камалетдинов, 1962, 1965, 1968, 1972, 1974; Казанцева, Камалетдинов, 1969; Казанцева, 1970а, 1971; Камалетдинов, Казанцева, 1970, 1973, 1974а, б, 1975, 1977; и др.]. Оказалось, что гипербазитовые пояса здесь сформировались в процессе длительного и многократного шарьирования эвгеосинклиальной области на Восточно-Европейскую платформу, вызвав развитие магматизма и метаморфизма, складчатости и орогенеза, рудообразования и нефтегазонакопления [Камалетдинов и др., 1978, 1981].

Новые представления о происхождении офиолитов разделяют далеко не все авторы. В работах Д.Г. Ожиганова [1974], И.С. Огаринова и Г.С. Сенченко [1974], В.В. Радченко и А.В. Ключихина [1974], Б.М. Садрисламова [1974], Кориневского и др. [1974], А.А. Скрипия [1974], Г.С. Сенченко [1975], Д.С. Штейнберга [1969], И.Е. Кузнецова [1981] и других авторов возможность аллохтонного залегания гипербазитов решительно отрицается. Они по-прежнему утверждают, что ультрабазиты представляют собой интрузии, внедрившиеся в виде магматических расплавов по крутым глубинным разломам, и находятся на месте своего образования.

Дискуссия о генезисе офиолитов, разумеется, не ограничивается Уральским регионом. Г.В. Пинус, Л.В. Агафонов и Ф.П. Леснов [1981], изучавшие каледонииды Монголии, считают "необоснованными взгляды тех исследователей, которые рассматривают офиолиты как аллохтонные образования, всюду возникшие в результате значительных горизонтальных перемещений плитообразных блоков океанической коры и подстилающих ее верхних частей мантии" (с. 29). М.К. Аполлонов и Б.И. Русанов [1981] полагают, что фактический материал, полученный при изучении офиолитов Центрального Казахстана, свидетельствует о магматическом происхождении гипербазитов.

Согласно Г.Г. Кравченко [1981], ультрабазитовые массивы Урала, Малого Кавказа, Тувы, предгорий Алая и других районов возникли в результате внедрения расплавленной ультраосновной магмы по зонам глубинных разломов. Согласно В.М. Немцовичу [1981], размещение гипербазитов находит естественное объяснение с позиций их магматического происхождения и противоречит "представлениям о них как о блоках или пластинах верхней мантии, которые тектонически перемещались на большие расстояния" (с. 8). По мнению Э.Ш. Шихалибейли и др. [1981] "гипербазиты Малого Кавказа, несомненно, внедрялись во вмещающие породы в горячем (магматическом и полумагматическом) состоянии и представляют собой типичные интрузивные образования [с. 46].

Аналогичные или близкие приведенным взгляды высказывают и многие другие авторы, свидетельствуя, с одной стороны, о живом непреходящем интересе к проблеме происхождения офиолитов, с другой — о состоянии

постоянной дискуссии по этому предмету. Причем высказывания часто настолько противоречивы, что даже создается впечатление, что чем больше мы знаем о геологии этих замечательных образований, тем более рождается споров. Иллюстрацией этому может служить недавно высказанное О.Г. Коваловой [1981] со ссылкой на Р. Дитца [Dietz, 1963] и Д. Бишоппа [Bishopp, 1962] мнение о том, что гипербазитовые массивы имеют астероидное происхождение, т. е. выпали на Землю из межзвездного пространства в виде гигантских метеоритов.

Итак, вопрос о происхождении и структурном положении офиолитов складчатых областей продолжает оставаться остро дискуссионным. До сих пор все еще существует несколько точек зрения, которые сводятся в основном к тому, что гипербазиты: 1) интродуцируют в вышележащие осадочные толщи (в ранние или поздние этапы развития геосинклинали); 2) выводятся на поверхность тектонически (по глубинным разломам в виде горстов, антиклиналей или протрузий); 3) в составе офиолитов образуют крупные шарьяжные перекрытия.

Естественно, что от решения проблемы происхождения и формы залегания офиолитов зависит правильное понимание важнейших вопросов строения и геологического развития складчатых областей, а также оценка их перспектив на поиски многих полезных ископаемых (рудных и нерудных).

КРАТКИЙ ОЧЕРК ТЕКТониКИ УРАЛА

Уральский складчатый пояс располагается в западной зоне обширной Урало-Монгольской подвижной области варисцийского возраста. Простираясь в меридиональном направлении от Мугоджар до Северного Ледовитого океана на расстояние более 2500 км, он имеет наибольшую ширину 400 км — на Южном Урале (рис. 1). На западе Урал граничит с Предуральским прогибом, выполненным мощной пермской молассой, а на востоке погружается под мезозойско-кайнозойский покров Западно-Сибирской плиты, под которым прослеживается в погребенном виде далеко к востоку.

Процесс формирования Уральской геосинклинали был длительным и многоэтапным. Мощные горообразовательные движения здесь четко фиксируются в эпоху байкальского диастрофизма, когда крупные шарьяжные перемещения привели к образованию тектонически скупенных участков с тенденцией унаследованного развития, получивших название антиклинорий и поднятий: Уралтауский, Башкирский, Среднеуральский, Кажимский, Харбейский и др. Эти структуры разделяются прогибами и синклинориями, в пределах которых докембрийская консолидация проявилась не столь существенно.

Глубокий размыв байкальских складчатых сооружений и последующее погружение их под уровень моря обусловили резко несогласное залегание базальных песчаников ордовика на подстилающих породах рифейского возраста. Позднейшее, варисцийское шарьяжеобразование, происходившее в условиях мощного горизонтального сжатия земной коры, привело к энергичному скупиванию палеозойских и докембрийских пород, вызвав вновь образование здесь горного рельефа. При этом ранее существовавшие

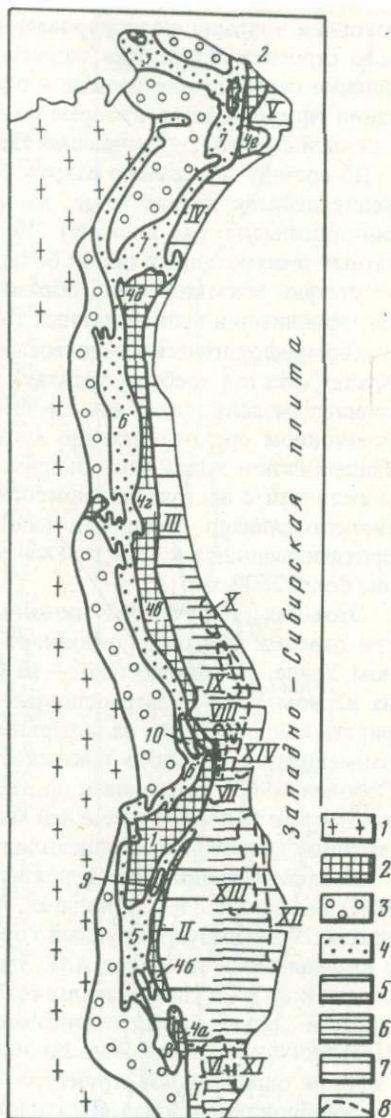
Рис. 1. Основные структурные элементы Урала. По А.В. Пейве и др. [1977]

1 — Русская плита; 2—4 — миогеосинклинальная зона: 2 — докембрийские отложения, 3 — формации Предуральского краевого прогиба, 4 — миогеосинклинальные отложения (PZ₁₋₂); 5—7 — эвгеосинклинальная зона: 5 — Тагило-Магнитогорский прогиб, 6 — Восточно-Уральское поднятие, 7 — Восточно-Уральский прогиб; 8 — контуры структурных элементов.

Цифры на карте: 1 — Башкирский антиклинорий; 2 — Оченырдыкское поднятие; 3 — Пай-Хойский антиклинорий; 4 — зона Уралтау: 4а — Эбетинская антиклиналь, 4б — Уралтауский, 4в — Кваркушский, 4г — Вогульский, 4д — Ляпинский и 4е — Харбейский антиклинории; 5 — Зилаирский синклинорий, 6 — Западно-Уральская зона линейных складок и чешуйчатых надвигов, 7 — Лемвинская чешуйчато-надвиговая зона; 8—10 — аллохтоны эвгеосинклинальных пород на западном склоне Урала: 8 — Сакмарский; 9 — Кракинский, 10 — Нязепетровский; I—V — синклинории: I — Западно-Мугоджарский, II — Магнитогорский, III — Тагильский, IV — Войкарский, V — Щучинский; VI—IX — антиклинории и поднятия: VI — Восточно-Мугоджарский, VII — Сысертско-Ильменогорский, VIII — Шилово-Коневский, IX — Мурзинско-Адуйское; X—XIV — синклинории и прогибы: X — Салдинский, XI — Прииргизский, XII — Денисовская зона, XIII — Еманжелинский, XIV — Алапаевско-Каменский

шарьяжи и надвиги испытали дополнительные горизонтальные перемещения, а в более западных районах сформировались новые тектонические покровы и надвиги.

Благодаря этим перемещениям возникла сложная шарьяжная структура, состоящая из серии крупных аллохтонных пластин, надвинутых одна на другую с востока на десятки и сотни километров. В общем виде современный Урал представляет многоэтажное аллохтонное сооружение (пакет шарьяжей), в пределах которого в одном разрезе совмещены породы разного фациального состава и возраста, отлагавшиеся на значительном удалении друг от друга. Более восточные покровы местами полностью перекрывают смежные с запада формационные зоны, обнажающиеся из-под шарьяжей в тектонических окнах или вскрывающиеся буровыми скважинами. Там, где верхние аллохтонные пластины размыты, фрагменты последних сохранились в виде изолированных останцов, представляющих чужеродные фациальные тела среди пород постели. Все это обусловило чрезвычайно сложные тектонические взаимоотношения пород разного



состава и возраста, расшифровать которые удастся лишь с позиций покровного строения Урала. Как увидим в дальнейшем, самые крупные горизонтальные перемещения испытали офиолитовые пластины, сложенные в основании гипербазитами, которые благодаря своей пластичности служили естественной смазкой, облегчающей такие перемещения.

По составу и строению разрезов палеозоя и докембрия Уральское сооружение делится на две зоны: миогеосинклиналию (на западе) и эвгеосинклиналию (на востоке). Первая характеризуется развитием карбонатных и терригенных пород большой мощности, при практически полном отсутствии магматогенных образований, вторую отличает широкое развитие офиолитов и вулканогенных толщ.

Геоморфологически миогеосинклинали соответствует западный склон Урала (вместе с хребтом Уралтау), а эвгеосинклинали – восточный. Однако граница раздела пород мио- и эвгеосинклиналию типов в современном эризонном срезе достаточно сложна, местами заходит "заливами" на западный склон Урала, что объясняется повсеместным шарьированием эвгеосинклинали с востока на миогеосинклиналию. К западной фронтальной зоне эвгеосинклинали приурочен наиболее значительный офиолитовый пояс, протягивающийся в виде полосы меридионального простирания на расстояние более 2500 км.

Этот пояс, получивший название Салатимско-Кемпирсайского, включает три отрезка: Хадатинско-Войкаро-Салатимский на Полярном и Приполярном Урале, Платиноносный – на Северном и Среднем и Кемпирсайский – на Южном Урале. Ультраосновные породы данного пояса принято рассматривать как отражение на поверхности крупного дизъюнктива, получившего наименование Главного Уральского разлома [Херасков, Перфильев, 1963; Соболев, 1968; Богданов и др., 1972]. Считается, что погружаясь под крутым углом и достигая верхней мантии, этот разлом служил своеобразным каналом, по которому происходил подъем глубинных масс.

Механизм внедрения гипербазитов разные авторы объясняли по-разному. Н.К. Высоцкий [1913] полагал, что ультраосновные породы Платиноносного пояса образуют крупный горст, выдвинутый по разрывам на контакте с вмещающими толщами. А.Н. Заварицкий [1928], основываясь на извилистости контуров Нижнетагильского пироксенит-дунитового массива, высказался в пользу не тектонического, а интрузивного происхождения пород Платиноносного пояса. О.А. Воробьева и др. [1962, с. 311] отмечают, что "вполне определенное структурно-тектоническое положение дунит-пироксенит-габброидного пояса (Платиноносного. – М.К. и Т.К.) является следствием внедрения магматического расплава по межформационному глубинному разлому".

Нами приводились доказательства повсеместного аллохтонного залегания офиолитов Салатимско-Кемпирсайского пояса и отмечалось, что этот пояс представляет западную фронтальную зону Главного Уральского шарьяжа (Передовой офиолитовый шарьяж), по которому эвгеосинклиналию надвинута с востока на миогеосинклиналию. Аллохтонное положение гипербазитов, обнажающихся вдоль фронта Главного Уральского шарьяжа, установлено бурением и сейсморазведкой на Байгускарском, Халиловском, Хабарнинском и Кемпирсайском массивах. Судя по материалам бурения и сейсморазведки, на Южном Урале подошва шарьяжей погружается к восто-

Р и с. 2. Гипербазитовые пояса Урала. По Б.М. Романову [1958], с дополнениями
Объяснение в тексте

ку под углами 10–30° [Камалетдинов, Казанцева, 1970, 1971, 1977]. На Южном и Среднем Урале офиолиты Салатимско-Кемпирсайского пояса местами "переброшены" через зону Уралтау и шарьированы на Зилаирский синклиниорий (Кракинский и Сакмарский аллохтоны), Уфимский амфитеатр (Нязепетровский аллохтон), Башкирский и Среднеуральский антиклинории.

Восточнее офиолитов Главного Уральского шарьяжа (I) обнажается еще несколько аллохтонных гипербазитовых поясов, слагающих эвгеосинклиналиную зону Урала (рис. 2). Ближайший к востоку Серовско-Невьяновский пояс (II) располагается на границе Тагильского синклинория с Восточно-Уральским поднятием. Наиболее известные массивы пояса — Устейский, Серовский, Невьяновский, Верхнетагильский и др. Следующий к востоку Миасско-Кацбахский гипербазитовый пояс (III) разграничивает Магнитогорский синклиниорий и Восточно-Уральский антиклинорий (Куликовский, Сахаровский, Черниговский, Кацбахский и ряд мелких массивов).

Далее к востоку известен Алапаевско-Татищевский гипербазитовый пояс (IV), располагающийся вдоль Восточно-Уральского поднятия и Алапаевско-Брединского погружения. Он объединяет массивы Алапаевский, Останинский, Режевский, Баженовский, Ключевский, Теченский, Успенский, Татищевский, Варшавский, Каряжский, Айдырлинский и др. Еще восточнее развит Полтавско-Киембайский пояс (V), который отделяет Алапаевско-Брединское погружение от Восточно-Мугоджарского антиклинория. Пояс включает массивы: Муслюмовский, Полтавский, Гогинский, Каменнодольский, Наследникский, Подольский, Кайрактинский, Киембайский и др. Самые восточные Джетыгаринско-Аккаргинский (VI) и Тобольский (VII) пояса изучены очень слабо. К первому относятся Георгиевский, Джетыгаринский, Милютинский, Аккаргинский, ко второму Гришинский, Максимовский и другие массивы.

По мнению большинства исследователей, гипербазитовые пояса эвгеосинклиналиной зоны Урала приурочены к крупным глубинным разломам.



И.А. Малахов [1966] считает, что "несмотря на часто наблюдающиеся случаи удаления массивов ультраосновных пород от линий фиксируемых разломов, связь их с глубинными нарушениями всегда является несомненной" (с. 15). О приуроченности выходов гипербазитов к глубинным разломам писали также Р.Э. Квятковский [1933], Б.М. Романов [1958], Ю.Е. Молдавандцев и А.С. Перфильев [1962], А.А. Пронин [1964], Д.Г. Ожиганов [1964], В.А. Морковкина [1964], Т.И. Фролова и др. [1964], И.Ф. Таврин [1966, 1968], С.В. Москалева [1972], Е.М. Ананьева и др. [1968] и многие другие. При этом ряд авторов до сих пор считают, что гипербазиты являются интрузиями, внедрившимися в осадочную толщу в расплавленном состоянии.

Существуют самые различные мнения о форме залегания гипербазитовых тел.

Среди массивов ультраосновных пород Урала Г.А. Соколов [1948] выделяет семь различных форм: 1) лакколитообразные (Кракинский, Верхнетагильский, Ключевский, Верхнеуфалейский, Тагило-Невьянский, Верхнейвинский, Успенковский, Татишевский, Халиловский, Хабаровинский); 2) лакколитообразные межформационные (Кемпирсайский и др.); 3) силлообразные (Куликовский и др.); 4) моноклиальные согласные (Гологорский, Южно-Аккаргинский, Сарановский, Кундыбайский, Иткульский); 5) моноклиальные межформационные (Верблюжьегорский, Наследницкий и др.); 6) антиклиальные согласные (Сакмарский и др.); 7) синклиальные согласные (Алапаевский и др.). Подавляющее большинство массивов, по Г.А. Соколову, являются доскладчатыми интрузиями, согласными с напластованием вмещающих пород, и лишь в межформационных интрузиях встречаются рвущие несогласные контакты.

Д.Г. Ожиганов считает, что гипербазитовые массивы Крака имеют форму батолита с большой глубиной заложения; Алапаевский массив, по мнению П.М. Татарина, представляет собой акмолит. Особенно интересны указания некоторых авторов на широкое распространение бескорневых факолитовых (чечевицеобразных) массивов. Такую форму залегания А.Н. Заварицкий [1924] приписывает Нижнетагильскому массиву, В.С. Коптев-Дворников [1946] — многим массивам Учалинского района, а В.А. Решитько — Качканарскому. Т.И. Фролова и др. [1964] отмечают, что "массивы центрального Учалинско-Миасского пояса обычно залегают в целом согласно с вмещающими породами, являясь по существу пластовыми залежами типа факолитов мощностью 200—500 м, реже до 1500 м" (с. 485).

В.М. Сергиевский [1964] при описании гипербазитов Оренбургской области (Халиловского, Хабаровинского, Байгускаровского массивов и др.) указывает, что "крупные интрузии имеют приблизительно конкондартное залегание и лишь местами дают секущие контакты. Вероятна факолитовая их форма и сравнительно пологое залегание... Небольшие интрузии гипербазитов залегают в виде тонких пластообразных залежей, согласно повторяя все изгибы складчатой структуры вмещающих пород" (с. 498).

По данным И.А. Малахова, факолитовая форма установлена бурением скважин для Уфалейского массива на Среднем Урале. "Дунитовые массивы западной дуги Платиноносного пояса, куда входят Желтая Сопка, Гладкая Сопка, Сосновский Увал, Нижнетагильский, Омутнинский массивы (за-

падный ряд массивов, по Н.К. Высоцкому), в большинстве случаев имеют овальную форму. Многие из них по форме относятся к факолитам и имеют согласное залегание среди метаморфической толщи" [Малахов, 1966, с. 28]. Овальной, реже линейно вытянутой формой в плане характеризуются ультраосновные массивы и восточной дуги Платиноносного пояса: Кытлымский, Качканарский, Баранчинский, Висимский и Ревдинский, для которых также предполагается факолитообразная форма. Широкое распространение факолитовых интрузий в разных районах Урала отмечает Б.М. Романов [1958]. Согласно Д.С. Штейнбергу [1969], "массивы перидотитов в основном имеют согласную с вмещающими толщами пластообразную, факолитовую или акмолитовую форму" (с. 551).

С.В. Москалева [1972] считает, что мнение о факолитах является ошибочным, что "протяженность гипербазитов на глубину и за пределы видимых в плане границ значительна... Крупнейшие массивы южной части пояса образованы гигантскими гипербазитовыми массивами, лежащими *in situ* и уходящими корнями в мантию. В северной и средней частях пояса они слагают узкие вытянутые залежи, также уходящие корнями в мантию" (с. 15).

Многолетнее изучение структурного положения офиолитов Урала позволило нам, как уже отмечалось, прийти к заключению об их повсеместном аллохтонном залегании в форме шарьяжей [Камалетдинов, 1962, 1965, 1968, 1972, 1974; Казанцева, Камалетдинов, 1969; Камалетдинов, Казанцева, 1970, 1973, 1974а, б, 1975; и др.]. Аналогичные представления о характере залегания офиолитов были высказаны также другими исследователями [Пейве и др., 1971, 1972; Руженцев, 1971, 1976; Иванов и др., 1972; Дергунов и др., 1975; Савельев, Савельева, 1977; Перфильев, 1979; и др.].

Согласно современным представлениям, миогеосинклинали формируются на коре континентального типа с гранито-гнейсовым фундаментом, а эвгеосинклинали на океанической коре, не содержащей "гранитного" слоя [Пейве, 1969; Thayer, 1969; Dewey, Bird, 1971; и др.]. Между тем геолого-геофизические данные свидетельствуют о том, что архейско-древнепротерозойский кристаллический фундамент прослеживается под всем складчатым Уралом, включая и его эвгеосинклинальную зону [Дементьев, 1968; Тимофеев и др., 1968; Ярош, 1968; и др.]. Этот факт сторонники фиксизма рассматривают как доказательство существования сиалического фундамента под офиолитами и вулканогенными сериями восточного склона Урала и в палеозойскую эпоху, когда функционировала эвгеосинклинали. Основным механизмом формирования эвгеосинклиналей, согласно фиксистским представлениям, считается базификация (растворение) сиалического слоя, погружающегося в базальтовый субстрат.

Новые данные о геологии Урала свидетельствуют об ошибочности подобных представлений. Анализ геолого-геофизических данных и история развития складчатой области позволили нам прийти к выводу о том, что вся эвгеосинклинальная зона Урала находится в аллохтонном залегании и тектонически подстилается древним континентальным фундаментом, на который она шарьирована с востока [Камалетдинов, 1974; Камалетдинов, Казанцева, 1977; и др.].

ОФИОЛИТЫ ЗАПАДНОГО СКЛОНА УРАЛА

Рассмотрение геологического строения офиолитовых поясов Урала удобнее начать с западного склона, где они изучены более детально. Здесь в миогеосинклинальной зоне, как уже отмечалось, встречаются изолированные выходы офиолитовых аллохтонов, местами слагающие значительные по размерам площади.

Детальными геологическими съемками, геофизическими исследованиями и бурением установлено, что все эти выходы образуют тектонические останцы Салатимско-Кемпирсайского офиолитового пояса, слагающего подошву Главного Уральского шарьяжа, некогда перекрывавшего обширную зону западного склона Урала. Один из самых крупных выходов офиолитов здесь располагается в районе гор Крака.

По дороге Стерлитамак — Белорецк недалеко от с. Каги с правого берега р. Белой открывается величественная панорама Кракинского горного массива, поросшего на склонах густым хвойным лесом. Гряда гор тянется отсюда далеко на север и юг.

Рельеф офиолитовых аллохтонов, к которым относятся и горы Крака, всегда отличается от прочих структур. Здесь нет удручающей упорядоченности и однообразной прямолинейности горных хребтов, свойственных, например, толщам известняков и кварцитов, нет дремучей непроходимой тайги. Благодаря сыпучести серпентинитов лес растет не сплошным покровом, а перемежается с полянами, среди которых торчат скальные обнажения, поражающие причудливыми формами. Хаотическое нагромождение крупных глыб пород в зонах серпентинитового меланжа создает сказочные ландшафты, состоящие из разбросанных в беспорядке горных вершин и холмов, с остроконечными или сильно сглаженными очертаниями и окрашенных в самые разнообразные цвета (красный, синий, черный, лиловый и др.). И. Бейли и У. Маккэллиен [Bailey, McCallien, 1952—1954], впервые описавшие серпентинитовый меланж в горах Центральной Анатолии, назвали его цветным меланжем (colorit melange).

В плане Кракинский офиолитовый аллохтон представляет собой изолированный со всех сторон выход эвгеосинклинальных пород, залегающий среди флишоидной толщи зилаирской свиты верхнего девона—низов нижнего карбона, выполняющей ядро Зилаирского синклинория. Выход офиолитов вытянут в меридиональном направлении на 75 км при ширине 25 км. В составе аллохтона выделяются четыре соединяющихся между собой гипербазитовых массива (Северный, Средний, Узьянский и Южный Крака), образующих горные вершины с абсолютными высотами до 1037 м (Средний Крака), 1038 м (Северный Крака). Относительные превышения гор составляют 450—500 м.

СТРАТИГРАФИЯ

В разрезе осадочной толщи пород, слагающих Зилаирский синклинорий и смежный с ним Башкирский антиклинорий, выделяются образования рифейского, вендского и палеозойского возраста.

Стратиграфия рифейских и вендских отложений Южного Урала подробно изложена во многих работах [Горяинова, Фалькова, 1937; Ожига-

Система	Отдел	Ярус	Связь, горы-зона	Индекс	Литоология	Мощность, м	Породы						
Д	С	В	К	А	Четвертичная	Q	Пески, глины и галечники						
						Янтаревская	D ₄ fm ₁ и D ₄ fm ₂	220	Песчаники граувакковые, алевролиты и аргиллиты				
							Канская	D ₃ fm ₁ и D ₃ fm ₂	250	Песчаники граувакковые с прослоями аргиллитов			
						Темровская	D ₂ fm ₁ и D ₂ fm ₂	200	Сланцы глинистые и песчаники граувакковые				
							Барминская	D ₁ fm ₁ и D ₁ fm ₂	20	Известняки с <i>Nurothyridia suboides</i> , <i>Rugnoides triaequalis</i>			
						Франский		D ₃ fr	237	Известняки с <i>Ampirora ex gr. ushtensis</i> , <i>Thamnohyllum</i> sp.			
							Чесловский	D ₂ ch ₁ и D ₂ ch ₂	135	Известняки строматолитовые с <i>Stringerhalis burilli</i>			
						Жуковский		D ₂ ju ₁ и D ₂ ju ₂	5	Песчаники кварцевые			
							Аронинский	D ₂ ar ₁ и D ₂ ar ₂	286	Известняки глинистые, с прослоями известково-глинистых сланцев с <i>Stilolina</i> sp. и <i>Tentaculites</i> sp.			
						Зейфельский		Бийский	D ₂ bz ₁	56	Известняки с <i>Conchidictella bashkirica</i>		
							Койвенский	D ₂ ko ₁	18	Известняки с <i>Athyris regularayensis</i> и <i>Emapiella subitropa</i>			
						Вязовская	D ₂ vz ₁ и D ₂ vz ₂	396	Известняки глинистые, с гигантскими остраками <i>Leperditia barbotana</i> и <i>L. moelleri</i>				
							Ваняшикинская	D ₂ vs ₁	24	Аргиллиты, алевролиты и песчаники с <i>Hostimella</i> sp.			
						Силурийская	Верхний	Лудловский	Нижний	D ₁	300	Известняки рифогенные	
											S ₂ ld	200	Доломиты и доломитизированные известняки с <i>Paleofavosites</i> sp. nov., <i>Leperditia elongata</i> , <i>Hermantia</i> sp.
											S ₁ w	350	Глинистые сланцы с прослоями и линзами известняков, в верхней части с <i>Conchidium</i> sp. (ex gr. <i>triangulum</i>), <i>Scheitwieneella praeuibracula</i> , <i>Zissatrypa</i> ex gr. <i>camelina</i> , <i>Cheirurus</i> cf. <i>beyrichi</i>
											O S ₁ la	50	Доломиты и углисто-глинистые сланцы с граптолитами
						Ордовик	Нижний	Ландоверийский	Венлокский	Vas	15	Песчаники кварцевые, конгломераты, доломиты	
80	Переслаивание глинистых сланцев с кварцевыми песчаниками												

Рис. 3. Сводная стратиграфическая колонка палеозойских образований субплатформенного типа Зилаирского синклинория

нов, 1941; Наливкин, 1943; Шатский, 1945; Блохин, 1947; Гарань, 1947; Олли, 1948; Горохов, 1964; и др.], и поэтому описание этих отложений в данной работе мы не приводим.

Среди палеозойских образований северной части Зилаирского синклиниория выделяются три типа разрезов, резко различающихся между собой по составу, строению и мощности: субплатформенный, миогеосинклинальный и эвгеосинклинальный. Первый из них слагает постель Кракинского шарьяжа и обнажается на западном и восточном крыльях Зилаирского синклиниория и его северной центриклинали, второй на западном крыле антиклиниория Уралтау, третий — слагает аллохтон Кракинской зоны. В толще палеозоя описываемого района установлены породы ордовикской, силурийской и девонской систем (рис. 3, см. вкл.).

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ СУБПЛАТФОРМЕННОГО ТИПА

Ордовикская система:

Ордовикские породы в верхнем меридиональном течении р. Белой впервые были установлены Р.Э. Квятковским по р. Кадыш и Д.Г. Ожигановым у с. Кага в 1933 г. Позднее они были обнаружены А.И. Ивановым у д. Азнагулово, а затем в ряде разрезов изучались К.А. Львовым, А.И. Ивановым, О.П. Горяиновой, Э.А. Фальковой, С.Н. Краузе, В.А. Масловым, А.В. Ключихиным, Н.Ф. Решетниковым, Г.Б. Яковлевым и др. Благодаря этим работам ордовикские отложения сравнительно подробно изучены. Следует отметить, что фаунистически доказаны породы лишь верхнего ордовика, в то время как средний ордовик выделяется условно.

Ордовикские отложения обычно представлены разнозернистыми кварцевыми песчаниками, иногда с доломитовым цементом, гравелитами, мелкогалечными конгломератами, реже доломитами, встречающимися в виде тонких прослоев среди песчаников. Эти породы прослеживаются в виде узкой и прерывистой полосы северо-восточного простирания вдоль верхнего меридионального течения р. Белой, слагающая западное крыло Зилаирского синклиниория. Севернее полоса их дугообразно изгибается к востоку, следуя центриклинальному замыканию синклиниория, и затем переходит на его восточное крыло. Южнее породы нижнего и среднего палеозоя восточного крыла Зилаирского синклиниория тектонически перекрыты надвинутыми с востока рифейскими и палеозойскими образованиями зоны Уралтау.

Отложения ордовика залегают с глубоким размывом и резким угловым несогласием на различных толщах рифея и венда, слагающих Башкирский антиклиниорий. Так, на правом склоне долины р. Белой, напротив северной окраины д. Набиуллино, конгломераты ордовика залегают на сильно дислоцированных породах ашинской серии венда. В 1,5 км севернее с. Кага, на правом берегу р. Белой, аналогичные конгломераты залегают с угловым несогласием на сланцах инзерской свиты верхнего рифея (рис. 4). На левом берегу р. Кутуйки, в 8,5 км севернее с. Узян, тот же слой конгломератов лежит на слюдяных сланцах зигазино-комаровской свиты среднего рифея. Весьма четкое угловое и азимутальное несогласие между ордовикскими и подстилающими породами выражено в верхнем широтном тече-

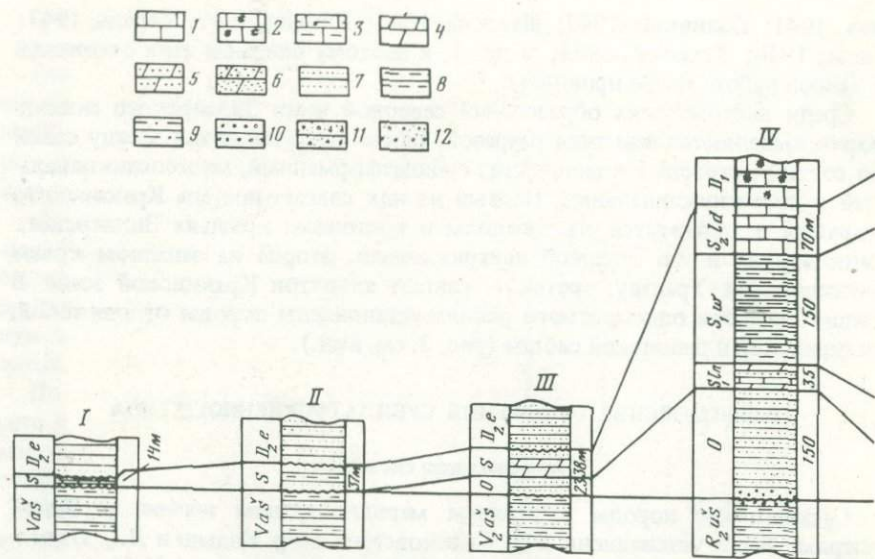


Рис. 4. Схема сопоставления ордовикско-силурийских отложений Зилаирского синклиория.

I — р. Нугуш, район горы Индятау (по Б.М. Келлеру, А.И. Олли); II — р. Белая, устье руч. Кызыл-Яр (по М.А. Камалетдинову, А.А. Мансурову); III — р. Белая, д. Максотова (по А.П. Тяжевой, М.А. Камалетдинову); IV — реки Курьгас, Авашла, Ямашла (по Б.М. Келлеру); V — д. Кургашлы (по Т.Т. Казанцевой); VI — с. Кага (по С.Н. Краузе, В.А. Маслову); VII — г. Белорецк (по А.И. Иванову, Н.Ф. Решетникову)

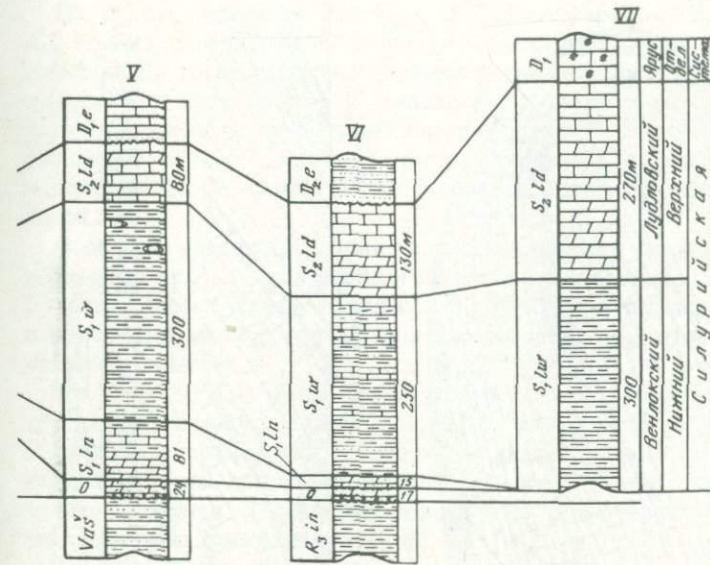
1 — известняки; 2 — рифогенные известняки; 3 — глинистые известняки; 4 — доломиты; 5 — песчаные доломиты; 6 — песчанистые доломиты; 7 — песчаники; 8 — глинистые сланцы; 9 — алевролиты; 10 — конгломераты; 11 — кварцитовидные песчаники; 12 — гравелиты

нии р. Белой, на крыльях крупной Курьгасской антиклинали допалеозойского заложения. Здесь в сводовой части структуры кварцевые песчаники и конгломераты ордовика залегают на сильно ожелезненных глинистых сланцах и алевролитах юшинской свиты среднего рифея, а на восточном крыле этой структуры перекрывают крутопадающие кварциты зигальгинской свиты. Древние отложения на этом участке имеют меридиональное простирание и погружаются под пласты ордовика и силура, простирающиеся субшироко.

Литологический состав ордовикских отложений сравнительно прост, что можно проследить по многим пунктам их распространения. Наиболее полный, фаунистически охарактеризованный разрез наблюдается на левом берегу р. Каги, у западной окраины одноименного села. В составе его выделяются следующие слои (снизу вверх):

1. Песчаники кварцевые, светло-серые, крупнозернистые, с неравномерно распределенной галькой; у верхнего контакта прослой мелкогалечного конгломерата мощностью до 0,3 м 1,8
2. Песчаники, кварцевые, светло-серые и желто-бурые, милонитизированные, неравномернозернистые, местами рыхлые с многочисленными пустотами выщелачи-

Мощность, м



Мощность, м

вания, с большим количеством брахиопод и гастропод. Д.Г. Ожигановым [1955] обнаружены *Platystrophia* sp., *Rhynchotrema* cf. *inerbescens* Hall., *Plaesiomus tenuicostata* nov. sp., *Homolichas* cf. *pahlani* Schmidt. По заключению А.Ф. Лесниковой, определившей брахиопод, последние указывают на позднеордовикский возраст вмещающих отложений. С.Н. Краузе и В.А. Масловым [1961] там же собраны *Orthis* sp., *Platystrophia* sp., *Didymelasma abruptum* Coor., которые, по заключению О.Н. Андреевой, характерны для верхов среднего или низов верхнего ордовика 2

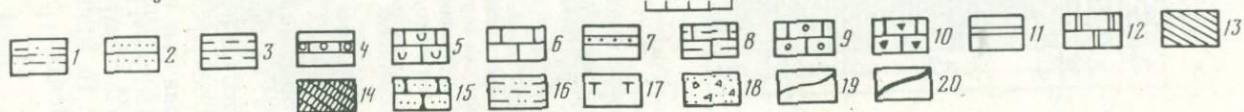
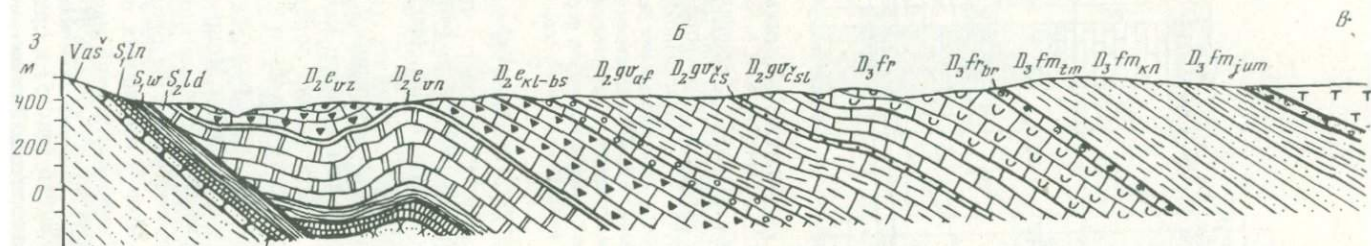
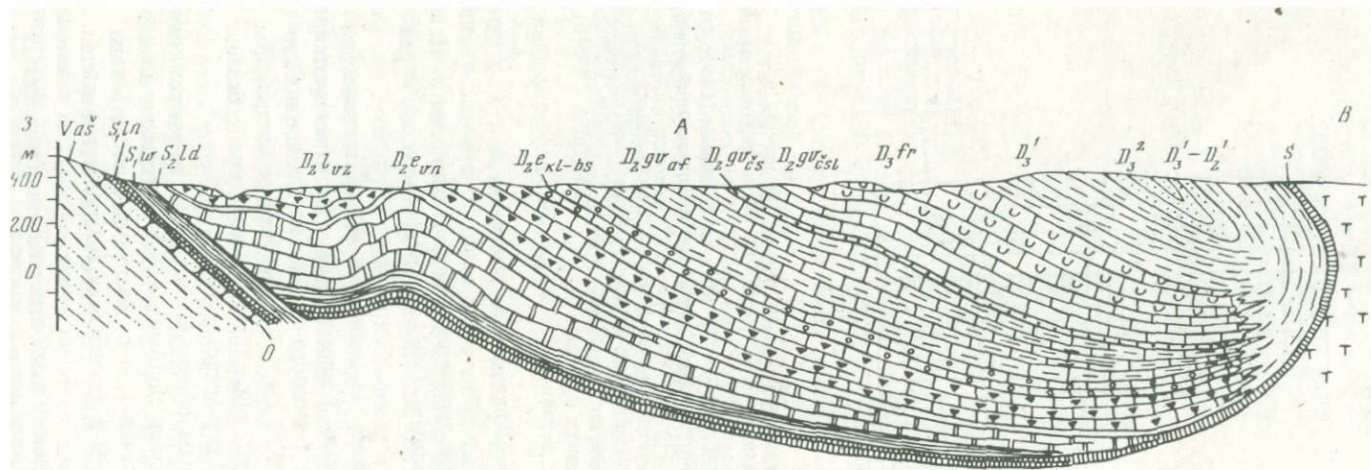
3. Песчаники кварцевые, светло-серые, неравномерно-зернистые, с редкой мелкой галькой кварца 4-5
4. Доломиты песчаные, постепенно переходящие в сланцы силура 20

В правом склоне долины р. Белой, напротив северной окраины д. Набиуллино, С.Н. Краузе и В.А. Масловым [1961] описан следующий разрез ордовика (снизу вверх):

"1. На сильно дислоцированных породах ачинской (?) свиты залегают желтовато-серые конгломераты. Галечный материал их состоит из окатанных обломков подстилающих пород (глинисто-кварцевые сланцы и кварцитовидные песчаники) размером 8 x 10 см. Цементирующим материалом в конгломератах является разномерный кварцевый песчаник с базальным доломитовым цементом. Мощность конгломератов до 1,5 м.

2. На конгломератах с постепенным переходом залегают пачка тонкослоистых пород, состоящих из прослоев доломитов, песчаных и алевритистых доломитов и кварцевых песчаников с базальным доломитовым цементом. В нижней части этой пачки в песчаниках наблюдаются следы илоедов. Мощность 30-35 м" (с. 13).

В разрезе р. Кайнуй (рис. 5) к ордовикау нами отнесена пачка кварцевых песчаников, светлоокрашенных, грубозернистых, с бурыми пятнами ожелезнения. Отдельные более рыхлые прослои содержат редкие пустоты, напоминающие выщелоченные ядра брахиопод.



На левом берегу р. Кутуйки, в 8 км севернее с. Узян, по данным А.В.Ключихина, в основании разреза ордовика залегают мелкогалечные конгломераты и гравелиты, сменяющиеся вверх по разрезу крупнозернистыми кварцевыми песчаниками. В составе кластического материала конгломератов и гравелитов преобладает кварцевая галька. Реже отмечаются слабоокатанные обломки серицито-глинистых сланцев, напоминающих сланцы подстилающих рифейских пород. Мощность ордовикских осадков здесь не более 3 м.

В области северной центриклинали Зилаирского синклиория хорошие обнажения ордовикских пород известны по рекам Акташ, Яндык, Кадыш, Буганак. Здесь ордовик представлен кварцевыми песчаниками с линзами и прослоями мелкогалечных конгломератов и гравелитов, а также песчаных доломитов.

По данным Н.Ф. Решетникова, на р. Акташ в ордовике выделяются три пачки песчаников общей мощностью 20–25 м. Нижняя пачка сложена кварцевыми песчаниками, светлоокрашенными, разнозернистыми, с редкой галькой кварца, средняя – кварцевыми песчаниками с доломитовым цементом, верхняя – песчаными доломитами, в составе кластического материала которых преобладает кварц.

На левом берегу р. Яндык, в 4 км выше с. Серменево, нижняя часть разреза ордовикских отложений, по С.Н. Краузе, В.А. Маслову [1961] и Н.Ф. Решетникову [1966 г.], состоит из слоистых кварцевых песчаников, переходящих вверх по разрезу в гравелиты. Песчаники в основном светлоокрашенные, в обломочном материале преобладают слабоокатанные зерна кварца. Послойная сортировка кластического материала и обогащение гематитом, а также неравномерное количество слюды в цементе обусловили тонкослоистую текстуру породы. Гравелиты представлены обломками слюдисто-графитистых сланцев и кварца размером до 0,5 км, различной степени окатанности. Заполнителем служит кварцевый песчаник с доломитовым цементом. Видимая мощность пород ордовика в этом разрезе 6,8 м.

Силурийская система

Стратиграфическое расчленение и детальное изучение силурийских отложений Зилаирского синклиория проведены Д.Г. Ожигановым [1941], С.Н. Краузе и В.А. Масловым [1961], А.В. Ключихиным [1968 г.]; ряд разрезов детально изучен нами.

Среди силурийских отложений здесь выделяются лландоверийский, венлокский и лудловский ярусы (см. рис. 4).

Р и с. 5. Геологический разрез по р. Кайнуй

А – по Д.Г. Ожиганову [1941]; Б – по авторам

1–3 – зилаирская свита: 1 – алевролиты, 2 – граувакки; 3 – глинистые сланцы; 4 – известняки барминского горизонта; 5 – известняки франского яруса; 6–8 – жиевский ярус: 6 – известняки чеславского горизонта; 7 – песчаники чувовского горизонта; 8 – известняки афонинского горизонта; 9–11 – эйфельский ярус: 9 – известняки кальцеолового и бийского горизонтов, 10 – известняки вязовского горизонта, 11 – песчаники ваяншкских слоев; 12 – доломиты лудловского яруса, 13 – сланцы венлокского яруса; 14 – кремни лландоверийского яруса; 15 – песчаники ордовика; 16 – песчаники ашинской серии; 17 – серпентиниты; 18 – милониты Кракинского шарьяжа; 19 – стратиграфические границы; 20 – тектонические контакты

Лландоверийский ярус

Отложения этого яруса прослеживаются вдоль долины р. Белой в виде узкой полосы северо-восточного простирания, которая на широте Узьанской Крака и средней части Южного Крака срезается дизъюнктивными нарушениями. Хорошие разрезы лландовери известны на левом берегу р. Каги у д. Набиуллино и на правом берегу р. Белой в 1,5 км севернее с. Кага.

Достаточно полное представление о литологическом составе, характере наложения и взаимоотношений с подстилающими породами дает разрез, описанный нами на правом берегу р. Белой у д. Набиуллино. Здесь на мелкогалечных конгломератах ордовика с постепенным переходом залегает пачка кварцевых песчаников с базальным доломитовым цементом и плитчатых доломитов, прослоями песчаных и алевритистых, в которых количество кластических зерен кварца достигает 30–35%. По составу и структуре кварцевые песчаники этой пачки ничем не отличаются от песчаников ордовика. Поэтому нижняя часть описываемой пачки, мощность до 20 м, условно отнесена к ордовикау.

В верхней части появляются прослой карбонатно-глинистых сланцев с редкими граптолитами *Climacograptus* sp. indet. Выше обнажаются углито-глинистые сланцы, темноокрашенные, листоватые, иногда с примесью алевролитовых и мелкопесчаных зерен кварца. В сланцах нами обнаружены *Monoclimacis* sp. indet., *Climacograptus* cf. *scalaris* His., *C.* sp. indet., *C.* sp., *Diplograptus* sp. indet., *Hedrograptus* cf. *janischewskyi* Obut, *H.* sp. indet. Перечисленные формы, по заключению Б.М. Садрисламова, свидетельствуют о лландоверийском возрасте вмещающих пород. Мощность слоя 10–15 м. Венчают разрез доломиты серого цвета с редкими прослоями серых глинистых сланцев. Мощность слоя 15–17 м.

Севернее описанного пункта, в разрезах рек Кайнуи и Апшак, к лландовери нами условно отнесена пачка пород, представленная алевролитами, кварцевыми песчаниками и зеленовато-серыми аргиллитами. Кластический материал в породе распределен неравномерно, обладает весьма слабой сортировкой и плохой окатанностью. Цемент глинистый, базального, реже порового типа. Мощность 45 м.

В разрезе р. Каги, у западной окраины одноименного села, на ордовикских песчаниках залегают песчаные доломиты серые, толсто плитчатые, сменяющиеся вверх по разрезу слабо глинистыми доломитами. Мощность 15–17 м. Выше располагается маломощная пачка карбонатно-глинистых и глинистых сланцев мощностью около 2 м, в которой А.В. Буряченко были обнаружены граптолиты: *Cyrtograptus* sp. indet., *Monograptus* sp. indet., *Monoclimacis* sp. indet., свидетельствующие о позднелландоверийском и ранневенлокском возрасте. Наличие такой фауны указывает на постепенный переход лландоверийских отложений к венлокским.

У д. Азнагулово, согласно Н.Ф. Решетникову (1966 г.), на кварцевых песчаниках ордовика залегают песчаные доломиты лландовери, выше которых располагаются темно-серые известняки. Последние перекрываются глинистыми сланцами венлока. Таким образом, и здесь наблюдается постепенный переход от верхнеордовикских осадков к лландоверийским, свидетельствующий о существовании на рассматриваемой территории в

конце ордовикского и начале силурийского периодов относительно спокойной тектонической обстановки и постепенной смены условий осадконакопления.

В более северных разрезах, вплоть до г. Белорецка, в основании силурийских отложений отсутствует карбонатно-песчаная пачка пород, характерная для лландоверийского яруса более южных разрезов. Здесь глинистые сланцы обычно залегают непосредственно на кварцевых песчаниках ордовика. По данным Н.Ф. Решетникова, в основании толщи глинистых сланцев иногда отмечается примесь (до 10%) мелких слабоокатанных зерен кварца. Не исключено, что нижняя часть этой толщи соответствует лландоверийскому ярусу и является, таким образом, возрастным аналогом доломито-песчаной пачки пород более южных разрезов.

Венлокский ярус

Венлокские отложения западного крыла Зилаирского синклинория и его северной центриклинали связаны с подстилающими осадками постепенным переходом. Венлок сложен довольно однообразными зеленовато- и темно-серыми глинистыми сланцами с маломощными прослоями известняков, часто переполненных органическими остатками, и редкими линзовидными пачками кварцевых песчаников. Полоса развития венлокских отложений прослеживается параллельно лландоверийским и имеет ширину 200—800 м.

В разрезе р. Кургашлы отложения венлока представлены двумя толщами (снизу вверх):

Мощность, м

1. Сланцы глинистые, зеленовато- и темно-серые, листоватые, в нижней части алеврит-глинистые, с ровными поверхностями сланцеватости, с редкими тонкими прослойками железистых известняков, серых в свежем сколе, содержащих мелкие брахиоподы и кораллы плохой сохранности. 300
2. Переслаивание серых глинистых и известково-глинистых сланцев с рассланцованными доломитизированными известняками, микро- и мелкокристаллическими, иногда глинистыми, участками алевритистыми. Иногда известняки образуют в сланцах быстро выклинивающиеся линзы мощностью 0,6—0,7 м, в которых нами обнаружены брахиоподы: *Lissatrypa* sp., *Atrypa* cf. *reticularis* L., *Schelwiebella* sp., *Atrypa* sp. и кораллы: *Mesofavosites* sp. 100

На левом берегу р. Белой, в 1 км северо-западнее д. Набиуллино, отложения венлока имеют следующую последовательность напластования (снизу вверх):

Мощность, м

1. Сланцы глинистые, зеленовато-серые и серые, алевритистые, листоватые, с единичными тонкими прослойками известняков мощностью 0,3—0,5 м. В отдельных участках сланцы сильно перемяты, благодаря чему прослойки известняка и тонкие жилы кварца будинированы. Отмечены зонки плейчатости, располагающиеся поперек сланцеватости. 250
2. Известняки темно-серые, оолитовые, рассланцованные, с пятнами ожелезнения. Встречаются кораллы плохой сохранности. 0,8
3. Сланцы глинистые, зеленовато-серые, рыхлые. 1,2
4. Известняки серые, пизолитовые, плитчатые, густотрещиноватые; трещины залечены кальцитом. 0,9
5. Глинистые сланцы зеленовато-серые, рыхлые. 1
6. Известняки глинистые, серые, с бурыми пятнами ожелезнения, пористые. 0,6
7. Сланцы глинистые, буровато-серые, с примесью алевритового материала. 0,4

8. Известняки светлые, сильно рассланцованные, трещиноватые	1,1
9. Сланцы глинистые, с примесью карбонатного материала	0,5
10. Известняки серые, мелкозернистые, тонкоплитчатые, с тонкими (0,3–0,5 см) резкими прослоями почти черных глинистых известняков.	2,2
11. Сланцы глинистые, темно-серые	0,5
12. Известняки светло-серые, мелкозернистые, плитчатые, с фауной брахиопод плохой сохранности и кораллов, характерных для нижнего силура	1,5
13. Сланцы глинистые, зеленовато-серые, с пятнами ожелезнения	3
14. Известняки темно-серые, мелкозернистые, сланцеватые, тонкоплитчатые, с фауной брахиопод плохой сохранности.	1,5

Выше залегают доломиты лудловского яруса.

В разрезе р. Кайнуи видимая мощность венлокских сланцев составляет всего 80 м, что обусловлено присутствием здесь тектонического нарушения.

В общих чертах аналогичный литологический состав и характер напластования венлокских отложений наблюдались во многих разрезах Зилаирского синклиория: в долине р. Каги у одноименного села, у с. Узьян, по берегам долины р. Белой, у деревень Азнагулово, Серменево, у г. Белорецка и в других пунктах. Следует лишь отметить, что хотя особенности строения, количество и мощность прослоев известняков и песчаников в мощной сланцевой толще венлока изменяются от разреза к разрезу, тем не менее в целом толща сохраняет свои основные черты и прослеживается на больших расстояниях без существенных изменений.

По мнению С.Н. Краузе, большая протяженность, значительная мощность, невидержанность состава и строения сланцев венлока, отсутствие битумов и аутигенных сульфидов, их структурные и текстурные особенности (тонкодисперсность и тонкая слоистость) могут свидетельствовать о том, что накопление осадков происходило в весьма спокойной гидродинамической обстановке, в морском бассейне на глубинах несколько больше 100 м. Ширина зоны таких осадков венлока, согласно С.Н. Краузе, должна была составлять не менее нескольких десятков километров, что нам представляется весьма обоснованным [Краузе, Маслов, 1961].

Возраст описываемых отложений однозначно датируется по многочисленным находкам брахиопод, кораллов и трилобитов, собранных Н.В. Потуловой, Д.Г. Ожигановым, С.Н. Краузе, В.А. Масловым, А.В. Ключихиным, А.В. Буряченко, Н.Ф. Решетниковым во многих разрезах Зилаирского синклиория. На левом берегу р. Белой, у д. Азнагулово, С.Н. Краузе и В.А. Масловым [1961] обнаружены венлокские граптолиты *Pristiograptus* sp. (определения Т.Н. Корень) и богатая коллекция трилобитов: *Cheirusus* sf. *beyrichi* Barr., *C. aff. quenstedti* Barr., *Sphaerexochus mirus* Barr., *Calymene blumenbachi* cf. *producta* Web., *Odontopleura* aff. *ovata* Emm., *Phacops* aff. *signatus* Hawle et Corda, *Dalmanites* sp. (определения З.А. Максимова).

Лудловский ярус

Лудловские отложения связаны с нижележащими венлокскими постепенным переходом, выраженным закономерным возрастанием вверх по разрезу количества и мощности карбонатных пород и одновременным исчезновением глинистых сланцев. В составе лудловского яруса западного

крыла и северной центриклинали Зилаирского синклиория преобладают доломиты и известняки; в подчиненном количестве отмечаются прослой терригенных пород — песчаников и алевролитов.

Нами разрезы этого яруса изучались на левом берегу р. Белой, в 1,5 км севернее д. Набиуллино, а также в долинах рек Кургашты и Кайнуй. В разрезе р. Кургашты породы лудлова с постепенным переходом залегают на отложениях венлокского возраста. Они представлены серыми и темно-серыми известняками и известковистыми доломитами с многочисленными брахиоподами: *Lissatrypa cf. camelina* Barr., *L. cf. linguata* Buch., *Dalmanella* sp., *Septatrypa* sp. и др. Мощность 54 м. Выше располагаются светло-серые, почти белые сахаровидные толстослоистые доломиты с прослоями серых мелкозернистых известняков. Мощность 25 м. Завершают разрез темно-серые и серые слоистые известняки с массой тонких трещин и жилок кальцита. Мощность 1 м. В этих известняках содержатся *Lissatrypa cf. camelina* Barr., *Leperditia* sp. и *Striatopora* sp.

В разрезе р. Кайнуй породы лудловского яруса контактируют с венлокскими по тектоническому нарушению (см. рис. 5). Лудловские отложения здесь представлены светло-серыми сахаровидными доломитами с неровными поверхностями наслоения. Породы сильно трещиноваты. В верхней части доломиты содержат прослой известняков мощностью 1,5–2 м, с многочисленными брахиоподами *Lissatrypa linguata* Buch., *Orthoceras* sp. и др. В нижней части доломитовой толщи отмечен прослой светлого мелкозернистого кварцевого песчаника. Общая видимая мощность лудловских отложений в разрезе р. Кайнуй 70 м.

На левом берегу р. Белой, в 1,5 км севернее д. Набиуллино, лудловские осадки, налегающие на толщу переслаивающихся глинистых сланцев и известняков венлока, имеют следующую последовательность напластования (снизу вверх):

Мощность, м

1. Известняки и доломиты светло-серые, почти белые толстослоистые. Слои имеют мощность 0,4–0,8 м и представлены: а) доломитами белыми и кремво-белыми, мучнистыми, легко рассыпающимися; б) известняками светло-серыми, афанитовыми, очень плотными, с тонкими (1–2 мм) прослойками кристаллических белых доломитов. 28
2. Известняки доломитизированные, светло-серые, мелко- и среднекристаллические, с пятнами лимонитизации неправильной формы 35
3. Известняки светло-серые, афанитовые, среднеплитчатые (толщина плиток 10–20 см), с невывержанными по мощности прослоями (0,5–1,5 см) доломитов 5
4. Известняки светлые, тонкослоистые, мелко- и среднезернистые. Слоистость обусловлена чередованием прослоев известняков белого и серого цвета 20
5. Известняки светлые, с цепочечной межслоистой доломитизацией. В отдельных участках доломитизация носит линзовидный характер. На выветрелых шитках известняки обладают ямчатой поверхностью. 48

По данным С.Н. Краузе и В.А. Маслова, в разрезах у с. Кага, по правому берегу р. Каги, у с. Узья, у д. Азнагулово, на левом берегу р. Белой, у д. Серменово и в других пунктах лудловские отложения представлены двумя толщами. Нижняя сложена доломитами серыми, светло-серыми, кристаллическими, иногда с примесью алевроитового материала (в разрезах, где имеются прослой кварцевых песчаников, например, у с. Кага). Мощность толщи от 40 м (у с. Узья) до 200 м (у д. Серменово). Верхняя толща представлена известняками микрокристаллическими и пелитоморфными, слоистыми. Мощность 15–200 м.

Такое литологическое расчленение не всегда выдерживается в районе северной центриклинали Зилаирского синклиория, где Н.Ф. Решетниковым описано залегание лудловских известняков непосредственно на венлокских сланцах (в 600 м юго-западнее моста через р. Нура по дороге Стерлитамак — Белорецк и в некоторых других пунктах).

Мы уже отмечали, что переход венлокских пород к лудловским происходит постепенно; об этом же пишут и многие предшествующие исследователи. Так, С.Н. Краузе и В.А. Маслов указывают на появление в верхах толщи глинистых сланцев венлока прослоев известняков у д. Набиуллино, сел Кага, Узян, деревень Серменево и Азнагулово. Н.Ф. Решетников постепенный переход от венлокских сланцев к лудловским карбонатным породам зафиксировал у д. Азикеево, на водоразделе рек Акташ и Карташты, у г. Белорецка и в скважине, пробуренной у здания аэропорта. Здесь переходная толща мощностью 5—7 м представлена переслаивающимися глинистыми сланцами и битуминозными известняками. Доказательством непрерывности осадконакопления конца венлокского и начала лудловского веков и постепенности перехода между соответствующими стратиграфическими подразделениями могут служить и многочисленные сборы фауны. Так, в верхней известняковой толще лудловских отложений, в 7—8 км северо-восточнее с. Узян, нами обнаружены *Gypidula optata* Barr., *Conchidium* ex gr. *karpinskia* Tschern., *Stropheodonta costatula* Barr., *Atrypa reticularis* L., *Lissatrypa camelina* Buch., *Lissatrypa linguata* Barr., *Orthoceras*, *Gastropoda*, свидетельствующие о принадлежности заключающей их толщи к верхам нижнего лудлова и низам верхнего лудлова. О присутствии в разрезах нижнелудловских отложений свидетельствуют и брахиоподы, обнаруженные Д.Г. Ожигановым [1955], С.Н. Краузе и В.А. Масловым [1961] у д. Серменево, на левом берегу р. Яндык. Постепенный переход от венлока к лудлову фиксируется и ассоциацией брахиопод: *Parmorthis* ex gr. *crass* (Lind.), *Atrypa reticularis* var. *meclawiensis* Kozl., *Eospirifer* cf. *radiatus* Bow., обнаруженных Н.Ф. Решетниковым в верхней части венлокских сланцев непосредственно ниже лудловских известняков, в 700 м юго-западнее р. Нияза.

Девонская система

Среди девонских отложений Зилаирского синклиория выделяются известняки нижнего отдела, терригенно-карбонатные породы среднего отдела и франского яруса верхнего девона, а также терригенные осадки зилаирской свиты фаменского яруса.

Нижний отдел

Нижнедевонские известняки участвуют в сложении восточного крыла Зилаирского синклиория, прослеживаясь с севера на юг от г. Белорецка до д. Уткалево. Южнее они отсутствуют и, возможно, развиты под зилаирскими отложениями восточнее обнажений полосы известняков. Вновь они обнаруживаются в широтном течении р. Белой у д. Старосубхангулово, откуда протягиваются в виде узкой полосы до р. Большой Ик.

Известняки светло-серые, иногда почти белые, массивные и толсто-

слоистые, микрозернистые, часто сильно перекристаллизованные. Характерной особенностью их является развитие инкрустационных корок кальцита, выполняющих полости пустот. Породы сильно трещиноваты. Преобладают направления трещин по азимуту 330–0 и 40–50°. Трещины крутонаклонные, короткие, очень тонкие, часто сомкнутые, на 1 м² их приходится 40–100. Две – пять трещин обычно протягиваются через всю площадку, ширина их 1–2, реже 5 мм. Трещины часто залечены новообразованиями кальцита.

Граница между нижним девонем и лудловом всюду постепенная и проводится внутри однообразной толщи известняков по смене фауны.

Органические остатки встречаются в большом количестве, но распределены неравномерно в виде скоплений и в основном перекристаллизованы. Они представлены неопределимыми одиночными кораллами, множеством криноидей и брахиопод плохой сохранности. В обилии встречаются известковые водоросли, которые, вероятно, являются рифообразователями. С.Н. Краузе и В.А. Маслов [1961] на левом берегу р. Белой, в 2 км выше д. Азналкино, в толще массивных светло-серых известняков обнаружили *Gypidula cf. optata* Barr., *Strophomena cf. stefani* Barr., *Camarotoechia cf. latona* Barr., *Atrypa aff. subalinensis* Nikif., *Karpinskia conjugula* Tschern., *Platyceras cf. cornutum* Tschern. Эти формы, по заключению А.П. Тяжевой, соответствуют верхним горизонтам нижнего девона в зоне перехода их к эйфелю.

Большая мощность, массивная текстура, наличие инкрустаций и богатство органическими остатками свидетельствуют о рифовой природе нижнедевонских известняков. Мощность их не менее 400–500 м.

Средний отдел

Отложения среднего девона, относящиеся к эйфельскому и живетскому ярусам, прослеживаются непрерывной полосой вдоль долин р. Белой и р. Рязь, участвуя в сложении западного крыла и северной центриклинали Зилаирского синклинория.

Послойные разрезы среднего девона нами были изучены в четырех пунктах: 1) по р. Кайнуй, на широте гипербазитового массива Южный Крака (см. рис. 5); 2) по р. Узьян, у одноименного села, на широте массива Узьянский Крака; 3) у д. Новобельской, в районе северного окончания массива Северный Крака; 4) у д. Шигаево, на восточном крыле Зилаирского синклинория, на широте средней части Северного Крака (рис. 8).

Эйфельский ярус

Эйфельский ярус представлен вязовским горизонтом и нерасчлененными отложениями койвенского и бийского горизонтов. Породы яруса подстилаются либо известняками нижнего девона (восточное крыло и некоторые разрезы западного крыла синклинория), либо терригенно-карбонатными отложениями верхнего силура (остальные разрезы) (рис. 6).

Вязовский горизонт представлен ваяншинской и вязовской свитами.

В а н я ш к и н с к а я с в и т а сложена кварцевыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и глинистыми сланцами, залегающими на

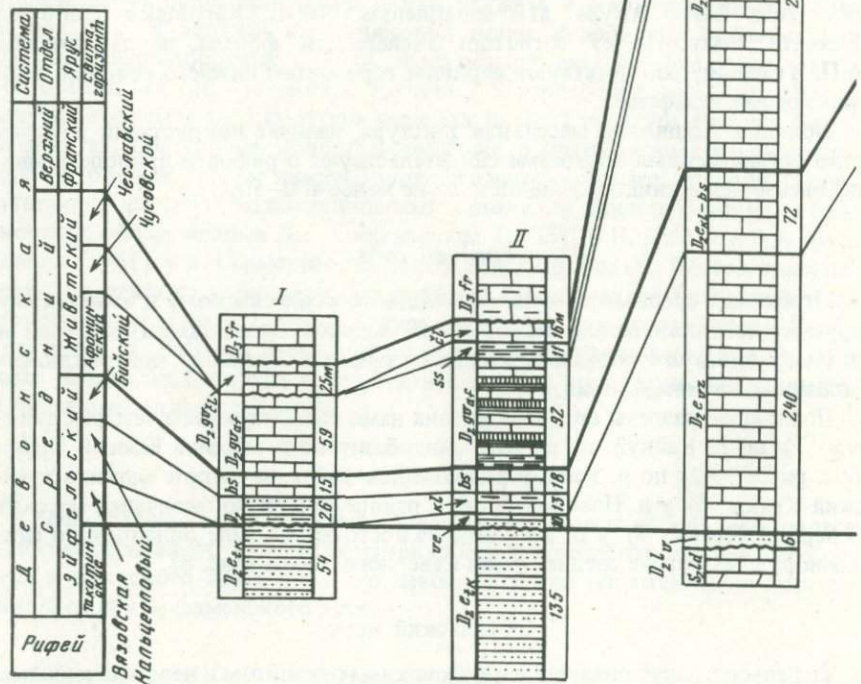
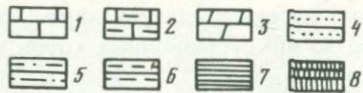
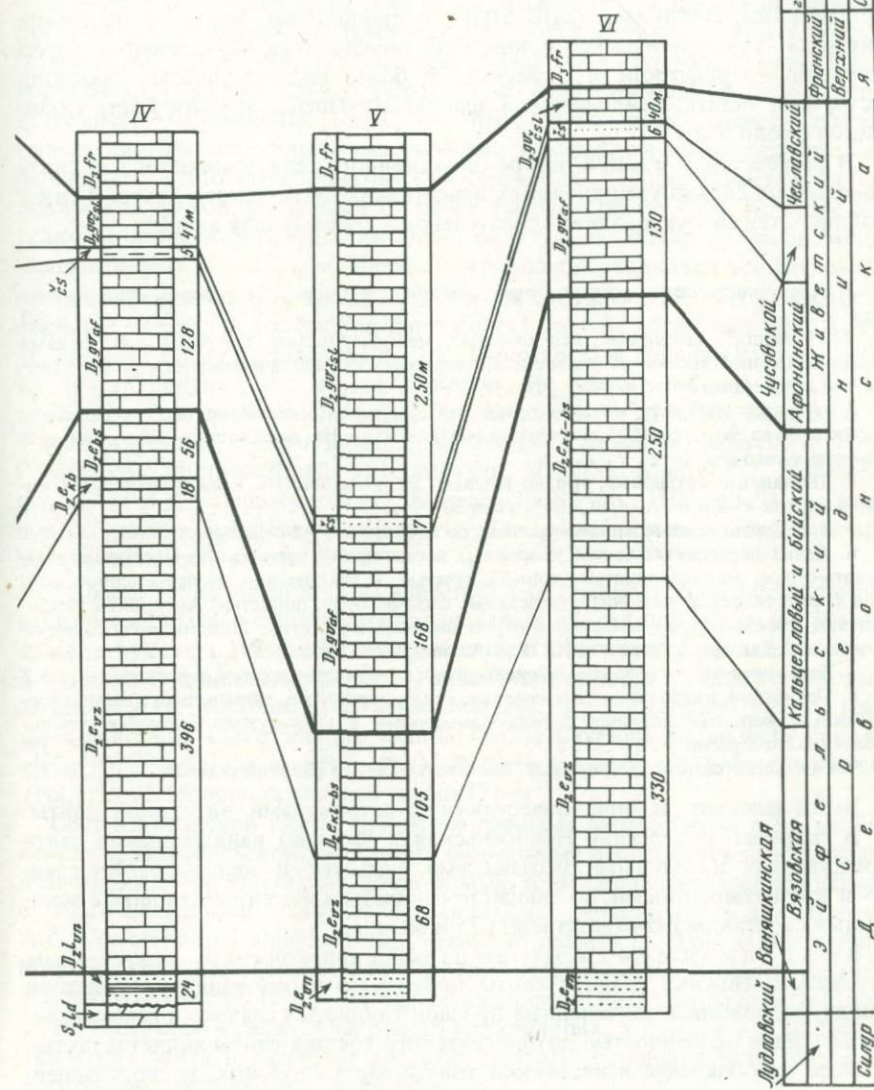


Рис. 6. Схема сопоставления среднедевонских отложений Зилаирского синклинория
I – р. Нугуш, скв. 1–3 Иштугановской площади (по В.А. Балаеву и др.); II – р. Белая, д. Акбута (по А.П. Тяжевой, М.А. Камалетдинову); III – р. Кайнуй (по М.А. Ка-



малетдинову и др., Т.Т. Казанцевой); IV – р. Узьян (по Т.Т. Казанцевой); V – д. Новобельская (по Т.Т. Казанцевой); VI – д. Шигаево (по Т.Т. Казанцевой)

I – известняки; 2 – глинистые известняки; 3 – доломиты; 4 – песчаники; 5 – алевриты; 6 – аргиллиты; 7 – глинистые сланцы; 8 – кремни

слабо размытой поверхности известняков лудловского яруса (по рекам Узьян, Кага, Кайнуй) или известняков нижнего девона (д. Шигаево).

В разрезе по р. Кайнуй ваяшшинская свита представлена кварцевыми песчаниками, светлыми, желтоватыми и лиловатыми, мелко- и среднезернистыми, тонкослоистыми (слоистость обусловлена чередованием пород различной зернистости и окраски). В более мелкозернистых прослоях встречены остатки псилофитовой флоры *Hostimella* sp. Мощность песчаников около 6 м.

В разрезе по р. Узьян, в центре одноименного села, ваяшшинская свита залегает на сильно трещиноватых известняках лудловского яруса. В свите наблюдается следующая последовательность слоев (снизу вверх):

	Мощность, м
1. Алевролиты зелено-серые, тонкоплитчатые, с бугристой поверхностью наслоения	0,7
2. Песчаники кварцевые, зелено-серые, мелкозернистые, плитчатые, со следами илоедов. По плоскостям плитчатости и в виде мелких расплывчатых пятен наблюдается лимонитизация. Аз. пад. 105° , угол 45°	0,6
3. Алевролиты желто-зелено-серые, трещиноватые, косослоистые, с падением слоев по аз. 90° , угол 60° , остатками <i>Hostimella</i> sp. На плоскостях наслоения и в цементе много серицита	1
4. Песчаники кварцевые, грязно-зеленые, мелкозернистые, тонкоплитчатые (толщина плиток 1–3 см). Аз. пад. 105° , угол 50°	1,1
5. Аргиллиты темные, грязно-зеленые, со скорлуповатой отдельностью	0,3
6. Пачка переслаивающихся кварцевых песчаников и аргиллитов. Песчаники зеленовато-серые, мелкозернистые, тонкоплитчатые, с равномерно распределенной мелкой вкрапленностью лимонита. Отдельные слои рыхлые, пористые. Аргиллиты темно-зеленые, трещиноватые, прослоями переполненные серицитом. Мощность слоев песчаников до 0,8 м, аргиллитов — до 0,25 м. Аз. пад. 105° , угол 50°	12
7. Песчаники кварцевые, серые, среднезернистые, очень плотные, крепкие	1,2
8. Песчаники кварцевые, светло-серые, среднезернистые, значительно лимонитизированные, переслаивающиеся с тонкоплитчатыми и глинистыми сланцами, темно- и зеленовато-серыми	3,9
9. Глинистые сланцы темно-серые, листоватые, легко разрушающиеся	3,2

Выше залегают темные известняки с остракодами вязовской свиты.

В разрезах у деревень Новобельская и Шигаево ваяшшинская свита представлена кварцевыми песчаниками буровато- и желто-серыми, средне- и крупнозернистыми, со слюдисто-глинистым цементом. Видимая мощность их составляет соответственно 25 и 30 м.

Вязовская свита залегает на ваяшшинской свите с постепенным переходом. Нижняя граница свиты проводится в основании карбонатной толщи, содержащей подчиненные прослои глинистых сланцев и песчаников. Характерной особенностью литологического состава свиты является подавляющее преобладание известняков тонкокристаллических, темноокрашенных, часто глинистых, значительно битуминозных, слоистых и плитчатых.

В разрезе по р. Кайнуй ваяшшинские песчаники вверх по разрезу постепенно переходят в глинисто-карбонатные отложения вязовской свиты, представленные здесь толщей темно-серых, слоистых, глинистых известняков. Отдельные прослои переполнены гигантскими (до 3 см) остракодами: *Moëlleritia barbotana* (Schm.) и *M. moelleri* (Schm.) Характерно раскальвание известняков по бугристым плоскостям наслоения, к которым приурочены скопления остракод.

В нижней части толщи встречено два прослоя желтовато-серых мелкозер-

нистых кварцевых песчаников мощностью 1 и 1,5 м, литологически не отличающихся от песчаников ваяшкнской свиты. Мощность вязовской свиты в разрезе по р. Кайнуу 240 м.

В разрезе по р. Узян вязовская свита разделяется на две толщи. Нижняя представлена известняками темно-серыми, почти черными, тонко- и мелкозернистыми, прослоями глинистыми, значительно битуминозными, с бугорчатыми и узловатыми поверхностями напластования. В этой толще встречаются маломощные (до 15 см) прослои глинистых сланцев, темно-серых, листоватых, сильно разрушенных и алевроитовых аргиллитов, зелено-серых, густо трещиноватых, "оскольчатых". Толща характеризуется обилием остракод, размерами от долей миллиметра до 4 см. Крупные остракоды сконцентрированы послойно, образуя несколько прослоев, мощность которых 0,4—1,2 мм. Мелкие остракоды переполняют все разновидности известняков этой толщи. Здесь нами собраны: *Moelleritia bartotana* (Schm.), *M. sp.*, *Aparchitellina domratchevi* Pol., *A. adrianovae* Pol., *A. ex gr. decorata* Pol., *A. irgislensis* Rozhd., *Clavofabellina abunda* (Pol.), *Pribylites* (*Parapribylites*) *aff. laminosus* Rozhd., *Pr. (Parapribylites) sp.*, *Gravia sp.*, *Selebratina sp.*, *Evlanella fregis* Pol., *Knoxiiella inserica* Pol., *Janetina aff. thecoidea* Rozhb., *Uchtovia aff. egorovi* Pol., *Cavellina indistincta* Pol., *C. clara* Pol., *Microcheilinella kordonica* Pol., *M. aff. kordonica* Pol., *Samerella reversa* (Pol.), *Bairdiocypris aff. biesenbachi* Komm., *Healdianella sp.*, *Carbonita grandis* Pol., *Parabairdiocypris aff. holuschurmensis* (Pol.), *P. sp.* Мощность нижней толщи 220 м.

Верхняя толща представлена известняками темными, тонкозернистыми и битуминозными с отдельными прослоями более светлой окраски и афанитовой структуры. Наблюдается окремнение в виде линзообразных прослоев и участков неправильной формы. В низах этой толщи встречены остракоды: *Moelleritia sp.*, *Aparchitellina adrianovae* Pol., *A. domratchevi* Pol., *A. irgislensis* Rozhd., *Clavofabellina abunda* (Pol.), *Cavellina indistincta* Pol., *C. clara* Pol., *Samarella reversa* (Pol.), *Parabairdiocypris cf. holuschurmensis* (Pol.), *P. sp.* Мощность верхней толщи 176 м.

Состав вязовской свиты, вскрытой горными выработками в 3,5 км севернее д. Новобельской, аналогичен описанному выше. Здесь преобладают известняки слабо глинистые, почти черные, тонкозернистые, трещиноватые, с многочисленными мелкими остракодами: *Aparchitellina domratchevi* Pol., *Clavofabellina abunda* (Pol.), *Cavellina indistincta* Pol., *C. clara* Pol., *Microcheilinella kordonica* Pol., *Carbonita grandis* Pol., *Parabairdiocypris aff. holuschurmensis* (Pol.). Мощность вязовской свиты в этом разрезе 110 м.

На восточном крыле Зидарского синклиория, в разрезе у д. Шигаево, вязовская свита выделяется впервые. Поэтому остановимся на описании этих отложений несколько подробнее.

Рассматриваемые породы обнажаются в 10 м выше (задернованное пространство) кварцевых песчаников ваяшкнской свиты. Здесь последовательно обнажаются (снизу вверх) :

Мощность, м

1. Пачка из трех типов известняков, переслаивающихся между собой: а) серых, слабо глинистых, мелкозернистых, среднеплитчатых; б) почти белых, тонкоплитчатых, рыхлых, мучнистых; в) темно-серых, глинистых, очень плотных, афанитовых и тонкокристаллических, среднеплитчатых, с мелкими перекристаллизованными ра-

ковинами остракод. Мощность прослоев светлых известняков до 0,7 м, темных — до 0,4 м. Для всей пачки характерны крупные прожилки и пустоты, залеченные крупнокристаллическим белым кальцитом. Аз. пад. 190°, угол 68°	75
2. Задерновано	30
3. Известняки светло-серые, в основном мелкозернистые, среднеплитчатые, участками со значительным развитием структур перекристаллизации до среднекристаллических. Аз. пад. 330°, угол 52°	4
4. Задерновано	4
5. Известняки глинистые, серые, афанитовые, плотные, очень крепкие, с запахом сероводорода в свежем сколе	40
6. Задерновано	20
7. Известняки светло-серые, тонко- и мелкозернистые, тонкослоистые, трещиноватые. Трещины выполнены кальцитом. Аз. пад. 290°, угол 60°	40
8. Известняки глинистые, темно-серые и серые, тонкозернистые, среднеплитчатые, с массой мелких остракод. Отмечено инкрустирование стенок пустот и выполнение трещин, секущих породу поперек слоистости, белым кальцитом. Аз. пад. 235°, угол 50°	35
9. Задерновано	20
10. Известняки светло-серые и кремово-серые, глинистые, тонкозернистые, очень плотные и крепкие с крупными остракодами <i>Moelleritia barbotana</i> (Schm.)	7
11. Задерновано	10
12. Известняки светло-серые, аналогичные слою 10, с редкими <i>M. barbotana</i> (Schm.). Аз. пад. 225°, угол 62°	25
13. Задерновано	20
14. Известняки серые, тонкоплитчатые, тонко- и мелкозернистые, с значительными участками перекристаллизации структуры до среднезернистой, с множеством трещин и пустот, выполненных крупнокристаллическим кальцитом. Аз. пад. 270°, угол 50°	30

Койвенский и бийский горизонты в северной части Зилаирского синклиналя представлены довольно однообразными известняками, по внешнему виду не отличающимися от вязовских, на которых они залегают согласно. Эти известняки серого и темно-серого цвета, часто глинистые, мелко- и микрозернистые, средне- и тонкоплитчатые. Отдельные слои представлены криноидными известняками. В верхней части разреза много кораллов, среди которых преобладают фавозиты.

Граница между вязовским и койвенским горизонтами проводится по исчезновению крупных остракод и появлению брахиопод, характерных для койвенского горизонта. Бийский горизонт с нижележащим койвенским также связан постепенным переходом. Границу между ними в литологически однообразной толще провести затруднительно. Фауна, характерная для койвенского горизонта, встречается в низах разреза, а бийские формы приурочены к верхней части разреза. Лишь по р. Узян в едином разрезе найдена фауна и койвенского, и бийского горизонтов.

В разрезе по р. Кайнуй койвенские и бийские отложения состоят из известняков темно-серых и серых, преимущественно среднеслоистых, литологически однообразных. В верхней 30-метровой пачке известняков встречена фауна, характерная для бийского горизонта: *Amphipora ramosa* var. *minor* Rjab., *Favosites goldfussi* var. *eifelensis* Pen., *Cyclochaetetes* ex gr. *rotundus* (Lec.), *Conchidiella baschkirica* Tschern., *Megallodon* sp. Общая мощность койвенского и бийского горизонтов 72 м.

А.В. Ключихин (1969 г.) приводит послонное описание койвенского и бийского горизонтов по правому берегу р. Каги и по ее правому притоку

руч. Горшкову. Здесь наблюдается следующий порядок напластования (снизу вверх) :

Мощность, м

1. Песчаники кварцевые, с карбонатным цементом, светло-зеленоватые 0,06
2. Известняки слабо глинистые, пелитоморфные, серые и светло-серые 1,05
3. Известняки темно-серые, крупнокристаллические 0,2
4. Известняки темно-серые, с большим количеством крупных раковин остракод, со слоями светло-серых глинистых известняков и тонкими прослоями песчаников с карбонатным цементом 27
5. Известняки серые, битуминозные, с *Amphipora* aff. *vitustior* Gurich., *Am.* aff. *vesiculosa* Ermak., *Parallelopora* sp., *Thamnopora aliena* Janet., *Th.* aff. *aliena* Janet., *Th.* sp. indet., *Cladopora* sp. indet., характерными для койвенского горизонта (по заключению В.В. Тамбовцева) 34
6. Известняки темно-серые с фиолетовым оттенком, переслаивающиеся с известняками серыми, тонкозернистыми, с прослоями глинистых известняков мощностью 2–20 см. Поверхности наложения неровные, бугристые, иногда содержащие примазки глинистого вещества. В темно-серых известняках встречаются раковины остракод, а в серых — кораллы 6
7. Задерновано 12
8. Известняки серые и темно-серые, переполненные табулятами и строматопоридеями, из которых В.В. Тамбовцевым определены: *Thamnopora* ex gr. *reticulata* (Blain.), *Th.* sp. indet., *Cladopora* sp. indet., *Sinopora* sp. indet., *Amphipora* ex gr. *ramosa* var. *minor* Sok., *Actinostroma* sp. indet., характерные для койвенского горизонта 8
9. Известняки серые и темно-серые, мелкозернистые, расщепленные, толстослоистые, содержащие многочисленные табуляты: *Favosites* ex gr. *goldfussi* Orb., *Pachyfavosites* cf. *vilvaensis* Sok., *Thamnopora aliena* Janet., *Alveolites* sp., *Crassialveolites* sp. indet., *Scaliopora* sp., *Caliopora* sp. indet., *Syringopora* sp. По заключению В.В. Тамбовцева, перечисленная фауна характерна для койвенского и бийского горизонтов 35–40
10. Известняки темно-серые, среднекристаллические, слоистые, с *Pachyfavosites* sp. indet. (cf. *markovskiyi* Sok.), *Amphipora* sp. indet. (cf. *vesiculosa* Ermak.). Аз. пад. 95°, угол 45° 15,5
11. Известняки светло-серые, тонкоплитчатые, пелитоморфные, звонкие при ударе 1,6
12. Известняки серые и темно-серые, массивные 1,5
13. Известняки светло-серые, тонкоплитчатые 0,8
14. Известняки темно-серые, толстослоистые, с остатками кораллов плохой сохранности 14
15. Известняки светло-серые, пелитоморфные, с табулятами, из которых В.В. Тамбовцевым определены *Favosites goldfussi* var. *uralensis* Sok., *F.* aff. *warganensis* Janet., характерные для бийского горизонта 9

В разрезе по р. Узян на правом берегу обнажаются известняки глинистые, темно-серые, толсто- и среднеслоистые, микро- и мелкозернистые, согласно налегающие на известняки верхней толщи вязовского горизонта. Отдельные маломощные прослои содержат много мелких остатков фауны, среди которой обнаружены остракоды: *Reversocypris reversa* (Pol.), *Bairdiocypris* cf. *biesenbachi* Krömm., *Selebratina* cf. *petaliformis* Rozhd. По заключению В.Ф. Логвина, эти виды могут встречаться как в вязовском, так и в кальцеоловом горизонтах.

Выше залегают известняки темные, почти черные, очень крепкие, толстослоистые (мощность слоев более 1 м), с бугорчатой поверхностью наложения, с редкими тонкими прослойками буроватых мергелей и сильно глинистых известняков, содержащих многочисленные брахиоподы: *Emanuella* aff. *subumbona* Hall. и кораллы: *Favosites goldfussi* Orb. *uralensis* Sok., *bijaensis* Sok., *Pachyfavosites polymorphus* (Golg.), *Thamnopora*

cf. *cervicornis* (Blain.), *Crassialveolites* ex gr. *crassus* Lec., указывающие на койвенский возраст вмещающих отложений. Мощность койвенского горизонта в разрезе по р. Узян 18 м.

Бийский горизонт в этом же разрезе литологически не отличается от известняков койвенского горизонта. Характерной особенностью его является темная, почти черная, окраска и наличие сильно глинистых прослоев. Известняки содержат богатую ассоциацию строматопоронидей, кораллов, криноидей, брахиопод, характерную для бийского горизонта: *Amphipora* sp., *Stromatopora* sp., *Favosites goldfussi* Orb., *Thamnopora* cf. *sibirica* (Tschern.), *Th.* sp., *Grypophyllum* ex gr. *cynacanthinum* Soshk., *Gr.* sp., *Gladopora* sp., *Pseudomicroplasma* cf. *uralica* Soshk., *Nardophyllum versiforme* Soshk., *Arcophyllum typus* Mark., *Alveolites* sp., *Heliophyllum* sp., *Cupressocrinus rossicus* Antr., *Conchidiella* sp., *Crassialveolites crassus* Les., *C.* sp., *Coenites* sp. Мощность бийского горизонта в разрезе по р. Узян 56 м.

Койвенский и бийский горизонты в разрезах у деревень Новобельской и Шигаево обнажены слабо. В отдельных выходах они представлены темно-серыми сильно глинистыми среднеплитчатыми известняками. Отдельные прослои известняков переполнены двухканальными криноидеями *Cupressocrinus rossicus* Antr., встречаются крупные *Favosites* и *Amphipora*. В разрезе у д. Шигаево, кроме того, встречены *Stromatopora concentrica* Goldf. Мощность описываемых отложений соответственно 135 и 250 м.

Живетский ярус

Живетский ярус подразделяется на афонинский, чувоской и чеславский горизонты.

Афонинский горизонт имеет значительное распространение. Тонкая слоистость, наличие прослоев глинисто-карбонатных сланцев и линз кремней позволяют уверенно выделять породы афонинского горизонта среди сравнительно однообразных карбонатных осадков среднего девона. Они залегают на подстилающем бийском горизонте согласно. Граница между ними проводится по появлению известняков с прослоями, переполненными *Coniconchia*. Отложения афонинского горизонта изучались нами в разрезах по рекам Кайнуй и Узян, у деревень Новобельской и Шигаево, в долине левого берега р. Белой, в 1,5 и 3,3 км южнее окраины д. Узян и в других пунктах.

На правом берегу р. Кайнуй этот горизонт сложен известняками темно-серыми и серыми, тонкослоистыми, прослоями глинистыми, рассланцованными. Отдельные тонкие (0,03 м) прослойки переходят в глинисто-карбонатные сланцы. Отмечены прослои (до 0,1 м) темных афанитовых кремней, с мелкими пустотками выщелачивания и последующего ожелезнения. На плоскостях наложения встречаются многочисленные *Styliolina* sp. и *Tentaculites* sp. В 80 м ниже кровли афонинского горизонта залегает 1,5-метровый слой желтовато-серого, среднезернистого кварцевого песчаника. Породы смяты в мелкие складки, мощность их составляет 286 м.

В разрезе по р. Узян на толстослоистых темно-серых известняках с фауной бийского горизонта залегают известняки серые, тонко-, реже мелкозернистые, тонкослоистые, участками перекристаллизованные, с прослоями,

переполненными *Styliolina* sp., *Tentaculites* sp.; встречаются отдельные прослой глинисто-карбонатных сланцев, светлоокрашенных, листоватых. Толщина слоев 5–20 см. Мощность афонинских отложений здесь 126 м.

На раннеживетский возраст известняков, обнажающихся в 3,3 км южнее д. Узьян, указывают находки *Stromatopora* sp., *Caliopora* sp. (ex gr. *elegans* Sok.), *Mansuiphyllum* sp., *Heliophyllum* sp., а также *Alveolites* sp., *Aulopora* sp., *Syringopora supragigantea* Sok., *Arcophyllum typus* Mark., встреченные в 100 м западнее предыдущего пункта. Аналогичный литологический состав и фаунистическая характеристика отличают афонинский горизонт и в других разрезах рассматриваемого района.

К.И. Андрианова и Н.Я. Спасский указывают на присутствие афонинского горизонта в разрезах по рекам Кага и Кайнуй, где он представлен темно-серыми глинистыми известняками, с прослоями кремней, кремнистых и известковых сланцев, заключающих *Thamnopora* sp., *Alveolites* ex gr. *savernosus* Lec. и *Coniconchia*. Мощность афонинского горизонта в северной части Зилаирского синклинория 12–286 м.

Чусовской горизонт представлен маломощной терригенной пачкой пород, залегающей между фаунистически охарактеризованными карбонатными осадками афонинского и чеславского горизонтов. В их составе преобладают кварцевые песчаники и аргиллиты, реже встречаются тонкие прослой известняков.

В разрезе по р. Кайнуй чусовской горизонт мощностью 2–2,5 м залегает на слегка размытой поверхности подстилающих образований и имеет следующий порядок напластования (снизу вверх):

Мощность, м

1. На бугристой поверхности окремнелых известняков афонинского горизонта залегают прослой рыхлой охристой породы песчано-глинисто-карбонатного состава 5–10
2. Песчаник кварцевый, светлый, желтоватый и розоватый, мелкозернистый, тонкоплитчатый, с линзовидным прослоем мощностью 10 см, более темного, очень плотного песчаника такого же состава 0,3–0,8
3. Песчаник кварцевый, темно-серый, очень плотный, среднезернистый, с многочисленными прожилками белого кальцита, с линзой (35 см) светлого кварцевого песчаника, рыхлого, легко рассыпающегося при ударе 1,6
4. Известняк окремнелый, темно-серый, линзовидными участками нацело окремнелый 5

На правом берегу р. Узьян чусовской горизонт сложен розовато-белыми окремнелыми аргиллитами, значительно ожелезненными, плитчатыми, густо трещиноватыми. Мощность их 2 м.

В разрезе у д. Новобельской чусовской горизонт представлен двумя пачками. Нижняя, мощностью 4 м, состоит из алевролитов кварцевых, тонкослоистых, ржаво-бурого цвета. Верхняя, мощностью 3 м, сложена тонкослоистыми аргиллитами зелено-бурого цвета, сланцевыми, легко разрушающимися.

Обнажения чусовского горизонта на восточном крыле Зилаирского синклинория в разрезе у д. Шигаево, представлены светло-серыми кварцитовидными песчаниками, значительно ожелезненными, очень крепкими, густо пересеченными в различных направлениях прожилками белого кварца. Мощность около 6 м.

Чеславский горизонт сложен преимущественно известняками, почти

повсеместно с большим количеством фауны (табуляты, ругозы, брахиоподы) и согласно залегающими на чувовском горизонте.

В разрезе по р. Кайнуу в составе чesлавских отложений преобладают известняки светло-серые и серые, микро- и мелкозернистые, толстослоистые, тонкотрещиноватые, с прожилками кальцита. В нижних 10 м разреза встречено множество кораллов *Megaphyllum paschiense* Soschk. В 30—35 м выше подошвы преобладают *Amohipora* sp. и *Peneckiella* sp. Верхняя граница чesлавского горизонта проводится внутри однообразной толщи известняков по появлению франской фауны. Мощностъ чesлавских известняков в этом разрезе 135 м.

По данным К.И. Андриановой и Н.Я. Спасского, на р. Каге чesлавский горизонт сложен темно-серыми средне- и толстослоистыми известняками с *Thamnopora polyforata* (Schloth.), *Campophyllum soeticum* Soschk.

В разрезе по р. Узян чesлавский горизонт представлен двумя толщами (снизу вверх):

Мощностъ, м

1. Известняки строматопоровые, светло-серые и серые, "конгломератовидные", состоящие из множества округлых колоний строматопор, размер которых варьирует от 1 до 20 см в диаметре. Строматопоры заключены в глинистые известняки светлой и темной окраски, часто мучнистые, легко разрушающиеся 20
2. Известняки темно-серые и серые, мелко- и микрозернистые, толстослоистые, с линзовидными и неправильной формы участками окремнения. Аз пад. 125°, угл 50°. В известняках содержатся *Crassialveolites crassiformis* Sok., *Heliophyllum aiense* Soshk., *Uncites gryphus* Schl. и *Stringocephalus* sp. 21

На правом берегу р. Белой у д. Верхне-Серменево чesлавский горизонт представлен темно-серыми толстослоистыми известняками с амфипорами, строматопороидеями, водорослями и одиночными кораллами.

Аналогичное строение чesлавский горизонт имеет в разрезе у д. Новобельской, где он содержит: *Amohipora ramosa minor* Phil., *Stromatoporella lontougini* Jav. var. *uralensis* Jav., *Thamnopora tumefacta* Lec., *Heliophyllum spongiosum* (Schlöt.), *H.* sp., *Neostriophyllum valtheri* (Lch.), *Stringoporella* cf. *moravica* (Roem.). Мощностъ чesлавского горизонта здесь 250 м.

В разрезе у д. Шигаево в составе чesлавского горизонта также преобладают известняки амфипоровые и строматопоровые, сходные с известняками р. Узян. Здесь были обнаружены *Stringocephalus burthini* Defr.

Мощностъ чesлавского горизонта в северной части Зилаирского синклиория 40—250 м.

Верхний отдел

На исследованной территории верхний отдел девона представлен карбонатными породами франского яруса и терригенной зилаирской свитой фаменского яруса (рис. 7).

Франский ярус

Франский ярус сложен мощной, сравнительно однообразной толщey известняков с кораллами и брахиоподами. Хорошие обнажения отложений франского яруса известны на правом берегу р. Кайнуу, в 500 м западнее окраины д. Новобельской, у юго-восточной окраины д. Шигаево.

В разрезах по р. Кайнуи и у д. Новобельской отложения франского яруса подразделяются на две толщи — нижнюю, соответствующую почти всему франу, и верхнюю, слагающую его кровлю, представленную барминской свитой. Литологическая и фаунистическая характеристика последней идентична таковой барминской свиты хорошо изученных разрезов бассейна р. Белой (реки Сиказа, Рязяк, д. Акбута и др.). Франские отложения залегают на чешлавских известняках согласно.

Нижняя толща франского яруса в разрезе по р.Кайнуи представлена известняками серыми, темно-серыми, преимущественно среднеслоистыми, реже толстослоистыми, трещиноватыми, участками расланцованными, с прослоями до 0,3 м с многочисленными *Amphipora* sp., *A. ex gr. uchtensis* Vjab., *Thamnophyllum* sp., *Megaphyllum paschiense* Soshk., *Thamnopora ex gr. pulchra* Tschern. Мощность этих известняков 237 м.

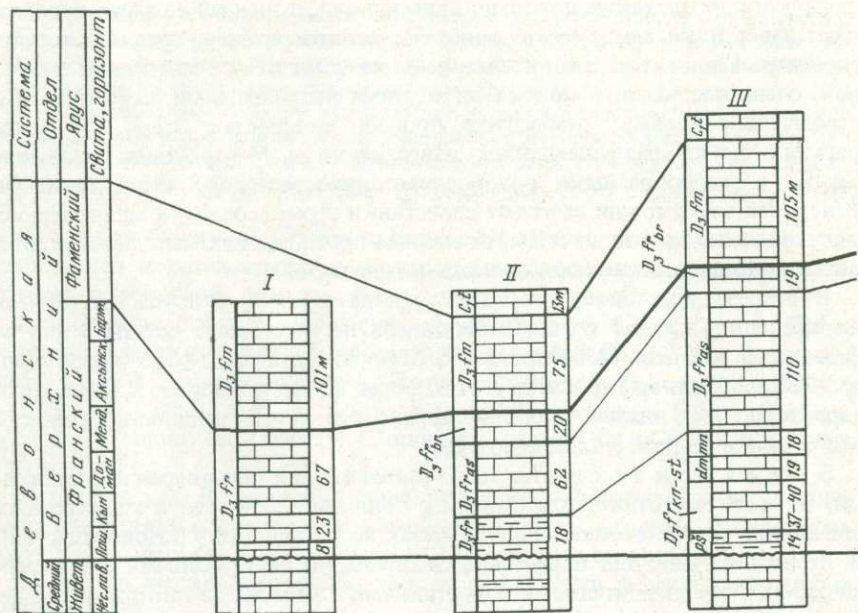
В разрезе у д.Новобельской литологический состав пород нижней толщи франского яруса также довольно однообразен. В нижней ее части преобладают известняки темно-серые, микро- и мелкозернистые, средне- и толстослоистые. Слои в 1—1,5 м представлены известняками с массивной текстурой, очень плотными и крепкими, местами наполненными амфипорами и строматопороидеями; отмечаются прослой мощностью 0,2—0,3 м более рыхлых, легко разрушающихся известняков с *Megaphyllum paschiense* Soshk. и шарообразными водорослями размером до 3 см в диаметре. В верхней части толщи залегают известняки серые, средне- и мелкозернистые, средне- и тонкоплитчатые, отдельные прослой в них заполнены *Amphipora* sp. Мощность известняков нижней толщи 244 м.

В разрезе у д.Шигаево нижняя граница франского яруса проводится внутри однообразной толщи известняков по появлению остатков фауны франского времени (*Amphipora* sp., *Stromatopora* sp., *Neostrophophyllum* sp., *Heliophyllum* sp.). Сочетание этих форм, по заключению Н.Я.Спасского, характерно для нижней половины франского яруса. Мощность франских отложений в разрезе у д.Шигаево 60 м.

Барминская свита тесно связана с подстилающими известняками, от которых отличается слоями с обилием криноидей и характерных брахиопод. Эти слои известны в разрезах по р.Кайнуи и у д.Новобельской. В первом из них они представлены серыми и светло-серыми мелкозернистыми и среднеплитчатыми известняками с *Peneckiella minima* (Roem.), *Hypothyridina cuboides* Sow., *Septalaria* cf. *formosa* Schnur., *Atrypa posturalica* Mark., *A.devoniana* Webst., *Cyrtospirifer markovskii* Nal., *Pugnax acuminata* Mart. Мощность барминской свиты здесь 15 м.

В разрезе у д.Новобельской барминская свита сложена внизу криноидными известняками, светло-серыми, прослоями почти белыми, слоистыми, рыхлыми. Выше залегают светлые криноидно-брахиоподовые ракушняка, в которых криноидеи распределены сравнительно равномерно, а брахиоподы встречаются спорадически. В верхней части барминской свиты нами собраны *Hypothyridina cuboides* Sow., *H. cuboides* var. *nana* Nal., *Cryptonella uralica* Nal., *Camarotoechia neapolitana* (Whidb.), *Leiorhynchus formosus* (Schnur.). *Pugnoides triaequalis* (Goss.), *Eoreticularia koltubanica* Nal., *Adolfia* aff. *kuktaschensis* Mark. Кроме того, здесь же встречаются гастроподы, ругозы и пелециподы. Мощность барминской свиты здесь 20 м.

Рис. 7. Схема сопоставления верхнедевонских отложений Зилаирского синклиория
 I — р. Нугуш, скв. 1-3 Иштугановской площади (по Балаеву и др.); II — р. Белая, д. Акбута (по А.П. Тяжевой, М.А. Камалетдинову); III — р. Белая, устье р. Кызыл-Яр (по М.А. Камалетдинову, А.А. Мансурову); IV — р. Кайнуй (по М.А. Камалетдинову и др., Т.Т. Казанцевой); V — д. Новобельская (по Т.Т. Казанцевой); VI — д. Шигаево (по Т.Т. Казанцевой). Условные обозначения см. на рис. 6

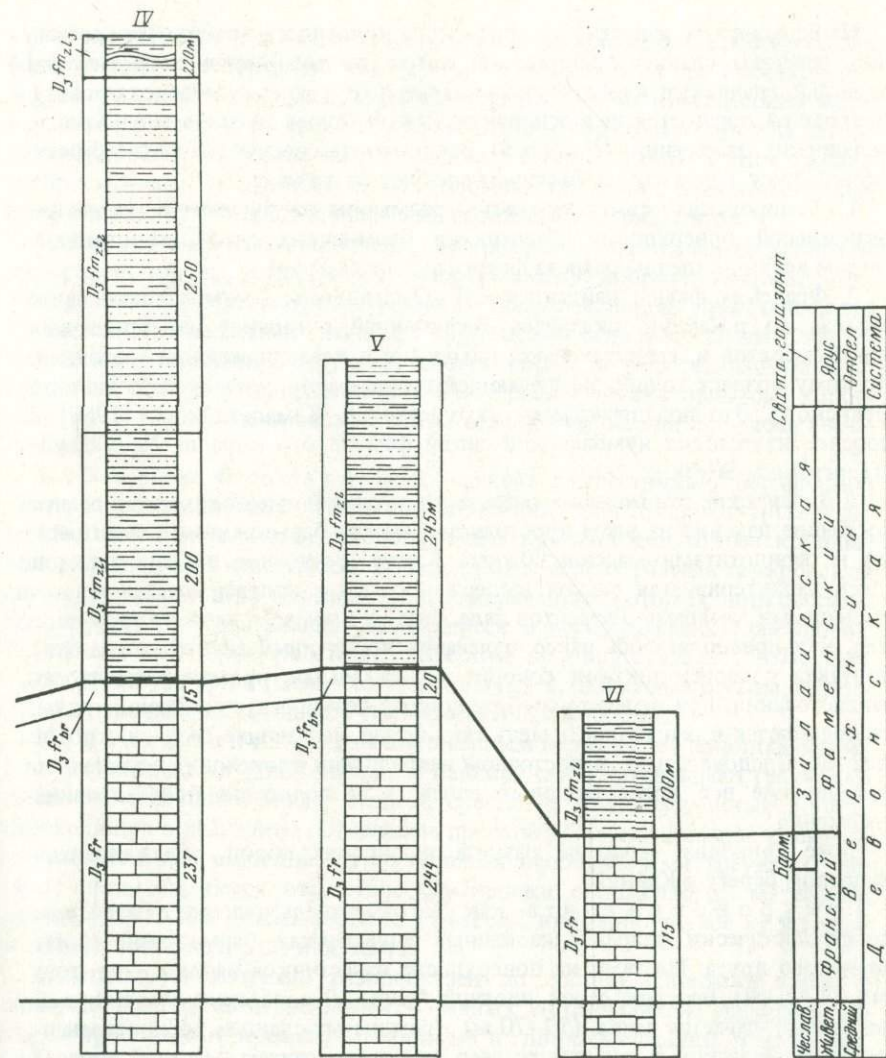


Фаменский ярус

Фаменский ярус представлен терригенными осадками зилаирской свиты.

Зилаирская свита имеет широкое распространение. Она выполняет ядро Зилаирского синклиория и участвует в сложении западного крыла антиклинория Уралтау. Принадлежность зилаирских осадков к двум различным структурам обусловила различную степень их метаморфизма. Сближение и стык отложений зилаирской свиты этих двух структур объясняется надвиганием зоны Уралтау на Зилаирский синклиорий.

Д.Г. Ожиганов [1955] в составе зилаирских отложений на правом берегу р.Кайнуй выделил три свиты (снизу вверх): яумбаевскую, темировскую



и канскую. Яумбаевская свита располагается в основании зилаирских отложений, нижняя часть ее отнесена к среднему девону, а верхняя — по находкам фауны брахиопод в известняковых конгломератах — к франскому ярусу. Возраст темировской свиты считается франским, а канской — фаменским. Такую последовательность напластования автор дает на основе предположения о синклинальном строении зилаирских пород в полосе между франскими известняками с запада и серпентинитами массива Южный Крак с востока.

Детальное изучение стратиграфии зилаирской толщи по р.Кайнуй показало, что последовательность напластований свит существенно иная, нежели приведенная выше [Казанцева, 1970].

На барминских известняках франского яруса здесь с небольшим размывом залегают сланцы темировской свиты, на которые, в свою очередь, налагают граувакки канской свиты. Завершает разрез яумбаевская свита, которая располагается не в основании, как считалось до сих пор, а в кровле зилаирских отложений (см. рис. 5). Все три свиты следует относить к фаменскому ярусу, о чем свидетельствуют следующие данные:

1. Темировская свита залегает с размывом на бугристой, участками окремненной поверхности известняков барминских слоев, являющихся самым верхним членом разреза франского яруса Урала.

2. Франская фауна, найденная Д.Г. Ожигановым в яумбаевской свите разреза по р.Кайнуй, оказалась заключенной в гальках известняковых конгломератов и, следовательно, находится в перетолженном состоянии. По этому возраст толщи, заключающей такую фауну, должен быть моложе франского. Это подтверждается находкой Р.А. Камалетдинова [1960] в прослое известняка яумбаевской свиты фаменского коралла *Nalivkinella aff. profunda* Soshk.

3. Зилаирские отложения в разрезе по р.Кайнуй имеют моноклинальное восточное падение на всем пространстве между барминскими известняками и перидотитами массива Южный Крака. Восточное падение пластов здесь характеризуется четкой выдержанностью и подтверждается многочисленными замерами элементов залегания. О нормальном, а не опрокинутом, как предполагалось ранее, залегании пород яумбаевской свиты близ контакта с серпентинитами говорит и нормальная, прямая ритмичность напластования, при которой грубозернистые песчаники, начинающие ритм, располагаются в основании, а мелкозернистые, венчающие его, — в кровле пластов. Следовательно, в восточном направлении происходит неуклонное наращивание все более молодых слоев, а не появление более древних отложений.

Ниже приводим описание разреза зилаирских пород, обнажающихся на правом берегу р.Кайнуй.

Темировская свита, как уже отмечалось, залегает с размывом на фаунистически охарактеризованных известняках барминской свиты франского яруса. Местами на поверхности известняков наблюдается тонкий (1–2 см) прослой серой плотной глины. В основании темировской свиты располагается пачка (50–70 м) кремнистых сланцев, распространенная неповсеместно, в результате чего ее можно считать местной фацией низов темировской свиты. Хорошие обнажения кремнистых сланцев наблюдались в 1,5 км южнее д.Узян, в 2 км западнее д.Магадеево и в других пунктах. Кремнистые сланцы пестрые, пятнистой окраски, крепкие, среднеплитчатые, с тонкими прослоями глинистых листоватых сланцев.

В разрезе по р.Кайнуй толща кремнистых сланцев отсутствует, здесь низы темировской свиты литологически ничем не отличаются от ее средней части и состоят в основном из глинистых сланцев. Последние на выветрелой поверхности зеленовато-серые, а в свежем сколе серые, листоватые и тонкоплитчатые, плотные. Порода обладает blastopelitic structure и сланцеватой текстурой, состоит из пелитоморфных, плохо поляризующихся частиц глинистых минералов и примеси алевритовых зерен кварца, полевых шпатов и хлорита. Сланцеватая текстура подчеркивается ориентированным расположением чешуек слюд, слабо мерцающих при скрещенных николях.

Вверх по разрезу появляются прослои алевролитов и мелкозернистых полимиктовых песчаников, быстро выклинивающихся по простиранию. Мощность их от нескольких сантиметров до 2—3 м. Кластический материал алевролитов и песчаников весьма слабо отсортирован. Иногда сколько-нибудь заметная сортировка вообще отсутствует. В связи с этим широко распространены смешанные типы обломочных пород: алевропесчаники, алевролиты со значительной примесью песчаного материала и т.д.

Состав обломочного материала разнообразен. Преобладают обломки минералов: кварца, плагиоклаза (чаще кислого), хлорита, эпидота, слюд. В подчиненном количестве встречаются обломки пород, представленные кремнями и глинистыми сланцами, эффузивами основного состава офитовой и интерсертальной структур, иногда плохо раскристаллизованными. Цементом служит хлорито-глинистый материал, иногда с примесью карбонатного. В верхах темирловской свиты становится больше прослоев песчаников.

В 1,5 м выше контакта глинистых сланцев с известняками барминской свиты встречен обломок (12x10 см) известняка светло-серого, органогенно-обломочного, рыхлого, переполненного криноидеями. Более крупные обломки и гальки известняков обнаружены в верхах разреза темирловской свиты, в линзовидных прослоях конгломератов, из которых нами собраны позднефранские брахиоподы, находящиеся в переотложенном состоянии: *Theodossia* sp., *Schizophoria* sp., *Buchiola* sp., *Pugnoides* cf. *triaequalis* (Goss.), *Atrypa* sp., а также членики криноидей, одиночные ругозы, гастроподы и пелециподы. Мощность темирловской свиты 200 м.

К а н с к а я с в и т а связана постепенным переходом с подстилающими и перекрывающими отложениями. В канской свите преобладают граувакки темно- и зеленовато-серые, мелко-, средне- и крупнозернистые, иногда переходящие в гравелиты. Отдельные прослои содержат большое количество растительных остатков. Структурными особенностями граувакк канской свиты являются отсутствие сортировки обломочного материала, неокатанность или слабая окатанность зерен, примерно равное количество кластического материала и цемента.

Кластический материал разнообразен по составу. Обломки пород и минералов в среднем находятся в равных соотношениях. Из обломков пород преобладают кремни, кремнистые и глинистые сланцы, известняки, эффузивы основного состава типа диабазов, спилитов и базальтов, реже отмечаются кератофиры и трахиты. Из обломков минералов преобладают кварц, плагиоклаз, хлорит. В подчиненном количестве отмечаются эпидот, слюды, сфен, циркон, рудные зерна. Характерной текстурной особенностью является ориентированное расположение обломков по длинной оси и сланцеватость цементирующего их хлорито-глинистого вещества. Аргиллиты и алевролиты занимают среди песчаников подчиненное положение. Иногда в этих породах наблюдается микрослоистость, обусловленная изменением тональности окраски отдельных прослоев. Мощность свиты 250 м.

Я у м б а е в с к а я с в и т а представлена крупно-, средне- и мелкозернистыми граувакковыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. В низах свиты преобладают песчаники, а в верхах — глинистые сланцы. Отдельные пачки (особенно в средней и верхней частях свиты)

представляют собой породы с четкой флишевой ритмичностью мощностью 0,6—1 м. В основании ритма обычно залегают грубозернистые зелено-серые граувакки, вверх по разрезу постепенно сменяющиеся средне- и мелкозернистыми песчаниками. Завершается ритм алевролитами и аргиллитами. Мощность псаммитов и ритмах в 2—3 раза превышает мощность алевролитов и аргиллитов.

Песчаники яумбаевской свиты мало чем отличаются от песчаников канской свиты. Наблюдается лишь некоторая тенденция к увеличению в составе кластического материала эффузивов и кремнистых пород.

Вблизи контакта с серпентинитами породы яумбаевской свиты значительно раздроблены, густо трещиноваты, иногда пронизаны прожилками кварца и тремолита. Непосредственно в контакте между зилаирскими отложениями и серпентинитами местами присутствуют лимониты мощностью 1,5—2 м. Видимая мощность яумбаевской свиты 220 м. Общая видимая мощность зилаирских отложений в разрезе по р.Кайнуй 670 м.

Следует отметить, что проследить все три свиты по простиранию на значительной площади не представляется возможным, так как песчаные пачки, имеющие подчиненное значение в темировской и яумбаевской свитах, быстро выклиниваются по простиранию, замещаясь алевролитами и аргиллитами. Линзовидный характер залегания прослоев часто можно наблюдать даже в одном обнажении; особенно это характерно для грубозернистых граувакк и гравелитов.

ПАЛЕЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ МИОГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ТИПА

Разрез палеозоя зоны Уралтау по составу, мощности и стратиграфической полноте резко отличается от разновозрастных образований Зилаирского синклиория. Среди отложений силура и девона здесь полностью исчезают пачки карбонатных пород, существенно изменяется литологический состав терригенных толщ и сокращается общая мощность стратиграфических подразделений. По формационным особенностям развитые здесь породы могут быть отнесены к отложениям миогeosинклинального типа. Следует отметить, что из-за сложной тектоники и плохой сохранности фауны палеозойские отложения описываемой зоны изучены недостаточно. В пределах западного склона хр.Уралтау известны ордовикские, силурийские и девонские образования.

Ордовикская система

Отложения этой системы в южной части западного склона хр. Уралтау были впервые выделены Д.Г. Ожигановым [1955] на горе Ураза под названием уразинской свиты. Они представлены в основном кварцевыми песчаниками светлыми, разнозернистыми, толстослоистыми, с прослоями глинистых и хлорито-серицито-кварцевых сланцев. По данным Д.Г. Ожиганова, песчаники уразинской свиты залегают несогласно на метаморфических породах суванякского комплекса верхнего рифея.

В районе сел Каноникольск и Зилаир среди пород ордовика появляются грубозернистые кварцевые песчаники с примесью гравийного материала, переслаивающиеся с глинистыми сланцами. Восточнее д.Покровка и с.Зи-

лаир встречаются железистые разности песчаников, содержащие образования, похожие на ядра брахиопод.

С.С. Горохов [1960] в нижней части песчаников уразинской свиты у с.Анновка обнаружил остатки мшанок из отряда *Cristastomata*, указывающие, по заключению В.П.Нехорошева, скорее всего, на позднеордовикский возраст вмещающих слоев. Нами в песчаниках, обнажающихся восточнее с.Зилаир, встречены обрывки коралловой ткани и столбики ругоз плохой сохранности. Мощность ордовикских отложений на западном склоне хр. Уралтау 100—240 м.

Силурийская система

Силурийские образования в рассматриваемом районе были впервые выделены Д.Г. Ожигановым в 1934 г. в разрезе по р.Бетери, в районе д.Новоусманово под названием бетринской свиты. Свита сложена здесь кремнисто-глинистой толщей пород, аналогичной силурийским отложениям западного склона хр. Уралтау. Позже Д.Г. Ожиганов под названием бетринской свиты стал описывать и существенно вулканогенные породы эвгеосинклиналильного типа собственно Кракинской зоны, что следует считать ошибочным. Поэтому название "бетринская свита" мы сохраняем лишь для разрезов р.Бетери и западного склона хр.Уралтау.

Силурийский возраст пород бетринской свиты доказывается находками А.В.Ключихина [1960] на р.Бетери граптолитов: *Retiolites angustidens* (E. et W.), *Monograptus aff. pandus* (Lapw.), *Oktavites spiralis* (Geinitz), *Monoclimacis sp. indet.* По заключению определившего их А.М. Обути, органические остатки позволяют относить вмещающие слои к нижнему венлоку (зона *Octavites spiralis*). Самую нижнюю часть бетринской свиты А.В. Ключихин относит условно к лландовери.

На западном склоне хр.Уралтау бетринская свита представлена глинистыми и кремнистыми сланцами, кварцевыми алевролитами и кварцитами с характерной "костыльчатой" отдельностью и ржаво-бурой окраской. Составить послынное описание бетринской свиты затруднительно ввиду слабой обнаженности и главным образом сильной нарушенности многочисленными разрывами. Судя по отдельным обнажениям в долине р.Арвяк в 2,5 км восточнее д.Арвяк, на правом склоне долины руч. Уткаль у д.Узян-Баш, в 300 м севернее устья р.Шатра, нижняя часть силура представлена мелкозернистыми кварцевыми алевролитами и кремнистыми сланцами серыми, рассланцованными и перекристаллизованными во вторичные кварциты. Алевролиты и кремнистые сланцы содержат прослой серицито-хлорито-глинистых сланцев мощностью 2—3 см. Выше залегает толща темно-серых, зеленоватых глинистых сланцев с прослоями кварцитов.

На правом склоне долины р.Уткаль к западу от полосы ордовика местами обнажаются серицито-глинистые сланцы и кварциты с "поленчатой" отдельностью; встречаются прослой кварцевых алевролитов. На левом склоне р.Кулдажи, в 300 м севернее устья р.Шатры, обнажаются кремнисто-глинистые сланцы темно-серые, с редкими тонкими прослоями кварцевых алевролитов. Попытка вскрыть с помощью шурфов контакты силурийских отложений с укшук-арвякской свитой верхнего рифея на востоке и с зилаирскими отложениями на западе не дали результатов, так как близ контактов породы сильно разрушены и тектонически перетерты.

По всей вероятности, силурийские породы слагают тектоническую пластину, надвинутую с востока на зилаирские отложения и в свою очередь перекрытую (местами полностью) ордовикскими и докембрийскими образованиями зоны Уралтау. Этому предположению не противоречит и часто наблюдаемое моноклинальное падение пластов силурийских пород на восток. Согласно наблюдениям А.В. Ключихина, в районе д.Узян-Баш толща силура тектонически налегает на песчаники зилаирской свиты и падает под метаморфические сланцы верхнего протерозоя.

Мощность силурийских образований западного крыла антиклинория Уралтау, судя по ширине выходов, не более 400–500 м.

Девонская система

На западном склоне хр.Уралтау неизвестны породы нижнего и среднего девона, а также франского яруса верхнего девона, что может объясняться двумя причинами: 1) отсутствием их здесь вообще (не отлагались или смыты в дозилаирское время); 2) тектоническим перекрытием их с востока более древними образованиями. Сложная тектоника и слабая фаунистическая охарактеризованность разреза пока не позволяют однозначно решить этот важнейший вопрос. В естественных обнажениях к западу от полосы силура и ордовика всюду наблюдаются выходы пород, в которых органические остатки древнее фаменского возраста не обнаружены. Поэтому мы склонны предполагать, что дофаменские образования здесь не выведены на поверхность из-за тектонического перекрытия породами силура и ордовика зоны Уралтау.

З и л а и р с к а я с в и т а, обнажающаяся на западном склоне хр.Уралтау, изучалась в долине р.Большой Рязь у д.Хусаиново, у западной и восточной окраин д.Арвяк, у северной окраины д.Уткалево. Отличием этих пород от зилаирских отложений центральных и западных районов Зилаирского синклинория является несколько более высокий метаморфизм и значительно более интенсивная дислоцированность, обусловленные более мощным тектоническим сжатием.

А.В. Ключихиным в 1969 г., а позже нами на правом берегу р.Большой Рязь у д.Хусаиново наблюдался следующий разрез (с юго-востока на северо-запад):

Мощность, м

1. Алевролиты серые и темно-серые, рассланцованные, смятые в мелкие складки и гофрированные. В составе обломочного материала преобладают зерна кварца, кварцитов, хлоритоида, скопления серицита. Цементирующей массой является мелкозернистый агрегат из зерен кварца, эпидота, новообразований серицита, хлорита и актинолита. Изредка встречаются мелкие зерна циркона. Алевролиты содержат мало мощные (2–5 см) прослои мелкозернистых полевошпат-кварцевых песчаников с карбонатным цементом, также интенсивно рассланцованных. Структура последних blastoaleвропсаммитовая, гранобластовая. Кластический материал представлен кварцем, полевым шпатом, кварцитом, реже эпидотом и турмалином. Цементом служат скопления серицита и хлорита со значительным количеством карбоната. Вверх по разрезу мощность прослоев песчаников постепенно увеличивается до 10–15 см, а затем до 1–1,5 м 60

2. Переслаивающиеся алевролиты и песчаники. Из-за слабой обнаженности мощность отдельных слоев не установлена. Песчаники мелко- и среднезернистые, состоят из обломков (70–75%) и цемента (25–30%). Структура породы blastoaleвропсаммитовая. Обломки представлены кварцем, кварцитом, филлитами, плагиоклазами,

эпидотом, турмалином, чешуйками мусковита. Цемент состоит из смеси карбоната, криптокристаллического кремнезема, чешуек серицита и хлорита. Слои залегают по аз.пад. 280° , угол 75° . Алевролиты аналогичны пачке 1. Порода рассланцована 40-45

3. Песчаники полимиктовые, зеленовато-серые, мелкозернистые, рассланцованные. Структура породы blastoaleвролитовая, лепидогранобластовая, гетеробластовая. Состав обломков и цемента аналогичен таковым описанных выше пород. Среди песчаников имеется много маломощных прослоев глинистых сланцев, количество их вверх по разрезу возрастает 7

ДОКЕМБРИЙСКИЕ И ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ТИПА

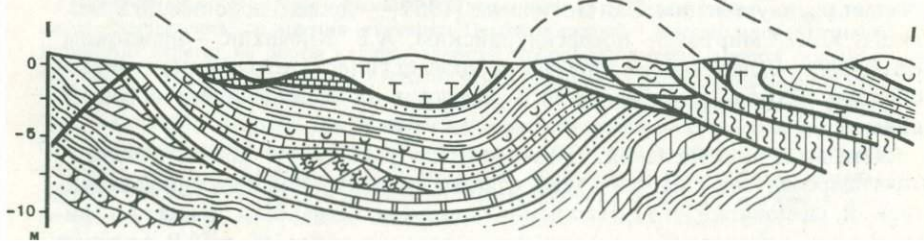
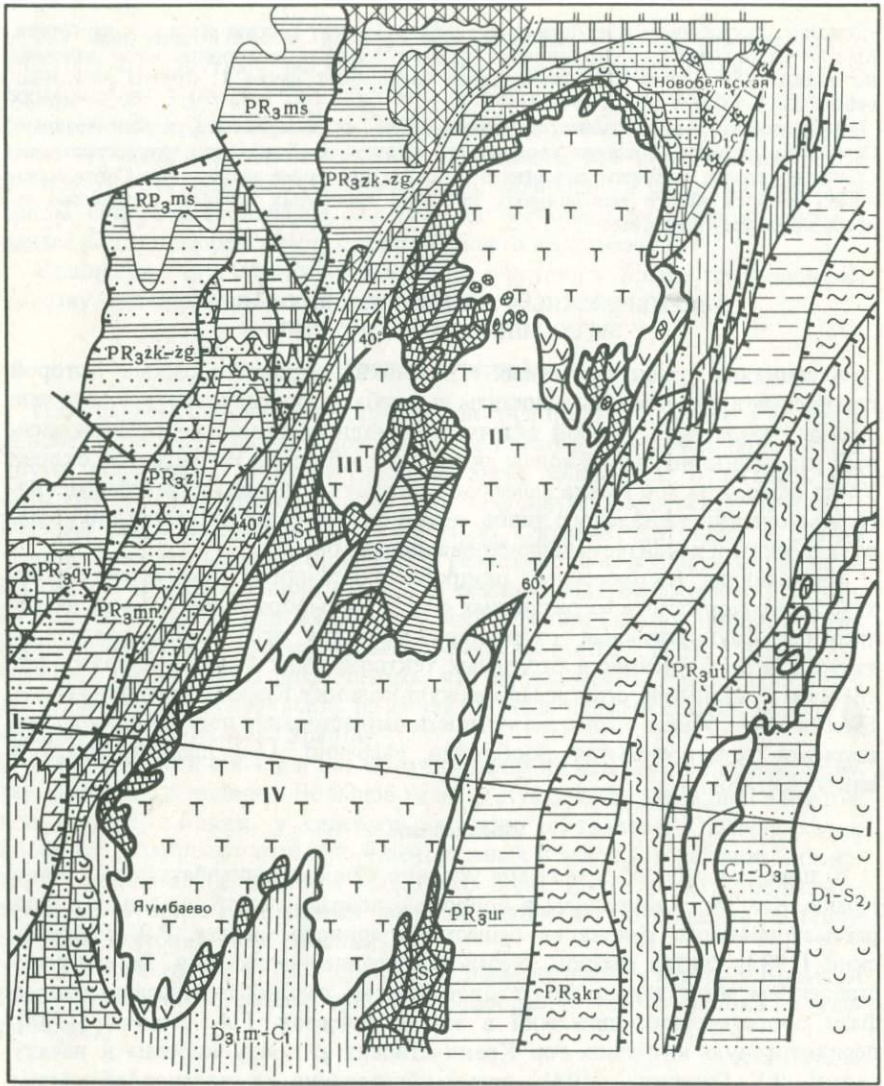
Ассоциация пород, слагающая Кракинский шарьяж, в составе которой преобладают гипербазиты, спилиты и диабазы, кремнистые и глинистые сланцы, представляет собой типичный офиолитовый комплекс, свойственный эвгеосинклинальным зонам складчатых областей. На западном склоне Урала офиолиты гор Крака залегают в окружении пород субплатформенного и миогеосинклинального типов, резко отличаясь от последних по составу, строению и характеру дислоцированности (рис. 8).

Интенсивная тектоническая раздробленность пород, присутствие экзотических отторженцев из различных структурно-формационных зон, недостаточная фаунистическая охарактеризованность всех частей разреза, а также слабая изученность отдельных тектонических блоков не позволяют составить детальную стратиграфическую колонку Кракинского аллохтона. Вместе с тем общая последовательность напластования пород Кракинского шарьяжа устанавливается достаточно уверенно. Она представляется в следующем виде.

Докембрий

К породам этого возраста мы условно относим гипербазиты массивов Крака. Как уже отмечалось, в вопросе о возрасте ультраосновных пород рассматриваемого района не существует единого мнения. Р.Э. Квятковский [1933] считал массивы Крака послераннеурнейскими. По его представлениям, интрузия связана с зоной разлома, образовавшегося в главную фазу орогенических движений в конце палеозоя. Г.А.Соколов [1938] перидотитовую интрузию гор Крака относит к концу карбона и началу перми. Д.Г. Ожиганов [1941] время образования ультраосновной магмы считает досилурийским, С.В.Москалева [1959] — допалеозойским, Ю.Р.Беккер и Ю.Д. Смирнов — послесилурийским, А.В. Клочихин — визейским. Названные исследователи определяли возраст гипербазитов Крака главным образом исходя из наблюдаемого соседства их с осадочными образованиями.

Детальные исследования, проведенные в районе гор Крака, показали, что гипербазитовые массивы здесь слагают часть крупной покровной структуры, и, следовательно, возраст пород постели не может быть принят во внимание при определении времени формирования гипербазитов. В решении вопроса о возрасте ультраосновных пород, по-видимому, следует руководствоваться следующими данными:



1. Гипербазиты располагаются в основании офиолитового комплекса, где, кроме ультраосновных пород, широко распространены фаунистически охарактеризованные кремни и эффузивы основного состава ордовикского и силурийского возраста. Следовательно, возраст массивов Крака не должен быть моложе силурийского и ордовикского, что согласуется с мнением Д.Г. Ожиганова [1941], считающего осадочно-эффузивные образования силура останцами кровли интрузий.

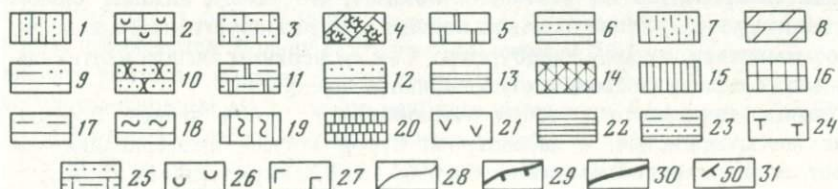
2. Время образования магнитных минералов, т.е. время серпентинизации гипербазитов, установленное Г.А. Комаровым, находится на границе кембрия и ордовика [Москалева, 1963].

3. Находки обломков серпентинитов в кидрясовской свите ордовика [Москалева, 1963] и среднедевонских конгломератах Сакмарской зоны также свидетельствуют о досреднепалеозойском возрасте гипербазитов западного склона Южного Урала. Материалом размыва офиолитов изобилуют и граувакки зилаирской свиты фаменского яруса, в обломках кото-

Рис. 8. Схематическая геологическая карта района гипербазитовых массивов Крака и геологический разрез по линии I-I

Осадочные комплексы Башкирского антиклинория и Зилаирского синклинория: 1 – зилаирская свита верхнего девона – нижнего карбона – граувакки и аргиллиты; 2 – франкский ярус – известняки; 3 – живетский и зйфельский ярусы – известняки с прослоями аргиллитов и песчаников; 4 – нижний девон – массивные рифогенные известняки; 5 – силур – известняки, доломиты, глинистые сланцы; 6 – средний и верхний ордовик – кварцевые песчаники; 7 – ашинская серия – песчаники, алевролиты и аргиллиты; 8–14 – верхний протерозой: 8 – миньярская свита – доломиты и известняки, 9 – катавская и инзерская свиты – известняки, мергели, доломиты, сланцы серицито-глинистые, 10 – зильмердакская свита – песчаники кварцевые, кварциты, алевролиты; 11 – авзянская свита – доломиты, прослой сланцев, глинисто-серицитовых алевролитов; 12 – зигазино-комаровская свита – алевролиты, песчаники, сланцы, слюдяно-хлорито-кварцевые, 13 – машакская свита – песчаники кварцитоидные, сланцы филитовые и углистые, конгломераты, метаморфизованные основные эффузивы, албитофилы, 14 – сюрюньякский комплекс – сланцы графитистые, слюдяные кварциты, основные эффузивы. Аллохтонные комплексы антиклинория Уралтау: 15 – силур – кремнистые сланцы; 16 – ордовик – актинолитовые, хлоритовые, серицито-кварцевые сланцы, метаморфизованные туфы основных порфиров, диабазы; 17–19 – верхний протерозой: 17 – укшук-арвякская свита суванякского комплекса – сланцы слюдяные, хлорито-слюдяные, слюдяно-кварцевые, кварциты, 18 – курташская свита – кварциты слюдяные, 19 – уткальская свита – сланцы хлорито-слюдяно-графитистые, кварцево-слюдяные, кварциты. Аллохтонные комплексы Кракинского шарьяжа: 20, 21 – силур: 20 – кремнистые сланцы; 21 – эффузивы; 22 – средний и верхний ордовик – песчаники и сланцы; 23 – нижний ордовик – глинистые сланцы и песчаники; 24 – гипербазитовые массивы Крака: I – Северный, II – Средний, III – Узанский, IV – Южный

Аллохтонные комплексы Присакмарской синклинали и Танагыкской зоны: 25 – осадочные образования верхнего девона и нижнего карбона; 26 – эффузивно-осадочные образования верхнего силура и нижнего девона; 27 – габброиды. Прочие обозначения: 28 – стратиграфические границы; 29 – линии надвигов; 30 – границы шарьяжных пластин; 31 – наклонное залегание пластов



рых встречаются радиоляриты, кремни и кремнистые сланцы, эффузивы основного состава, серпентиниты и хромиты.

4. Время образования моноклинного пироксена в гипербазитах массивов Крака, определенное Е.А. Кузнецовым методом сравнительной дисперсии, 440 млн. лет, что соответствует раннему силуру и, по-видимому, фиксирует наложенные метаморфические процессы.

Приведенные выше данные свидетельствуют об относительно древнем, вероятно допалеозойском, возрасте гипербазитов массивов Крака.

Ультраосновные породы описываемой зоны представлены четырьмя довольно крупными выходами, форма которых в плане близка к изометричной, либо несколько вытянута в меридиональном направлении. С севера на юг располагаются массивы: Северный, Средний и Южный Крака. Узянский Крака залегает в 2–5 км западнее Среднего Крака. Самым крупным является массив Южный Крака, занимающий площадь около 450 км²; площадь Северного Крака 240 км², Среднего — 170 км², Узянского — около 50 км².

Наиболее характерными особенностями гипербазитовых массивов являются: 1) сходство пород всех массивов по петрохимическому составу, что позволяет считать их единым телом, разобленным последующими денудационными процессами; 2) тесная связь с силурийскими и ордовикскими образованиями эвгеосинклинального типа, представляющими составные звенья офиолитовой ассоциации; 3) значительная серпентинизация, степень которой увеличивается сверху вниз к подошве массивов (периферические зоны массивов, где развиты зоны повышенной трещиноватости и дробления, серпентинизированы нацело); 4) приуроченность офиолитов к осевой погруженной зоне Зилаирского синклинария, выполненной граувакками верхнего девона — низов нижнего карбона.

Массив Северный Крака сложен в основном гарцбургитами. Лерцолиты и дуниты образуют небольшие шширообразные обособления. Значительно распространены породы, состоящие из чередующихся между собой полос (1–3 см) гарцбургитов и дунитов (дунит-гарцбургитовый полосчатый комплекс). В сложении массива Узянский Крака участвуют породы дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса, а в южной части отмечаются пироксениты и габбро-диабазы. На Среднем Крака в северной его части преобладают гарцбургиты, в южной — дунит-гарцбургитовый полосчатый комплекс. Здесь встречаются довольно крупные тела дунитов, достигающие 0,1 км², реже отмечаются лерцолиты. Такой же петрографический состав пород характерен и для массива Южный Крака. Однако дуниты здесь имеют наибольшее развитие — отдельные тела их достигают в длину 6 км при ширине 200–500 м. В современном эрозийном срезе гипербазиты обнажены на глубину до 500 м.

Проведенный А.В. Ключихиным в 1969 г. анализ распространения разностей гипербазитов по вертикали показал, что самым нижним членом являются дуниты. Выше залегают породы дунит-гарцбургитового полосчатого комплекса, а затем гарцбургиты. Самым верхним членом вертикальной петрографической зональности являются лерцолиты.

Дуниты представляют собой темно-зеленые, почти черные породы, чаще мелкозернистые, с характерной бурой коркой выветривания. На выветрелой поверхности можно наблюдать мелкие вкрапленники хромшпи-

нелидов в виде октаэдров и неправильной формы зерен, иногда образующих гнезда. Основным породообразующим минералом дунитов является оливин (90–100%). В виде примеси отмечаются ромбический и моноклинный пироксены, шпинели, хромит, магнетит, гранат. В свежем состоянии дуниты встречаются исключительно редко; практически все они в той или иной мере серпентинизированы.

Дунит-гарцбургитовый полосчатый комплекс состоит из чередующихся полос дунитов и гарцбургитов мощностью от 1 до 50 см. В отдельных участках полосчатая текстура обусловлена параллельным расположением прослоек, обогащенных хромшпинелидами. Переходы дунитов в гарцбургиты плавные, с постепенным возрастанием роли пироксенитов.

Гарцбургиты представляют собой темно-зеленые среднезернистые породы с выделениями ромбического пироксена более крупных размеров, реже оливинов и моноклинного пироксена. При выветривании породы покрываются желтовато-коричневой коркой. Часто встречаются отчетливо плитчатые гарцбургиты, которые состоят из оливина (50–90%) и ромбического пироксена (10–50%). В виде примеси (до 5–7%) отмечается моноклинный пироксен. Из вторичных процессов наиболее распространена серпентинизация, реже отмечаются хлоритизация, амфиболитизация, аталькование, еще реже карбонатизация.

Лерцолиты отличаются зелено-серой и темно-зеленой окраской, шероховатым изломом. При выветривании породы приобретают зелено-коричневый цвет. Структура разномасштабная, часто порфириформная. В составе лерцолитов преобладают оливин (50–75%), моноклинный и ромбический пироксены находятся в количественно близких соотношениях (25–50%). Их зерна часто взаимно прорастают друг друга. Вторичные изменения затронули породы неравнозначно: наибольшее развитие получила серпентинизация, реже отмечаются аталькование, амфиболитизация и хлоритизация.

Пироксениты — темноокрашенные крупнозернистые породы. Они встречаются в виде неправильной формы выделений, размер которых от нескольких сантиметров до 10 м. В составе породы преобладают ромбический и моноклинный пироксены (до 80%) и оливин (до 20%). В виде примесей отмечаются хромшпинелиды и магнетит.

Серпентиниты представляют собой породы, окрашенные в зеленый цвет различной интенсивности, часто с голубоватым оттенком, в которых реликты первичных минералов отсутствуют. Основным минералом серпентинитов является серпентин (до 100%), полностью заместивший оливин и пироксен в гипербазитах. Он представлен антигоритом, хризотилом и серпофитом. Последний более поздней генерации и развивается по прожилкам. Часто наблюдается псевдоморфное замещение ромбического пироксена бацитом. Почти всегда присутствует магнетит в количестве от единиц зерен до 10%. В виде примесей отмечаются гематит, тальк, актинолит, хромит, гранат. В контактовой зоне серпентиниты рассланцованы. В них наблюдается большое количество плоскостей скольжения, параллельных контакту массива. Серпентинизацией затронуты в разной степени все ультраосновные массивы, но наиболее интенсивно этот процесс проявлен в нижней части всех четырех массивов Крака.

Среди гипербазитов залегают габбро и габбро-диабазы, вероятно, раннепалеозойского возраста. Выходы их занимают сравнительно небольшие

по площади участки, приуроченные чаще к нижней части массивов. Тела габбро-диабазов имеют неправильно удлиненную форму, вытянутую в северо-западном либо меридиональном направлении. Одно из наиболее крупных тел (Колубаевский массив) расположено в 3 км к юго-востоку от пос. Катарыш; длина его 3 км, ширина 700–800 м. По соседству располагается несколько более мелких дайкообразных тел, простирающихся согласно с основным выходом. Они сложены среднезернистыми зеленовато-серыми габбро-диабазами с диабазовой, участками габбровой структурой. Минералогический состав: плагиоклаза около 50%, пироксена до 35%, вторичных и акцессорных минералов до 15%. Еще более крупный выход, представленный роговообманковым габбро, обнажен к северо-западу от д.Хамитово в верховьях р.Сухояд (Верхнесухоядовский массив). Он имеет длину около 9 км, ширину от 300 м до 1 км. Для него характерна отчетливая полосчатая текстура, обусловленная чередованием пород различной зернистости (от мелкой до крупной). Несколько мелких тел габбро известно в долине р.Сангельды (Южный Крака). Это среднезернистые, темноокрашенные породы с отчетливой ориентировкой темноцветных минералов довольно свежего облика, полнокристаллические, состоят из основного плагиоклаза (60%) и роговой обманки (40%). Взаимоотношения их с окружающими породами не установлены.

Происхождению габбро посвящены многочисленные работы, показывающие, что генезис этих пород – вопрос сложный и в настоящее время окончательно нерешенный. В исследованиях В.Ф. Морковкиной и С.И. Гавриловой [1965], С.В. Москалевой [1974], Г.Б. Рудника [1965], А.А. Ефимова и Л.И. Ефимовой [1967] вполне обоснованно доказывается, что метасоматические процессы сыграли важную, даже решающую роль в становлении этих пород. Процесс габброидизации, по С.В. Москалевой [1974], включает этапы амфиболитизации, соссюритизации, гранатизации, фельдшпатизации и развивается либо по значительно серпентинизированному, либо по диопсититизированному дунит-гарцбургиту. В первом случае преобразование осуществляется по схеме: хлорит – эпидот – соссюритовый агрегат – амфибол – средний плагиоклаз – основной плагиоклаз. Во втором случае процесс начинается с амфиболитизации, затем соссюритизации пироксена и завершается образованием кислого, а впоследствии основного плагиоклаза. Таким образом, образование габбро она рассматривает как закономерно развивающийся (от низкотемпературных минеральных ассоциаций к более высокотемпературным) прогрессивный метаморфизм, соответствующий вначале зеленосланцевой, затем амфиболовой и венчающийся гранулитовой фацией.

Результаты исследований В.Ф. Морковкиной свидетельствуют об образовании пироксенитов (пироксенизации) метасоматическим путем по дунитам и перидотитам, претерпевшим дробление и последующую серпентинизацию. Такой процесс она связывает с "поступлением из глубины метаморфизирующих растворов и, возможно, расплавов (инъекций), проникающих в твердые дунит-перидотиты по трещинам и зонам нарушения. Эти растворы неоднократно менялись по составу, температуре и химическому потенциалу, поступление их носило прерывистый характер с явлениями затухания и возобновления деятельности, подобно существующим в областях активного вулканизма газово-жидким взрывам и фумаролам. . .

Вероятно, следует допустить, что при каких-то, еще неясных условиях, связанных с развитием глубинных разломов, возможно поступление с глубины обильного количества растворов, привносящих с собой Al, Ca, Si, взаимодействие которых с ультраосновными породами приводит к коренной их переработке и образованию магмаподобных пород и минералов” [Морковкина, 1964, с.64, 65].

О возникновении пироксенитов и габброидов Кытлымского массива из первичных дунитов под воздействием глубинных растворов (метасоматоз) свидетельствуют исследования А.А. Ефимова и Л.П. Ефимовой [1967].

Наблюдаемая на Нуралинском массиве вертикальная зональность в размещении ультраосновных пород (снизу вверх: дуниты, гарцбургиты, лерцолиты, дунит-пироксенитовый полосчатый комплекс), по Г.Б. Руднику, объясняется метасоматическим замещением сначала оливина ромбическим пироксеном по сети пересекающихся трещин (образовались гарцбургиты), затем по ромбическому развивался моноклинный пироксен (в основном диопсид), приведший к образованию лерцолитов. Такую стадийность этот автор доказывает структурными особенностями на стыке смежных разновидностей пород. Естественно, что для изложенных выше преобразований понадобился привнос SiO_2 , Ca и Fe, а впоследствии и Al, а также изменения температурных условий. Причем наблюдениями в обнажениях и шлифах установлено, что раздробление дунитов предшествовало образованию других пороодообразующих минералов (ромбического и моноклинного пироксенов и т.д.), которые, как правило, приурочены к системе пересекающихся трещин.

Г.Б.Рудник разделяет точку зрения Н.Л. Боуэна и О.Ф. Тутла [1950] о том, что ультраосновная магма в момент заполнения камеры интрузии представляла собой массу, состоящую из уже выкристаллизовавшихся зерен оливина и небольшого количества межгранулярной жидкости” [Рудник, 1965, с.95]. Он считает, что перечисленные выше метасоматические преобразования явились результатом взаимодействия высокоподвижной остаточной жидкости, обогащенной парами воды, SiO_2 , Ca, Al и др. с ранее выкристаллизовавшимися зернами оливина. Поэтому этот процесс Г.Б. Рудник относит к автометасоматической дифференциации. Однако небольшого количества ”межгранулярной жидкости” да еще обогащенной элементами, дефицит которых для ультраосновной магмы доказывается составом самих исходных пород, явно не достаточно для столь масштабных метасоматических преобразований, какие мы наблюдаем на Урале, особенно если учесть, что в пределах Платиноносного пояса массивы габбро по размерам значительно превосходят гипербазитовые, а в последних — неизменные дуниты составляют лишь небольшую часть.

Таким образом, процесс габброидизации несомненно должен быть обусловлен привносом в значительных количествах гидротерм, насыщенных элементами, поставщиком которых в неограниченном количестве могла быть лишь сиалическая кора. Итак, аллометасоматическая природа габброидов и пироксенитов представляется вполне реальной. Источником метасоматизирующих процессов, вероятно, является континентальная кора, на которую шарьированы офиолиты. Изложенное выше не исключает возможности образования разновидностей фемических пород фундамента океанической коры путем кристаллизационной дифференциации, но лишь

в пределах возможностей исходного мантийного вещества, состав которого, очевидно, не кислее пиролита.

Стратиграфически выше гипербазитов и габброидов фундамента океанической коры залегают фаунистически охарактеризованные отложения нижнего ордовика и силура, представляющие вулканогенно-осадочный чехол. Соотношения пород чехла и фундамента, как правило, тектонические, однако можно предполагать, что в отдельных блоках серпентинитового меланжа сохранились фрагменты стратиграфической последовательности напластования пород ультраосновного состава с эффузивно-осадочной толщей нижнего палеозоя.

Ордовикская система

Среди ордовикских образований Кракинского аллохтона выделяются тремадокский ярус и нерасчлененные средний и верхний отделы.

Нижний отдел

Тремадокский ярус

В 1966 г. А.В. Буряченко в долине р. Сухоляд в рыхлых глинистых сланцах желто-зеленого цвета были обнаружены граптолиты тремадокского яруса нижнего ордовика. Послойное описание этих образований приводим по материалам А.В. Ключихина (1969 г.). В 6,3 км от устья р. Сухоляд он наблюдал следующую последовательность напластования (снизу вверх):

Мощность, м

1. Сланцы кремнистые, темно-серые, тонкослоистые. Слоистость обусловлена чередованием слоев кремней мощностью 2–10 см и глинистых сланцев мощностью 0,5–10 см. Породы значительно раздроблены 0,5
2. Сланцы глинистые, серовато-зеленые, с маломощными прослоями серых кварцевых песчаников. В составе сланцев присутствуют тонкочешуйчатые слюды, что придает породе своеобразный блеск 0,4
3. Песчаники кварцевые, темно-серые, мелкозернистые 0,2
4. Конгломераты с прослоями глинистых сланцев и кварцевых песчаников. Порода состоит из слабоокатанных галек серых кварцевых песчаников и зеленых глинистых сланцев. Цементом служит глинистый материал. В отдельных прослоях галька преобладает над цементом, в других – гальки встречаются значительно реже 0,4
5. Песчаники кварцевые, серые, неравнозернистые 0,4
6. Сланцы глинистые, желтовато-зеленые, с тонкими прослоями кварцевых песчаников 1,8
7. Песчаники кварцевые, темно-серые, неравнозернистые 0,4
8. Конгломерато-брекчии с прослоями глинистых сланцев и кварцевых песчаников. Породы состоят из слабоокатанных галек размером от 2–3 мм до 5 см в обильном глинистом цементе. Состав галек – кварцевые песчаники и кремнистые сланцы 3
9. Сланцы глинистые, желтовато-зеленые, присутствуют чешуйки серицита и хлорита 0,3
10. Сланцы глинистые, зеленовато-серые, с прослоями конгломерато-брекчий, реже среднезернистых, кварцевых и кварц-мусковитовых песчаников. Мощность прослоев песчаников 5–40 см. В глинистых сланцах обнаружены обрывки граптолитов 9
11. Чередование зеленовато-серых глинистых сланцев, серых неравнозернистых кварцевых песчаников и крупнозернистых песчаников с редкими хорошо окатанными гальками кварцевых песчаников. Мощность отдельных слоев 0,3–1,5 м 23

12. Песчаники кварцевые, серые, неравнозернистые	0,4
13. Сланцы глинистые, с прослоями неравнозернистых, кварцевых песчаников	35
14. Песчаники кварцевые, серые, неравнозернистые, прослоями содержащие углистые обломки песчаников размером 1—3 см	1,5
15. Сланцы глинистые, желтовато- и темно-зеленые, с маломощными прослоями кварцевых и глинисто-кварцевых песчаников. В сланцах обнаружены граптолиты: <i>Dictyonema aff. uralensis</i> Obut, <i>Expansograptus aff. wologdaensis</i> Obut, <i>Vryograptus aff. posillus</i> Rhudemann, по заключению Б.М. Садрисламова, свидетельствующие о тремадокском возрасте пород	0,3
16. Сланцы глинистые, с прослоями кварцевых песчаников	30
17. Конгломераты с прослоями глинистых сланцев. Гальки хорошо окатаны, размеры их 1—20 см	20
18. Частое переслаивание зеленых глинистых сланцев с кварцевыми песчаниками. Цемент в песчаниках глинистый, часто базального типа. Мощность слоев 2—20 см	3
19. Конгломераты мелкообломочные, с редкими прослоями глинистых сланцев и кварцевых песчаников. В составе галек преобладают глинистые сланцы	18
20. Конгломераты мелкогалечные, с редкими крупными гальками кварцевого песчаника	5
21. Щбенка зеленых глинистых сланцев и развалы глыб кварцевых песчаников	30

Описанные отложения слагают тектонический блок, ограниченный со всех сторон разломами.

Средний и верхний отделы

Породы среднего и верхнего ордовика известны у юго-западной границы массива Северный Крака, между массивами Узьянский и Средний Крака и у северо-западного окончания массива Южный Крака. Они хорошо обнажены в долине р. Сухоляд, по рекам Каменный Ключ, Сергапка, Черная и в других пунктах (см. рис. 11). Породы характеризуются сложным и мозаичным распространением на площади вследствие того, что слагают многочисленные тектонические блоки, являющиеся составной частью серпентинитового меланжа Кракинской зоны.

Образования среднего и верхнего ордовика представлены песчаниками кварцевыми, зелено-серыми, мелко-, средне- и, реже, крупнозернистыми, алевролитами кварцевыми, зелено-серыми и серыми, глинистыми сланцами зелеными, туфогенно-глинистыми сланцами вишневыми, кремнистыми сланцами серыми, реже эффузивами основного состава и их туфами. Наиболее мощной является толща переслаивания кварцевых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, фрагменты которой отмечались почти во всех тектонических блоках. Остальные разновидности пород встречаются реже и совместно с этой толщей.

Сравнительно полный и хорошо обнаженный разрез ордовика известен в долине р. Сухоляд. Здесь наблюдается переслаивание пластов кварцевых песчаников зелено-серых, мелко-, реже среднезернистых со слюдисто-глинистым цементом (мощность 0,1—0,4 м), алевролитов кварцевых, несколько более темной окраски (мощность до 0,2 м) и зеленых глинистых сланцев, легко разрушающихся (мощность 0,05—0,3 м). Характерно ритмичное наслоение пород, а также наличие трубчатых образований — следов ползания илоедов и трещин усыхания, заполненных песчаным материалом. Мощность пачки переслаивания 250 м.

По данным А.В. Ключихина, мощность средне-верхнеордовикских образований Кракинской зоны не менее 700 м. Фауны в этих отложениях не встречено, возраст их принят условно, на основании литологического сходства с фаунистически охарактеризованными кураганской и кидрясовской свитами среднего и верхнего ордовика бассейна р. Сакмары.

Силурийская система

Осадочно-вулканогенные образования силура Кракинской зоны Д.Г. Ожиганов [1955] описал под названием бетринской свиты и сопоставил с силуро-девонскими отложениями р. Белой и с комплексом осадочных и вулканогенных пород Ирландской зоны восточного склона Урала.

А.В. Ключихин и В.А. Буряченко [1966] бетринскую свиту переименовали в кракинскую свиту и отнесли ее к турнейскому ярусу на основании наблюдающегося во многих местах налегания пород свиты на зилаирские граувакки фаменского яруса. Авторы указывают, что "сведения о характере контакта между зилаирской и кракинской свитами позволяют с полной уверенностью говорить о том, что отложения кракинской свиты залегают стратиграфически выше зилаирской свиты [Ключихин, Буряченко, 1966, с. 26]. Однако более поздние находки граптолитов заставили вновь вернуться к представлению о силурийском возрасте рассматриваемых образований.

Силурийские отложения занимают значительные площади между гипербазитовыми массивами и прослеживаются вдоль границ массивов с зилаирскими отложениями. Эти отложения мы изучали у северо-западной и восточной окраин д. Магадеево, у северной и восточной окраин д. Абдулмамбетово, у западной и восточной границ массива Уянский Крака, между массивами Средний и Уянский Крака, у северного окончания Северного Крака и в ряде других мест.

В горных выработках во многих местах района мы наблюдали тектоническое налегание силурийских пород на зилаирские аргиллиты и песчаники, часто с зоной милонитов и брекчий. Вследствие сильной раздробленности и брекчированности силурийских образований изучение их нормального стратиграфического разреза представляет большие трудности. Почти каждый тектонический блок отличается своей стратиграфией, требующей специального изучения.

Не имея возможности описать детальную последовательность напластования каждого блока в отдельности, мы попытались составить сводную стратиграфическую колонку силурийских образований Кракинской зоны как на основе личных наблюдений, так и по данным исследований Д.Г. Ожиганова и А.В. Ключихина.

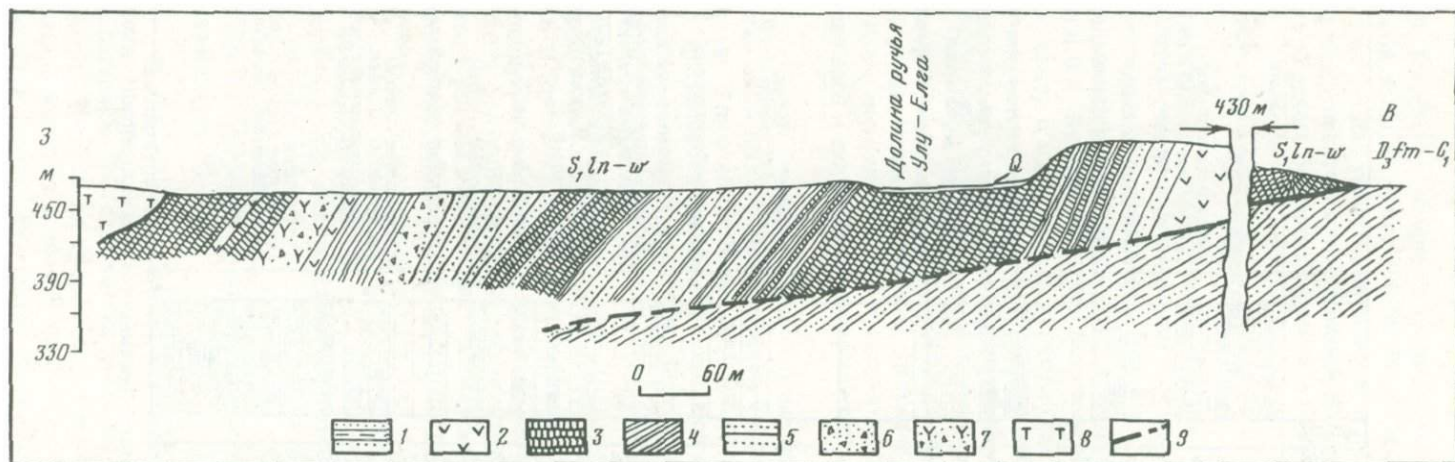
В составе силура здесь присутствуют лландоверийско-венлокские и лудловские образования (рис. 9).

Лландоверийский и венлокский ярусы

К этим образованиям мы относим кремнистые и глинистые сланцы, эффузивы основного состава, их туфы и туфобрекчии. Раннесилурийский возраст образований является в значительной степени условным, так как редко встречающаяся фауна граптолитов лландоверийского яруса была

Система	Отдел	Ярус	Индекс	Литология	Мощность, м	Породы
Силурий	Квакерский	Верхний	Ludovskij	S ₂ Ld	466	Кварцевые песчаники Кремнистые и глинистые сланцы Кварцевые песчаники Кремнистые сланцы с прослойками глинистых сланцев Кремнистые сланцы Кварцевые песчаники
						Кремнистые и глинистые сланцы Глинисто-кремнистые сланцы с прослойками тонкослоистых кварцевых песчаников Кварцевые песчаники, массивные
Силурий	Лунинский	Ландоверийский - венлоцкий	S ₁ л-ш	730	Видимая	Диабазовые порфиристы Диабазы Туфы основного состава Глинисто-туфогенные сланцы Диабазы с прослойками глинисто-туфогенных сланцев Туфы основного состава с прослойками глинисто-туфогенных сланцев Кремнистые сланцы Диабазы Кремнистые сланцы Спилитовые порфиристы Кремнистые сланцы Спилиты Глинисто-туфогенные сланцы Кварцевые песчаники Кремнистые сланцы с прослойками алевролитов, глинистых и углисто-глинистых сланцев

Рис. 9. Сводная стратиграфическая колонка силурийских отложений Кракинского шарьяжа



Р и с. 10. Геологический разрез у западной окраины д. Абдулмамбетово

1 — граувакки зилаирской свиты; 2 — эффузивы основного состава; 3 — кремни силура; 4 — глинисто-кремнистые сланцы; 5 — песчаники; 6 — конглобрекции; 7 — туфоконгломераты; 8 — серпентиниты; 9 — надвиги

обнаружена лишь в углисто-глинистых и кремнистых сланцах, местоположение которых в разрезе зачастую оставалось невыясненным ввиду сложности тектоники.

У д. Абдулмамбетово сохранились фрагменты разреза силурийских отложений в тектонических блоках, примыкающих к серпентинитам массива Южный Крак. Ниже приводим описание пород, условно отнесенных к лландовери — венлоку, в разрезе у восточной окраины д. Абдулмамбетово (снизу вверх) (рис. 10):

Мощность, м

1. Эффузивы основного состава (вариолиты), желто-зелено-серые, выветрелые на поверхности, по трещинам железненные. Наблюдается шаровая отдельность. Вариолиты представлены радиально-лучистыми сноповидными пучками индивидов альбита, растущих в разные стороны примерно из одного центра, с характерным расщеплением на свободных концах граней кристаллов. Стекловатый базис состоит из неполяризующего вещества и субмикроскопических продуктов разложения стекла, среди которых преобладает хлорит. Структура вариолитовая, участками вариолито-стекловатая; текстура массивная с элементами миндалекаменной. Значительная трещиноватость и катаклиз пород обусловили проникновение хлорита, пренита, кварцита и карбоната. Этими же минералами выполнены и миндалины в породе 21

2. Песчаники кварцевые, серые и желтовато-серые, мелкозернистые, переслаивающиеся с аргиллитами желто-серыми, переполненными чешуйками серицита, скопления которых приурочены к плоскостям сланцеватости. Количество кластического материала в песчаниках составляет 80–85%, цемента — 15–20%. Структура псаммитовая; сортировка обломочного материала средняя. Преобладают зерна слабой окатанности размером 0,1–0,3 мм; реже отмечаются угловатые обломки. Состав кластического материала: кварц, редко плагиоклаз, хлорит, мусковит. Цемент серицит-хлорит-глинистого состава, пленочно-порового типа. Аргиллиты содержат тонкие (0,2–0,3 мм), невыдержанные по мощности прослойки кварцевых мелкозернистых алевролитов. Структура аргиллитов пелитовая, участками алевритовая. Текстура сланцеватая, массивная. В составе породы преобладают глинистые минералы, на общем плохо поляризующем фоне тонких глинистых минералов выделяются мельчайшие зернышки кварца, ниточки хлорита и блестящие серицита размерами менее 0,01 мм. Вся порода пронизана тончайшими (менее 0,1 мм) прожилками кварца. В верхней части толщи наблюдается сильно перемятый слой аргиллитов 46

3. Глинистые сланцы серые и светло-серые, на выветрелой поверхности зеленоватые и желтоватые, с бугристыми поверхностями сланцеватости, с зеркалами скольжения, с часто наблюдаемыми текстурами давления и брекчирования. Отмечаются редкие, невыдержанные по мощности, часто линзообразные прослойки кремней и кремнистых сланцев пятнистой серой окраски. Структура сланцев blastопелитовая, текстура сланцевая. Сланцы состоят из тонкочешуйчатого агрегата хлорита и серицита, мельчайших зернышек кварца и плохо поляризующего пелитоморфного агрегата, имеющего при одном никеле зеленый цвет. Чешуйки хлорита и слюды ориентированы в соответствии со сланцеватой текстурой породы. Прослойки кремней и кремнистых сланцев локально обогащены углистым веществом, за счет чего часто наблюдается пятнистость окраски. Структура криптокристаллическая, местами гранобластовая. Кремнистые сланцы имеют сланцеватую текстуру, подчеркнутую ориентированным расположением вытянутых по длинной оси зернышек кварца; кремни же массивные с прожилками белого кварца. В отдельных прослоях кремней отмечается обилие перекристаллизованных радиолярий, представляющих собой округлые образования, выполненные кварцем 228

4. Песчаники кварцевые, участками кварцитовидные, светлые, неравномернозернистые (с преобладанием среднезернистых), очень крепкие, плотные, с редкими участками более рыхлых обохренных разностей, содержат прослойки (до 0,5 м) глинистых сланцев и кварцевых алевролитов с большим количеством слюд в цементе. В шлифах песчаник состоит из обломков (до 95%) и цемента (5–10%). Структура псаммитовая, чаще среднезернистая; размер зерен 0,2–0,7 мм. Сортировка обломочного материала чаще послойная. Окатанность зерен средняя. В состав обломоч-

ного материала входят кварц, часто с волнистым погасанием и координированными очертаниями зерен и мелкие (0,05–0,1 мм) зернышки аксессуарных минералов: лейкоксенизированного сфена, циркона и рудных минералов. Цемент глинисто-кварцевого состава, пленочного типа; местами наблюдается соприкосновение зерен. Отдельные прослои более мелкозернистых кварцевых песчаников содержат много слюд, приуроченных к плоскостям наслонения 97

5. Переслаивающиеся глинистые и кремнистые сланцы с редкими прослоями светлоокрашенных кварцевых песчаников, мощностью до 5–10 м. Глинистые сланцы зелено-серые, в нижней части пачки перекристаллизованы и избирательно замещены хлоритом и кальцитом. Кремнистые сланцы темноокрашенные за счет примеси углистого пелитоморфного вещества, плитчатые (толщина плиток 10–15 см), участки перекристаллизованные, брекчированные, с последующей цементацией разоб-щенных угловатых частей породы мелкозернистым кварцем, развивающимся и по трещинам. Структура кремнистых сланцев криптокристаллическая. Текстура сланцеватая, полосчатая. В составе преобладает кварц (не менее 98%). В виде примесей отмечаются углистое вещество, хлорит, рудные минералы. Кварцевые песчаники характеризуются хорошей сортировкой и окатанностью кластического материала (размер зерен 0,3–0,5 мм), обломков (95–97%), цемента (3–5%). Обломки представлены кварцем; из аксессуарных преобладают титанистые минералы – лейкоксен, ильменит, сфен; реже отмечается циркон. Цемент глинисто-серицитовый, пленочного типа 63

6. Песчаники полевошпат-кварцевые, зелено-серые и серые, слоистые, мелко- и среднезернистые, с прожилками и примазками гематита, обусловившего вишневую пятнистую окраску. Структурные особенности породы – слабая окатанность обломков и частичная послойная их сортировка. Количество обломков составляет 65–75%, цемента – 25–35%. Обломки представлены зернами кварца, плагиоклаза, реже – микроклина, мусковита. Кучными агрегатными скоплениями распределены лейкоксен и сфен, которых в породе содержится не менее 2–3%. Цемент серицито-хлоритоглинистый, порового типа. В низах пачки содержится прослой кварцевых грубозернистых песчаников, буровато-серых, с матрацевидной отдельностью 65

7. Конгломерат, состоящий из округлых галек кремней и кремнистых сланцев, черных и темно-серых, полосчатых, слоистых, густо пересеченных нитевидными прожилками белого кварца. Размер обломков 2–7 см. Цементом является кремнисто-глинистый материал в виде тонкой пленки 22

8. Глинисто-туфогенные сланцы желтой, зеленой, серой и пятнистой окраски, с прослоями эффузивов основного состава, нацело разложенных. Это тонкорассланцованные рыхлые породы со столбчатой, реже с эллипсоидальной отдельностью, перпендикулярной сланцеватости, с шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости. В составе плохо поляризующего пелитового вещества при больших увеличениях различаются чешуйки хлорита, слюд, зернышки эпидота, актинолита и кварца 52

9. Туфоконгломерат зелено-желтый, выветрелый, состоит из округлых обломков эффузивов, представленных разложенными оливинсодержащими базальтами, почти полностью хлоритизированными, с большим количеством лейкоксена и ди-базами офитовой структуры, состоящими из лейст основного, соссюртизированного плагиоклаза, интерстиции которого заполнены хлоритовым мезостазом. Цементом служит цоизитовый эпидот, часто образующий землистый агрегат 50

10. Вариолит мицдалекаменный, зеленовато-желто-серый, сильно трещиноватый, по трещинам железненный, с прожилками кварца, со стекловато-вариолитовой структурой и мицдалекаменной текстурой. Размер вариолей около 0,5 мм, они представлены радиально-волоконными метельчатыми пучками тонких кристаллов альбита, погруженными в хлоритизированное стекло. Мицдалины выполнены кальцитом, хлоритом, реже кварцем, межвариоловая стекловатая масса содержит много (не менее 2–3%) мелких зернышек лейкоксенизированных титановых минералов 2

11. Кремни темноокрашенные, катаклазированные, пересеченные обильными прожилками кварца; переслаиваются с темно-серыми глинистыми сланцами 28

12. Порфириты спилитовые, зелено-серые, с плохо выраженной шаровой отдельностью. Порода состоит из фенокристаллов и основной массы. Структура породы в

целом – порфировая, основной массы – интерсертальная. Текстура массивная. Фенокристаллы представлены альбитизированным плагиоклазом призматической формы с тонкими четкими полисинтетическими двойниками. Часто наблюдаются гломпорфиновые сростки. Основная масса состоит из тонких лейст альбитизированного плагиоклаза и стекловато-хлоритового, плохо поляризующегося буровато-зеленого вещества. Мелкие миндалины выполнены хлоритом 13

13. Кремни черные, брекчированные, перемятые, с массой прожилков, кварца, с прослоями кремнисто-глинистых листовых сланцев 60

Другой разрез нижнего силура эвгеосинклинального типа описан А.В. Ключихиным в 1963 г., а позже изучался нами на правом берегу р. Сухой Узян, в 4 км выше устья руч. Катарыш. Здесь последовательно обнаружаются (снизу вверх) :

1. Глинисто-туфогенные сланцы, темно-зеленовато-серые, рассланцованные	6
2. Спилиты, выветрелые с поверхности	2
3. Сланцы кремнистые, зеленовато-серые	15
4. Спилиты зеленовато-серые в свежем сколе, сильно трещиноватые	20
5. Спилитовые порфириты	48
6. Задерновано	24
7. Сланцы кремнистые	12
8. Задерновано	13
9. Диабазы оливинсодержащие	31
10. Кремнистые сланцы	2
11. Туфы основного состава. Преобладают крупнообломочные разности с размером обломков от 1–2 до 20 см. Изредка встречаются маломощные прослои глинисто-туфогенных сланцев	120
12. Диабазы оливиновые, мелкозернистые	20
13. Глинисто-туфогенные сланцы, грязно-зеленоватые, тонкоплитчатые	8
14. Диабазы мелкозернистые, с прожилками кварца	10
15. Глинисто-туфогенные сланцы, в верхней части слоя переходящие в туффиты	1
16. Туфы основного состава, крупнообломочные, с тонкими прослоями глинисто-туфогенных сланцев	50
17. Диабазы	48
18. Диабазовые порфириты. Видимая мощность	5

Приведенный разрез силура по литологическому составу значительно отличается от разреза у д. Абдулмамбетово. Здесь широко развиты вулканогенные образования с незначительными по мощности прослоями кремнистых сланцев. Однако следует заметить, что эффузивы, описанные в разрезе по р. Сухой Узян, и эффузивы у д. Абдулмамбетово совершенно идентичны по петрографическому составу, структурным особенностям и примесям аксессуариев, при этом особенно характерно для них обогащение титановыми минералами.

Проведенное Н.А. Румянцевой сопоставление вулканогенных пород западного склона Южного Урала и Восточно-Уральского прогиба на основании петрографического, химического и спектрального анализов позволило ей прийти к заключению, что эффузивы бетринской и баймак-бурибаевской свит хорошо сопоставляются по составу пород и их петрохимическим особенностям.

Фаунистически охарактеризованные отложения нижнего силура эвгеосинклинального типа известны в долине р. Каги. Здесь в 7,5 и 15 км ниже по течению от д. Хамитово, в кремнисто-глинистых сланцах А.В. Буряченко собраны граптолиты: *Oktavites spiralis* (Geinitz.), *Cyrtograptus*

pulchellus Tullb., Petalolites cf. altissimus E. et W., Pristiograptus ex gr. nudus Lpw., Pr. cf. prantli Prib., Pr. sp. indet., Plegmtograptus sp. indet., Retiolites geinitzianus angustidens E. et W., Spirograptus sp. indet., Monoclimacis ex gr. griostoniensis Nich., M. sp. indet., Monograptus cf. priodon Barr. По заключению Б.М. Садрисламова, перечисленные формы характерны для верхов лландоверийского яруса.

Лудловский ярус

Среди лудловских отложений Кракинской зоны широко развиты кремнистые, глинистые и кремнисто-глинистые сланцы, а также кварцевые и полимиктовые песчаники (см. рис. 13). Сложный мозаичный характер размещения по площади тектонических блоков не позволяет составить послойное описание разреза лудловских отложений. При детальном картировании отдельных участков было замечено, что крупные глыбы и блоки литологически разнообразных пород без всякой видимой закономерности хаотически загромождены у краев гипербазитовых массивов. Здесь отсутствуют нормальные стратиграфические границы и последовательность напластования, так как соотношения пород различного состава совершенно неожиданные, особые для каждого нового участка. Лишь в отдельных блоках сохранились фрагменты силурийского разреза с фауной граптолитов. С помощью большого количества шурфовочных работ удалось выяснить, что эти блоки располагаются в сланцеватой, перелетной и милонитизированной глинистой массе, как бы обтекающей блоки более твердых пород и содержащей мелкие угловатые обломки последних. Наиболее часто в глыбах встречаются следующие разновидности пород: 1) кремни черные, серые и пестроокрашенные, брекчированные, и иногда смятые в мелкие складки; 2) кремнистые сланцы, в основном темноокрашенные, среднеплитчатые (толщина плиток 5—10 см) с тонкими (0,5—2 см) прослоями железистых глинистых сланцев; 3) брекчии, состоящие из остроугольных обломков черных и темно-серых, иногда слоистых кремней, сцементированных кремнеземом; 4) песчаники кварцевые, темноокрашенные, мелкозернистые, тонкоплитчатые, очень крепкие, с пленочным цементом серицито-глинистого состава; 5) туфопесчаники зелено-серые, мелкозернистые, массивные; 6) песчаники полевошпат-кварцевые, зеленовато-серые, грубозернистые, плитчатые, с большим количеством мусковита в цементе и на поверхности наслоения.

По отдельным выходам и высыпкам А.В. Ключихин описал следующий разрез образований, отнесенных им к лудловскому ярусу, на правом склоне руч. Попов Ключ. Приводим его описание с некоторыми сокращениями:

	Мощность, м
1. Песчаники кварцевые, зеленовато-серые, массивные, средне- и мелкозернистые	2
2. Задерновано	5
3. Песчаники кварцевые, зеленовато-серые, тонкослоистые, по плоскостям наслоения с чешуйками слюды	2,5
4. Задерновано	3
5. Глинисто-кремнистые сланцы, зеленовато-серые, рассланцованные, с прослоями тонкослоистых кварцевых песчаников	25

6. Сланцы глинистые и глинисто-кремнистые, брекчиевидные, зеленовато-серые	5
7. Высыпки щебенки зеленовато-серых кремнистых и глинистых сланцев	80
8. Задерновано	70
9. Песчаники кварцевые, мелкозернистые, слоистые	8
10. Сланцы кремнистые (щебенка)	20
11. Задерновано	50
12. Щебенка кремнистых и глинистых сланцев	40
13. Сланцы глинистые, темно-серые, и пепельно-серые, с прослоями (до 5 см) темно-серых и серых кремнистых сланцев полосчатых, тонкослоистых. В темно-серых глинистых сланцах обнаружены граптолиты <i>Pristiograptus sp. indet</i>	20
14. Сланцы кремнистые, темно-серые, с прослоями глинистых сланцев	10
15. Песчаники кварцевые, зеленовато-серые	2
16. Щебенка кремнистых и глинистых сланцев	60
17. Песчаники кварцевые, среднезернистые	3

Лудловская фауна найдена в нескольких пунктах Кракинского аллохтона. Впервые лудловские граптолиты обнаружены Б.М. Садрисламовым в районе нижнего течения р. Сергапки, где в черных глинистых сланцах собраны *Pristiograptus cf. bohemicus* Barr., *Pr. cf. nilssoni* Lpw., *Pr. aff. aeguabilis* Prib., *Pr. aff. vulgaris* Wood., *Pseudoplectograptus sp.* В 2 и 4 км северо-восточнее д. Магадеево и у восточной окраины этой же деревни, на правом берегу долины р. Черной в 6 км от ее устья, на левом берегу правого притока руч. Астикайского и на левом склоне долины руч. Клянчин Ключ А.В. Буряченко найдены нижнелудловские граптолиты: *Saetograptus chimaera* Barr., *S. cf. chimaera* Barr., *S. aff. chimaera* Barr., *S. aff. lientwadinensis* Bouc., *S. ex gr. chimaera* Barr., *Pristiograptus cf. colnus* Barr., *Pr. aff. fecundus* Prib., *Pr. bohemicus* Barr., *Pr. aff. nilssoni* Lpw., *Pr. cf. praeultimus* Mch., *Pr. ex gr. ultimus* Perner., *Pr. ex gr. vulgaris* Wood., *Pr. ex gr. dubius* Sueb., *Pr. sp. indet.*, *Cyrtograptus cf. orinites* Wood. Нами в глинистых сланцах на правом берегу левого притока р. Мамбет-Елга, протекающего в центре д. Магадеево, были обнаружены следующие граптолиты: *Saetograptus cf. chimaera* Barr., *Pristiograptus aff. bohemicus* Barr., *Pr. sp. indet.*

Девонская система

Породы девонского возраста Кракинского шарьяжа встречаются лишь в виде небольших изолированных выходов рифогенных известняков в зонах серпентинитового меланжа, среди образований ордовика и силура. В известняках обычно содержится фауна эйфельского яруса среднего девона. Размеры выходов известняков изменяются от первых до нескольких десятков метров. Мы наблюдали такие выходы в долине р. Сангельды, по правому притоку р. Мамбет-Елга, в 1 км восточнее северной окраины д. Магадеево, в левом борту р. Узян и в других пунктах.

Известняки светлой окраски, мелко-, участками средне- и крупнокристаллические, массивные, сильно кальцитизированные по трещинам. Отмечены участки развития инкрустационных корок по стенкам пустот. Фауна встречается спорадически, обычно плохой сохранности; преобладают водоросли, криноидеи, реже кораллы и брахиоподы. Восточнее д. Магадеево в выходе известняков мы обнаружили: *Paraphipora blokhina* Jav., *P. sp.*,

Amphipora ex gr. *ramosa* Phill., *Dendrostella* aff. *rhenana* Frach. средне-девонского возраста.

В долине р. Сангелды в обнажении известняков содержатся эйфельские брахиоподы: *Atrypa* ex gr. *devonica* Webst., *Punctatripa* *perpolita* (Khod.), а также *Conocardium* sp. *Gastropoda*. В другом выходе известняков в этой же долине обнаружены *Carinatina* cf. *arimaspus* Eichw. и *Atrypa* sp., характерные для эйфельского яруса. Выход известняков северо-восточнее фермы "Роша", по данным А.В. Ключихина, содержит позднеэйфельские формы: *Cladopora* sp. *Amphipora* sp., *A.* aff. *ramosa* var. *minor* Phill., *Aulopora* sp., (определения В.В. Тамбовцева).

СТРУКТУРА ГОР КРАКА

Поскольку структуры пород аллохтона и постели резко различаются между собой, их удобнее рассмотреть по отдельности.

СТРУКТУРА ПОРОД ПОСТЕЛИ КРАКИНСКОГО АЛЛОХТОНА

Зилаирский синклиниорий располагается в пределах миогеосинклинальной области с хорошо развитым докембрийским кристаллическим фундаментом, который, как отмечалось, непосредственно продолжает к востоку основание Восточно-Европейской платформы.

Палеозойская структура Зилаирского синклинория представляет собой серию надвинутых друг на друга тектонических пластин, в пределах которых породы моноклинально погружаются в западном направлении [Камалетдинов, 1974]. Самая восточная и более крупная Мурадымовская пластина, сложенная зилаирскими граувакками, образует обширную зону с почти горизонтальным залеганием зеркала складчатости. Севернее р. Большой Ик эта пластина образует пологий синклинальный прогиб, на западном крыле которого на дневную поверхность выходят известняки среднего и нижнего девона, отсутствующие южнее. Синклинальное строение именно этой зоны послужило основанием для выделения всей полосы развития зилаирских пород (и к югу от р. Большой Ик) под наименованием Зилаирского синклинория [Шатский, 1945; Келлер, 1949].

Северная центриклиналь Зилаирского синклинория хорошо выражена на геологических картах Урала по закономерному воздыманию в северном направлении к г. Белорецку толщ нижнего и среднего палеозоя и появлению из-под них докембрийских образований. Все стратиграфические горизонты центриклинально погружаются к оси прогиба, закономерно сменяясь в этом направлении все более молодыми осадками.

Углы падения палеозойских слоев на западном крыле синклинория 30–50°, на восточном – 40–70°, а на северной центриклинали от 10 до 20°. Лишь местами в песчано-глинистых отложениях зилаирской свиты спокойная структура осложняется мелкой складчатостью субмеридионального простираания. При этом палеозойские образования, слагающие описываемый район, не испытывают резких изменений состава и мощности по площади. Происходит лишь постепенное возрастание к востоку общей мощности осадков, а также появление нижнедевонских рифогенных известняков в бассейне р. Белой.

Синклинальное строение северной части Зилаирского синклиория подчеркивается характером залегания всех маркирующих горизонтов, присутствующих в разрезе палеозоя. Так, ваяншинские слои среднего девона, представленные песчано-глинистой пачкой небольшой мощности, хорошо картирующейся на местности, были прослежены Н.Ф. Решетниковым и А.В. Ключихиным, а позже нами в виде непрерывной узкой полосы, огибающей со всех сторон северную центриклиналь синклиория. Падение названных слоев так же, как и вмещающих пород, центриклинально направлено в сторону оси синклиория.

Напомним, что еще в 1932 г. В.П. Логинов пришел к выводу о синклинальной структуре северной части Зилаирского синклиория, причем породы ордовика и силура Кракинской зоны он отнес к нижнему карбону, руководствуясь налеганием их на зилаирские граувакки в ядре прогиба.

Предполагавшаяся Д.Г. Ожигановым [1941] синклиналь в зилаирских граувакках по краям массивов Крака более поздними исследованиями не подтвердилась. Выяснилось, что породы палеозоя имеют моноклинальное падение, погружающееся под гипербазитовые массивы. Этот вопрос бы рассмотрен в специальной статье на примере разреза по р. Кайнуу, где ранее Д.Г. Ожиганов предполагал наличие опрокинутой к западу синклинали [Казанцева, 1970].

Следовательно, имеющиеся данные свидетельствуют об относительно простом синклинальном строении северной части Зилаирского синклиория, сложенного карбонатными и песчано-глинистыми субплатформенными и миогеосинклинальными отложениями нижнего и среднего палеозоя. Эта синклиналь имеет асимметричное строение с более крутым восточным крылом, что является характерной особенностью складчатых структур западного склона Урала.

СТРУКТУРА КРАКИНСКОГО АЛЛОХТОНА

В ядре северной части Зилаирского синклиория среди граувакк верхнего девона, как уже отмечалось, залегает офиолитовый комплекс докембрийско-среднепалеозойского возраста, аналогичный эвгеосинклинальным образованиям восточного склона Урала.

В 1932 г. В.П. Логинов в процессе петрографического изучения гипербазитов гор Крака выделил в них псевдостратифицированные зоны, сложенные в основании гарцбургитами со шширами и жилами дунитов, а сверху — зерцолитами. По мнению этого автора, гипербазиты образуют мощный лакколлит, внедрившийся в позднем карбоне — ранней перми (рис. 11). В 1934—1936 гг. Г.А. Соколов, как и В.П. Логинов, показал, что массив Южный Крака имеет форму двояковыпуклого лакколита с блюдцеобразным дном.

Исследования Д.Г. Ожиганова в районе гипербазитовых массивов Крака, продолжавшиеся более 40 лет (с 1934 г.), позволили ему впервые доказать отсутствие активных воздействий ультраосновных пород на осадочные образования. Им была выделена бетринская свита силура — нижнего девона, которая, как он считал, прослеживается в виде узкой полосы вокруг массивов Крака. И хотя эта свита пестрая по литологическому

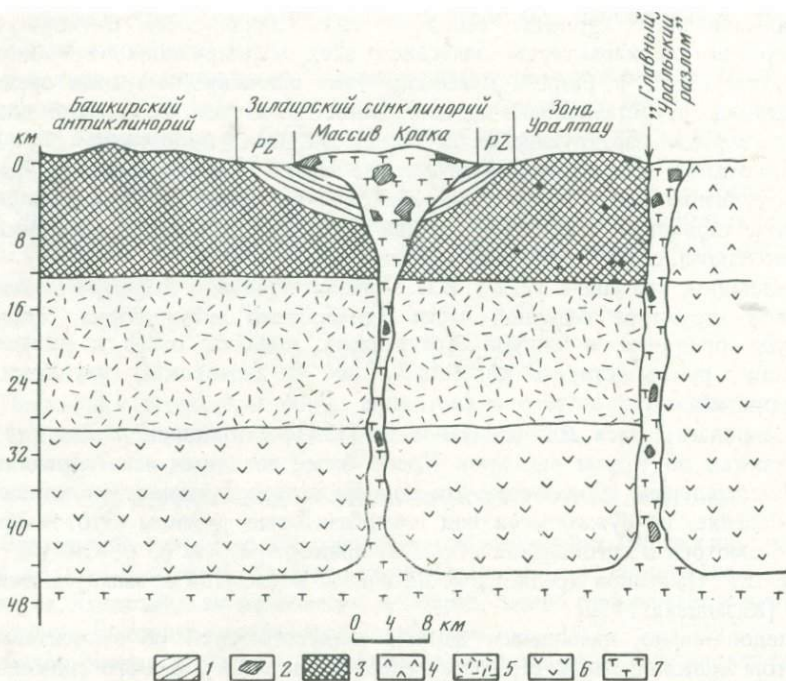


Рис. 11. Геологический разрез массива Крака, составленный по представлениям сторонников автохтонного залегания массива в форме глубинной интрузии

1 — палеозойские отложения — известняки, песчаники, аргиллиты, сланцы; 2 — ксенолиты, сложенные вулканогенно-осадочными образованиями силура и девона; 3 — рифейские отложения — кварцитовидные песчаники, известняки, сланцы, а в зоне Уралтау — метаморфические породы; 4 — палеозойские вулканогенно-осадочные породы эвгеосинклинальной зоны; 5 — гранито-гнейсовый фундамент; 6 — "базальтовый" слой; 7 — гипербазиты

составу, с широким возрастным диапазоном слагающих ее глыб и обломков, в настоящее время не может рассматриваться как силур-нижнедевонская, возраст составных частей осадочно-эффузивных образований Д.Г. Ожигановым трактуется правильно. Он выявил ряд изолированных выходов известняков силура и ассоциирующих с ними эффузивов и кремней, которые рассматривал как останцы кровли массива. Это привело его к выводу о досилурийском возрасте внедрения ультраосновных пород. Структуру гор Крака Д.Г. Ожиганов понимает как батолит со сложной конфигурацией основания и большой глубиной заложения.

По мнению С.В. Москалевой [1972, 1974 и др.], важнейшими особенностями геологии Кракинского района являются: а) полное отсутствие активных контактовых воздействий на осадочные породы со стороны гипербазитов; б) северо-западная ориентировка первичных структур массивов; в) древний — ашинский возраст отложений, непосредственно примыкающих к массивам; г) вероятное докембрийское время образования гипербазитов. С.В. Москалева приходит к выводу, что массивы Крака представляют собой эродированный выступ подкорового перидотито-

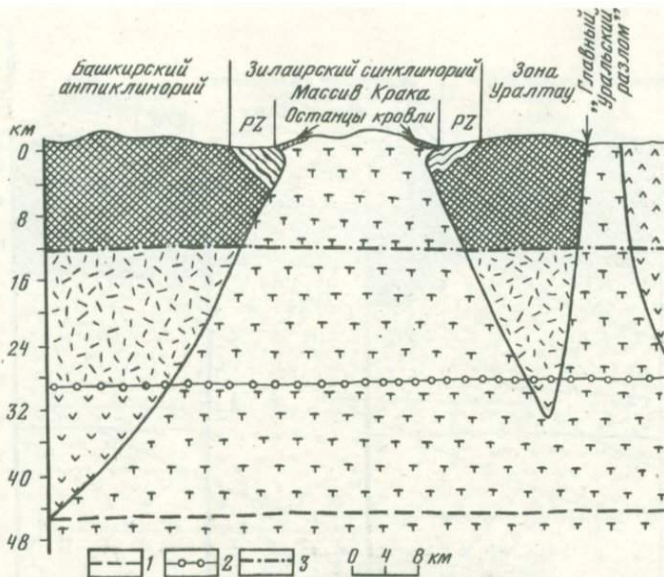


Рис. 12. Геологический разрез массива Крака, составленный по представлениям сторонников автохтонного залегания массива в виде антиклинальной структуры

1—3 — поверхности по данным геофизики: 1 — гипербазитового слоя (верхней мантии), 2 — "базальтового" слоя, 3 — кристаллического фундамента. Остальные условные обозначения см. на рис. 11

вого слоя, сформированный до заложения Уральской геосинклинали (рис. 12).

В.В. Эз, Д.Г. Гафт и Б.И. Кузнецов [1965, с. 52] считают, что массивы Крака представляют собой "горст неправильных очертаний, расположенный прямо в осевой части Северо-Зилаирского синклинория и занимающий почти всю его ширину". Аналогичную структуру они приписывают к Сакмарской зоне Южного Урала (рис. 13).

С 1962 по 1969 г. массивы Крака изучали А.В. Ключихин, В.В. Радченко, А.В. Буряченко и Ю.А. Гурулев. Контакт гипербазитов с зилаирскими граувакками они считают интрузивным, а возраст массивов — ранневизейским. Структура Кракинского района, по мнению этих авторов, соответствует мегагорст-антиклинали, осложняющей осевую часть севера Зилаирского синклинория.

Авторы настоящей работы приводили данные об аллохтонном залегании Кракинского офиолитового комплекса, шарьированного с востока из эвгеосинклиналиной зоны Урала [Камалетдинов, 1968, 1974; Камалетдинов, Казанцева, 1970, 1971; Казанцева, 1970, 1971 и др.]. Залегание этого комплекса в форме останца крупного шарьяжа, сохранившегося от размыва в осевой части прогиба, доказывается детальным геологическим картированием, структурным и формационным анализами, а также геофизическими исследованиями (рис. 14). Интерпретация последних показывает, что приуроченные к гипербазитовым массивам сложно дифференцированные магнитное и гравитационное поля резко выделяются

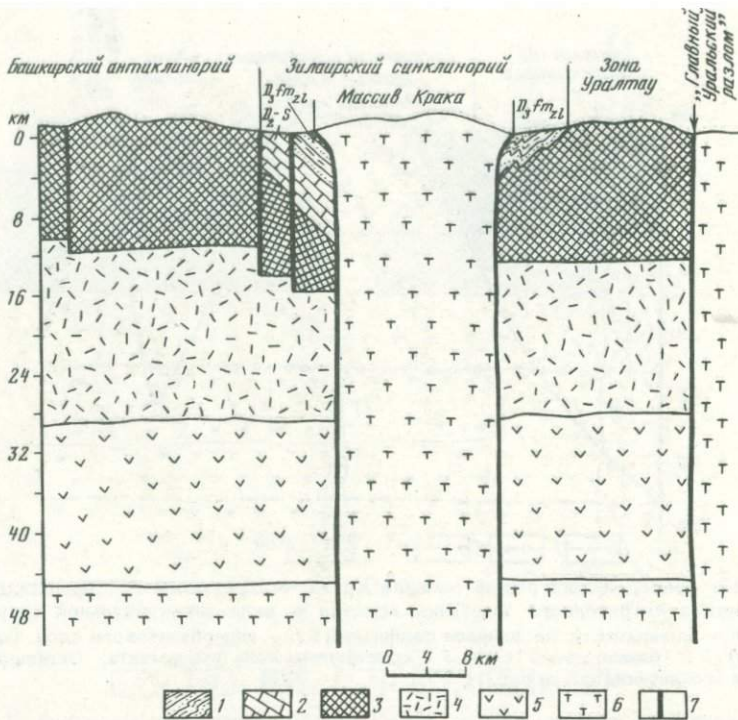


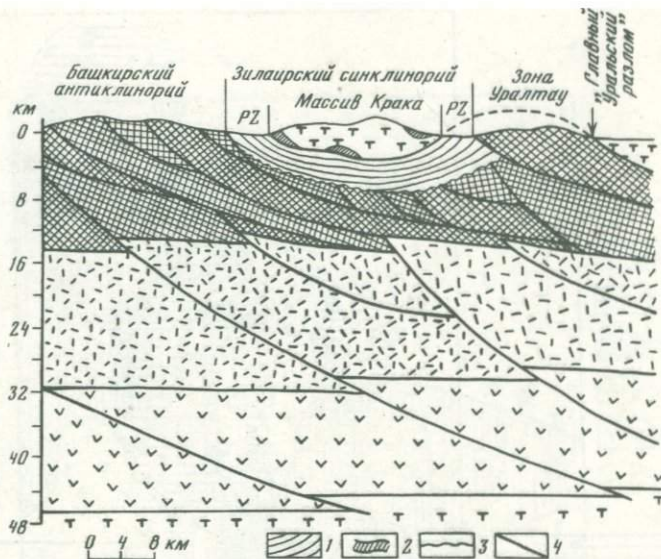
Рис. 13. Геологический разрез массива Крака, составленный по представлениям сторонников автохтонного залегания массива в виде выдвинутого снизу тектонического блока

1 — верхний девон, зилайрская свита — песчаники, аргиллиты, сланцы; 2 — силур — средний девон — известняки, доломиты, прослой песчаников; 3 — верхний докембрий, рифейская группа — кварцитовидные песчаники, известняки, сланцы, а в зоне Урала — метаморфические породы; 4 — гранито-гнейсовый фундамент; 5 — "базальный" слой; 6 — гипербазиты; 7 — разломы

в виде чужеродной зоны на общем фоне обширных мозаичных аномалий, характерных для Западного Урала и, наоборот, обнаруживают большое сходство с геофизическими полями эвгеосинклинальной области. Причем гравитационные и магнитные аномалии полностью совпадают с контурами выходов ультраосновных пород на поверхность, не прослеживаясь за их пределы, что свидетельствует об отсутствии погребенных гипербазитов за границами их современных выходов (рис. 15).

Основываясь на гравиметрических данных, А.В. Клочихин делает вывод, что нижняя граница гипербазитов Южного Крака располагается на глубине 1 км. Н.Ф. Решетников и А.А. Пацков в результате анализа региональных геофизических съемок пришли к заключению, что "корни" массива Средний Крака (самого мощного) прослеживаются на глубину 4–5 км.

Таким образом, геофизические сведения о глубинах залегания подошвы гипербазитовых массивов не противоречат представлению об их аллохтонной природе и совпадают с графическими построениями, выполненными с учетом элементов залегания палеозойских пород, слагающих постель



Р и с. 14. Геологический разрез через массивы Крака и зону Уралтау

1 — палеозойские отложения Зилаирского синклинория — известняки, песчаники, аргиллиты, сланцы; 2 — глыбы палеозойских вулканогенно-осадочных (эвгеосинклинальных) пород в составе меланжа; 3 — стратиграфическая граница с разрывом; 4 — границы шарьяжных пластин. Остальные условные обозначения см. на рис. 13

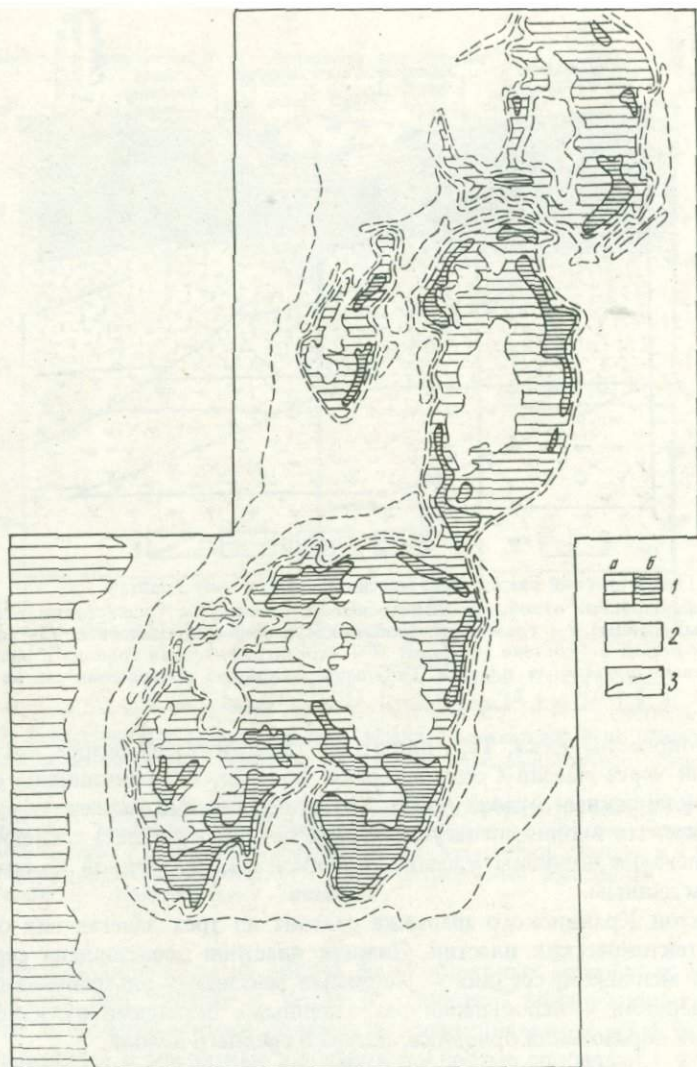
офиолитового шарьяжа. Так, широтный геологический разрез, составленный нами через массив Средний Крака, показал, что синклиналь, образованная зилаирскими отложениями в этом пересечении, может погрузиться на 6–7 км, что вполне согласуется (даже несколько более) с цифрой глубины залегания подошвы массива гипербазитов, полученной по гравиметрическим данным.

Аллохтон Кракинского шарьяжа состоит из трех залегающих одна на другой тектонических пластин. Нижняя пластина представлена серпентинитовым меланжем, средняя — мощными массивами ультраосновных пород, а верхняя — небольшими разрозненными останцами вулканогенно-осадочных образований ордовика, силура и среднего девона.

Нижняя тектоническая пластина

В основании Кракинского шарьяжа развит серпентинитовый меланж, представляющий особый тектонит, состоящий из глыб пород офиолитовой ассоциации. Отметим, что зоны меланжа чрезвычайно характерны для офиолитовых аллохтонов всех складчатых областей.

Еще И. Гринли [Greenly, 1919], исследовавший каледонскую структуру Уэльса, обратил внимание на то, что офиолиты здесь чрезвычайно сильно катаклазированы и содержат экзотические включения в виде глыб и обломков различной величины. Офиолитовые тектониты под названием анкарской смеси (Ankara melange) были впервые описаны И. Бейли и У. Макколиеном [Bailey, McCallien, 1952–1954] в горах Центральной Анатолии,

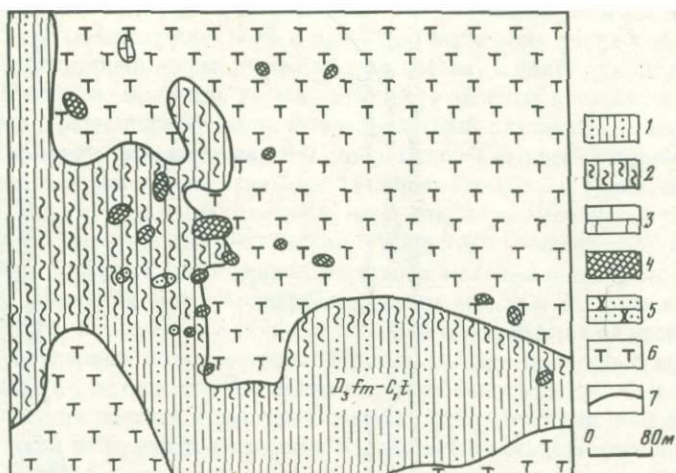


Р и с. 15. Схема магнитного поля Краковинского района

1 — положительное: а — средней интенсивности, б — высокой интенсивности;
2 — отрицательное; 3 — границы магнитных полей

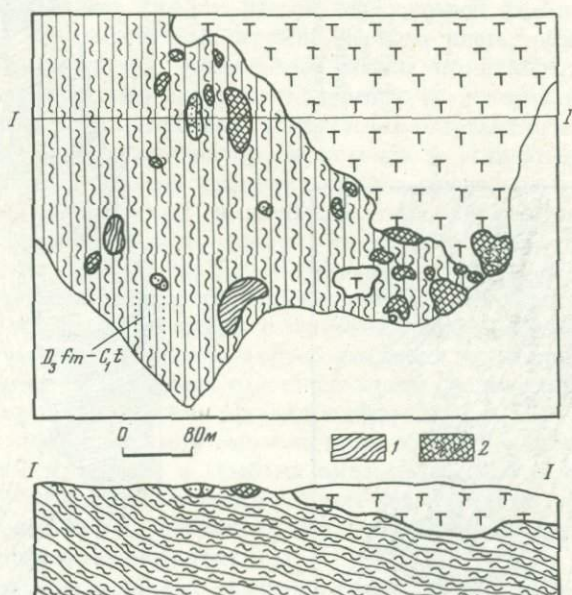
близ г. Анкара. Позже они изучались на юго-востоке Турции и на северо-западе Сирии многими исследователями [Pinar, Lahn, 1955; Brunn, 1960; Rigo de Righi, Cortesini, 1964; и др.]. В советской геологической литературе серпентинитовый меланж Альпийско-Гималайского пояса был вначале описан А.В. Пейве [1969], а позже обнаружен многими геологами во многих складчатых областях.

На Урале зоны меланжа изучались А.В. Пейве, Н.А. Штрейсом и др. [1971], С.В. Руженцевым [1971], С.Н. Ивановым и др. [1972], А.Б. Дер-



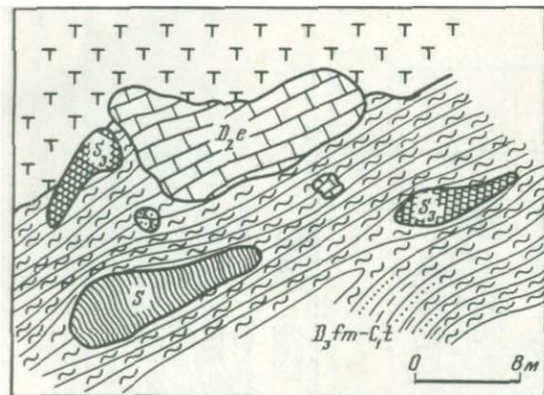
Р и с. 16. Схематический геологический план участка южнее д. Магадеево

1 — песчаники, алевролиты, аргиллиты зилаирской свиты; 2 — перемятые породы глинистого состава; 3 — известняки среднего девона; 4 — кремни силура; 5 — песчаники ордовика; 6 — серпентиниты; 7 — тектонические нарушения



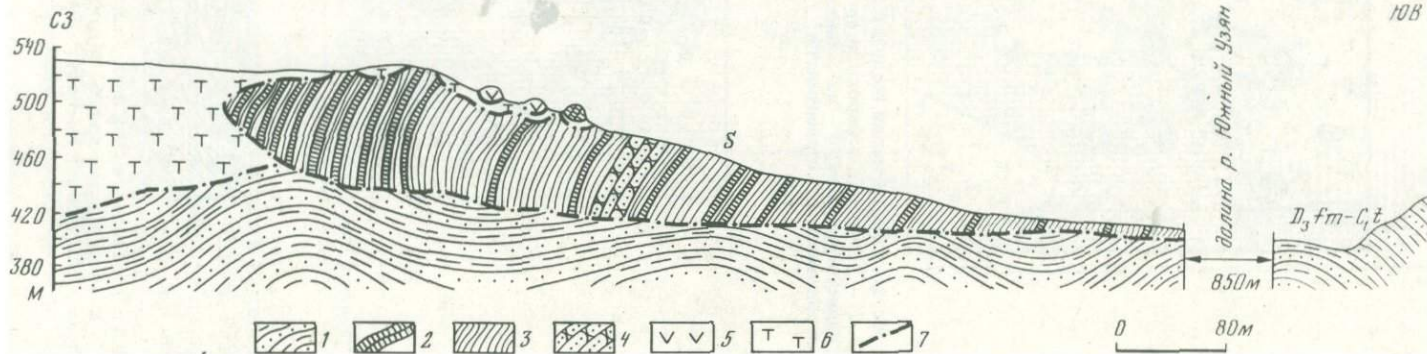
Р и с. 17. Геологический план участка д. Магадеево и разрез по линии I-I

1 — кремнистые сланцы силура; 2 — кремнистая брекчия силура. Остальные условные обозначения см. на рис. 16



Р и с. 18. Схематический геологический план участка восточнее д. Магадеево
Условные обозначения см. на рис. 16

Р и с. 19. Геологический разрез северо-восточнее д. Абдулмамбетово
1 - граувакки зилаирской свиты; 2-5 - силур: 2 - кремни, 3 - глинистые сланцы, 4 - песчаники, 5 - эффузивы; 6 - серпентиниты; 7 - тектонические контакты



гуновым и др. [1975], А.С. Перфильевым [1979], а также авторами настоящей работы [Казанцева, Камалетдинов, 1969; Камалетдинов, Казанцева, 1970, 1971; Камалетдинов, 1974 и др.]. Под меланжем принято понимать "тектонит, состоящий из смеси пестрых по составу и цвету пород: гипербазитов, габброидов, спилитов, туфов, розовых и зеленых кремнисто-глинистых сланцев, радиоляритов и экзотических глыб различных известняков и метаморфизованных сланцев. Все эти породы хаотически перемешаны, смяты, раздроблены и развальцованы" [Пейве, 1969, с. 7]. Примечательно, что набор пород, слагающих меланж на Урале, характеризуется близким сходством с офиолитовыми тектонитами Альпийско-Гималайского пояса.

В районе гор Крака зоны серпентинитового меланжа обнажаются на значительных площадях между гипербазитовыми массивами, а также вдоль их краев. Мощность меланжа сильно изменчива и колеблется от нескольких десятков до первых сотен метров. Местами меланж полностью выклинивается, а на их участках серпентиниты налегают непосредственно на осадочные образования постели шарьяжа. Помимо глыб размерами до 1 м и мелких обломков наблюдаются крупные блоки, мощность которых достигает 800 м и более. Блоки эвгеосинклинальных пород различных размеров и очертаний в меланже без всякой видимой закономерности тектонически контактируют либо друг с другом, либо с серпентинитами.

Вдоль западного края гипербазитового массива Южный Крака у д. Магадеево (рис. 16), по берегам р. Мамбет-Елга, в 0,8 км восточнее северной окраины д. Магадеево (рис. 18), зона меланжа состоит из редких, беспорядочно разбросанных глыб и утесов неправильной формы. В меланже преобладают: брекчированные кремни черного цвета, разбитые густой сетью прожилков кварца; кремнистые сланцы пятнистой окраски с сохранившимися реликтами складок; кварцевые грубозернистые песчаники почти белого цвета с пленочным глинисто-хлоритовым цементом; кремнистая мелкообломочная брекчия, в которой и угловатые обломки, и цемент состоят из темных кремней; сильно слюдистые туфопесчаники серо-зеленого цвета, мелко- и грубозернистые, иногда тонкослоистые; сильно брекчированные серпентиниты; известняки светло-серые и серые, кристаллические, содержащие фауну среднедевонского возраста. Цементом служат обычно сланцеватые глинистые породы с серицитом и хлоритом, образовавшиеся при перетирании зилаирских граувакк. В канавах, заданных с целью изучения характера взаимоотношения пород аллохтона с отложениями постели, в последних отчетливо видны следы смятия с вдавленными обломками силурийских кремней и эффузивов.

У д. Абдулмамбетово зона меланжа представлена блоками пород силура — огромными утесами и глыбами окремнелых эффузивов основного состава и серпентинитов. Цементом служит перетертый до глинистого состояния материал из всех названных пород с новообразованиями хлорита, серицита, иногда актинолита (рис. 19).

Аналогичные, но несколько меньших размеров тектонические зоны отмечаются почти по всему западному краю гипербазитового массива Южный Крака, у северной и восточной границ Северного Крака, западной и северной границ Узянского Крака, у восточной границы Среднего Крака.

Следует отметить, что в составе меланжа встречаются различной величины блоки грубообломочных осадочных образований типа олистострома. По-

следние состоят из обломков и глыб тех же пород, что и меланж, сцементированных кластической массой полимиктового состава. Вообще необходимо отметить, что из-за интенсивной тектонической раздробленности не всегда удается провести четкие различия между типичным меланжем и олистостромом. Можно предполагать, что многие офиолитовые шарьяжи подстилаются олистостромом той или иной мощности. Генезис последних непосредственно связан с активной сейсмичностью, благодаря которой горный рельеф, созданный движущимися аллохтонами, энергично разрушается с формированием на крутых склонах мощных брекчиевых толщ. Вследствии эти толщи оказываются под надвинутыми на них шарьяжными пластинами, слагая их постель. Продолжающееся перемещение аллохтонных масс оказывает мощное тектоническое воздействие на подстилающие их олистостромовые толщи, которые вновь дробятся, попадая в зоны серпентинитового меланжа.

По площади олистостромы фациально замещаются флишем и флишоидами, происхождение которых также связано с разрушением шарьяжных масс в условиях активной сейсмической деятельности, обеспечивающей ритмичное флишенаккумуляцию.

Меланж, слагающий подошву Кракинского шарьяжа, тектонически подстилается глинистыми сланцами и граувакками зилаирской свиты и перекрывается гипербазитами вышележащей тектонической пластины.

Средняя тектоническая пластина

Эта пластина образована гипербазитами всех четырех соединяющихся между собой массивов Крака и является наиболее мощной. Эрозионная деятельность в гипербазитах создала сильно расчлененный горный рельеф с превышением высот относительно подошвы массивов до 450–500 м. Максимальные абсолютные отметки гор Крака колеблются от 928 м (Южный Крака) до 1038 м (Северный Крака). В местах наиболее глубокого эрозионного среза обнажаются серпентинитовый меланж нижней тектонической пластины и осадочные породы подошвы шарьяжа, а на поверхности массивов Крака сохранились останцы верхней пластины.

Наиболее развиты в массивах серпентиниты и серпентинизированные в различной степени гарцбургиты, лерцолиты и дуниты. Считается, что серпентиниты приурочены к краевым зонам массивов, прослеживаясь в виде каймы вдоль контакта с осадочными породами. Однако эти представления являются ошибочными, так как основываются исключительно на особенностях размещения серпентинитов в плане. В действительности серпентинизированы не только краевые зоны, а вся нижняя подошвенная часть гипербазитовой пластины, что подтверждается наблюдениями в местах глубокого эрозионного вреза долин и оврагов, пересекающих горы Крака. Приуроченность серпентинитов к подошвенной части массивов объясняется сильной трещиноватостью здесь пород, испытавших наиболее энергичную дислоцированность. Внутри массивов местами также наблюдаются относительно небольшие зоны серпентинитов, приуроченные к зонам интенсивного дробления и повышенной трещиноватости.

Вблизи подошвы массивов серпентиниты обнаруживают следы силь-

ных динамических воздействий, выражающихся в рассланцевании с образованием многочисленных зеркал скольжения, дробления и возникновения структур будинажа. Широко распространены серпентинитовые брекчи, обнаженные в зоне развития тектонитов между Узянским и Средним Крака, у северной окраины фермы "Роца", у западной окраины Узянского Крака, в 2 км южнее д.Узян, на левом берегу р. Белой и во многих других местах. Серпентинитовые брекчи представляют собой своеобразную породу, состоящую из кластического материала (80%) и цемента (20%). Кластический материал представлен остроугольными обломками серпентинизированных гипербазитов, обладающих спутанно-волокнуистой, параллельно-волокнуистой, решетчатой, пластинчатой и редко петельчатой структурами. Некоторые обломки значительно оталькованы, другие карбонатизированы. Почти во всех обломках отмечается скопление точечного магнетита и зерен хромита, представленного октаэдрами и выделениями неправильной формы. Обломки цементирует смесь тонковолокнистого серпентина и талька, участками замещенного мелкокристаллическим кальцитом.

Согласно данным гравиметрической съемки, полученным М.П. Гурьевым, Г.Г. Галавтиным и др. в 1963 г., гипербазитовый массив Узянский Крака имеет незначительную мощность и не фиксируется максимумом в гравитационных полях. Для массива Средний Крака максимальные значения силы тяжести соответствуют центральной части массива. В юго-западной части Южного Крака, как и для Узянского Крака, выделяются отрицательные аномалии силы тяжести, что приводит к мысли о незначительной мощности здесь гипербазитов. Локальный максимум силы тяжести отмечен лишь в северо-восточной части массива Южный Крака.

На схематической карте локальных аномалий силы тяжести, составленной А.А. Пацковым, положительные и отрицательные гравитационные аномалии сменяют друг друга с севера на юг. В центральной части Среднего Крака выделяется гравитационный максимум, с которым сторонники интрузивного внедрения гипербазитов связывают наличие подводящего канала, прослеживающегося, по их мнению, до глубины более 6 км. Анализ имеющихся материалов по физическим параметрам пород, структурным и геоморфологическим особенностям района, с учетом закономерностей в характере вертикального распределения ультраосновных пород и их производных (серпентинитов, габбро, пироксенитов и т. д.) позволяют привести другую геологическую интерпретацию гравитационного поля массивов Крака.

1. Палеозойские осадочные породы на западном крыле Зилаирского синклинория залегают значительно положе ($30-60^\circ$), чем на восточном ($50-85^\circ$), образуя асимметричную синклинальную складку. Гравитационный максимум Среднего Крака как раз и приурочен к наиболее погруженной части этой складки, т. е. к участку, где мощность аллохтонного массива гипербазитов наибольшая.

2. По данным А.А. Пацкова средневзвешенная плотность осадочных пород палеозоя Зилаирского синклинория равна $2,67 \text{ г/см}^3$. Для ультраосновных и основных пород массивов Крака, слабо серпентинизированных либо не серпентинизированных, плотность колеблется от $2,78$ до $3,17 \text{ г/см}^3$ (дунит-гарцбургиты — $2,78$, габбро — $2,94$ и пироксениты —

3,17 г/см³). Серпентиниты обладают средневзвешенной плотностью около 2,5 г/см³. Дефект плотности последних по отношению к вмещающим породам выразился на карте аномалий силы тяжести отрицательными значениями, а избыточная плотность — положительными.

Нижние части массивов сложены исключительно серпентинитами, количество которых вверх по разрезу заметно уменьшается. Если процесс габброидизации имел место и происходил по схеме С.В. Москалевой [1974], то мы неизбежно приходим к выводу о том, что тела габбро и пироксенитов должны концентрироваться в местах наиболее интенсивной серпентинизации. Учитывая общее синклинальное строение района, мы должны признать, что габбро и пироксениты также тяготеют к основанию массивов, а в современном плане обнажаются в их краевых частях, что подтверждается данными полевых наблюдений.

Самые крупные тела габбро и пироксенитов встречены в краевой части массива Среднего Крака среди серпентинитов. Они прослеживаются в меридиональном направлении на расстоянии до 9 км при ширине до 1 км. Возможно, в основании массива Средний Крака присутствуют значительные массы основных пород, обладающих высокой плотностью. Если это обстоятельство не было учтено при расчетах, то это могло привести к значительному завышению глубины залегания массивов Крака.

3. По-видимому, далеко не случайно, что самые высокие абсолютные отметки рельефа, сложенного гипербазитами, совпадают с максимумами силы тяжести, отождествляемыми с подводящими каналами. Столь странное совпадение поверхностного рельефа со структурой подошвы гипербазитов в виде точного зеркального отражения позволяет предполагать недостаточную корректность расчетов. Вероятно, поправки на относительные превышения рельефа с учетом различной плотности пород могут составить более существенную величину.

Вместе с тем несомненно, что мозаичный характер размещения изолиний силы тяжести в плане, во-первых, не подтверждает наличие здесь глубинного разлома, по которому могла бы интродуцировать ультраосновная магма, а во-вторых, отражает размещение наложенных локальных структур, представляющих останцы пород, не имеющие глубоких корней. Этот вывод подтверждается и прямыми наблюдениями на местности. Так, границы гипербазитов Крака в плане имеют извилистые очертания, обнаруживающие зависимость от форм рельефа местности. По краям массивов, вдоль долин, оврагов и рек, граница контакта заходит глубоко внутрь массивов, обнажая подстилающие осадочные породы и свидетельствуя о пологом залегании на них ультраосновных пород (реки Апшак, Мамбет-Елга и др.). Весьма характерно также расположение гипербазитов всюду гипсометрически выше подстилающих осадочных пород.

Еще Р.Э. Квятковский, в 1932 г. обративший внимание на близость подошвы массива, отмечал, что после процессов эрозии, снесших верхнюю часть массива, осталась их нижняя часть в виде воронкообразных тел. По вычислениям В.П. Логинова, общая вертикальная мощность центральной части массива Южный Крака не должна превышать 1200–1400 м, а если учесть мощность эродированной верхней части массива, равную примерно 500 м, то максимальная мощность интрузии составит не более 900 м вниз от современного базиса эрозии. Аналогичные рассуждения

мы находим и у Г.А. Соколова, что привело его к мысли о блюдцеобразном дне интрузии. О близости подошвы массива свидетельствуют и данные С.В. Москалевой [1959], которая отмечает, что в периферических частях массива в руслах рек, глубоко вдающихся в массив, обычно почти до самых их верховьев прослеживаются осадочные породы, а в тех случаях, когда нет осадочных пород, в гилсометрически нижних зонах массива вдоль разрезающих его речек обнажаются серпентиниты, постепенно вверх исчезающие.

В.П. Логинов в 1942 г. отмечал, что в районе перидотитовых массивов Крака на Южном Урале характерным является падение осадочных пород под массивы Крака в наблюдаемых обнаженных контактах. По данным А.В. Ключихина, скважины картировочного бурения 8 и 9, пробуренные в 1965 г. на восточном краю массива Северный Крака, также показали налегание серпентинитов на осадочные отложения. Такие факты отмечаются и в работах других авторов.

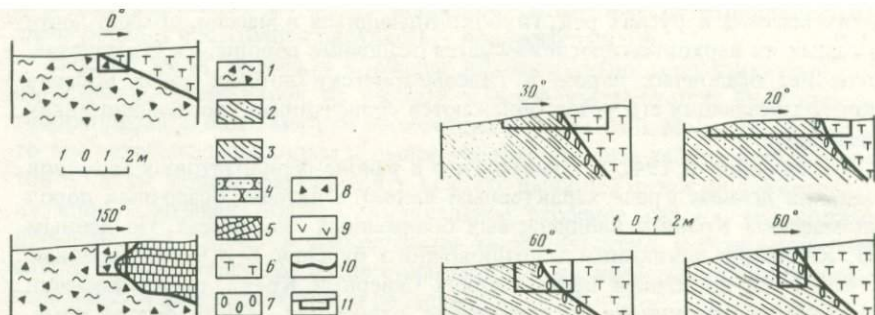
О характере контактов гипербазитов Крака с осадочными породами

Во всех обнажениях и горных выработках, которые мы наблюдали, контакты гипербазитов с зилайскими граувакками падают под массивы с довольно пологими углами $5-25^\circ$, реже $30-40^\circ$ (рис. 20-23).

Изучение непосредственных контактов ультраосновных пород массивов Крака с зилайской свитой показало, что здесь присутствуют зоны интенсивного расщепления, дробления и милонитизации, развития серпентинитовых тектонитов (от мелко- до гигантообломочных), будинажа, зеркал скольжения, концентрической трещиноватости с образованием шаровых и эллипсоидных структур. Значительная протяженность и мощность этих зон свидетельствуют о сильных тектонических воздействиях, испытавших контактирующими породами. В некоторых случаях дислокации в приконтактной части сопровождаются низкотемпературными метаморфическими преобразованиями с выделением по трещинам кварца, тремолита и пренита в осадочных породах и серпентина в гипербазитах.

Многие исследователи считают, что ультраосновные породы внедрились в отложения зилайской свиты в виде жидкой магмы [Соколов, 1938; Радченко, Ключихин, 1974; и др.]. Изменения в зилайских граувакках (окварцевание, термолитизация и пренитизация) названные авторы относят к ряду активных контактов. Зоны таких изменений, считающиеся экзоконтактовыми, как правило, имеют незначительную мощность (0,5-2 м), что объясняется малой химической активностью внедряющейся гипербазитовой магмы.

Однако в шлифах зилайских песчаников и аргиллитов, силурийских кремнистых сланцев и эффузивов, взятых непосредственно у контакта с серпентинитами, видно, что окварцевание обычно развивается в виде маломощных и тончайших прожилков (0,2-5 мм) по сети трещин в участках повышенной дислоцированности и дробления пород. Тонкие же иголки тремолита, образующие войлокоподобные либо лучистые агрегаты, по времени являются, вероятно, еще более поздними образованиями, так как развиваются в основном в промежутках кристаллов жильного кварца,

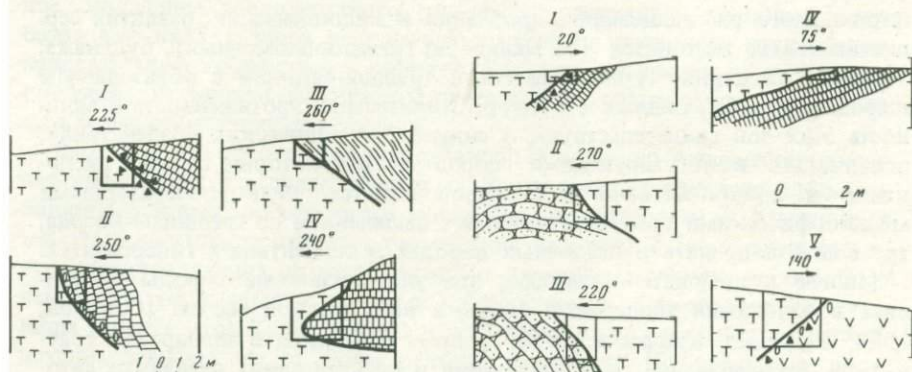


Р и с. 20. Характер контакта серпентинитов с отложениями зилаирской свиты. Правый берег р. Мамбет-Елга, севернее д. Магадеево

Условные обозначения к рис. 20–23: 1 – тектонические брекчии и брекчированные сланцы силура; 2 – песчаники и сланцы зилаирской свиты; 3 – глинистые сланцы силура; 4 – песчаники ордовика; 5 – кремни силура; 6 – серпентиниты; 7 – окварцевание; 8 – брекчирование; 9 – эффузивы; 10 – тектонические контакты; 11 – канавы и шурфы

Р и с. 21. Зона тектонической брекчии на границе серпентинитов с осадочными породами. Правый берег р. Большой Апшак, в 2 км южнее д. Магадеево

Условные обозначения см. на рис. 20



Р и с. 22. Характер контакта серпентинитов с породами силура

I – севернее д. Магадеево, на вершине с отметкой 533,3 м; II, III – правый берег р. Мамбет-Елга, севернее д. Магадеево; IV – восточная окраина д. Магадеево
Условные обозначения см. на рис. 20

Р и с. 23. Характер контакта серпентинитов с породами силура и ордовика

I – правый берег р. Мамбет-Елга, севернее д. Магадеево; II – в 4 км южнее д. Магадеево; III – в 4 км южнее д. Магадеево, у отметки 577,5 м; IV – правый берег р. Мамбет-Елга, севернее д. Магадеево; V – правый берег р. Улижа, в 1,5 км южнее д. Хамитово

Условные обозначения см. на рис. 20

разобщая последние на отдельные блоки, а иногда выполняя пустоты и трещины в породе и замещая участки цемента в песчаниках. Таким образом происходит залечивание деформированных ранее участков, за счет чего порода приобретает пятнистую окраску, а структура ее становится более плотной.

Температура отмеченных метаморфических изменений осадочных пород в зоне контакта с гипербазитами не превышает $400\text{--}500^\circ\text{C}$, температура же кристаллизации ультраосновных пород, согласно Н.Боуэну и О.Таттлу, не могла быть ниже 1200°C , что явно противоречит представлениям об интрузивном контакте. Следовательно, возникшая минерализация осадочных пород в виде окварцевания, тремолитизации и пренитизации скорее всего характерна для гидротермальных процессов, значительно отстающих по времени от формирования гипербазитовых тел, а не для высоко-температурного контактового метаморфизма.

У д. Яумбаево, на правом берегу р. Кайнуй (западный край массива Южный Крака), в обнажении наблюдается налегание серпентинитовых сланцев на зилаирские граувакки и аргиллиты под углами $5\text{--}25^\circ$. В непосредственном контакте обнаруживается зона милонитизации мощностью $0,5\text{--}1,5$ м, представленная плотной породой с редкими обломками кварцевых песчаников и эффузивов основного состава. Плоские обломки линзовидной и чечевицеобразной формы обтекаются сланцеватой, перетертой до глинистого состояния массой с новообразованиями серицита, актинолита и хлорита. Размер обломков $0,2\text{--}7$ см. Породу пересекает гидротермальный пренит в виде прожилков белого цвета.

У северной окраины д. Магадеево, на левом берегу р. Мамбет-Елга, серпентинитовые сланцы залегают под углами $20\text{--}25^\circ$ на алевролитах зилаирской свиты. Непосредственно у контакта зилаирские породы уплотнены и рассланцованы. Элементы рассланцевания в серпентинитах и аргиллитах совпадают (аз. пад. 30° , угол $20\text{--}25^\circ$). На правом берегу р. Апшак, вблизи дороги Кага – Бурзян шурфами вскрыты трещиноватые зилаирские граувакки, падающие под серпентиниты под углами $30\text{--}50^\circ$. В зоне контакта последние развальцованы с образованием серпентинитовых сланцев, а осадочные отложения уплотнены в результате вторичных гидротермальных процессов.

В справедливости представления о гидротермальной природе окремнения в зоне тектонических контактов нас убеждают наблюдения и в других районах западного склона Урала. Так, на правом берегу руч. Сик, у д. Большое Арслангулово, обнажаются трещиноватые, сильно окремненные песчаники и сланцы зилаирской свиты, слагающие постель крупного надвига силурийских кремнистых сланцев. С удалением от зоны тектонического контакта в тех же самых слоях, прослеженных по простиранию, окремнение полностью исчезает. Здесь, так же как и в зонах контактов гипербазитов Крака с осадочными образованиями, окремнение обусловлено гидротермальными процессами, проявившимися в зоне надвига.

Блоки осадочно-вулканогенных пород ордовика, силура и среднего девона, встречающиеся среди серпентинитов, обычно рассматриваются как ксенолиты, выхваченные из боковых пород при движении магмы

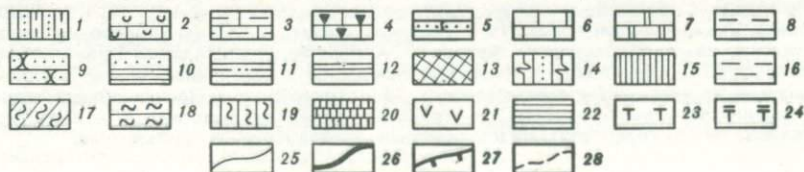
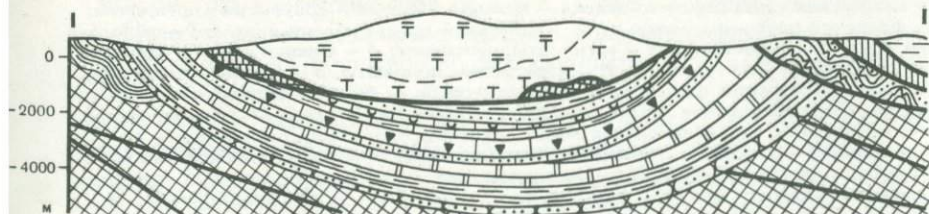
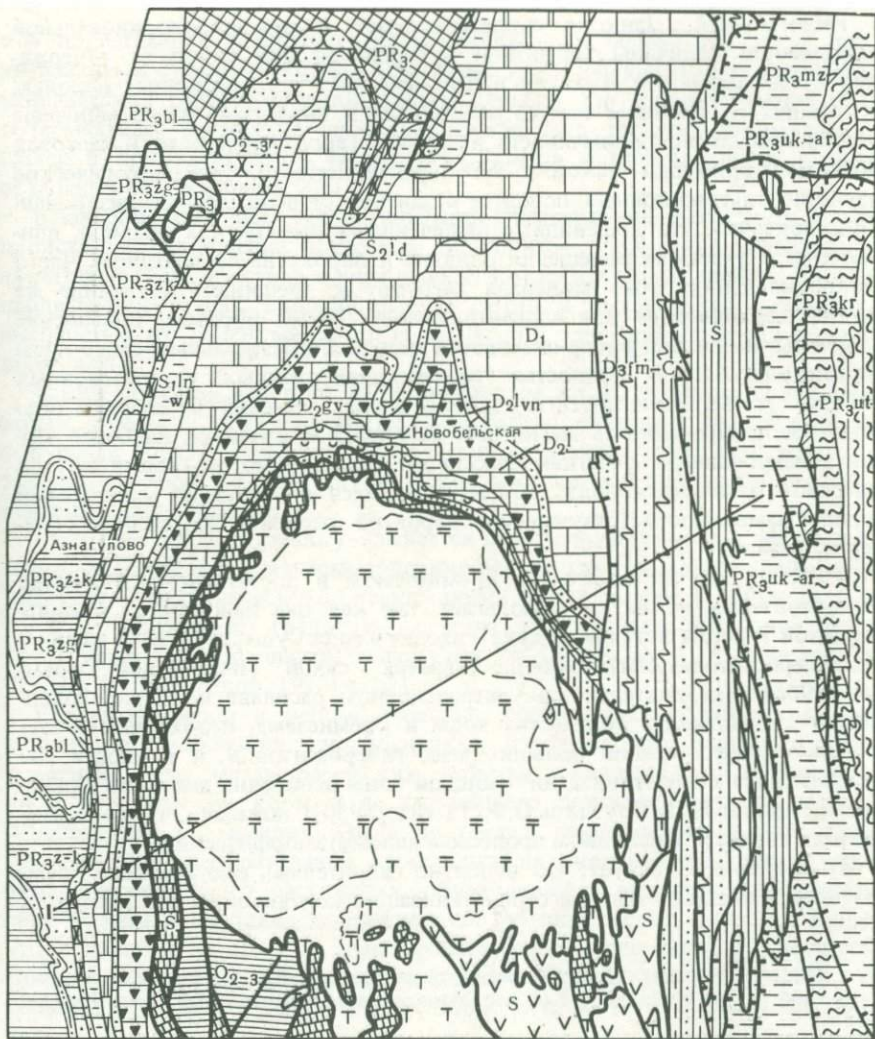
вверх. Однако таким представлениям противоречит отсутствие заметных термальных воздействий на эти породы со стороны гипербазитов. Вместе с тем вдоль границ серпентинитов с осадочно-вулканогенными образованиями наблюдаются интенсивное дробление, истирание, милонитизация и шлейчатость, свидетельствующие о тектоническом характере контактов.

Серпентинизацию гипербазитов сторонники их интрузивного внедрения рассматривают как эндоконтактные изменения. В связи с этим остановимся на некоторых особенностях процессов серпентинизации ультраосновных пород. Серпентинизация — это наиболее ранний этап метаморфических преобразований гипербазитов в результате развития серпентина по оливину. Согласно К.К. Золоеву и Г.Н. Судиловскому [1967], физико-химическая сущность серпентинизации заключается в перераспределении вещества в процессе метасоматоза. И. Д. Соболев [1952] считает, что серпентинизация может быть аутометаморфической, обусловленной остаточным магматическим раствором, и аллометаморфической, развивающейся в результате гидротермального воздействия.

По данным И.А. Малахова [1973], серпентинизация ультраосновных пород может протекать по двум схемам: 1) при сохранении соотношений между главными элементами — Mg, Fe и Si, подвижными компонентами при этом являются H_2O и CO_2 ; 2) при частичном выносе Mg и Fe при привносе SiO_2 . Однако серпентинизация по первой схеме не ведет к образованию магнетита, что установлено исследованиями Д.С. Штейнберга и И.А. Малахова [1964]. Серпентиниты же краевых частей всех массивов Крака характеризуются постоянным присутствием магнетита в значительных количествах, что подтверждено изучением в шлифах и высокой магнитной восприимчивостью пород. Магнитные поля над массивами Крака обладают сложным характером: в краевых частях массивов прослеживаются линейно вытянутые аномалии, а в центральных — преобладают зоны "мозаичных" аномалий (см. рис. 19). Такое размещение аномалий объясняется экранирующим влиянием менее серпентинизированных гипербазитов центральной части массивов, залегающих над серпентинитами подошвенной зоны (рис. 24).

Интенсивные магнитные аномалии в краевых частях интрузии И.Ф. Таврин [1968] связывает с аллометаморфической серпентинизацией, приуроченной к зонам тектонических нарушений, создающих условия для повышенного парциального давления кислорода, при котором образуется магнетит. Этот вывод согласуется с данными Д.С. Штейнберга и И.А. Малахова (1964), отмечающими, что среди аутометаморфических серпентинитов редки разности, обогащенные магнетитом. Приуроченность зон повышенной серпентинизации к тектоническим нарушениям отмечают также А.Я. Ярош [1968], С.В. Москалева [1968], С.А. Гурулев [1965] и др.

Аэромагнитные исследования З.И. Ильиной, В.В. Валькова и др. (1964 г.) позволяют считать, что гипербазитовые массивы Крака сильно раздроблены, а в краевых частях имеют очень пологие контакты, падающие под массивы. Таким образом, интерпретация магнитных полей гипербазитовых массивов сводится к утверждению тектонических контактов в их краевых частях.



Расчеты А.А. Пацкова свидетельствуют о прямопропорциональной зависимости величины магнитной восприимчивости пород от содержания в них магнетита. Так как в неизменных ультраосновных породах, состоящих в основном только из оливина и пироксена, этого минерала нет, магнитная восприимчивость их низка. Терригенные осадки палеозоя обладают примерно такой же характеристикой. Микроскопическое изучение ультраосновных пород, в различной степени серпентинизированных, показало, что пылевидные выделения магнетита, как правило, приурочены к участкам замещения оливина и пироксена серпентином. Часто микроскопления этого минерала тяготеют к трещинам. Последние же всегда благоприятны для серпентинизации. Таким образом, повышение величины магнитной восприимчивости является обязательным следствием серпентинизации. В полностью серпентинизированных ультраосновных породах эта величина достигает максимальных значений. Сказанным объясняется приуроченность магнитных аномалий к краевым, наиболее серпентинизированным участкам массивов Крака. В то же время внутри массивов отмечаются поля, характеризующиеся локальными магнитными минимумами, соответствующими, вероятно серпентинизированным гипербазитам.

Известно, что ни водой, ни кремнеземом в достаточном количестве гипербазитовая магма не располагает, так как она недосыщена кремнекислотой и бедна летучими, куда входит и вода. Существует даже мнение, что гипербазитовая магма вообще является "сухой" [Виноградов, Тюремов, 1968]. Следовательно, в ультраосновном расплаве не может содержаться достаточного количества воды и кремнезема, необходимого для полной серпентинизации больших масс гипербазитов и, в частности, наблюдающейся серпентинизации мощной зоны основания массивов Крака. Эксперименты Н.Л. Боуэна и О.Ф. Таттла [1950] показали, что серпентинизация является в основном процессом аллометаморфическим.

Из сказанного следует, что вероятно гидротермы, обогащенные кремнеземом, произвели полную серпентинизацию контактовых зон массивов,

Р и с. 24. Схематическая геологическая карта района массива Северного Крака и геологический разрез по линии I-I (с использованием материалов Н.Ф. Решетникова, 1966 г.)

Осадочные комплексы Башкирского антиклинория и Зилаирского синклинория: 1 – зилаирская свита верхнего девона – нижнего карбона – граувакки и аргиллиты; 2 – франский ярус – известняки; 3 – живетский ярус – известняки; 4, 5 – эйфельский ярус: 4 – известняки, 5 – аргиллиты, песчаники; 6 – нижний девон – рифогенные известняки; 7, 8 – силур: 7 – известняки, доломиты, 8 – глинистые сланцы; 9 – средний и верхний ордовик – кварцевые песчаники; 10–13 – верхний протерозой: 10 – зигазино-комаровская свита – алевролиты, песчаники, сланцы, 11 – зигальгинская свита – песчаники, 12 – белекская свита – сланцы, песчаники, конгломераты, 13 – сюрюньский комплекс – сланцы, кварциты, основные эффузивы. Аллохтонные комплексы антиклинория Уралтау: 14 – зилаирская свита – граувакки, сланцы; 15 – силур – кремнистые сланцы; 16–19 – верхний протерозой: 16 – укшук-арьякская свита – сланцы слюдяные, хлорито-сланцы, слюдяно-кварцевые, кварциты; 17 – мазаринская свита – сланцы эпидото-мусковито-полевошпато-кварцевые; 18 – курташская свита, кварциты слюдяные; 19 – уткальская свита – сланцы хлорито-сланцы-графитистые, кварцево-сланцевые, кварциты. Аллохтонные комплексы Кракинского шарьяжа: 20, 21 – силур: 20 – кремнистые сланцы, 21 – эффузивы; 22 – ордовик – песчаники и сланцы; 23 – серпентиниты; 24 – гипербазиты. Прочие обозначения: 25 – стратиграфические границы; 26 – границы шарьяжных пластин; 27 – надвиги; 28 – граница между гипербазитами и серпентинизированными гипербазитами

а в прилегающих осадочных образованиях — окварцевание, затем пренинизацию и тремолитизацию, относимые к последующей фазе аллометаморфической гидротермальной работы. Пути для проникновения гидротермальных растворов служила сложная сеть трещин, сформировавшаяся в приконтактных частях гипербазитов и примыкающих к ним осадочных образованиях.

В завершающую фазу серпентинизации ультраосновных массивов Крака происходило замещение хризотила антигоритом, появление магнетита в значительных количествах в виде сыпи, часто по хромшпинелидам. Иногда наблюдаются гранат, сноповидный хризотил и эмалевидный серпофит, мощностью от долей миллиметра до 0,5 см, секущий породу в виде прожилков.

Таким образом, вслед за Д.Г. Ожигановым и С.В. Москалевой мы приходим к выводу, что гипербазиты не оказывают активных воздействий на осадочные образования. Последние в зоне контакта значительно катаклазированы с образованием тектонических брекчий, зон дробления, расланцевания и милонитизации.

Сказанное выше хорошо увязывается с исследованиями И.А. Малахова, согласно которому магнетитсодержащие антигоритовые серпентиниты "связаны с тектоническими нарушениями и разломами и образуются в зонах относительного градиента давления, где давление флюидной фазы значительно меньше давлений нагрузки на минералы, т. е. в условиях $P_{H_2O} < P$ " [Михайлов, 1973, с. 50].

Серпентинизацию в целом, очевидно, следует рассматривать как результат преобразования ультраосновных пород верхней мантии в закономерной цепи метаморфических событий, связанных с формированием океанической коры и ее дальнейшего развития. Серпентинизация гипербазитов в массивах Крака протекала, по-видимому, в два этапа. Первый этап преобразований происходил на океаническом дне в условиях тектонического растяжения, обусловившего возникновение густой сети трещин и глубокое проникновение по ним сверху морской воды, что привело к более или менее равномерной серпентинизации мощной толщи ультраосновных пород. Этот тип метаморфизма протекал с образованием безмагнитных серпентинитов, т. е. по первой схеме И.А. Малахова.

Второй этап серпентинизации происходил уже в условиях интенсивного тектонического сжатия, сопровождавшегося шарьированием океанической коры с востока на Восточно-Европейскую платформу. На этом этапе метаморфизма образовались магнетитсодержащие антигоритовые серпентиниты (вторая схема И.А. Малахова). В результате этого нацело серпентинизированной оказалась наиболее интенсивно дробленная и дислоцированная зона подошвы гипербазитовых массивов. В отличие от первого этапа эта серпентинизация происходила снизу вверх в результате циркуляции гидротерм в сильно трещиноватых зонах и привноса кремнезема из силикатических пород постели шарьяжа.

Считается установленной закономерность, при которой серпентинизация гипербазитов прямо пропорциональна интенсивности метаморфизма вмещающих их пород [Маракушев, 1973], причем там, где становление гипербазитов предшествовало метаморфизму, ультраосновные породы зна-

чительно, а иногда и полностью серпентинизированы. И, наоборот, серпентинизация незначительна или отсутствует в районах, где метаморфизм вмещающего комплекса протекал раньше, чем появились здесь гипербазиты (например, пояс Хидака в Японии).

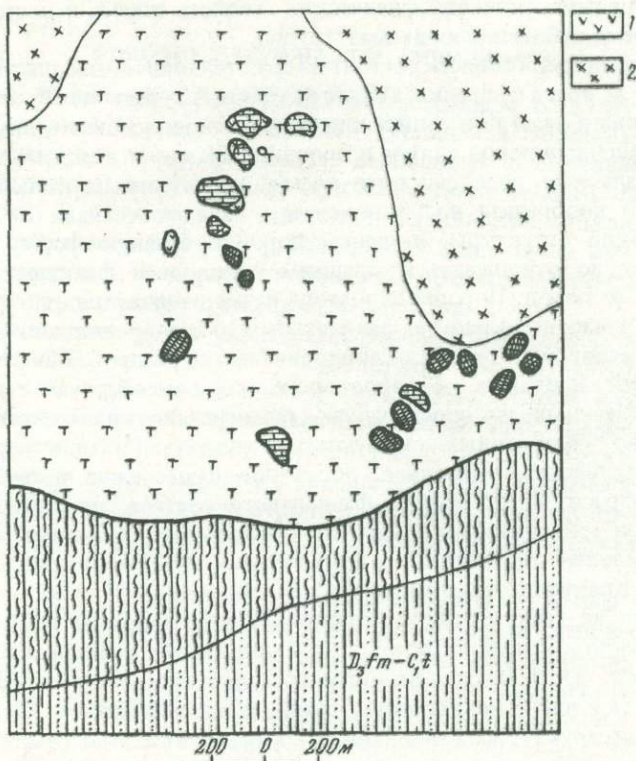
Гипербазиты массивов Крака серпентинизированы столь существенно, что практически встретить породу, не затронутую этим процессом, невозможно. Причем, как уже отмечалось, степень серпентинизации возрастает сверху вниз. Между тем во вмещающих породах метаморфизм полностью отсутствует или проявлен весьма слабо, что еще раз подтверждает более древний возраст гипербазитов по отношению к осадочным толщам и не согласуется с представлениями об интрузивном внедрении массивов Крака в отложения зилаирской свиты.

Верхняя тектоническая пластина

Верхняя тектоническая пластина самая маломощная и представлена лишь небольшими разобщенными останцами осадочных и вулканогенных пород, сохранившимися от размыва на поверхности серпентинитов. Среди них наиболее часто встречаются кремни, кремнистые сланцы и эффузивы силура, кварцевые и кварцитовидные песчаники ордовика, известняки девона и силура с фауной брахиопод и кораллов. Глыбы и блоки осадочных и вулканогенных пород размерами от долей до нескольких сотен метров встречаются на поверхности всех гипербазитовых массивов Крака. Наибольшее распространение они имеют в долине р. Сангильды (рис. 25), и у д. Магадеево (см. рис. 20). Редкие останцы пластины можно наблюдать на серпентинитах вблизи западного контакта гипербазитового массива Южный Крака.

Многие авторы считают, что все эти выходы являются ксенолитами, подхваченными и вынесенными наверх интрузией. Однако такое предположение не может быть принято по следующим соображениям. Вырванные из глубины земной коры и перемещенные к поверхности тугоплавким гипербазитовым веществом, ксенолиты должны нести на себе следы активного воздействия со стороны интрузии. Согласно экспериментальным данным Н. Боуэна и О. Таттла [1950], гипербазитовый расплав не может возникнуть при температурах ниже 1100–1200° С. Между тем "ксенолиты", встречающиеся на поверхности гипербазитов Южного Урала, характеризуются удивительной свежестью и отсутствием следов активных контактовых воздействий. Степень метаморфизма этих пород не превышает метаморфизм их аналогов, находящихся в коренном залегании. Следовательно, выходы осадочных и эффузивных пород, встречающиеся среди ультраосновных массивов Крака, представляют собой не ксенолиты, а экзотические утесы или клиппы — останцы тектонического покрова, располагавшегося на гипербазитовой постели. Этот вывод подтверждается и нахождением аналогичных останцев среди поля граувакк зилаирской свиты.

Мы не исключаем, однако, что выходы габброидов силурийского возраста, встречающиеся на поверхности ультраосновных массивов, могут представлять собой останцы их стратиграфической кровли. Но, повторяем, что большинство из них является останцами верхней пластины Кракин-



Р и с. 25. Схематическая геологическая карта левобережья р. Сангильды

1 – эффузивы силура; 2 – гипербазиты. Остальные условные обозначения см. на рис. 16

ского покрова. В этом нас убеждают изученные во многих местах контакты гипербазитов с окружающими осадочными и эффузивными породами.

Среди контактовых взаимоотношений как внутри шарьяжа между отдельными пластинами, так и с породами постели можно выделить несколько разновидностей: 1) контакты гипербазитов с зилайскими отложениями через тектоническую зону, представленную катаклазитами, тектонитами и милонитами; 2) контакты гипербазитов непосредственно с зилайскими породами без зоны тектонических брекчий, с проявлениями аллометаморфической гидротермальной деятельности; 3) контакты силурийских образований эвгеосинклинального типа с тектонически их подстилающими зилайскими граувакками и сланцами; 4) контакты гипербазитов с силурийскими отложениями эвгеосинклинального типа, слагающими глыбы в меланже.

Возможно, существуют стратиграфические взаимоотношения эвгеосинклинальных пород с гипербазитами, но так как рассматриваемая площадь представляла собой чрезвычайно напряженную в тектоническом отношении область, такие контакты были сорваны при движении покрова в ре-

зультате большого различия физических свойств пород, и поэтому в настоящее время наблюдать их весьма трудно.

Итак, Кракинский шарьяж состоит из трех тектонических пластин, надвинутых друг на друга с востока, а затем на толщу граувакк зилаирской свиты.

Аллохтонное залегание гипербазитов и ассоциирующих с ними вулканогенно-осадочных пород силура и ордовика в Кракинской зоне западного склона Урала нам представляется весьма убедительным. Действительно, невозможно вообразить возникновение в ядре синклинали автохтонной положительной структуры, имеющей воронкообразную форму и совершенно иной по отношению к крыльям синклинали фациальный состав слагающих ее пород. Породы аллохтона резко отличаются от образований постели шарьяжа не только по фациальному составу и мощностям, но также по интенсивной сложной дислоцированности, раздробленности и брекчированности. В отличие от пород постели они не образуют сколько-нибудь выдержанных по простирацию стратиграфических горизонтов или закономерно построенных складчатых структур. Сильная перемятость и брекчированность, мозаичное, лоскутное размещение в плане пород разного возраста и различного фациального состава, широкое развитие милонитов и тектонических брекчий — все это свидетельствует об исключительно мощных тектонических напряжениях, существовавших при формировании Кракинского шарьяжа.

Несмотря на хаотичность и мозаичность в размещении глыб и тектонических блоков в чешуях покрова в их строении намечаются некоторые общие черты: а) пологость надвиговых поверхностей и вследствие этого извилистость в плане контактовых линий между пластинами; б) пластины, залегающие структурно выше, отвечают более высоким отметкам рельефа; в) распространенность во всех пластинах явлений интенсивного катаклаза.

По всей вероятности, тектонические пластины Кракинского шарьяжа сначала сформировались в эвгеосинклинальной зоне Урала, а затем были перемещены в область современного его западного склона как бы в готовом виде. Другими словами, Кракинский шарьяж образовался не в результате многократного надвигания отдельных слагающих его пластин из эвгеосинклинальной зоны на западный склон, а после формирования всего пакета шарьяжей.

Мы уже отмечали, что Кракинский шарьяж выполняет синклинальный прогиб в породах постели. Характер границ аллохтона в плане и данные геофизики свидетельствуют о его асимметричной структуре, с более глубоким залеганием подошвы в восточной части, что хорошо согласуется с особенностями структуры пород зилаирской свиты, подстилающей покров. Таким образом, имеется в общем согласное смятие пород аллохтона и постели покрова, что подчеркивается и наличием вдоль южного края массива Южный Крака тектонического полуокна, сложенного зилаирскими породами, имеющими антиклинальную структуру, замыкающуюся к северу. Эти данные позволяют сделать заключение, что формирование Кракинского шарьяжа произошло до начала пароксизма вариссийского тектогенеза на западном склоне Урала, т. е. в допермское время. Об этом же свидетельствует и одинаковая ориентировка трещин кливажа в породах аллохтона и постели.

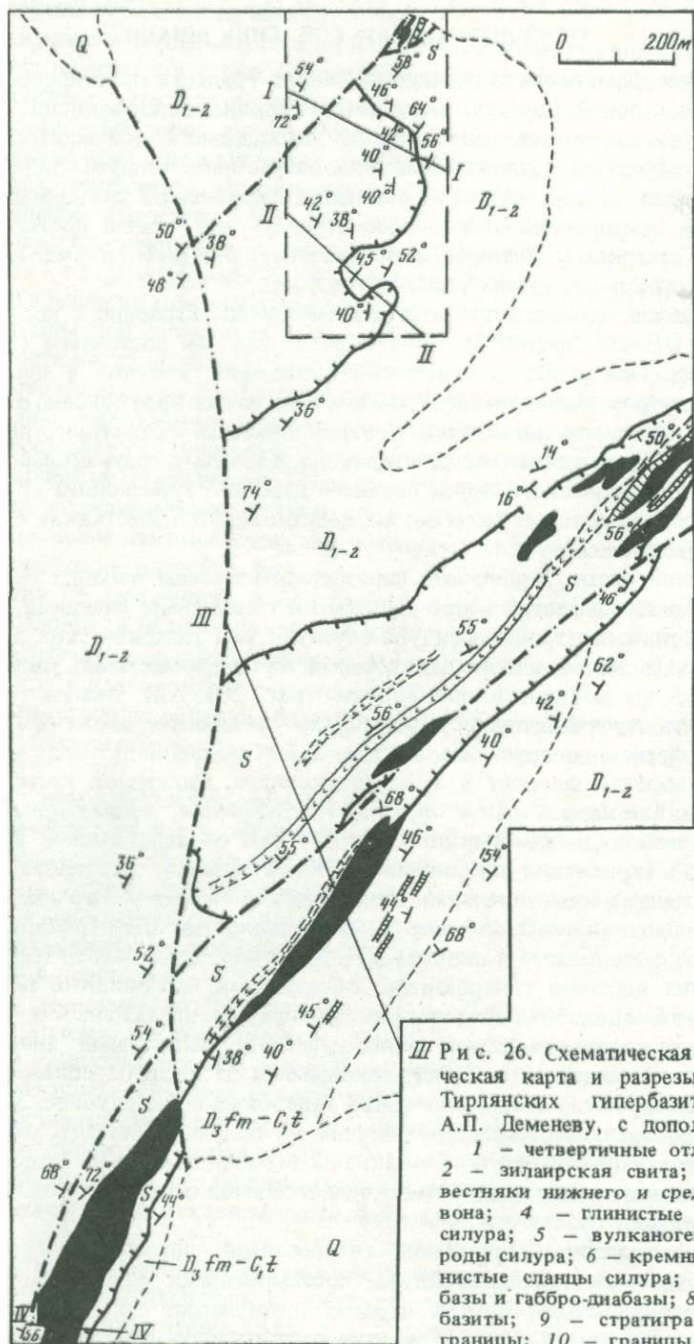
Севернее Кракинского аллохтона, вдоль границы Башкирского антиклинория с зоной Уралтау, выделяется Тирлянская синклиналь, сложенная ордовикскими, силурийскими и девонскими отложениями, по составу и строению аналогичными разновозрастными толщам Зилаирского синклинория. В структурном отношении Тирлянскую синклиналь и Зилаирский синклинорий можно рассматривать как чинив прогиб, разобщенный севернее г. Белорецка небольшим поднятием, в своде которого обнажаются породы докембрийского возраста.

Тирлянская синклиналь имеет асимметричное строение с пологим западным ($10-20^\circ$, редко $35-40^\circ$) и более крутым восточным ($30-70^\circ$) крыльями. Она осложнена мелкими складками, высотой в первые десятки метров, имеющими северо-северо-восточное простирание, согласное с направлением оси синклинали. Центриклинальная часть структуры сложена известняками нижнего-среднего девона, а местами граувакками зилаирской свиты фаменского яруса верхнего девона — турнейского яруса нижнего карбона, которые залегают на подстилающих известняках с признаками размыва.

В осевой части Тирлянской синклинали известны выходы гипербазитов, которые совместно с кремнистыми и глинистыми сланцами, а также вулканогенными породами силура образуют ряд тектонических останцов, выраженных на местности холмистыми возвышенностями, расположенными в 5 км восточнее пос. Тирлян (рис. 26). А.И. Иванов (1959 г.) считал, что гипербазиты прорывают ядро синклинали, сложенной известняками франского яруса. По мнению Д.Г. Ожиганова [1964], ультраосновные породы залегают в ядре антиклинали, сложенной кремнистыми сланцами бетринской свиты силура. Исследования, проведенные в этом районе, позволили нам прийти к заключению об аллохтонном залегании офиолитов Тирлянской синклинали — [Камалетдинов, Казанцева, 1970].

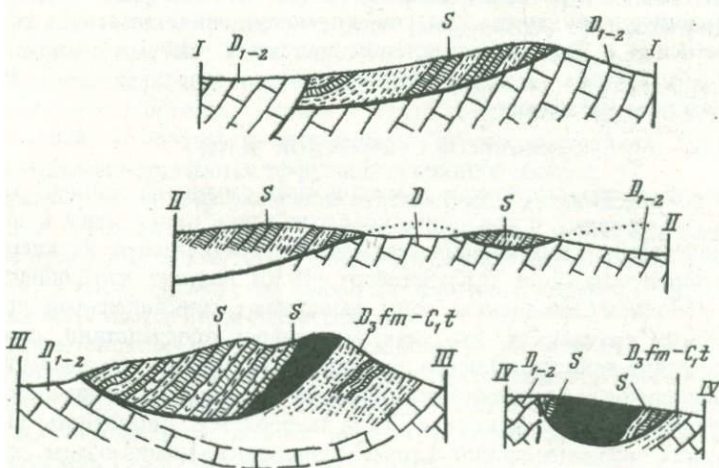
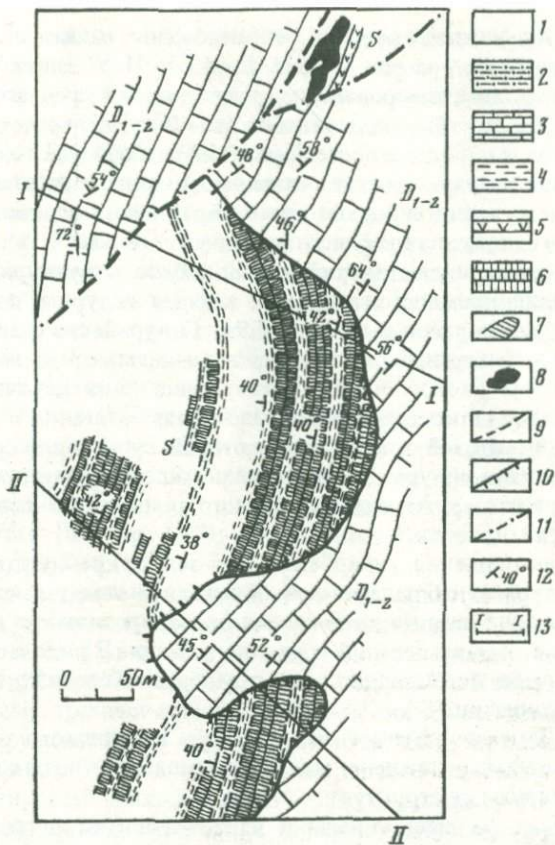
В последние годы детальные геологические съемки в Тирлянской синклинали проводил А.П. Деменев [1978], полностью подтвердивший представление о шарьяже. По данным А.П. Деменева, здесь выделяется восемь небольших выходов гипербазитов, образующих линзовидные тела мощностью от 5—10 до 50—100 м при максимальной их протяженности до 400 м. Пять более крупных выходов из них выражены магнитными аномалиями местного значения, не распространяющимися за пределы обнажений, что свидетельствует об отсутствии связи гипербазитов на глубине. Учитывая тот факт, что ультраосновные породы не получили четкого отражения на гравиметрической карте, а мелкие их выходы вообще не фиксируются геофизическими методами, можно сделать вывод о малой глубине их распространения.

Непосредственное обрамление гипербазитов представлено вулканогенно-осадочными породами силура, составляющими фрагменты единого офиолитового разреза. В этих породах преобладают северо-западные падения под углами $40-50^\circ$. На востоке поле выходов офиолитов контактирует с глинистыми, кремнисто-глинистыми сланцами и алевролитами с прослоями граувакковых песчаников, содержащими растительные остатки, характерные для зилаирской свиты фаменского яруса верхнего дево-



III Р и с. 26. Схематическая геологическая карта и разрезы участка Тирлянских гипербазитов. По А.П. Деменеву, с дополнениями

1 - четвертичные отложения; 2 - зилайская свита; 3 - известняки нижнего и среднего девона; 4 - глинистые сланцы силура; 5 - вулканогенные породы силура; 6 - кремни и кремнистые сланцы силура; 7 - диабазы и габбро-диабазы; 8 - гипербазиты; 9 - стратиграфические границы; 10 - границы шарьяжных пластин; 11 - разрывы поздних генераций; 12 - элементы залегания слоев; 13 - линии разрезов



Р и с. 26 (окончание)

на — низов нижнего карбона. Эти отложения падают на запад под кремнистые сланцы силура под углами $40-45^\circ$. На западе выход офиолитов подстилается доломитизированными известняками среднего девона, погружающимися к востоку под углами $16-40^\circ$. Непосредственный контакт офиолитов с породами постели обнажен слабо, однако характер их взаимоотношения между собой не оставляет никаких сомнений в том, что гипербазиты и вулканогенно-осадочные образования слагают аллохтон, покоящийся на отложениях верхнего и среднего девона.

Примером, иллюстрирующим подобное структурное несоответствие в залегании кремнисто-глинистых сланцев силура и известняков девона, может служить район высоты 600,5 м. Силурийские сланцы слагают вершину, западный и южный склоны этой возвышенности, а на северном и восточном склонах из-под них выступают известняки девона. Структурное несоответствие четко проявлено в элементах залегания пород и в поведении самой контактовой зоны, вдоль которой происходит срезание под косым углом пластов силура. Более высокое гипсометрическое положение выходов офиолитов также подтверждает их аллохтонное залегание в виде тектонических останцов.

Взаимоотношения гипербазитовых тел с кремнисто-глинистыми сланцами силура в наблюдавшихся обнажениях всюду тектонические. В контактовой зоне развита интенсивная дислоцированность пород с явлениями дробления, развальцевания и милонитизации. В ряде мест видно несогласное залегание линзовидных тел гипербазитов среди других членов офиолитовой ассоциации.

А.П. Деменев отмечает, что останцы Тирлянского шарьяжа совместно с его постелью осложнены мелкими разрывами поздних генераций, которые вуалируют их структуру.

Обращает на себя внимание удивительное сходство в тектоническом строении Тирлянской синклинали и Зилаирского синклинория. По существу офиолиты Тирлянской синклинали как бы повторяют в миниатюре Кракинскую структуру. Это, по-видимому, свидетельствует о том, что Кракинский и Тирлянский останцы являются частями единого офиолитового аллохтона, некогда перекрывавшего западный склон Урала, но впоследствии размытого.

ОФИОЛИТЫ САКМАРСКОЙ ЗОНЫ

Офиолиты, распространенные в южной части западного склона Урала, в бассейне р. Сакмары, в тектоническом отношении приурочены к южной части Зилаирского синклинория, сложенного граувакками верхнего девона — нижнего карбона. Д.К. Зегебарт [1936] полагал, что раннепалеозойские офиолиты Сакмарской зоны выполняют синклинальный прогиб в зилаирских граувакках, что, как выяснилось впоследствии, соответствует действительности. Однако он ошибался, думая, что взаимоотношения офиолитов с граувакками являются стратиграфическими, а возраст последних — доордовикским. После находок Л.С. Либровичем [1932] в граувакках позднедевонской флоры утвердилось мнение о том, что породы Сакмарской зоны образуют не синклираль, а крупное "Сакмарское поднятие" или "антиклинорий Шайтантау" [Павлинов, 1937, 1947; Ожиганов, 1941, 1964; Эз и др., 1965; и др.] .

Детальные геологические и геофизические съемки, а также бурение скважин показали, что офиолиты Сакмарской зоны образуют не поднятие, а сложно построенный пакет шарьяжей, располагающийся на поверхности верхнедевонских граувакк, слагающих синклинальный прогиб [Кама-летдинов, 1968, 1974; Руженцев, 1971; и др.].

Сакмарский аллохтон сложен пестрым по составу комплексом осадочных и вулканогенных пород, с возрастом от позднего рифея до позднего девона включительно. Различные по величине и форме выходы разновозрастных и разнофациальных пород здесь беспорядочно разбросаны по площади, образуя сложную мозаику и тем самым создавая исключительные трудности при изучении стратиграфических разрезов рассматриваемой зоны. В составе Сакмарского пакета шарьяжей в настоящее время известны следующие толщи пород.

Рифейские образования развиты в бассейне р. Кураган, западнее г. Медногорска и в ряде других мест. Они представлены небольшими изолированными выходами кварцитов, кварцито-песчаников, серицито-хлоритокварцевых и хлорито-серицитовых сланцев, аналогичных рифейским образованиям хр. Уралтау [Келлер, 1949; Петровский, Горохов, 1962; Кама-летдинов, Казанцев, 1968; и др.].

Кембрийские археоциатовые и водорослевые известняки образуют ряд экзотических утесов-отторженцев, прослеживающихся от бассейна р. Сакмары (широта ст. Кувантык) на севере до зауральских Мугоджар на юге [Лермонтова, Разумовский, 1933; Павлинов, 1947; Хабаков, 1964; и др.]. К настоящему времени выходы кембрийских известняков в Сакмарской зоне обнаружены более чем в 50 пунктах. Один из самых крупных выходов, размером 70 X 180 м, известен на горе Бикташ у д. Бикташево. Известняки этого выхода светло-серые, массивные, с инкрустационной структурой. В них содержится большое количество археоциат.

Ордовикские отложения распространены весьма широко. Среди них выделяются кидрясовская свита тремадокского яруса нижнего отдела и кураганская свита среднего отдела [Лермонтова, Разумовский, 1933; Геологическое..., 1941; Хабаков, 1964; Ключихин, 1964; и др.].

Кидрясовская свита представлена породами типа моласс: глинистыми сланцами, алевролитами, мелко- и грубозернистыми кварцевыми, глауконитовыми, аркозовыми песчаниками и конгломератами. Среди этих пород местами встречаются эффузивы основного состава.

Кураганская свита представлена глинистыми и глинисто-туфогенными сланцами оливково-зеленого и вишнево-красного цвета. Местами встречаются прослойки и линзы туфов основного состава, песчаников, кремнистых сланцев, а также кремнистых туфов и туффитов. В верхней части свиты изредка встречаются линзы известняков.

В Косистекском районе кураганской свите по возрасту соответствует губерлинская свита, сложенная внизу пестроцветными туфогенными глинистыми сланцами, а сверху — альбитофирами и их туфами, местами нацело замещающими осадочные породы [Разумовская, 1941; Херасков, Милановский, 1953; Абдулин и др., 1969].

Таким образом, среди ордовикских отложений Сакмарского шарьяжа устанавливается три типа разрезов, резко различающихся по составу, строению и мощности. Первый из них представлен туфогенно-сланцевой,

второй — песчано-гравелитовой и отчасти эффузивной, а третий — вулканогенной толщами. Все эти образования не имеют себе фациальных аналогов в нормальном стратиграфическом разрезе западного склона Урала, в том числе в зоне Уралтау, где известны лишь кварцевые песчаники и филлиты верхнего ордовика мощностью не более 400 м.

Силурийские образования характеризуются большим разнообразием литологического состава. Среди них присутствуют кремни, кремнистые и углисто-кремнистые сланцы, кремнистые конгломерато-брекчии, гравелиты, песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, эффузивы основного и среднего состава и их туфы.

В бассейне р. Сакмары среди силурийских отложений выделяется не менее четырех типов разрезов: кремнисто-аргиллитовый (S_{1ln-w}) видимой мощностью 1300–1400 м, кремнистый ($S_{1-2ln-ld}$) мощностью более 1000 м, флишоидный (S_{1ln-w}) мощностью более 1500 м и существенно вулканогенный ($S_{1-2ln-ld}$) мощностью до 1000 м [Камалетдинов и др., 1970].

Силурийские отложения Сакмарской зоны, как и ордовикские, по фациальному составу являются чуждыми для разреза разновозрастных отложений западного склона Урала; накопление их происходило в различных фациальных условиях преимущественно эвгеосинклинальной зоны, в значительном удалении друг от друга.

К девонским отложениям относится верхняя часть вулканогенных пород, возраст которых — от силура до среднего девона включительно, рифогенные известняки зйфельского яруса, встречающиеся в виде небольших тектонических останков, а также кремнистые сланцы франского яруса, известные в южной части района.

Местами внутри Сакмарского шарьяжа, а также вдоль контакта с зилаирскими отложениями развиты своеобразные конгломерато-брекчии предположительно среднедевонского возраста. Они состоят из галек и глыб различных пород: эффузивов, песчаников, алевролитов, аргиллитов, реже известняков и серпентинитов. Размеры наиболее крупных глыб достигают нескольких десятков метров в поперечнике. Цементом конгломерато-брекчий служит перетертый материал тех же пород, из которых состоят глыбы. В обломках и глыбах этой толщи отмечаются остатки фауны тремадокского яруса, нижнего силура и зйфельского яруса. По простиранию эти породы обычно выклиниваются или замещаются толщей полимиктовых песчаников и гравелитов флишоидного строения.

На левобережье р. Урал, в Косистекском районе, по данным С.В. Руженцева [1971], франский ярус, как и на восточном склоне Урала, представлен кремнистыми сланцами мукасовского горизонта, залегающими с резким угловым несогласием на силурийских и ниже-среднедевонских породах. Выше по разрезу мукасовские кремни сменяются отложениями зилаирской свиты фаменского яруса.

Кроме рассмотренных пород, в Сакмарском шарьяже широко распространены в различной степени серпентинизированные гипербазиты, образующие местами значительные по размерам массивы (Шайтантауский, Катралинский, Восточно-Катралинский, Губерлинский и др.), а также небольшие разрозненные тела. С ультраосновными породами почти повсеместно встречаются амфиболиты и габбро-амфиболиты, а также неболь-

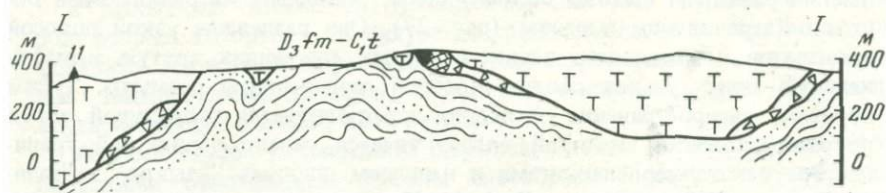
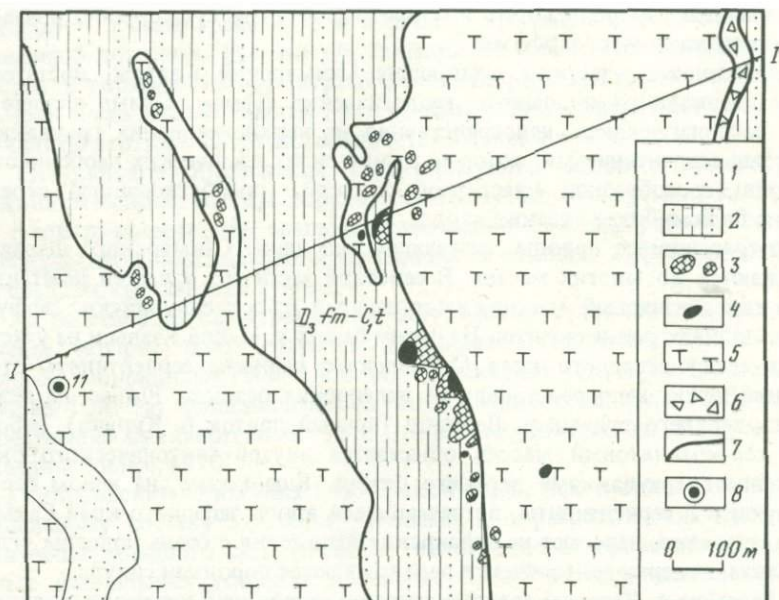
шие выходы габбро-диабазов и диоритов, местами существенно измененных процессами метаморфизма.

Аллохтонные пластины, слагающие Сакмарский шарьяж, достаточно четко выявляются по данным геологических съемок. Самые нижние из них, располагающиеся непосредственно на верхнедевонских граувакках, сложены серпентинитами, которые в силу своих физических особенностей, служили своеобразной пластичной смазкой, способствовавшей перемещению блоков более жестких пород.

Ультраосновные породы, слагающие основание Сакмарского шарьяжа, обнажаются во многих местах. В северной части его известен Шайтантауский гипербазитовый массив, выступающий из-под силурийских эффузивов в долинах рек и оврагов. На левом берегу р. Малой Узалы и на участке вдоль северо-западного края Сакмарского шарьяжа серпентиниты этого массива лежат непосредственно на зилаирских осадках. Южнее, на левом берегу верхнего течения р. Дергаиш (правый приток р. Куруил), небольшой серпентинитовый массив обнажается внутри тектонического окна, сложенного граувакками верхнего девона. Еще южнее, на левом берегу р. Бухарчи, серпентиниты, встречающиеся вдоль западного края Сакмарского шарьяжа, налегают на зилаирские отложения с очень пологим углом контакта, а сверху тектонически перекрываются породами силура.

В бассейне р. Катралы среди зилаирских отложений известны значительные по размерам выходы серпентинитов, слагающие Катралинский и Восточно-Катралинский массивы (рис. 27). Они разделены узкой полосой аргиллитов и песчаников верхнего девона, слагающих крутую антиклинальную складку, над сводом которой серпентиниты размыты. Таким образом, распространение последних контролируется структурой пород постели, сложность которой подчеркивается сильно извилистой границей граувакк с серпентинитами и наличием длинных "языков" и "заливов". Вдоль западного края Восточно-Катралинского массива встречаются многочисленные останцы кремнистых сланцев силура и кварцевых песчаников ордовика, размерами до 100–200 м, образующие в рельефе невысокие холмики. В узкой зоне контакта серпентинитов с граувакками наблюдаются брекчирование, милонитизация и рассланцевание пород.

У восточного края Катралинского серпентинитового массива, в 0,5 км к западу от контакта с зилаирскими породами, в устье руч. Камышлы, была пробурена скважина, которая пересекала серпентиниты, вскрыв на глубине 431,5 м брекчированные, гидротермально-измененные осадочные породы актинолит-полевошпат-кварцевого состава (см. рис. 28). Судя по данным этой скважины, поверхность надвига здесь погружается к западу под углами 43–45°. Небольшой выход серпентинитов сохранился от размыва среди верхнедевонских граувакк и восточнее Восточно-Катралинского массива. Серпентиниты и кремнистые сланцы силура встречаются и в ряде других мест южнее р. Курган. Причем всюду устанавливается их залегание на граувакках зилаирской серии в виде останцов тектонического покрова. Крупный Губерлинский гипербазитовый массив известен в бассейне р. Губерли. Он обнажается из-под силурийских и ордовикских пород, местами залегая непосредственно на зилаирских граувакках. Все эти выходы, по-видимому, представляют собой сохранившиеся от размыва фрагменты основания Сакмарского аллохтона.

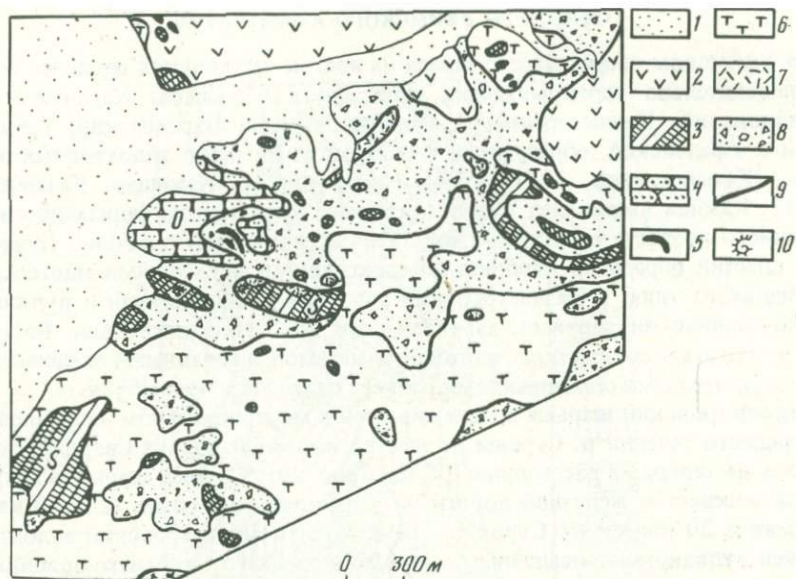


Р и с. 27. Геологическая карта и разрез Катралинского массива

1 — четвертичные отложения — глины, пески; 2 — зилайская свита — граувакковые песчаники, алевролиты, аргиллиты; 3 — кремнистые сланцы силура; 4 — кремни силура; 5 — серпентиниты; 6 — тектонические брекчии; 7 — тектонические контакты; 8 — скважины

Чрезвычайно широко развит в Сакмарской зоне серпентинитовый меланж. Он сопровождает здесь практически все массивы ультраосновных пород. В составе меланжа присутствуют серпентиниты, габбро-амфиболиты, амфиболиты, метаморфические сланцы рифейского возраста, светлые рифогенные известняки нижнего кембрия, красные глинисто-туфогенные сланцы кураганской свиты ордовика, зеленоватые слюдисто-кварц-полевошпатовые песчаники нижнего силура, черные кремни и кремнисто-глинистые сланцы, кремнистые брекчии, туфоконгломераты, диабазы, спилиты и туфы с возрастом от силура до среднего девона.

Породы различного возраста и разного фациального состава залегают в одних случаях в виде отдельных разрозненных блоков, в других — образуют мощное тектоническое месиво перемятых и дробленных глыб разных размеров и форм. Цементом служат серпентиниты и милониты, состоящие из обломков окружающих пород. В бассейне р. Катралы, например, среди



Р и с. 28. Геологическая карта района д. Бикташево

1 – четвертичные отложения; 2 – эффузивы основного и среднего состава силура – нижнего девона; 3 – кремни и кремнистые сланцы силура; 4 – песчаники и алевриты ордовика; 5 – археоциатовые известняки нижнего кембрия; 6 – серпентиниты; 7 – спилиты; 8 – тектонические брекчи и милониты; 9 – тектонические контакты; 10 – места сбора фауны

серпентинитов южной и западной частей Катралинского массива встречаются многочисленные глыбы габбро-амфиболитов и аргиллитов кураганской свиты ордовика, кремней и основных вулканитов нижнего и верхнего силура, а также известняков эйфельского яруса. В бассейне р. Кураган в зоне меланжа встречаются оторженцы рифейских метаморфических сланцев размерами до 300–500 м, а на левом берегу Сакмары – археоциатовые известняки нижнего кембрия. Наиболее крупный выход известняка в районе д. Бикташево имеет размеры 70 × 180 м (рис. 28).

Итак, Сакмарская структура представляет собой крупнейший сложно построенный аллохтон западного склона Южного Урала, сложенный породами эвгеосинклинального типа. Он покоится на граувакках фаменского яруса, образующих здесь обширный синклинальный прогиб. Примечательно, что массивы гипербазитов Сакмарского шарьяжа совершенно не отражаются на гравиметрических картах, что свидетельствует об их малой мощности и аллохтонном залегании. Сейсмические исследования, проведенные комплексом методов (МОВ, КМПВ и др.) по профилю, проходящему на широте г. Медногорска, показали, что подошва Сакмарского шарьяжа имеет четкое синклинальное строение: отражающие и преломляющие площадки этого профиля с запада и востока погружаются под более древние породы аллохтона под углами, соответственно 20–25 и 10–15°.

В Уфимском амфитеатре с запада на восток выделяются не менее семи последовательно перекрывающих друг друга шарьяжей: Карантауский, Демидовский, Нижнесергинский, Нязепетровский, Бардымский, Ревдинский и Уфалейский, образующие вместе мощный пакет аллохтонных пластин [Камалетдинов, 1971, 1974; Камалетдинов, Казанцев, Казанцева, 1981]. Каждая шарьяжная пластина сложена комплексом формаций определенного возраста и состава, свойственных лишь этой пластине. Нижний ряд пластин образован карбонатно-терригенными формациями миогеосинклинального типа, а Нязепетровский аллохтон — офиолитами и вулканогенно-осадочными сериями, характерными для эвгеосинклинали. Восточнее располагаются пластины, сложенные метаморфизованными осадочными и вулканогенными образованиями раннего палеозоя и докембрия.

Нязепетровский шарьяж прослеживается в меридиональном направлении от среднего течения р. Суroyа на юге до железной дороги Свердловск — Казань на севере на расстоянии 135 км (рис. 29). Останец шарьяжа сохранился и севернее железной дороги на Киргишанском увале (26 × 7 км), а также в 20 км южнее Суroyа (14 × 5 км). Нязепетровский аллохтон сложен вулканогенно-осадочными породами среднего и верхнего ордовика, силура, нижнего и отчасти среднего девона, для которых характерны пестрый литологический состав и присутствие большого количества вулканогенного материала и кремнистых отложений. В основании шарьяжа залегают гипербазиты изменчивой мощности (до 200–300 м). Существенно вулканогенный состав и присутствие офиолитов свидетельствуют о формировании этого комплекса пород в условиях эвгеосинклинали на коре океанического типа.

На Нязепетровском шарьяже севернее пос. Нижние Серги были пробурены скважины, которые полностью пересекли породы аллохтона и вошли в подстилающие образования постели (рис. 30). Сква. 3, пробуренная на восточном крыле покрова, в 2,5 км выше устья р. Скопчихи, вскрыла его подошву на глубине 369 м. До глубины 235 м она пересекла толщу пород среднего ордовика — силура (туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты, трахибазальтовые порфириты, диабазовые порфириты, песчаники, алевролиты и аргиллиты). Все породы имеют западное падение слоев под углами 40–50°. В интервале 235–368,5 м скважина прошла тектоническую зону, представленную катаклазитами и милонитами с раздробленными и пришлифованными блоками фтанитов, аргиллитов, алевролитов и песчаников. Под тектонической блокой скважина вошла в известняки верхнего эйфеля Нижнесергинской пластины. Последние у контакта также несут следы интенсивного дробления. Следует отметить, что явления катаклаза, рассланцевания и брекчирования пород наблюдаются на трех уровнях и выше зоны тектонитов, примерно до средней части Нязепетровской пластины.

Скважина 5, расположенная в осевой зоне аллохтона, в 1,5 км западнее предыдущей, вскрыла более верхние горизонты осадочно-вулканогенной толщи среднего ордовика — силура Нязепетровского шарьяжа. Диабазы, диабазовые и трахибазальтовые порфириты образуют здесь довольно мощную, около 250 м, залежь. Все породы имеют западное падение

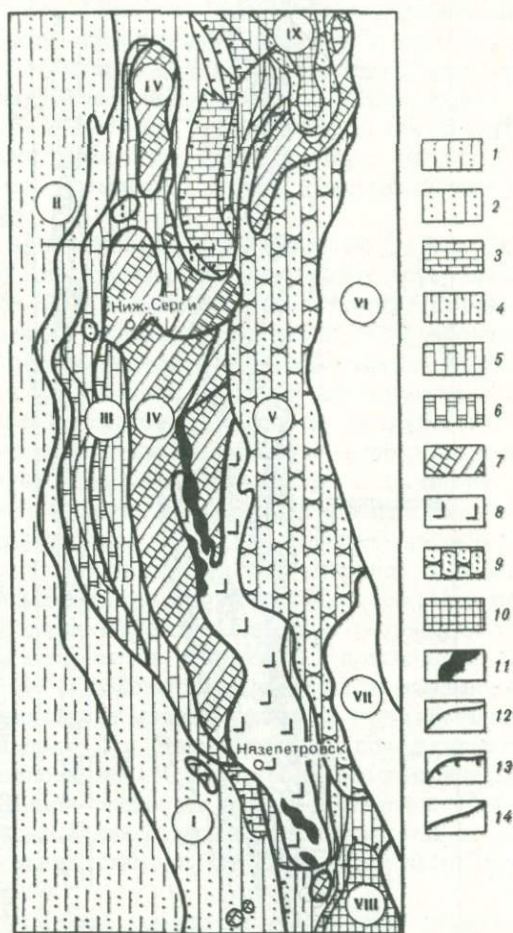
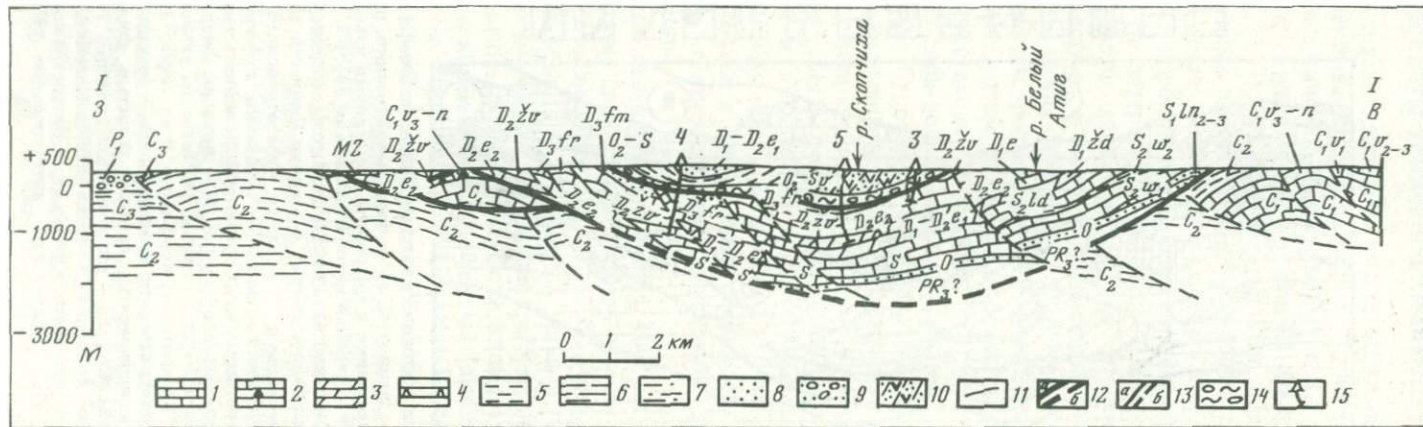


Рис. 29. Схематическая тектоническая карта Уфимского амфитеатра

1 - нижняя пермь - аргиллиты, подмиктовые песчаники, прослой известняков; 2 - средний карбон - песчаники и аргиллиты с прослоями известняков; 3 - нижний карбон - известняки; 4 - верхний девон (фаменский ярус) - нижний карбон (туркменский ярус, зилайская свита) - граувакковые песчаники, аргиллиты, алевролиты; 5 - девон - известняки, доломиты; 6 - силур Нижнесергинского шарьяжа - известняки, кварцевые песчаники; 7 - силур Нязепетровского шарьяжа - сланцы, кремнистые, глинистые, углисто-глинистые, песчаники, туфопесчаники, туфы; 8 - ордовик Нязепетровского шарьяжа - туфы, туфопесчаники, песчаники, филлитовые сланцы, местами базальтовые порфириты; 9 - ордовик Бардымского шарьяжа - кварцито-песчаники, конгломераты, сланцы, филлитовые, углисто-глинистые, зеленые сланцы, туфопесчаники, липаритовые порфириты и их туфы; 10 - верхний протерозой Башкирского и Среднеуральского антиклинориев - песчаники кварцевые и кварцито-полевошпатовые, конгломераты, сланцы, углистые, филлитовые, доломиты, известняки; 11 - гипербазиты; 12 - геологические границы; 13 - линии надвигов; 14 - границы шарьяжных пластин. I-I - линия разреза. Шарьяжи: I - Карантауский, II - Демидовский, III - Нижнесергинский, IV - Нязепетровский, V - Бардымский, VI - Ревдинский, VII - Уфалейский; антиклинории: VIII - Башкирский, IX - Среднеуральский



Р и с. 30. Геологический разрез Уфимского амфитеатра по линии I-I (см. рис. 29)

1 — известняки; 2 — брекчированные известняки; 3 — доломиты; 4 — ангидриты; 5 — глинистые и кремнистые сланцы; 6 — аргиллиты и алевролиты; 7 — песчаники и сланцы; 8 — песчаники и гравелиты; 9 — гравелиты и конгломераты; 10 — вулканиты, песчаники, сланцы; 11 — стратиграфические границы; 12 — линии шарьяжей: а — установленные, б — предполагаемые; 13 — прочие разрывы: а — установленные, б — предполагаемые; 14 — зона меланжа; 15 — скважины

пластов. В интервале 524—767 м скважина вскрыла зону тектонитов, в основании которой имеются притертые крупнообломочные брекчии из кремнистых пород, фтанитов, песчаников и известняков подстилающей Нижнесергинской тектонической пластины с текстурой типа неправильной кирпичной кладки. В обломках известняка, поднятых с глубины 755 м, обнаружена фауна франского яруса: *Archaeosphaera minima* Sul., *Ar. magna* Sul., *Radiosphaera* sp.; ниже зоны брекчий до глубины 805,6 м вскрыты известняки франского яруса, которые вверху брекчированы и содержат обломки кремнистых пород. Известняки содержат богатую фауну фораминифер.

Ниже залегают пачка известняков мощностью 10 м с *Stringophyllum* cf. *duplex* (Wdkd.), относящимися к живетскому ярусу среднего девона. В интервале 815,6—1234 м вскрыты слоистые известняки с прослоями глинисто-известняковых доломитов, мергелей и алевролитов, содержащие органические остатки верхнего эйфеля: *Favosites waganensis* Janet, *Tripanopora terebra* Sok. et Obut, *Aparchitellina adrianovae* Pol., *A. domratchevi* Pol., *Primitiopsella miranda* Pol. Еще ниже до глубины 1315 м (забой) пройдена толща переслаивающихся глинистых доломитов и доломитовых мергелей, ангидритов, глинистых известняков с прослоями алевролитов и аргиллитов нижнего эйфеля и верхней части нижнего девона.

Скважина 4, находящаяся в 3,5 км западнее предыдущей, вскрыла разрез западного крыла Нязепетровской пластины и подстилающих ее толщ Нижнесергинского аллохтона. До глубины 160 м она прошла толщу "водораздельных песчаников" нижнего девона, состоящую из переслаивающихся аргиллитов, алевролитов, кварцевых и полимиктовых песчаников. В интервале 344—390 м породы развальцованы и рассланцованы. К ним приурочена пластовая залежь миндалекаменных и трахибазальтовых микропорфиритов мощностью 1,7 м. Ниже указанных пород скважина пересекла зону тектонитов мощностью 140,3 м, а под ними в интервале от 584,8 до 712,5 м — известняки франского яруса, слагающие Нижнесергинский шарьяж. В этих известняках содержатся *Actinostroma* ex gr. *clathratum* Nich., *Novitapora* ex gr. *uralensis* Gav. В верхней части разреза породы несут следы дробления.

Ниже до забоя (1500 м) скважина вскрыла более древние слои девона, залегающие в нормальной стратиграфической последовательности: вверху известняки живетского яруса и верхнеэйфельского подъяруса, затем доломиты, глинистые известняки, доломитовые мергели и ангидриты нижнеэйфельского подъяруса и доломиты нижнего девона. Некоторое возрастание мощности девонских пород (до 750 м) в данном разрезе, вероятно, объясняется существованием небольшого надвига в средней его части. Нязепетровский аллохтон имеет отчетливо выраженное синформное строение: подошвенная часть его, сложенная породами среднего ордовика — силура, обнажена на крыльях структуры, в ядре же залегают нижний девон и нижнеэйфельский подъярус среднего девона. Эта структура асимметрична — ее западное крыло оборвано и поэтому несколько короче восточного. Породы среднего ордовика и силура имеют сокращенную мощность в основании структуры, что обусловлено тектоническим срезанием ее части вдоль подошвы шарьяжа. Подстилающими отложениями этой структуры служат франские, живетские и эйфельские известняки,

а у западного крыла также фаменские отложения зилаирской свиты Нижнесергинского шарьяжа.

Местами Нязепетровский аллохтон переброшен через Нижнесергинский шарьяж и залегает непосредственно на флишоидных породах среднего карбона, слагающих нижележащий Карантауский покров. Такой контакт, в частности, наблюдается в юго-западной части распространения вулканогенно-осадочных толщ бардымской серии, в районе г. Нязепетровска. Здесь, на правом берегу р. Уфы, у железнодорожного моста серпентиниты, слагающие основание шарьяжа, полого надвинуты с востока на переслаивающиеся пласты известняков и аргиллитов среднего карбона, падающие под серпентиниты под углами $10-15^\circ$. Мощность серпентинитов здесь не более 20–30 м, местами (вблизи подошвы) в них закатаны глыбы среднедевонских известняков, сорванные с поверхности подстилающего Нижнесергинского покрова.

Важная особенность Нязепетровского шарьяжа – наличие хорошо выраженной зоны тектонических брекчий мощностью 130–243 м. Причем следы катаклаза и дробления пород наблюдаются и ниже зоны брекчий в подстилающих известняках среднего и верхнего девона Нижнесергинской тектонической пластины. Обращает на себя внимание пологое, субгоризонтальное положение подошвы Нязепетровского шарьяжа. В пробуренных скважинах она располагается на глубинах 368–767 м, а углы падения ее даже на самых крутых участках не превышают $20-25^\circ$.

Аналогичные взаимоотношения пород пластины и подстилающих образований установлены в скважинах, пробуренных южнее. Так, в разрезе скважин, находящихся в 6 км западнее пос. Нижние Серги, породы среднего ордовика–силура на западном крыле пластины также налегают на известняки верхнего и среднего девона Нижнесергинского шарьяжа. Сква. 265 пересекла офиолиты среднего ордовика – силура Нязепетровской пластины и зону тектонитов, вскрыла под ней амфиоровые известняки франского яруса Нижнесергинской пластины и на глубине 303 м вошла в известняки живетского яруса. Зона тектонитов имеет здесь восточное, довольно крутое (около 50°) падение, что нередко свойственно фронтальным зонам шарьяжных пластин.

На соседнем участке, находящемся в 2,5 км юго-восточнее, скважинами по линии профиля II–II установлено пологое ($10-30^\circ$) северное падение подошвы Нязепетровской пластины. Здесь, как и в предыдущем разрезе, фтаниты, кремнистые сланцы и алевролиты среднего ордовика–силура лежат на амфиоровых известняках франского яруса. С приближением к поверхности подошва пластины выполаживается (рис.31). Строение восточного крыла Нязепетровского шарьяжа иллюстрируют профили I–I и III–III. На первом из них, расположенном в 7 км северо-восточнее пос. Нижние Серги, офиолиты среднего ордовика–силура тектонически перекрывают известняки верхнего эйфеля. Постель шарьяжа здесь имеет западное падение под углами $16-20^\circ$. Лишь при выходе на дневную поверхность углы возрастают до $30-40^\circ$.

На профиле III–III, проходящем на широте Нижнесергинского пруда, сква. 1, пробуренная в породах верхнего ордовика и нижнего силура Нязепетровского шарьяжа, на глубине 830 м пересекла зону дробления, а затем вошла в известняки и доломиты нижнего девона Нижнесергинской пла-

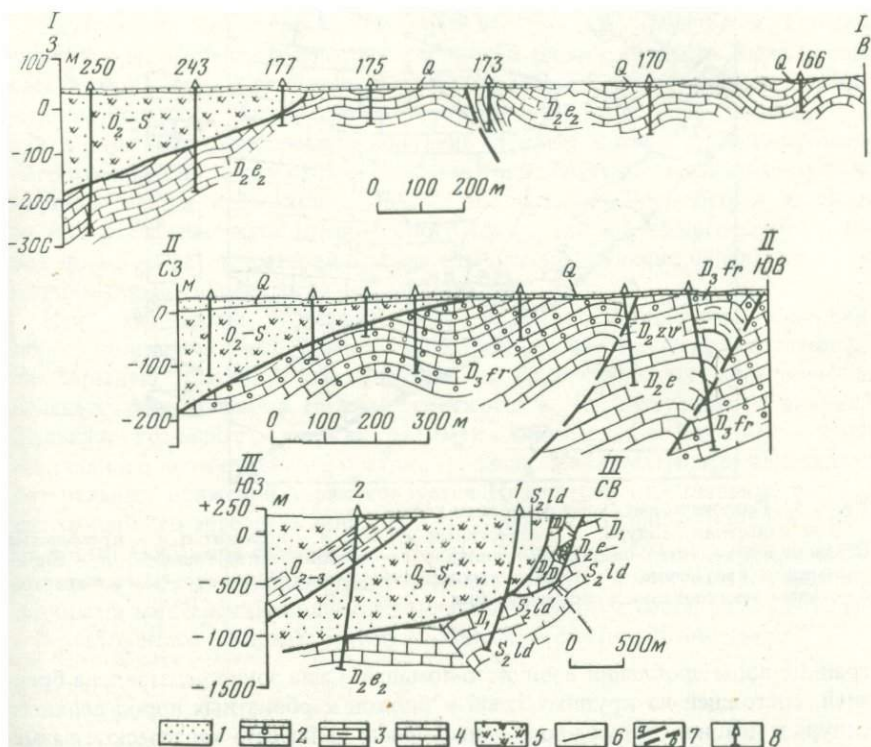
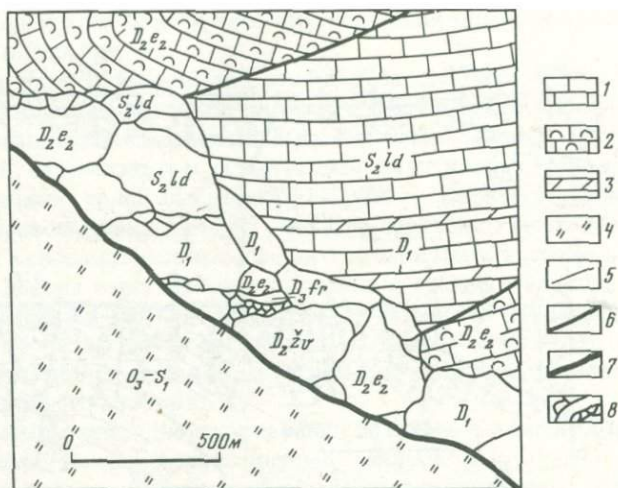


Рис. 31. Геологические разрезы восточного крыла Нязепетровского шарьяжа

1 — четвертичные отложения; 2 — известняки амфиоровые; 3 — известняки глинистые и мергели; 4 — известняки; 5 — вулканогенно-осадочные образования; 6 — стратиграфические границы; 7 — линии надвигов: а — установленные, б — предполагаемые; 8 — скважины

стины. Скважина остановлена в карбонатной толще лудловского яруса той же пластины на глубине 1070 м. Скв. 2, заложенная в 1,5 км западнее, вскрыла породы среднего, верхнего ордовика и нижнего силура, пересекла зону дробления и на глубине около 1200 м вошла в известняки верхнего эйфеля Нижнесергинской пластины. Подошва Нязепетровского шарьяжа здесь полого ($10-20^\circ$) погружается на запад и юго-запад, но с приближением к дневной поверхности становится круче — углы падения возрастают до 70° .

На Атигском участке (рис. 32) наглядно представлено строение зоны дробления в приконтактной зоне Нязепетровского шарьяжа. Данные бурения скважин и изучение выходов пород на поверхности показали, что эта зона в полосе шириной 200–500 м имеет сложное блоковое строение. Ее юго-западная граница, проходящая по контакту пород верхнего ордовика и нижнего силура Нязепетровской пластины с подстилающими породами верхнего силура и девона Нижнесергинского шарьяжа, менее извилиста. Разделяющая их поверхность в верхней части разреза крутая — до $70-80^\circ$, но на глубине выполаживается до 20° . Северо-восточная



Р и с. 32. Геологическая схема Атигского участка

1 — известняки силура; 2 — известняки эйфеля; 3 — доломиты; 4 — кремнистые образования верхнего ордовика — силура; 5 — геологические границы; 6 — линии разрывных нарушений; 7 — линия выхода поверхности Нязепетровского шарьяжа; 8 — зоны брекчирования и милонитизации

граница зоны дробления извилисто-ломаная. Сама зона представлена брекчией, состоящей из крупных глыб и блоков карбонатных пород верхнего силура и девона. Следуя вдоль зоны, можно наблюдать хаотическое размещение этих глыб и блоков. Аналогичное строение зоны дробления установлено скважинами и на глубине. Так, скв. 156 до глубины 95–100 м прошла сильно брекчированные, перетертые до милонитов породы и вошла в подстилающие рифогенные известняки верхнеэйфельского подъяруса. В интервале 270–430 м она вновь вскрыла зону интенсивного дробления пород и ниже ее вошла в карбонатные породы нижнего девона. На поверхности в полосе шириной 50 м обнажаются тектонические блоки пород эйфельского, живетского и фаменского ярусов.

Нязепетровская пластина имеет изогнутые границы, что особенно ясно выступает у пос. Нижние Серги, где подошва шарьяжа характеризуется пологим падением. Здесь образуются два тектонических полуокна, в восточном из них на Атигском участке эвгеосинклинальные толщи Нязепетровского аллохтона, тектонически перекрывающие миогеосинклинальные формации Нижнесергинской пластины, образуют с ними в плане торцовое сочленение. Аналогичное соотношение этих же толщ можно видеть и в западном полуокне. Здесь, кроме того, имеются небольшие тектонические окна и останец пород среднего ордовика — силура. В тектоническом окне, которое расположено в 3 км юго-западнее пос. Нижние Серги и размеры которого составляют 250 × 750 м, известняки франского яруса выступают из-под отложений среднего ордовика — силура. Тектонический останец ордовикско-силурийских пород размером 500 × 700 м находится в 6 км юго-западнее того же пункта. Он покоится на эйфельских и живетских известняках.

Внутренняя структура Нязепетровского шарьяжа отличается большой сложностью, особенно в центральной части и на юге площади. Здесь наблюдается серия сильно разбитых и разрушенных чешуй, от которых в современном денудационном срезе сохранились небольшие фрагменты, обусловив в ряде мест разрозненное залегание отдельных толщ эвгеосинклинального комплекса. К югу от пос. Нижние Серги выделяются три сравнительно крупные чешуи субмеридионального простираия. Восточная и западная из них разделены зоной интенсивного дробления и милонитизации шириной до 1,5–2 км, к которой приурочены развальцованные сильно серпентинизированные ультрабазиты верхнего протерозоя.

Итак, мы видим, что Нязепетровский эвгеосинклинальный комплекс пород ордовикско-силурийского возраста слагает крупную аллохтонную синформную пластину, покоящуюся на более молодых миогеосинклинальных образованиях Нижнесергинского и Карантауского шарьяжей. Шарьяжи Уфимского амфитеатра имеют значительную амплитуду горизонтального перемещения с востока на запад. Максимальными величинами латеральных движений характеризуется Нязепетровский шарьяж, так как слагающий его эвгеосинклинальный комплекс пород формировался далеко на востоке, на коре океанического типа. Амплитуда его должна составлять не менее 100 км. Амплитуда Нижнесергинского аллохтона, сложенного породами миогеосинклинального типа, по-видимому, составляет 50–70 км, а Демидовского и Карантауского шарьяжей, вероятно, 25–40 км.

ОФИОЛИТЫ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА УРАЛА

Структурное положение офиолитов эвгеосинклинальной области Урала, как и на западном склоне, всюду является аллохтонным. Об этом свидетельствуют следующие данные.

1. Повсеместные тектонические взаимоотношения гипербазитовых массивов с вмещающими образованиями при отсутствии признаков их интрузивного внедрения. Отчетливые тектонические контакты известны для большинства массивов Серовско-Невьяновского, Алапаевско-Теченского и Джетыгаринско-Аккаргинского поясов [Москалева, 1974; и др.].

2. Форма гипербазитовых массивов, залегающих в виде межформационных согласных тел, которые принято считать факолитами либо лакколитами [Заварицкий, 1924; Коптев-Дворников, 1946; Сергиевский, 1960; Малахов, 1966].

3. Геофизические материалы и данные бурения, свидетельствующие о малой мощности массивов ультраосновных пород. Так, мощность Ключевского массива Серовско-Невьяновского гипербазитового пояса по данным гравиметрии составляет 1,5–4,5 км. Группа массивов Джетыгаринско-Аккаргинского пояса имеет мощность менее 900 м [Москалева, 1974]. Судя по грави-, магнито-, электро- и сейсмаразведочным данным, мощность серпентинитов Айдырлинского массива не превышает 350–400 м. Скважины, пробуренные в серпентинитах у западного края Айдырлинского гипербазитового массива на глубинах 100–200 м, вскрыли известняки визейского яруса.

Расчеты, выполненные в последние годы О.В. Беллавиным и И.Ф. Тавриным по материалам детальных гравиметрических исследований, показали, что крупнейший Алапаевский гипербазитовый массив имеет вертикальную мощность не более 2–3 км. Подошва Первомайского и Баженовского массивов ультраосновных пород прослеживается на глубине не более чем 1–2 км.

БАЙГУСКАРОВСКИЙ ГИПЕРБАЗИТОВЫЙ МАССИВ

Байгускарровский массив располагается в южной части Присакмарской структурно-фациальной зоны восточного склона Южного Урала, в пределах водораздельного пространства рек Сакмары на западе и Таналык — на востоке. Он является составной частью гипербазитового пояса, меридионально простирающегося между метаморфическими комплексами хребта Уралтау и эвгеосинклинальными образованиями восточного склона Урала. Форма Байгускарковского массива удлинённая с неправильными очертаниями, длина более 20 км, ширина 8–10 км. К северу он резко суживается и сливается с группой Присакмарских ультраосновных тел. Окружением массива в плане являются рифейские метаморфические свиты зоны Уралтау, палеозойские и мезозойско-кайнозойские образования Магниторского синклинория (рис. 33).

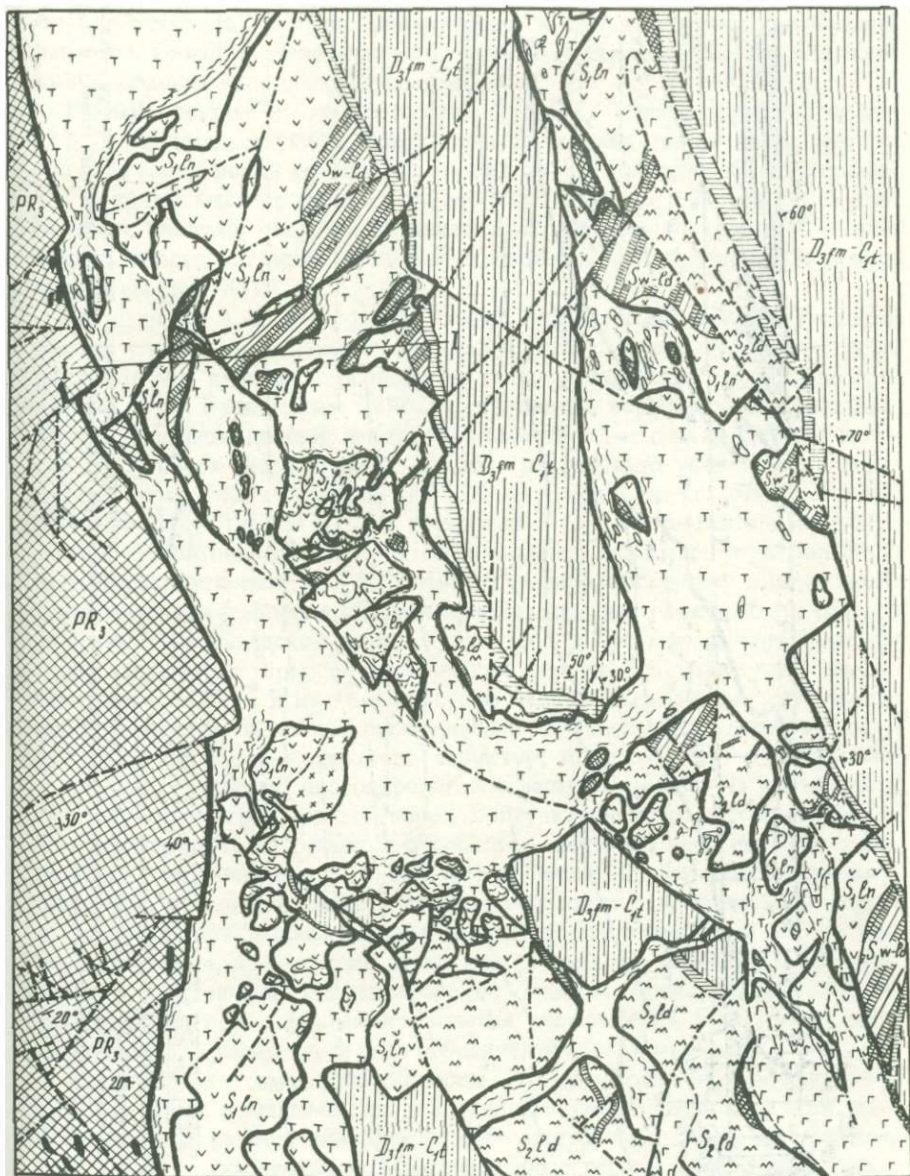
По представлениям изучавших район исследователей, серпентинизированные в различной степени гипербазиты массива слагают крупный pluton, внедрившийся по глубинному разлому во вмещающие породы докембрия и палеозоя [Бучковский, 1962; Шумихин, 1963; Сергиевский, 1964; и др.]. Блоки палеозойских осадочных и вулканогенных пород, залегающие среди серпентинитов, рассматриваются как ксенолиты, захваченные интрузией в момент внедрения.

Согласно геофизическим данным, массив представляет собой плоское тело, полого погружающееся к востоку. Вертикальная мощность в западной краевой части минимальна — 0,9–1,5 км, к востоку она возрастает до 2–2,5 км и достигает 3,5 км у южного окончания [Бучковский, 1962].

Верхнепротерозойские хлорит-полевошпатовые, слюдисто-кварцевые, графитистые и другие сланцы у контакта с серпентинитами смяты в мелкие изоклинальные складки, часто плейчатые. Здесь вскрыты зоны брекчирования и милонитизации, мощность которых достигает 100–150 м. Серпентиниты вдоль этих зон превращены в серпентинитовые брекчии с заключёнными в них глыбами вулканогенно-осадочных пород, среди которых А.А. Захаровым встречены известняки и даже граниты. На некотором удале-

Р и с. 33. Схематическая геологическая карта Байгускарковского массива. По А.А. Захарову и другим, в интерпретации авторов

1 — граувакки зилайской свиты; 2 — кремни мукасовского горизонта; 3 — диабазы, диабазовые порфиры, спилиты; 4 — туфы дацитового состава; 5 — эффузивы основного состава, прослои кремней; 6 — конгломераты, песчаники, кремнистые, кремнисто-глинистые сланцы; 7 — песчаники ордовика; 8 — хлорито-сланцевые, кварцевые сланцы; 9 — дацитовые порфиры, липарито-дацитовые порфиры ландоверийского яруса силура; 10 — габбро; 11 — амфиболиты, амфиболовые сланцы; 12 — серпентиниты; 13 — эклогиты; 14 — зоны рассланцевания пород; 15 — стратиграфические границы; 16 — разрывные нарушения: а — установленные, б — предполагаемые; 17 — элементы залегания слоев. I—I — линия разреза



1 0 1 KM

- | | | | | | | | | | |
|--|--|--|--|--|--|--|--|--|--|
| | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | |

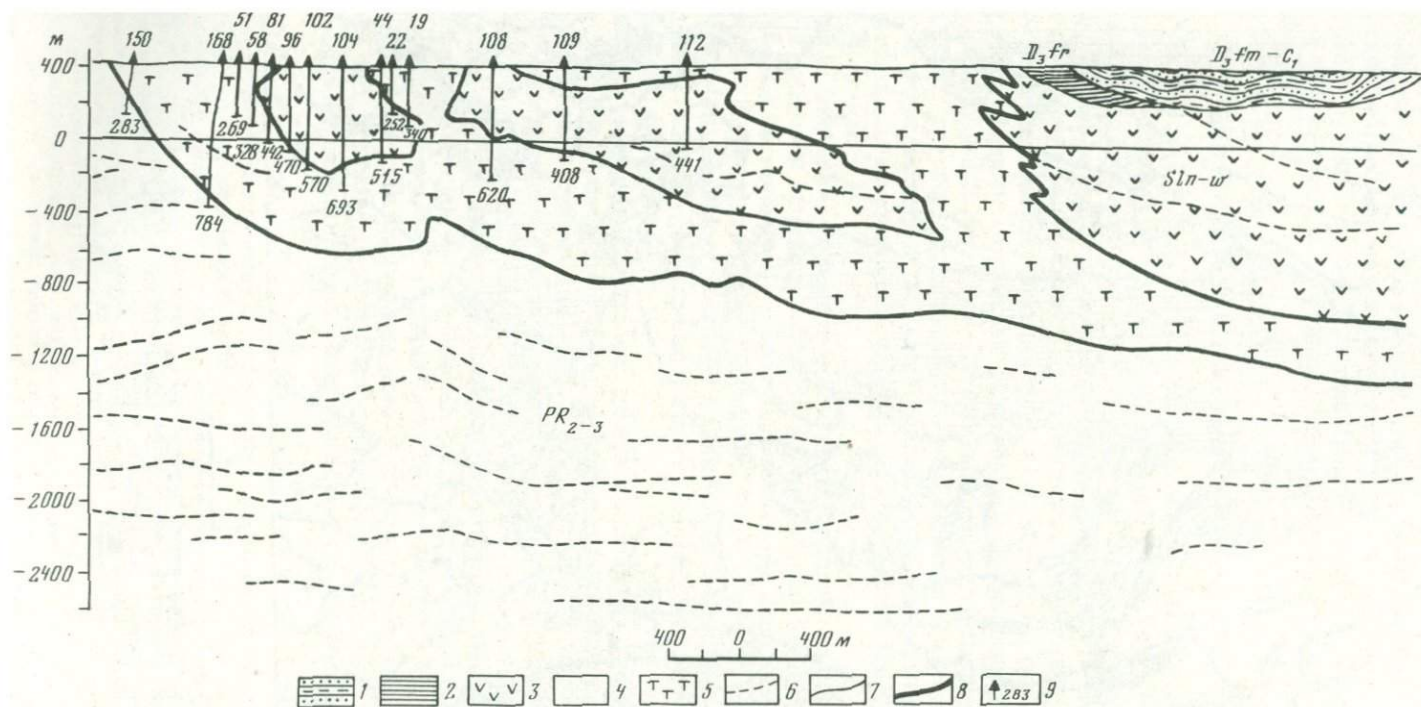


Рис. 34. Геологический разрез Байгускарковского массива по линии I-I (см. рис. 33)

1 — граувакки зилаирской свиты; 2 — кремни мукасовского горизонта; 3 — вулканогенные образования силура; 4 — метаморфические породы среднего — верхнего протерозоя; 5 — гипербазиты; 6 — отражающие сейсмические границы; 7 — стратиграфические границы; 8 — тектонические контакты; 9 — скважины и их глубина, м

нии от контакта характер пликативных и дизъюнктивных дислокаций меняется. Складки становятся менее сжатыми, свидетельствуя о постепенном ослаблении динамических воздействий.

Данные детальных геологических съемок, бурения, сейсморазведки и ГСЗ свидетельствуют о погружении рифейских пород зоны Уралтау под Байгускарровский массив под углами $10-30^\circ$ (на сейсмических профилях подошва массива следует на глубинах 1,5–4 км). Гипербазиты, совместно с блоками осадочно-вулканогенных образований палеозоя в свою очередь полого погружаются под верхнедевонские отложения Присакмарской зоны (рис. 34).

По данным А.А. Захарова и нашим наблюдениям, Байгускарровский массив сложен в основном апогардбургитовыми серпентинитами; реже присутствуют дуниты и лерцолиты, также значительно серпентинизированные. Э.С. Бучковским [1962] установлена вертикальная последовательность разновидностей ультраосновных пород массива, согласно которой снизу вверх располагаются: дуниты (мощность не установлена), перидотиты со шпирами дунитов (до 200 м), гарцбургиты (около 300 м), перидотиты (?) (до 400 м). Все породы почти нацело серпентинизированы, причем серпентинизация по дунитам сопровождалась выделением большого количества магнетита (до 5%), фиксирующего обстановку интенсивного тектонического давления. Перечисленные породы, по-видимому, слагают фундамент океанической коры. Кроме того, в пределах района известны более поздние по времени образования породы, представленные пироксенитами и габбро. В их генезисе существенную роль сыграли метасоматические процессы, о чем наряду с прочими данными свидетельствует широкое развитие гигантозернистых структур, приуроченных, как правило, к краевым, наиболее дислоцированным частям массива. На поверхности измененных ультраосновных пород Байгускарковского массива, а также внутри него часто встречаются обломки и глыбы (от первых сантиметров до нескольких метров и даже до 5 км) осадочных и изверженных (преимущественно основного состава) пород с возрастом от ордовика до позднего силура включительно, которые следует рассматривать как чехол океанической коры, в настоящее время раздробленный. Следовательно, образования, слагающие Байгускарровский массив, представляют меланж, состоящий из пород фундамента и чехла океанической коры, среди которых наиболее существенная роль принадлежит серпентинитам.

Форма блоков самая разнообразная — от изометричной до причудливой как с резкими ломаными, так и с плавными очертаниями. Никакой закономерности в размещении блоков либо приуроченности их к определенным зонам не наблюдается. Многочисленные горные выработки, данные бурения и наблюдения взаимоотношений серпентинитов с породами блоков в обнажениях позволили установить, что контакты этих пород повсеместно тектонические. На контактах наблюдаются серпентинитовые тектониты часто с закатанными в них мелкими обломками осадочных и эффузивных пород, причем почти каждая глыба и блок окружены зонами интенсивного расланцевания и милонитизации. Сложная дислоцированность характерна и для внутренней структуры каждого блока. Пликативные дислокации представлены отдельными фрагментами антиклиналей (ядра которых часто сложены вулканитами лландовери, а крылья — осадочными поро-

дами венлокского и лудловского возраста), и синклиналей, выполненных лудловскими вулканогенно-осадочными толщами. Оси складок имеют самые различные простирания (замеренные азимуты 20–300°).

Наиболее древними образованиями, слагающими тектонические блоки в меланже Байгускаровского района, являются мраморизованные известняки, кремнисто-глинистые и хлорит-актинолитовые сланцы, условно относимые А.А. Захаровым к ордовику. Размеры выходов этих пород — от первых метров до 1 км. На более северном участке Присакмарской зоны, западнее д. Исаково, Б.Д. Магадеевым [1975] описана полоса выходов эффузивно-осадочных пород, отнесенных им к нижнему ордовику и сопоставляемых с нижнеордовикскими образованиями южной части Сакмарской зоны. Ранее эти толщи относились к верхнеордовикским на основании их аналогии с нижними частями разреза Тагильского синклинория.

Лландоверийские образования у д. Байгускарово, по данным Б.М. Садрисламова, сложены туфогенно-вулканогенными породами в нижней части и осадочными в верхней. Низы разреза соответствующие среднему лландовери, состоят из спилитов и альбитофинов с прослоями кремнистых туффитов с *Hedrograptus janischewskyi* Obut и редко известняков. Вверху залегает толща кремнистых и углисто-глинистых сланцев с граптолитами верхнего лландовери: *Cyrtograptus cf. scalaris* Bouc., *Oktavites spiralis* (Geinitz), *Spangessphaera* sp., *Ciomyosphaera* sp. Видимая мощность этих пород около 350 м. В 4,5 км южнее этой же деревни, по данным А.А. Захарова, толща переслаивания диабазов, спилитов и углисто-глинистых сланцев содержит богатый комплекс граптолитов, характерных для среднего и верхнего лландовери. Выше залегают пирокластические породы дацитового и смешанного состава с потоками дацитовых порфиритов. В маломощных прослоях кремнисто-глинистых сланцев присутствуют лландоверийские граптолиты.

Толща спилитов с прослоями и линзами известняков и углисто-глинистых сланцев у восточной окраины д. Казанки отнесена Б.М. Садрисламовым к среднему лландовери. В более западных районах Южного Урала лландоверийские образования аналогичного состава широко развиты в пределах Сакмарского покрова (херсонская фация губерлинского типа С.В. Руженцева [1972]).

В районе Ивановского колчеданного месторождения, в одном из блоков, залегающем среди серпентинитов, к среднему-верхнему лландовери А.А. Захаровым отнесены эффузивы, мощностью 300–400 м, залегающие под терригенными породами, содержащими в обломках кремнисто-глинистые сланцы с граптолитами лландовери. В бассейне р. Каргалы среди пород Сакмарского аллохтона известна эффузивная толща (диабазы, спилиты и порфириты), содержащая прослой кремней с граптолитами среднего и верхнего лландовери. С.В. Руженцевым [1972] она отнесена к сургалинскому типу и, вероятно, может быть сопоставлена с вулканогенными образованиями района Ивановского месторождения. Следует отметить, что в пределах гипербазитового пояса, к которому принадлежит Байгускаровский массив, известны и другие типы разрезов пород лландоверийского возраста. Южнее, в районе г. Орска, по р. Сухой Губерле доминирующая роль среди пород лландовери принадлежит кремнистым

сланцам и фтанитам. Маломощные (0,1–0,3 м) прослои глинистых и глинисто-кремнистых сланцев содержат граптолиты. Выше залегают толщи с широким развитием эффузивов [Нестоянова, 1964]. Такими же породами сложены некоторые тектонические пластины северной части Сакмарского покрова, а также разрезы восточнее Байгускарковского массива, по р. Губерле у д. Ишкинино. Близким составом характеризуются породы лландоверийского возраста в тектонических блоках Кракинского покрова (руч. Михалкин Ключ, в 15 км западнее д. Хамитово, в нескольких пунктах вдоль р. Каги и др.).

Образования венлокского яруса в районе Байгускарковского массива известны лишь в нескольких пунктах. В 850 м восточнее д. Байгускарово в зоне серпентинитового меланжа на вулканитах кислого состава залегают пачка углисто-глинистых сланцев мощностью 20 м, в которых А.А. Захаров обнаружил венлокские граптолиты: *Monograptus ex gr. priodon* Bronn., *Cyrtograptus scalaris* Bouc., *Retiolithes cf. geinitzianus* Barr. В районе восточной окраины д. Казанки к венлоку Б.М. Садрисламов отнес 100-метровую толщу, в нижней части которой располагаются кремнистые и углисто-глинистые сланцы с *Monoclimacis ex gr. vomerina*, а в верхней — спилиты. Венлокские образования близкого состава, но с преобладанием глинистых сланцев известны в разрезе у д. Ишкинино (восточнее Байгускарковского массива).

Граптолиты венлокского возраста содержатся в мощной пачке кремнистых и глинистых сланцев с подчиненными пачками миндалекаменных диабазов и спилитов в более южных районах, например в районе Орского дома отдыха [Нестоянова, 1964]. В районе д. Абишево (Сакмарский шарьяж) венлокские образования, охарактеризованные фауной граптолитов, имеют подобный же состав. Сланцы здесь в основном кремнистые. Вулканогенно-сланцевые толщи венлока в пределах Кракинского шарьяжа (р. Катарыш и др.) по литологическому составу сходны с приведенными выше [Казанцева, 1970].

Верхнесилурийские образования участвуют в сложении тектонических блоков в районе деревень Байгускарово, Федоровка, Казанка, Абубакирово и др. Хорошо изученный и наиболее представительный разрез этих отложений известен к югу от западной окраины д. Федоровка. По данным А.А. Захарова, здесь нижняя часть разреза мощностью 50 м сложена спилитами с линзами кремнисто-углистых сланцев, содержащих граптолиты: *Saetograptus cf. leinwardinensis primus* Baus., *Pristiograptus sp. indet.* Выше располагается толща (150 м) переслаивающихся эффузивов основного состава и углисто-глинистых сланцев, содержащих граптолиты лудловского возраста. В районе Ивановского колчеданного месторождения, согласно Б.М. Садрисламову, лудловские образования представлены толщей углисто-глинистых сланцев с прослоями песчаников и кремнистых сланцев. У восточной окраины д. Казанка к лудлову отнесена толща мощностью 150 м кремнистых сланцев с прослоями спилитов. В нижней части этой толщи углисто-глинистые прослои содержат *Pristiograptus bohemicus* Barr. У западной окраины деревни верхняя часть лудловского яруса сложена мощной толщей спилитов с линзами туффигов, а нижняя состоит из переслаивающихся кремнистых туффигов, конгломератов, кремнистых и глинистых сланцев и диабазов. Видимая мощность

лудловских образований здесь более 500 м. По литологическому составу эти породы хорошо сопоставляются с разрезами Сакмарского (р. Киндерля, пос. Коноплянка) и Кракинского (д. Магадеево) шарьяжей и с разрезом д. Ишкинино, расположенным к востоку от Байгускарковского массива.

Офиолитовый комплекс Байгускарковской зоны перекрывается верхнедевонскими осадочными образованиями, выполняющими отдельные неглубокие прогибы и мульды внутри массива. Верхний девон представлен кремнями мукасовского горизонта и полимиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами зилаирской свиты. Причем кремнистые породы мукасовского горизонта, хорошо прослеживающиеся на местности, ложатся стратиграфически на различные породы меланжа, что особенно наглядно видно в обнажениях левого берега р. Ташлы, в районе д. Казанка. Этот факт совместно с данными о возрасте пород в глыбах меланжа (не моложе лудлова) свидетельствует о дофранском времени формирования Байгускарковского меланжа. Совместная дислоцированность серпентинитов и перекрывающих их верхнедевонских осадков выразилась в наличии общих зон расланцевания и множества постдевонских дизъюнктивов, вертикальная и горизонтальная составляющая которых сравнительно невелика.

Отсутствие активных воздействий со стороны гипербазитов доказываются и другими фактами. Так, в зоне меланжа вдоль западного края массива на контакте с серпентинитами А.А. Захаровым встречена глыба гранита. По данным химического и спектрального анализов, каких-либо отклонений в минеральном составе контактирующих пород не отмечено, что свидетельствует об их тектоническом сближении в холодном состоянии. В осадочных породах силура в контактовой зоне их с серпентинитами присутствуют неизменные глинистые минералы, которые, как известно, наиболее легко подвергаются термодинамическим воздействиям.

Сказанное выше позволяет прийти к следующим выводам:

1. Байгускарковский серпентинитовый массив представляет собой одно из крупных тел ультраосновных пород в сложно дислоцированной и меланжированной пластине Главного Уральского шарьяжа, подошва которого выступает на дневную поверхность вдоль восточного склона хр. Уралтау; это подтверждается: а) тектоническим характером контактов Байгускарковского массива с окружающими породами; б) отсутствием следов термального воздействия гипербазитов на протерозойские и палеозойские толщи; в) тектоническим налеганием гипербазитов (по материалам бурения и геологической съемки) на докембрийские образования хр. Уралтау; г) геофизическими данными, согласно которым Байгускарковский массив представляет собой плоское, полого погружающееся к востоку тело.

2. Многочисленные фаунистически охарактеризованные осадочные и вулканогенные породы нижнего и среднего палеозоя залегают среди гипербазитов в виде различной величины тектонических отторженцев. Среди образований силура здесь известно несколько тектонически сближенных формационных типов пород, накопление которых происходило в различных структурно-фациальных зонах.

3. Характер дислоцированности гипербазитов и заключенных в них блоков осадочно-вулканогенных пород свидетельствует о мощных текто-

нических напряжениях, создавших современную структуру района. Время образования Байгускарковского меланжа дофранское.

4. Структурное положение Байгускарковского массива, состав и характер размещения блоков пород нижнего и среднего палеозоя свидетельствуют об аналогичном строении его с описанными нами ранее Кракинским и другими офиолитовыми аллохтонами, расположенными на западном склоне Урала.

5. Можно предполагать существование некогда единой структуры, объединяющей Тагильский синклинорий и западную, ныне меланжированную часть Присакмарской зоны восточного склона Урала. Литологическое и геохимическое сходство пород ордовика и силура этих двух зон, а также несомненная общность некоторых фаций с таковыми Кракинского и Сакмарского шарьяжей позволяют допустить возможность существования единой, ныне аллохтонной структуры с едиными, присущими ей условиями седиментации, вулканизма, интрузивной деятельности и метаморфизма в отрезок времени от ордовика до среднего девона включительно.

ОФИОЛИТЫ АРГАЯШСКОГО АЛЛОХТОНА

Офиолиты Аргаяшского аллохтона располагаются на восточном склоне Среднего Урала. В последние годы их изучали Г.Ф. Селиверстов и В.Г. Денисов [1982]. Согласно данным этих исследований, в составе аллохтона выделяются туфы с подчиненными им лавовыми потоками пироксен-плагиоклазовых порфиритов андезито-базальтового состава с редкими пачками вулканогенно-осадочных пород, в кремнистых прослоях которых содержатся радиолярии силура.

Ниже главного аллохтона располагается несколько тектонических пластин, представленных породами более молодого каменноугольного возраста. Нижняя из них состоит из средне-верхневизейских пестроцветных отложений молассоидного типа с линзовидными телами серпентинитов в подошве (рис. 35).

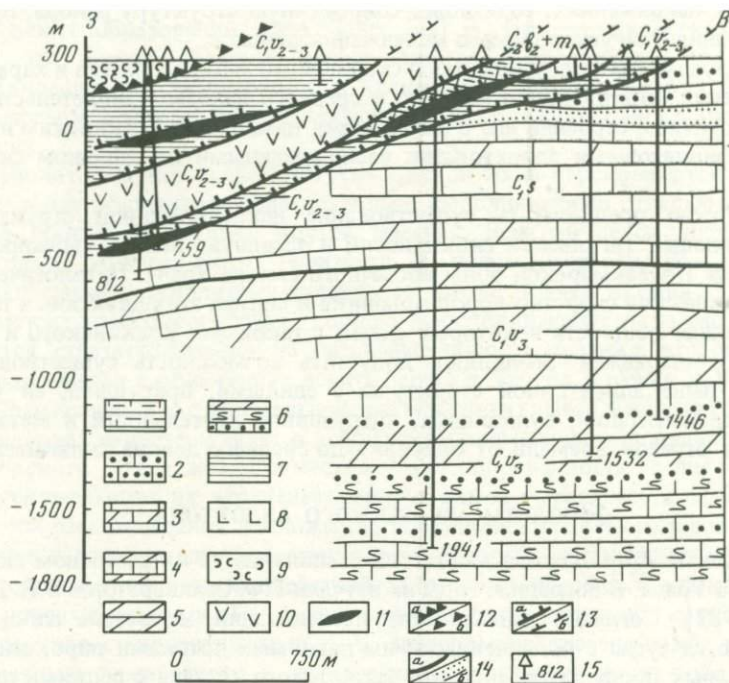
Выше располагается тонкая пластина, сложенная верхневизейскими углистыми и глинистыми органогенными известняками с серпентинитовым массивом в основании.

Еще выше, перекрывая обе пластины, залегает пластина плагиоклазовых порфиритов андезитового состава, также имеющих раннекаменноугольный возраст. На порфиритах вновь располагаются средне-верхневизейские пестроцветные карбонатно-терригенные породы с линзовидной залежью серпентинита в нижней части толщи, фиксирующей внутриформационное нарушение.

Весь пакет аллохтонных пластин залегает на толще известняков и доломитов раннекаменноугольного возраста.

ОФИОЛИТЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Гипербазиты и габброиды в рассматриваемом районе образуют протяженный пояс, состоящий из ряда крупных и мелких тел, вытянутых вдоль хребта Полярный Урал. С юга на север к ним относятся массивы: Войкаро-Сыньинский, Рай-Из, Герд-Из, Харче-Рузь, Сьум-Кеу и др. Ультраосновные



Р и с. 35. Геологический разрез восточной части Аргаяшского аллохтона по Худайбердинскому профилю. По Г.Ф. Селиверстову, В.Г. Денисову [1982]

1, 2 – средний карбон, верхнебашкирский подъярус и московский ярус объединенные – формация внутренней молассы: 1 – в аллохтоне (преимущественно обломочные отложения, фации лагунные и прибрежно-морские), 2 – в автохтоне (преимущественно известняки органогенно-обломочные и песчанистые, фации прибрежно-морские); 3–8 – нижний карбон: 3–6 – в автохтоне (формация известняковая геосинклинальная, фации мелководного моря: 3 – серпуховский ярус – известняки слабо доломитизированные, 4–6 – верхневизейский подъярус: 4 – известняки с прослоями доломитов, 5 – известняки доломитизированные и доломиты, 6 – известняки хемогенные, углистые и глинистые, органогенные и обломочные), 7, 8 – в аллохтоне (средне- и верхневизейский подъярус; нерасчлененные): 7 – пестроцветные карбонатно-терригенные отложения (формация внутренней молассы, фации шельфовые), 8 – диабазы (формация вулканоплутоническая, фации субвулканические); 9, 10 – силур (формация базальтовых и андезитовых порфиритов): 9 – туфы пироксен-плаггиоклазовых порфиритов андезито-базальтового состава, туфогравелиты, туфопесчаники (фации вулканокластические, околожерловые), 10 – порфириты плаггиоклазовые, андезитового состава (фации эффузивные, прижерловые); 11 – палеозой (ближе неопределенный), серпентиниты апогардбургитовые, листовитизированные (формация альпинотипных гипербазитов); 12, 13 – тектонические границы (а – установленные, б – предполагаемые); 12 – главного тела аллохтона, 13 – сопутствующих тектонических пластин; 14 – интрузивные и стратиграфические границы: а – согласные, б – между фациальными разновидностями пород внутри толщ, в – стратиграфические несогласные; 15 – скважины и их глубина, м

и основные породы, обнажающиеся в этих массивах, слагают основание разреза эвгеосинклинальной зоны Урала, шарьированной с востока на миогеосинклиналь.

Детальное изучение массивов в этом районе проводили В.Ф. Морковкина [1967], А.Б. Дергунов и Ю.Е. Молдованцев [1976] и другие исследователи. По их данным приводится краткое описание офиолитов Войкаро-Сыньинского массива. Названный массив прослеживается вдоль западного крыла Войкарского зеленокаменного синклиория (слагая его основание) на расстоянии до 180 км, при наибольшей ширине 27 км, суживаясь местами до 2,5–5 км. Западная граница массива извилистая, указывающая на пологость поверхности тектонического контакта, по которому офиолиты шарьированы с востока на вулканогенно-осадочные образования раннего и среднего палеозоя. Породы постели образуют ряд покровных пластин, сложенных кремнисто-сланцевыми, туфогенно-терригенными и вулканогенно-терригенными формациями тагильского типа разреза. Офиолитовый комплекс также состоит из ряда аллохтонных структур, среди которых А.А. Савельев и Г.Н. Савельева [1977] выделяют Хилгинский, Паперский и Лагортинский покровы.

Особенностью строения габбро-гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива является хорошо сохранившаяся в них стратификация, позволяющая сопоставлять эти толщи с разрезами фундамента коры современных океанов [Пейве, 1969; Буртман и др., 1974; Дергунов, Молдованцев, 1976; Савельев, Савельева, 1977]. В наклонных к востоку моноклинальных разрезах внизу залегают гарцбургиты, сменяющиеся вверх породами дунит-верлит-клинопироксенит-габбровой серии, а затем тонолитами.

Согласно А.А. Савельеву и Г.Н. Савельевой, офиолитовая ассоциация сложена разновозрастными комплексами пород: "Блоки наиболее древних гарцбургитов дисконформны к дунит-верлит-клинопироксенит-троктолитовой серии пород, развивавшейся на границе гарцбургитов и габбро. Комплекс диабазов внедрился между габбро-гипербазитовым основанием, испытавшим метаморфические изменения, и океаническими осадками. Образованием комплекса амфиболитов, плагиогранитов и тоналитов заканчивалось формирование ассоциации" [Савельев, Савельева, 1977, с. 46]. Названные авторы выделили три главных этапа метаморфизма офиолитов: ранний метаморфизм гранулитовой фации, проявившийся локально в подошве габбро-гипербазитовых аллохтонов, амфиболитизация габбро и ранняя серпентинизация гипербазитов, предшествовавшие внедрению диабазов, и зональный метаморфизм, преимущественно амфиболитовой фации, сопровождавший скучивание офиолитов в предорогенный этап.

ОФИОЛИТЫ ЗАУРАЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ

В последние годы на территории Кустанайской и Оренбургской областей производственными объединениями Севказахгеология и Оренбурггеология проведен большой объем работ в связи с поисками и разведкой месторождений хризотил-асбеста, талька, хромитов, кобальт-никелевых руд и других видов минерального сырья. Результаты этих исследований подтверждают представления об аллохтонном положении гипербазитов Зауральского поднятия.

Зауральское поднятие сложено разнообразными по составу и возрасту осадочными, метаморфическими, вулканогенными и интрузивными породами. Среди осадочных и метаморфических комплексов доминируют верхнепротерозойские образования. Ширина Зауральского поднятия в районе Джетыгары 125 км, в меридиональном направлении оно прослеживается на многие сотни километров.

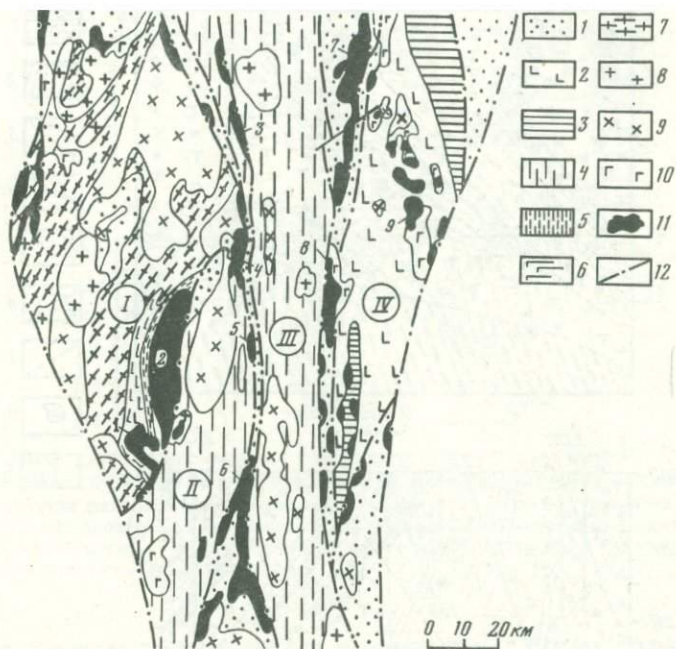
В пределах Кустанайской и Оренбургской областей Зауральское поднятие в своей западной части сложено биотитовыми и двуслюдяными плагиогнейсами, мигматитами, кристаллическими сланцами, амфиболитами и кварцитами. Реже встречаются лептиты, гранатовые амфиболиты, силлимитовые гнейсы, фениты, роговообманковые и биотитовые метасоматиты. Весь этот комплекс пород выделен под названием Мариновской свиты, относимой к верхнему протерозою и считающейся наиболее древней свитой в Зауральском поднятии [Евлентьев, 1971]. Для некоторых пород (лептиты, гранатовые амфиболиты и др.) не исключается раннепротерозойский возраст.

Наиболее древние значения изотопного возраста метаморфических пород и минералов из Мариновской свиты, полученные К-Аг методом, составили 425 млн. лет (роговая обманка из амфиболита, определение М.М. Аракеланц, ИГЕМ), 525 млн. лет (амфиболит, определение Л.Н. Овчинникова, УНЦ), 535 млн. лет (кварц-серицитовый сланец, определение Л.Н. Овчинникова, УНЦ), 600 млн. лет (биотит из гнейса, определение Т.П. Семеновой, КазИМС). Обычно считается, что эти возрастные значения являются омоложенными из-за неоднократного метаморфизма исследованных пород.

Среди метаморфических пород Мариновской свиты широко развиты интрузивы кислого и среднего состава (в частности, крупный Андреевско-Мариновский массив кварцевых диоритов), а на восточной периферии поля развития пород этой свиты находятся крупные гипербазитовые массивы — Шевченковский и Кундыбайский (рис. 36). Далее к востоку вплоть до р. Тобол преобладает комплекс относительно слабо метаморфизованных пород, представленных графитисто-кремнистыми, углисто-глинистыми, феллитовидными и другими сланцами, а также кварцитовидными песчаниками и порфиритоидными, глубоко измененными туфогенными образованиями. Здесь выделяются городищенская, алексеевская и тогузак-аятская свиты [Евлентьев, 1970, 1971], возраст которых по онколитам определяется от среднего рифея (городищенская свита) до венда (тогузак-аятская свита). Среди этих свит находятся массивы ультраосновного, основного, среднего и кислого состава.

К востоку от р. Тобол обширные площади сложены силурийскими образованиями с преобладанием вулканитов основного состава, с небольшими массивами гипербазитов, габброидов и умеренно кислых гранитоидов. При анализе пространственного размещения гипербазитовых массивов этого района обращают на себя внимание два четко выраженных меридиональных пояса: Джетыгаринско-Аккаргинский и Тобольский. В первый пояс входят следующие массивы (с севера на юг): Георгиевский, Джетыгаринский, Милютинский, Аккаргинский, Буруктальский, во второй — Гришинский, Максимовский и ряд более мелких тел (см. рис. 36).

С гипербазитами в этих поясах ассоциируют девонские и каменноуголь-

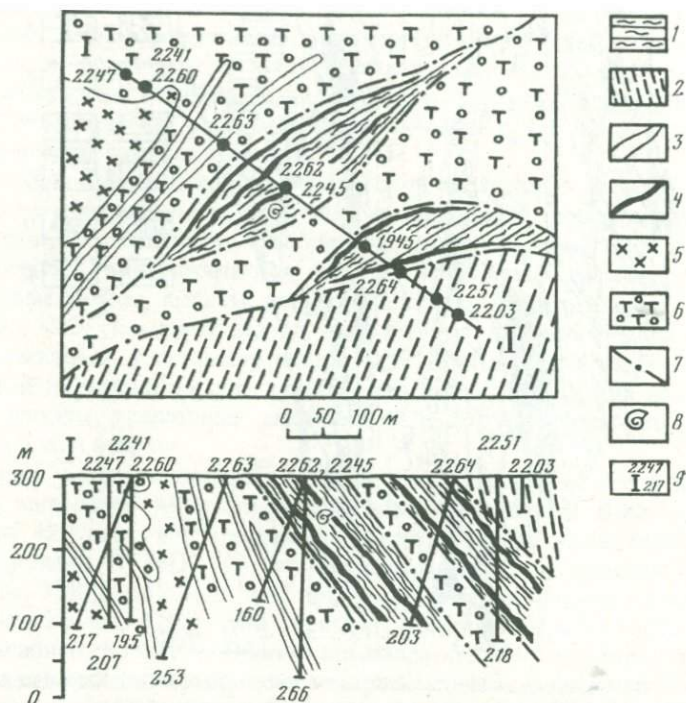


Р и с. 36. Схематическая геологическая карта кустанайской части Зауральского поднятия. Составил Б.А. Шкуропат по материалам Джетыгаринской ГРЭ

1 – верхний и средний палеозой – осадочные и вулканогенные породы; 2 – верхний и нижний силур – вулканогенные породы основного состава; 3 – нижний силур – глинистые сланцы, алевролиты, песчаники; 4 – верхний протерозой – углисто-глинистые, углисто-кремнистые, филлитовидные сланцы, песчаники, порфиритоиды; 5 – кварциты, кристаллические сланцы; 6 – амфиболиты; 7 – плаггиогнейсы; 8 – граниты; 9 – плаггиограниты, диориты; 10 – габбро; 11 – гипербазиты, Гипербазитовые массивы: 1 – Кундыбайский, 2 – Шевченковский, 3 – Георгиевский, 4 – Джетыгаринский, 5 – Милютинский, 6 – Аккаргинский, 7 – Гришинский, 8 – Максимовский. Римские цифры – тектонические пластины

ные породы, которые имеют форму узких пластин или клиньев-отторженцев, в ряде случаев находящихся внутри гипербазитовых тел (рис. 37). Такие факты позволяют сделать вывод, что последние перемещения гипербазитов в Джетыгаринско-Аккаргинском и Тобольском поясах относятся к послераннекарбонovому времени. В Тобольском поясе наряду с гипербазитами широко представлены габброиды. До недавнего времени считалось, что оба пояса гипербазитов вместе с ассоциирующими с ними габброидами и "включениями" девонских и каменноугольных пород фиксируют региональные глубинные разломы, погружающиеся вертикально вниз. Однако данные бурения не подтвердили представления о крутом падении контактов гипербазитовых массивов (рис. 38). Анализ результатов крупномасштабных гравиметрических исследований позволяет прийти к выводу о том, что с глубиной почти все крутые контакты гипербазитовых тел выполаживаются вплоть до горизонтального положения.

По результатам, ГСЗ, проведенного по профилю Куйбышев – Темиртау, в Зауральском поднятии были выделены отражающие площадки,



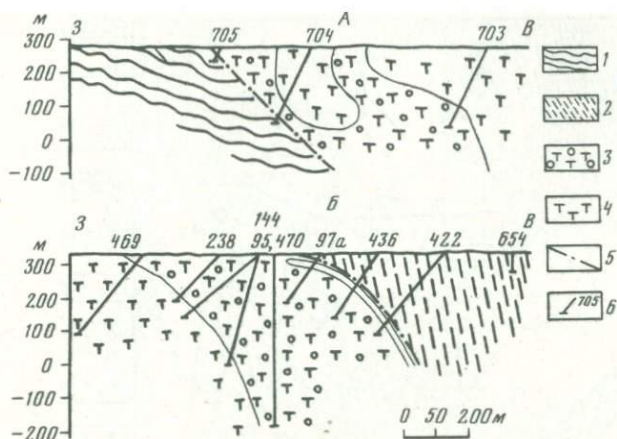
Р и с. 37. Геологическая карта южной оконечности Джетыгаринского гипербазитового массива и разреза по линии I-I. По Л.Я. Шишковой, Б.А. Шкуропату

1 - нижний карбон - аргиллиты; 2 - верхний протерозой - сланцы углито-глинистые, кварцево-хлорито-серицитовые, кремнистые и др.; 3 - диоритовые порфириды; 4 - диабазовые порфириды; 5 - плагиограниты; 6 - серпентиниты; 7 - главнейшие тектонические границы; 8 - места сбора фауны брахиопод раннекаменноугольного возраста; 9 - скважины и их глубина, м

полого погружающиеся к востоку. В районе Джетыгаринско-Аккаргинского и Тобольского поясов гипербазитов эти площадки прослежены практически от поверхности до глубины 24 км (на расстоянии 100 км), что свидетельствует о чешуйчато-надвиговой структуре глубинных зон Урала [Хрычев, 1979].

В отличие от гипербазитовых массивов, слагающих Джетыгаринско-Аккаргинский и Тобольский пояса, наиболее крупные массивы - Шевченковский и Кундыбайский не образуют четко выраженного пояса, хотя находятся на границе двух комплексов пород, резко различающихся по степени метаморфизма (см. рис. 37): к западу от этих массивов обширная территория сложена гнейсами, амфиболитами и кристаллическими сланцами мариновской свиты, а с востока их окружают очень слабо метаморфизованные терригенные породы алексеевской свиты.

Шевченковский массив вблизи дневной поверхности имеет крутые контакты с вмещающими породами, причем западный и восточный контакты падают навстречу друг другу, под массив. Судя по гравиметрическим данным, контакты с глубиной выполаживаются до горизонталь-



Р и с. 38. Геологические разрезы через западный (А) и восточный (Б) контакты Джетыгаринского гипербазитового массива. По А.А. Скрипию, Л.Я. Шишковой

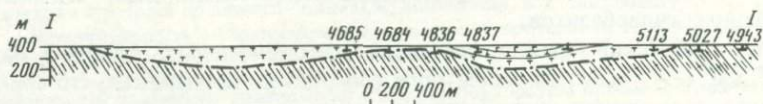
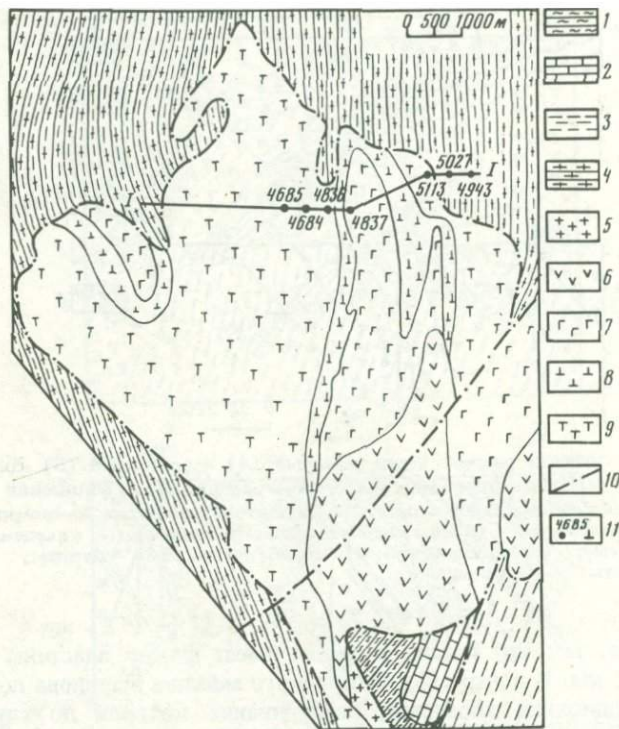
1 — нижний палеозой — сланцы глинистые, филлитовидные, углисто-кремнистые; 2 — верхний протерозой — сланцы кварцево-серцитово-хлоритовые, кварцево-серцитовые, кремнистые; 3 — серпентиниты; 4 — гарцбургиты, реже — дуниты; 5 — тектонические контакты; 6 — скважины

ного положения, так что массив в целом имеет форму пластины мощностью около 2 км. В центре Шевченковского массива выявлена положительная гравитационная аномалия, разбуривание которой до глубины 650 м установило преобладание здесь относительно слабо серпентинизированных гипербазитов.

Кундыбайский массив, несмотря на сравнительно крупные размеры (85 км²), в гравитационном поле совершенно не выражен, что свидетельствует о залегании гипербазитов в виде пластины небольшой мощности (первые сотни метров) на породах мариновской свиты, что подтверждается бурением (рис. 39).

Аналогичные факты были установлены при изучении северной, наиболее широкой части Гришинского массива в Тобольском поясе. Здесь в участках гравиметрических аномалий предполагались подводящие каналы. Разбуривание этих аномалий показало, что под серпентинитами залегают плотные породы, представленные силурийскими вулканитами основного состава, на которые серпентиниты налегают тектонически. Небольшой мощностью характеризуются и другие гипербазитовые тела (рис. 40). Бурением в этой части Гришинского массива было установлено широкое развитие серпентинитового меланжа.

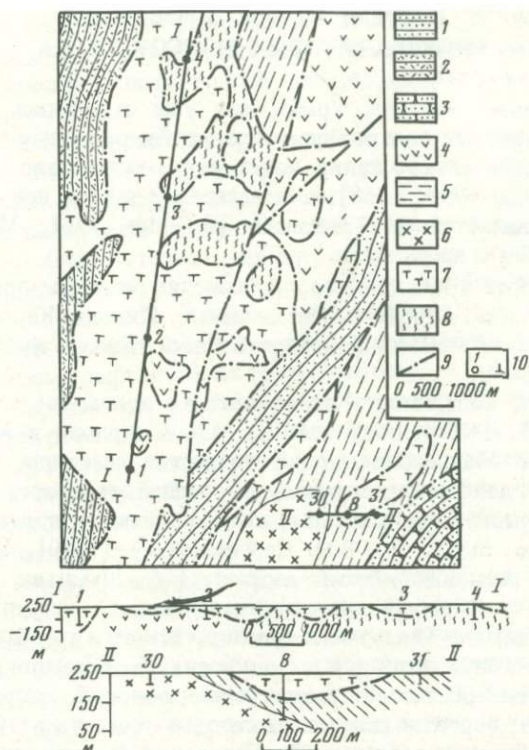
Таким образом, полученные в последние годы данные бурения и геофизических исследований позволяют прийти к выводу, что структура Зауральского поднятия представляется в виде серии тектонических пластин, сложенных докембрийскими образованиями и относительно полого погружающихся на восток (см. рис. 36). Границы между пластинами фиксируются гипербазитовыми массивами и ассоциирующими с ними габброидами, а также тектоническими отторженцами осадочных и вулканогенных пород палеозойского возраста.



Р и с. 39. Схематическая геологическая карта Кундыбайского гипербазитового массива и разрез по линии I—I, По Б.А. Шкуропату, В.С. Ерохину

1 — нижний карбон — углисто-глинистые сланцы; 2 — верхний девон — известняки мраморизованные, яшмы, алевролиты, песчаники; 3 — верхний протерозой — сланцы филлитовидные и кварцево-глинистые; 4 — верхний и нижний протерозой нерасчлененные — кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты; 5 — граниты порфириовидные; 6 — диабазы и диабазовые порфириды; 7 — габбро мелко- и среднезернистые; 8 — дунит-клинопироксенитовый полосчатый комплекс; 9 — серпентиниты апоперидотитовые, реже серпентинизированные гарцбургиты с небольшим количеством перцолитов и дунитов; 10 — главнейшие тектонические контакты; 11 — скважины

В ряде мест гипербазитовые массивы сохранились сравнительно далеко на западе от границ аллохтонных пластин и представляют собой изолированные тектонические останцы (Кундыбайский, Гришинский и другие массивы). При этом в Кундыбайском массиве сохранилась даже "стратификация", характерная для многих офиолитовых комплексов, т. е. внизу — дунит-гарцбургитовая ассоциация, выше — дунит-клинопироксенитовый полосчатый комплекс, еще выше — габбро и, наконец, диабазы и диабазовые порфириды (см. рис. 39). В меньшей степени такие ассоциации наблюдаются на Аккаргинском массиве. Неизученными остаются взаимоотноше-



Р и с. 40. Схематическая геологическая карта северной части Гришинского гипербазитового массива и разрезы по линиям I—I и II—II. По Б.А. Шкуропату, Л.Я. Шишковой

1 — верхний и средний карбон нерасчлененные — полимиктовые конгломераты, песчаники, алевролиты; 2 — нижний карбон — туфогенные песчаники, туффиты, аргиллиты, туфы и эффузивы среднего состава; 3 — средний девон — полимиктовые и туфогенные песчаники и аргиллиты; 4 — нижний и верхний силур — порфириты основного состава и их туфы, прослои филлитовых сланцев; 5 — верхний протерозой — сланцы углисто-кремнистые, кварцево-серпичитовые, кварциты, мраморизованные известняки; 6 — диориты, кварцевые диориты; 7 — серпентиниты аподеритовые, реже аподунитовые, тальк-карбонатные породы, образованные по серпентинитам; 8 — зоны меланжа; 9 — главные тектонические нарушения и тектонические контакты; 10 — скважины

ния гипербазитов и основных пород в Шевченковском и Максимовском массивах. В других случаях, особенно при небольших размерах тел гипербазитов, связь ультраосновных пород с габброидами, диабазами и вулканитами оказалась утерянной в результате длительной тектонической эволюции офиолитовых комплексов в условиях неоднократно повторявшихся горизонтальных сжатий земной коры и многокилометровых перемещений аллохтонных масс.

О ВРЕМЕНИ ФОРМИРОВАНИЯ ГИПЕРБАЗИТОВЫХ ПОЯСОВ УРАЛА

Ультраосновные массивы Урала, как уже отмечалось, группируются в линейно вытянутые протяженные пояса субмеридиального простирания. Сначала выделяли четыре таких пояса, затем количество их возросло до шести [Романов, 1949, 1958], а в настоящее время при неоднозначной трактовке выделяется до 13 поясов [Соболев, 1961; Малахов, 1966; Москалева, 1974; и др.].

В нашей работе с запада на восток выделяются семь поясов: Салатимско-Кимперсайский, Серовско-Невьяновский, Миасско-Кацбахский, Алапаевско-Татищевский, Полтавско-Киембайский, Джетыгаринско-Аккаргинский и Тобольский.

Ультрабазиты Салатимско-Кемпирсайского пояса, согласно И.А. Малахову [1966], Ю.Д. Смирнову [1959], Ю.Д. Смирнову и А.А. Кухаренко [1960], имеют позднеордовикский возраст в северном отрезке пояса, венлокский и допозднелуловский в средней его части. Большинство датировок возраста гипербазитовых тел южной части пояса укладывается в силурийскую эпоху. По В.М. Сергиевскому [1960], Присакмарский массив имеет лландоверийский возраст. Е.А. Шумихин [1963] время формирования южной группы массивов считает силурийским. Таким образом, становление Салатимско-Кемпирсайского гипербазитового пояса происходило с конца ордовика до конца силура. Указания на более молодой возраст гипербазитов (ранне-среднедевонский, ранневизейский и поствизейский), вероятно, должны рассматриваться как результат последующих тектонических осложнений. Серовско-Невьяновский пояс имеет датировки возраста от среднего до позднего девона [Архангельский, 1953; Спасский, 1963; и др.]. Куликовский массив Миасско-Кацбахского гипербазитового пояса, по Н.Н. Дигельштедту [1933], сформировался в позднем девоне; на послесреднедевонский возраст мелких массивов пояса указывает И.А. Малахов [1966]. Алапаевско-Татищевский гипербазитовый пояс, по мнению большинства исследователей, имеет раннекаменноугольный возраст [Мамаев, 1961; Булыкин, 1962; Малахов, 1966; и др.]. Возраст Полтавского, Елизаветпольского и Гогинского массивов Полтавско-Киембайского пояса, по данным Л.Д. Булыкина [1962], — послеранневизейский. Есть указания на более древний, раннепалеозойский возраст массивов этого пояса [Мамаев, 1961]. Джетыгаринско-Аккаргинский и Тобольский пояса изучены очень слабо. В литературе имеются сведения лишь о доэйфельском возрасте Джетыгаринского массива [Смирнов, 1953; и др.] и о послераннекаменноугольном — других массивов этой зоны.

Основными критериями при определении времени формирования гипербазитовых поясов являются следующие: 1) возраст вмещающих образований, контактирующих с гипербазитами; 2) наличие зерен офиолитов в составе кластического материала обломочных пород определенного возраста; 3) прорыв гипербазитов более молодыми интрузиями, для которых установлен абсолютный возраст.

Как известно, большинство исследователей до недавнего времени происхождение массивов гипербазитов связывали с внедрением последних в виде расплавленной магмы. Поэтому возраст массивов определялся

по вмещающим породам, которые они прорывают. Впоследствии выяснилось, что взаимоотношения ультраосновных пород с окружающими толщами всюду являются тектоническими, а не интрузивными. Поэтому формирование гипербазитовых поясов следует рассматривать как процесс сугубо тектонический.

По современным представлениям, гипербазиты как твердые породы образовались еще в глубоком докембрии, когда сформировалась мантийная оболочка Земли. В последующие геологические эпохи они неоднократно тектонически внедрялись в верхние слои, формируя крупные гипербазитовые пояса. Следовательно, время становления гипербазитового пояса может определяться по возрасту самых ранних тектонических дислокаций, проявленных в пределах пояса. Возраст же вмещающих образований может служить дополнительным критерием, позволяющим контролировать время шарьирования гипербазитов.

Возможность определения возраста гипербазитовых массивов по наличию зерен ультраосновных пород в осадочных толщах, фиксирующих начало размыва офиолитов, также может дать важные сведения для палеотектонических построений. Для установления времени формирования офиолитовых поясов может быть использован и возраст интрузий, прорывающих гипербазиты.

Хотелось бы обратить внимание еще на один способ определения времени гипербазитов — с помощью изучения рифовых известняков — отторженцев, которые часто встречаются в зонах серпентинитового меланжа. Присутствие биогенных и рифовых массивов отмечено во многих складчатых областях каледонского, вариссийского и альпийского возраста. Рифовые постройки в зонах меланжа обычно имеют небольшие размеры, редко превышающие несколько сотен метров в поперечнике, но встречаются местами в большом количестве.

На Южном Урале многочисленные выходы рифовых известняков нижнего кембрия и среднего девона известны среди серпентинитового меланжа Сакмарской зоны. Включения раннекембрийских биогермных известняков здесь прослежены на расстоянии более 50 км. Они представлены небольшими изолированными телами, размеры которых колеблются от нескольких метров до 100—200 м по длинной оси.

Выход кембрийских рифов на горе Бикташ, к юго-востоку от д. Бикташево, в плане имеет вытянутую в северо-западном направлении форму размером 70 × 180 м. Его слагают серые и светло-серые брекчированные археоциатовые и водорослевые известняки, в основании которых наблюдаются мелкообломочные брекчии и конгломераты, состоящие из обломков известняков и эффузивов. Другой крупный выход кембрийских известняков известен на горе Известковой, в 3,5 км от д. Кидрясово ("Шапка Мономаха"). Размеры его 100 × 150 м. Установлено, что известняки залегают здесь в виде глыбы в зоне тектонических брекчий. Можно предполагать, что происхождение раннекембрийских рифов связано с шарьяжными дислокациями широтного простирания, проникшими сюда со стороны Кавказско-Среднеземноморской геосинклинали. Об этом может свидетельствовать, в частности субширотное простирание рифового массива горы Биташ, а также реликты складок широтного направления, сохранившиеся в породах докембрия хребта Уралтау.

В бассейне р. Сакмары, севернее широты г. Кувандык, во многих местах

встречаются выходы массивных рифогенных известняков с фауной эйфельского яруса, залегающие то среди кремней силура, то на серпентинитах, то внутри эффузивов, почти всегда отделяясь от вмещающих пород зоной тектонической брекчии различной мощности. Например, в верховьях руч. Кисыелга в виде экзотических утесов обнажаются массивные кораллово-мшанковые известняки нижнего эйфеля. Размеры самого крупного выхода около 250 м в поперечнике, самого мелкого — 10 м. Вдоль северного края они контактируют с серпентинитами, на северо-западе — с кремнями силура. Вдоль контактов известняков повсеместно наблюдаются брекчированные, перетертые до милонитов породы, участками сильно минерализованные железом и марганцем.

В бассейне р. Катралы среди серпентинитов южной и западной частей Катралинского массива обнаружены многочисленные глыбы габбро-амфиболитов и аргиллитов кураганской свиты ордовика, кремней и основных вулканитов нижнего и верхнего силура, а также рифогенных известняков эйфельского яруса.

В Кракинской зоне на поверхности гипербазитовых массивов и в зонах меланжа также часто встречаются выходы рифогенных известняков среднего девона совместно с глыбами кремней, кремнистых сланцев и эффузивов силура и кварцевых и кварцитовидных песчаников ордовика. Размеры выходов варьируют в широких пределах: от долей метра до нескольких сотен метров. Наибольшее распространение они имеют среди серпентинитового меланжа Южного Крака, в бассейне р. Сангельды, а также севернее и северо-восточнее д. Магадеево.

В долине р. Сангельды известняки среднедевонского возраста залегают на серпентинитах, перемежаясь с останцами силурийских эффузивных диабазов и спилитов. Размеры их варьируют от 7 до 100 м в поперечнике. Известняки обычно подстилаются эффузивами основного состава мощностью 5—50 м. На контакте с серпентинитами эти породы сильно перемяты и брекчированы.

У д. Магадеево, в 0,8 км восточнее ее северной окраины, встречен выход рифогенного кораллового известняка эйфельского яруса, приуроченный к контакту серпентинитов и кремнистых сланцев. К югу от деревни среди серпентинитов встречаются выходы кремнистых сланцев силура и коралловых известняков среднего девона размерами 10—40 м.

Столь тесная ассоциация серпентинитового меланжа с ископаемыми рифами не случайна. Характер соотношения биогермов с вмещающими породами позволяет прийти к выводу, что они генетически связаны с зонами меланжа. Рифообразующие организмы, очевидно, селились на возвышенностях морского дна, возникавших при формировании меланжа островных дуг, где и развивались при благоприятных условиях. Подтверждением этого является широкое распространение рифов на островных дугах экваториальной зоны современных океанов. Многочисленные коралловые рифы известны по берегам Зондских, Филиппинских и Соломоновых островов, на о-вах Фиджи. Вдоль складчатых сооружений и офиолитовых зон восточного берега Австралии развит Большой Барьерный риф, имеющий протяженность до 2000 км.

Являясь весьма чутким индикатором морских глубин и условий среды, биогермные сооружения дают ценнейший материал для суждения о времени

формирования островных дуг, об особенностях и темпах их роста. В частности, относительно малые размеры биогермов, вероятно, свидетельствуют о весьма высокой подвижности морского дна и, следовательно, об активной тектонической жизни островных дуг. Возраст биогермов, очевидно, должен быть моложе офиолитов, поскольку они образуются значительно позже них. Действительно, офиолитовые комплексы формируются в глубоководных условиях и лишь после интенсивной дислоцированности и тектонического скучивания образуются островные дуги, в которых офиолиты уже находятся в нарушенном "вторичном" залегании. Лишь после этого вдоль берегов островных дуг начинают селиться рифообразующие организмы, слагая относительно небольшие биогермные массивы. Присутствие рифовых построек, очевидно, может датировать время проявления крупных дислокаций океанической коры, с которыми связано возникновение островных дуг.

Известны лишь единичные работы, где предприняты попытки обосновать возраст гипербазитов на основе определения абсолютного возраста минералов: моноклинного пироксена (методом сравнительной дисперсии Е.А. Кузнецова) либо флогопита — вторичного минерала, возникшего после метаморфических преобразований ультраосновных пород. В первом случае цифра абсолютного возраста для перидотитов из массивов Крака соответствует 440 млн. лет [Казанцева, 1970], во втором — для Кемпирсайского массива — 404 ± 18 млн. лет [Павлов и др., 1968]. М.А. Гаррис [1977] приводит датировки возраста пироксенитов и амфиболитов из Хабаровинского массива, укладываемые в интервал 495–380 млн. лет, горнблендитов Качканарского массива (600 ± 70 млн. лет), габбро-амфиболитов Кемпирсайского массива (570 млн. лет) и др. Все эти цифры фиксируют метаморфические преобразования гипербазитов, возможно, связанные с этапами тектонических деформаций.

Учитывая изложенное, а также допалеозойский возраст всех гипербазитовых массивов Урала, можно сделать заключение, что происходило их последовательное выведение на поверхность шарьяжами, омолаживающимися в восточном направлении. При этом зафиксировано в основном три крупнейших этапа выведения гипербазитов в виде поясов на поверхность: начало кембрия — конец силура, средний — поздний девон и послераннекаменноугольное время, что хорошо увязывается с этапами глаукофанизации, выраженными в цифрах абсолютного летоисчисления.

В последние годы изучение геологической позиции и условий формирования глаукофановых сланцев привело многих исследователей к мысли о возможности использования их при палеотектонических реконструкциях. Как известно, эти породы, образовавшиеся в условиях высоких давлений и низких температур, приурочены к зонам интенсивных дислокаций. В ряде складчатых областей установлено, что появление таких пород соответствует режиму тектонического сжатия и шарьяеобразования.

Изучение молодых офиолитов и голубых сланцев Новой Каледонии и Новой Гвинеи дало основание утверждать о надвигании океанической коры на края континентов. Именно этим процессом объясняется образование голубых сланцев и совместное нахождение их с офиолитовыми комплексами. *Обширные надвинутые зоны, расположенные позади голубосланцевых комплексов желоба, известны в горах Кламат Северной Калифорнии*

[Дьюи, Берд, 1974, с. 217]. По данным Г. Девиса [Devies, 1968, 1969], офиолитовый пояс Папуа образует пластину океанической коры, надвинутую на континентальную кору. Этот пояс протяженностью около 400 км подобно Главному Уральскому сложен гарцбургитами, дунитами, габбро и базальтами.

К западу от шовной зоны Главного Уральского шарьяжа и параллельно ему от Байдарацкой губы до Мугоджар на расстоянии 2000 км прослеживается прерывистая полоса глаукофановых сланцев. Глаукофановые сланцы встречаются в основном среди метаморфических комплексов зоны Уралтау, слагающих постель шарьяжа. Глаукофаносодержащие породы, расположенные вдоль шовной зоны Главного Уральского шарьяжа, часто находятся совместно с эклогитами и образуются за счет преобразования вулканитов основного состава. Нередки случаи генезиса их и по другим породам (кислые вулканиты, гранитоиды, метапелиты), по возрасту соответствующим позднему докембрию и раннему палеозою [Кейльман, Бутин, 1975]. Однако процессы глаукофанизации и эклогитизации на Урале по времени разорваны — первый процесс значительно моложе последнего, многократно повторяющегося (от 1560 ± 40 до 615 ± 60 млн. лет) [Удовкина, 1976]. Время глаукофанизации оценивается в 400 ± 20 млн. лет [Ленных, 1974; Гаррис, 1977], 406 ± 18 млн. лет [Удовкина, 1976], 445—430 млн. лет [Добрецов и др., 1971]. Исследования Ф.Р. Апелъцина и Л.Н. Якушина [1970], С.Г. Караченцева [1972], Г.А. Кейльмана и В.В. Бутина [1975] и других геологов свидетельствуют о неоднократном возникновении глаукофаносодержащих минеральных ассоциаций в одной и той же структурной зоне. По данным последнего из названных авторов, глаукофанизация осуществлялась не менее чем в три этапа (интервалы 427 и 411, 353 и 346, 284 млн. лет), а по данным Г.А. Кейльмана и В.В. Бутина, интервалы соответствуют 420—410, 360—340, 290—280 и менее 240 млн. лет.

Следовательно, геологическая позиция, условия образования и радиологические датировки глаукофановых сланцев Урала свидетельствуют о не менее чем трехэтапном надвигании Главного Уральского шарьяжа на метаморфизованные комплексы зоны Уралтау в интервале от раннего кембрия до позднего карбона. Причем два последних этапа надвигания Главного Уральского шарьяжа совпадают со временем формирования более молодых гипербазитовых поясов, расположенных восточнее.

Согласно современным представлениям, формирование офиолитов происходит на океанической коре в процессе раздвижения дна океана. На Урале офиолиты после своего образования были шарьированы на окраину Восточно-Европейской платформы. Первый этап шарьирования совпадает со становлением Салатимско-Кемпирсайского гипербазитового пояса, второй — Серовско-Невьянского и Маисско-Кацбахского, третий — Алапаевско-Татишевского и более восточных поясов.

Таким образом, происходило последовательное шарьирование океанических пластин на миогеосинклиналиную зону Урала — сначала была перемещена западная пластина, а затем более восточные. При этом самый крупный Салатимско-Кемпирсайский пояс, располагающийся в основании тектонических пластин эвгеосинклиналиной зоны, испытал неоднократные горизонтальные перемещения.

К ВОПРОСУ О ТЕКТОНИЧЕСКОМ РАЙОНИРОВАНИИ УРАЛА

С тех пор, как Г. Штилле [Stille, 1940] и М. Кей [Kay, 1955], основываясь на характере распространения инициального магматизма, выделили в складчатых областях миогеосинклинальные и эвгеосинклинальные зоны, тектоническое районирование подвижных поясов встало на прочную формационную основу, отражающую историю их геологического развития.

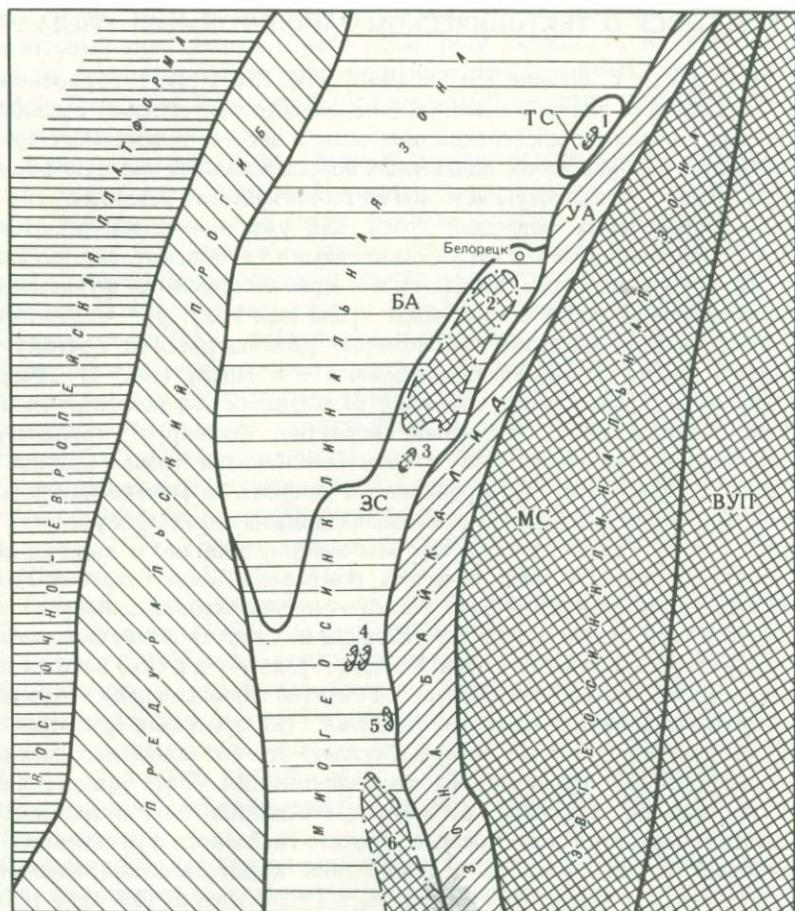
Среди палеозойских формаций Урала, как уже отмечалось, четко выделяются образования мио- и эвгеосинклинального типов, которые разделяет узкая полоса выходов байкальского кристаллического фундамента, прослеживающаяся вдоль осевой зоны Урала (хр. Уралтау). Эвгеосинклинальные формации палеозоя закономерно располагаются к востоку от названного хребта, а миогеосинклинальные — к западу (рис. 41). Разрез палеозоя зоны Уралтау, отличающийся от смежных зон исключительным развитием терригенных отложений, вероятно, фиксирует кордильеру, существовавшую на границе эв- и миогеосинклинали (зона мединид по Г. Штилле¹). Офиолиты, шарьированные с востока на миогеосинклиналь, в настоящее время сохранились от размыва лишь на локальных участках западного склона Урала, где они, как мы видели, залегают в виде различной величины останцов тектонических покровов. Такое строение Урала сейчас устанавливается надежными геолого-геофизическими данными.

Однако в ряде статей появились указания на существование в палеозойской структуре западного склона Южного Урала криптоэвгеосинклинальной зоны, т.е. области с неясно проявленным, скрытым характером эвгеосинклинального развития. Не признавая развитие на Урале шарьяжей, некоторые авторы считают, что все локальные выходы эвгеосинклинальных формаций на западном склоне Урала представляют собой не останцы шарьяжей, а "микровгеосинклинали", возникшие в результате переработки здесь древнего гранито-гнейсового фундамента.

Наиболее полное обоснование выделения криптоэвгеосинклинальной зоны содержится в статье И.С. Огарина и Г.С. Сенченко [1974], а также в работе Г.С. Сенченко [1975]. К криптоэвгеосинклинали И.С. Огарин и Г.С. Сенченко относят часть западного склона Южного Урала в составе антиклинория Уралтау, Белорецко-Златоустовского структурного комплекса, восточной части антиклинория Ямантау и Зилаирского синклинория (с Сакмарской и Кракинской структурами). Складчатая область, расположенная к западу от этой зоны, отнесена к миогеосинклинали, а находящаяся к востоку — к эвгеосинклинали.

Что же такое криптоэвгеосинклиналь и как обосновывают ее выделение на Южном Урале названные авторы? В Геологическом словаре криптоэвгеосинклиналь определяется как "разновидность эвгеосинклинали, формирующейся внутри древних массивов значительно позднее эпохи интенсивной складчатости. Характеризуется широким развитием кремнисто-вулканогенных формаций" [Геологический словарь, 1973, т. 1, с. 372]. Структуру под таким названием впервые выделил А.Л. Книппер [1963]

¹ Под таким же названием ранее выделил полосу развития докембрийских пород хребта Уралтау С.С. Горюхов [1964].



Р и с. 41. Схема тектонического районирования Южного Урала

БА – Башкирский антиклинорий; ЗС – Зилаирский синклинорий; УА – Уралтауский антиклинорий; МС – Магнитогорский синклинорий; ВУП – Восточно-Уральское поднятие; ТС – Тирлянская синклиналь. Аллохтоны: 1 – Тирлянский, 2 – Кракинский, 3 – Кызылбалыкский, 4 – Малосуреньский, 5 – Зилаирский, 6 – Сакмарский

в Центральном Казахстане (Байконур-Ишимская криптоэвгеосинклинали). Основанием этому послужил этот факт, что в верхней части терригенного разреза нижнего палеозоя на флишоидах верхнего ордовика залегает вулканогенная (диабазовая) формация верхнего ордовика, связанная с подстилающими отложениями, по данным А.Л. Книппера, постепенным стратиграфическим переходом.

Не останавливаясь на вопросе о правомерности выделения Байконур-Ишимской криптоэвгеосинклинали, отметим лишь, что полного сходства в геологическом строении этой структуры с западным склоном Южного Урала не отмечается. В последнем случае все автохтонные разрезы палеозоя характеризуются миогеосинклиналим и субплатформенным карбона-

тно-терригенным типами осадков. Эвгеосинклинальные же образования (гипербазиты и ассоциирующие с ними вулканогенно-осадочные серии нижнего и среднего палеозоя) древнее окружающих их граувакк верхнего девона и всюду залегают структурно выше последних в форме шарьяжа.

При доказательстве существования на Южном Урале криптоэвгеосинклинали противники мобилизма опираются на данные магниторазведки и гравиметрии, метаморфической зональности, проявления магматизма и структурной геологии.

1. Одним из наиболее веских доказательств авторы считают материалы магнитометрии, выраженные в Приуральской зоне слабой отрицательной аномалией. Она охватывает различающиеся по строению структурно-тектонические зоны, поэтому, естественно, должна быть обусловлена какими-то общими для всего региона характерными чертами, а именно: относительно слабой магнитностью образований байкалид; наличием единого, но переработанного фундамента, которым, по-видимому, здесь являются образования бурзянского структурного яруса" [Огаринов, Сенченко, 1974, с. 43]. Однако такая интерпретация слабо выраженной нечеткой магнитной аномалии не может считаться достаточно убедительной.

Как справедливо отмечают А.Н. Тимофеев и др. [1968], "аномалии магнитного поля в условиях Урала, где магнитные горные породы выходят на поверхность земли, имеют ограниченное значение для изучения глубинного геологического строения" (с. 102). Считается также общепризнанным и доказанным на многочисленных примерах, что отрицательные магнитные аномалии, подобные приуралтауской, отражают развитие на глубине больших масс сиалических пород, в данном случае, вероятно, архейско-древнепротерозойского гранито-гнейсового фундамента.

Недостаточную представительность и неоднозначность имеющихся геофизических материалов красноречиво характеризует и тот факт, что несколько ранее И.С. Огаринов, проинтерпретировав те же магнитные аномалии, пришел к выводу, что древний кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы прослеживается под всем западным склоном Урала вплоть до зоны Уралтау [Огаринов, Хатьянов, 1962]¹. Этот вывод более согласуется с новыми геолого-геофизическими материалами и современными представлениями о глубинном строении Урала [Ярош, 1966, 1968; Гафаров, 1970; и др.]. Так, по данным ГСЗ по ряду пересечений в пределах всего западного склона Южного и Среднего Урала развит архейско-древнепротерозойский кристаллический фундамент более или менее постоянной мощности [Дементьев, 1968; Тимофеев и др., 1968; Ярош, 1968; и др.].

2. В статье И.С. Огарина и Г.С. Сенченко сделан вывод о том, что архейско-древнепротерозойский фундамент в восточной части западного склона Южного Урала почти полностью переработан, т.е. базифицирован (растворен в породах основного и ультраосновного состава). Доказательство этого названные авторы видят в увеличении к востоку степени метаморфизма пород верхнего докембрия на Южном Урале. Действительно,

¹ Ф.И. Хатьянов (устное сообщение) продолжает стоять на позициях изложенных в совместной статье с И.С. Огаринным.

рифейские породы, слагающие Башкирский антиклинорий, почти не затронуты процессами метаморфизма, в то время как разновозрастные образования зоны Уралтау представлены глубоко измененными кристаллическими сланцами и кварцитами.

Метаморфизм здесь проявился в допалеозойское время, в байкальскую эпоху диастрофизма, с которой был связан один их крупнейших этапов консолидации земной коры Уральской складчатой области. И.В. Ленных [1968] метаморфизм пород Башкирского антиклинория условно относит к сиалическому типу, а хребта Уралтау — к фемическому. Оба типа изменений зависят как от состава исходного вещества, так и от давлений и температур, которые на них воздействовали. Упоминание о существовании зон "сиалического" и "фемического" метаморфизма И.С. Огарину и Г.С. Сенченко понадобилось, очевидно, лишь для того, чтобы, ссылаясь на Дж. Саттона и А. Миасиро, подчеркнуть влияние теплового потока на формирование сдвоенных метаморфических поясов (предполагается, что тепловой поток, исходящий из глубинных недр земной коры, на локальных участках мог расплавить и растворить гранито-гнейсовый фундамент). Хотя Дж. Саттон действительно придает важное значение в процессах регионального метаморфизма тепловому потоку и изменениям, происходящим в мантии, однако "термальные максимумы", согласно этому исследованию, возникают "во время периодов главных горизонтальных смещений" и достигают "наивысших ступеней после первичной складчатости, с которой начинается большинство метаморфических событий" [Саттон, 1967, с. 45—46].

Следовательно, по Дж. Саттону, метаморфизм является одним из звеньев процесса тектонического скучивания и консолидации земной коры, а не ее базификации. На примере островной дуги Японии он показал, что из двух рядом расположенных поясов с разнотипными изменениями, пояс, лежащий ближе к материку, представлен "промежуточной группой низкого давления, с большим количеством гранитов, а пояс, лежащий к океану, — жадеит-глаукофановым типом, или промежуточной группой высокого давления" [Там же, с. 30].

Аналогичная зональность в размещении докембрийских метаморфических поясов наблюдается и на Урале, где зона "сиалического" метаморфизма расположена ближе к Восточно-Европейской платформе, нежели зона "фемического", тяготеющая к рифейскому океану. Причем породы последней зоны образовались в условиях высокого давления, значительно превышающего гидростатическое [Добрецов и др., 1974, с. 124—128], каким может быть лишь давление тектонического сжатия. Это подтверждается и повсеместным аллохтонным залеганием пород этой зоны, шарьрованной с востока на Башкирский антиклинорий и Зилаирский синклинорий [Камалетдинов, 1974]. Следовательно, результаты изучения рифейских метаморфических комплексов приводят к совершенно противоположным выводам, нежели это сделали авторы разбираемой статьи.

Как известно, рифейский этап тектонической жизни Урала закончился интенсивной складчатостью и формированием байкальского кристаллического фундамента, напавшегося к Восточно-Европейской платформе с востока, тем самым увеличив ее размеры в этом направлении. Это подтверждается и последовавшим затем образованием ашинской (венд-

ской) молассы на Южном Урале, знаменующей собой становление континентальных платформенных условий осадконакопления, а также почти полным затуханием процессов метаморфизма — палеозойские породы западного склона Урала не испытали метаморфических изменений, что признают и авторы криптозвгеосинклиальной гипотезы.

Таким образом, одна из главных предпосылок работы И.С. Огарина и Г.С. Сенченко, заключающаяся в том, что диастрофизм приводит к базификации (а не к консолидации) пород фундамента, явно ошибочна. Вся геологическая история Урала свидетельствует о развитии обратного процесса — необратимой консолидации земной коры и возникновении к началу палеозоя хорошо развитого платформенного фундамента. Между тем названные авторы полагают, что на локальных участках западного склона Урала в палеозое возникли звгеосинклиальные условия, где сиалический фундамент был "почти полностью переработан" и в нем образовались глубокие "ямы" с обнажившейся в них базальтовой (океанической) корой, в пределах которой формировались офиолиты и мощные вулканогенно-осадочные серии. На этих участках, по их представлениям, неоднократно проявлялась энергичная складчатость, и в конце концов весь комплекс звгеосинклиальных формаций был "выплеснут" из глубоких недр наружу. Однако ни докембрийские, ни палеозойские породы, окружающие со всех сторон предполагаемые "микрозвгеосинклинали", никаких следов существования последних не обнаруживают, т.е. в них не наблюдается изменений состава и мощности, дислоцированности и метаморфизма.

В соответствии с представлениями И.С. Огарина и Г.С. Сенченко, структура офиолитов гор Крака и Тирлянской синклинали, имеющих поперечные размеры от 200 м до 10—15 км, должны являть собой подобие столбов высотой до 45 км, вертикально торчащих из верхней мантии (судя по геофизическим данным, именно на такой глубине здесь находится поверхность гипербазитового слоя). При этом интродуцирование ультраосновных и основных пород в расплавленном состоянии в верхние слои исключается, так как они не имеют активных контактов с вмещающими осадочными породами палеозоя, а залегают в виде глыб различной величины в меланже [Казанцева, 1970; и др.].

3. Для отрицания шарьяжей привлекаются данные о магматических образованиях в Приуралтауской зоне. Считается, что эффузивы машакской и криволукской серий верхнего докембрия якобы должны указывать на криптозвгеосинклиальное развитие области в палеозое. В действительности же относительно малая мощность эффузивов и переслаивание их с мелководными кварцевыми конгломератами и песчаниками типа континентальной молассы [Сергиевский, 1971] могут свидетельствовать лишь о развитом сиалическом фундаменте, в котором происходили трещинные излияния диабазов, свойственные рифтовым системам древних континентов [Пейве и др., 1972; Иванов и др., 1972; Griffiths, 1971]. В области современного западного склона Урала такие трещины имели лишь зачаточное развитие и были полностью "залечены" байкальским диастрофизмом, интенсивно дислоцировавшим рифтогенные формации.

Казалось бы, что в работе, претендующей на кардинальный пересмотр

палеозойской истории Южного Урала, главные выводы должны базироваться на формационном анализе палеозойских, а не докембрийских (как это сделано в статье) образований. По справедливому замечанию Ю.А. Косыгина [1969], уже давно вещественный (формационный) признак стал основным при тектоническом районировании. Еще А.А. Борисяк [1924] считал это важнейшим при выделении крупных структур земной коры.

"Знание формаций дает нам ясное представление об общем тектоническом развитии складчатых областей" — писал Н.С. Шатский [1965, с. 82]. Вероятно, формационный анализ палеозойских отложений убедил бы авторов в ошибочности их построений. Однако такой анализ, к сожалению, не был выполнен, что, по-видимому, и повлекло за собой необоснованные выводы о геологии Южного Урала.

Переработку кристаллического фундамента И.С. Огаринов и Г.С. Сенченко обосновывают также наличием в его составе гранитов. Но хорошо известно, что граниты являются самым ярким свидетельством обратного процесса — консолидации земной коры¹, формирования сиалических пород, а не растворения их в породах основного состава. Отметим, что все упоминаемые в статье гранитные массивы имеют разный возраст: Губенские — от 1474 до 1056 млн. лет [Дунаев, Дурнева, 1966], Ахмеровский — 600—515 млн. лет [Ленных, 1968; Гаррис, 1968], Сыростанский, Уржумский и Киолимский образовались 334—288 млн. лет тому назад [Геология СССР, 1969]. Эти данные убедительно показывают, что в пределах Уральского подвижного пояса происходил длительный процесс образования гранито-гнейсового фундамента, сопровождавшийся неуклонным возрастанием его мощности.

Несколько слов о скважине Сосновка 3, расположенной в центральной части Зилаирского синклинали, материалы которой авторы используют в своих построениях. В керновом материале этой скважины наблюдались диабазы, диабазовые порфириты, иногда ассоциирующие с кремнистыми породами (интервал 1800—1950 м). Однако хорошо известно, что в составе зилаирской свиты присутствует значительное количество грубообломочных горизонтов (от гравелитов и конгломератов до глыбовых брекчий и олистостром), быстро выклинивающихся по простиранию. По данным Г.А. Смирнова и др. [1972], а также нашим наблюдениям, на горе Бягоде глыбы из таких горизонтов представлены кремнями, кремнистыми сланцами, песчаниками, туффитами, диабазами, порфиритами и известняками. Размер глыб в основном 1—2 м, но иногда достигает 500 м по протяженности. Приведенные факты позволяют предполагать, что именно такие глыбы могли быть пробурены скв. 3 (по редкому керновому материалу их могли принять за слои). Так, Т.В. Ивановой и Д.К. Тагировой описаны метаморфические сланцы (интервал 4044—4047 м), диабазы (интервал 4181—4183 м), брекчии (интервалы 4093—4096, 4142—4146 м). В составе кластического материала последних также присутствуют обломки диабазов, аргиллитов и известняков.

Скважина Сосновка 5, пробуренная в 2 км западнее предыдущей, при

¹ Э. Ор [Naug, 1927], а позже П.Н. Кропоткин [1940] и А.В. Пейве [1973] убедительно показали, что гранитизация связана с диастрофизмом.

глубине 4403 м не вышла из зилаирских отложений, сложенных песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами. Причем кремнисто-глинистые и углисто-кремнисто-глинистые сланцы, аналогичные вскрытым скв. 3 в интервале 4200–5100 м и условно отнесенные к бетринской свите силура, в этой скважине встречены в интервалах 2164–2166, 3009–3014, 4080–4084, 4183–4186, 4289–4292,6 и 4400–4403 м. Здесь они переслаиваются с терригенными породами зилаирской свиты и датируются поздним девоном.

Представляются неприемлемыми и взгляды И.С. Огарина и Г.С. Сенченко [1974] на историю геологического развития рассматриваемой области. По их мнению, "первый (и, возможно, наиболее существенный) этап сокращения ее поперечных размеров происходит в конце эйфельского — начале живетского века" (с. 51). Однако в действительности в это время на западном склоне Южного Урала (в отличие от восточного) складчатые деформации не имели места. Более того, складчатые движения на западном склоне Южного Урала вообще не происходили ни в раннем, ни в среднем палеозое (во всяком случае в интервале времени от ордовика до раннего карбона). Это однозначно доказывается отсутствием в соответствующей части разреза угловых несогласий и перестроек структурного плана. Нижний и средний палеозой образует здесь единую трансгрессивную серию осадков, залегающую на интенсивно складчатом докембрии. Морские базальные песчаники среднего—позднего ордовика вверх по разрезу сменяются аргиллитами раннего силура, а со второй половины силура — карбонатными осадками, накопление которых продолжалось до конца франского века. Области сноса терригенного материала в это время были значительно удалены и лишь спародически возникали в пределах современного Башкирского антиклинория, в сторону которого происходило общее обмеление морского бассейна. Привноса кластического материала с востока не было. Все толщи пород характеризуются постоянством фациального состава и мощности на обширных площадях: миогеосинклиальный (субплатформенный) тип палеозойских осадков прослеживается на восток без существенных изменений вплоть до хребта Уралтау, обнажаясь значительно восточнее офиолитовых комплексов гор Крака и Сакмарской зоны и свидетельствуя о том, что в пределах всего западного склона Южного Урала существовали типичные условия континентального шельфа.

Вместе с тем эвгеосинклиальные комплексы Сакмарской зоны, так же как и восточного склона Урала, обнаруживают проявления ряда фаз интенсивного диастрофизма (предэйфельского, предживетского, предфранского), о которых пишут авторы рассматриваемой статьи [Огарин, Сенченко, 1974, с. 51, 52]. Но можно ли допускать, что интенсивная тектоническая жизнь, "кипевшая" в палеозойских эвгеосинклиальных "котлах", внутри кратона могла пройти, не затронув окружающие породы "рамы"? Очевидно, нет. И действительно, реальная картина строения западного склона Южного Урала резко отличается от той, которую нарисовали И.С. Огарин и Г.С. Сенченко.

Имеются многочисленные геологические и геофизические факты, однозначно доказывающие, что резкие отличия в составе, строении, стратиграфической полноте и мощности, а также характере и возрасте дислокаций

эвгеосинклинальных комплексов Кракинской и Сакмарской зон, с одной стороны, и миогеосинклинальных отложений Зилаирского синклиория — с другой, объясняются аллохтонным залеганием эвгеосинклинальных образований на миогеосинклинальном комплексе [Камалетдинов, Казанцева, 1970; Казанцева, 1970а, б; Казанцева, 1971; Пейве и др., 1971; Руженцев, 1971; и др.].

4. Отрицание шарьяжей на Южном Урале пытаются обосновать и структурными особенностями района. При этом главное внимание уделяется появлению обратной (восточной) вергентности в складчатых структурах Зилаирского синклиория и зоны Уралтау. Наклон осевых поверхностей мелких складок к востоку в восточной части названного синклиория объясняют как перемещение слоистых толщ в сторону хребта Уралтау.

Между тем обратная вергентность никак не может служить фактом, опровергающим покровное строение Урала. Явления вергентности давно известны во всех складчатых областях, в том числе в классических аллохтонных структурах Альп. Еще в работах А. Гейма [Heim, 1878] структуры с обратной вергентностью получили название аномальных синклиориев и антиклиориев. Г.Д. Ажгирей указывает, что дислокации подобного типа возникают в результате пластического волочения складок. "Ориентировка складок пластического волочения отвечает условиям ограниченного, стесненного развития складок под мощным комплексом более жестких пород, сминающимися в складки другой формы, и эти последние управляют всем ходом пластического течения и складчатости в более пластичных породах" [Ажгирей, 1956, с. 140]. Причем складки пластического волочения "всегда асимметричные, и осевые поверхности их опрокидываются в сторону замков антиклиналей больших складок" [Там же, с. 136—137]. В свете таких представлений вполне понятно возникновение обратной вергентности в дислоцированных толщах Зилаирского синклиория и зоны Уралтау, особенно если учесть, что в момент формирования мелких складок они были перекрыты мощными шарьяжами, стесняющими складкообразование в породах постели.

И.С. Огарин и Г.С. Сенченко пишут также о существовании надвигов с западным падением поверхностей сместителей в районе хребта Уралтау. Однако степень достоверности этих данных остается неясной, так как И.С. Огарин и Г.С. Сенченко не проводили здесь полевых исследований и не указывают, из какого источника почерпнута такая информация. Многолетние работы, проведенные в этом районе, показали, что поверхности всех надвигов в Зилаирском синклиории и в зоне Уралтау погружаются не к западу, а к востоку, при этом породы хребта Уралтау всюду надвинуты на смежные с запада структуры [Камалетдинов, 1968, 1974; Казанцева, Камалетдинов, 1969; Камалетдинов, Казанцева, 1970, 1971; и др.].

Итак, ни один из доводов противников мобилизма, приводимых в доказательство существования палеозойской криптоэвгеосинклинали, не может быть принят как серьезно обоснованный. Детальными геолого-геофизическими исследованиями убедительно доказано, что породы эвгеосинклиальной зоны Урала шарьированы на многие десятки километров с востока на западный склон. Скважины, пробуренные на Среднем Урале,

в области Уфимского амфитеатра, как уже отмечалось, показали, что эвгеосинклинальные осадочно-вулканогенные образования ордовика и силура здесь тектонически налегают на субплатформенные карбонатные породы девона. Шарьяжные пластины после своего формирования совместно с породами постели испытали складчатость; процессы денудации впоследствии уничтожили аллохтонные массы над сводами антиклинальных структур, сохранив их лишь в синклинальных прогибах. Вследствие этого образовалась сложная извилистая граница фронта шарьяжа с тектоническими окнами и останцами покрова, которые никак нельзя принимать за самостоятельные "микрözвгеосинклинали".

СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ ДРУГИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Выше мы пытались показать, что все выходы офиолитов на Урале являются аллохтонными. Получены многочисленные и убедительные данные об аналогичном залегании офиолитов и в других складчатых областях герцинского, альпийского и каледонского возраста. Для них также характерна повсеместная закономерная связь офиолитов с крупными шарьяжами и удивительно одинаковое тектоническое положение, занимаемое ими в структурах складчатых областей [Белостоцкий, 1965; Казьмин, 1966; Чирич, 1966; Пейве, 1969; Ковеч, 1952; Balley, McCallien, 1952—1954; и др.].

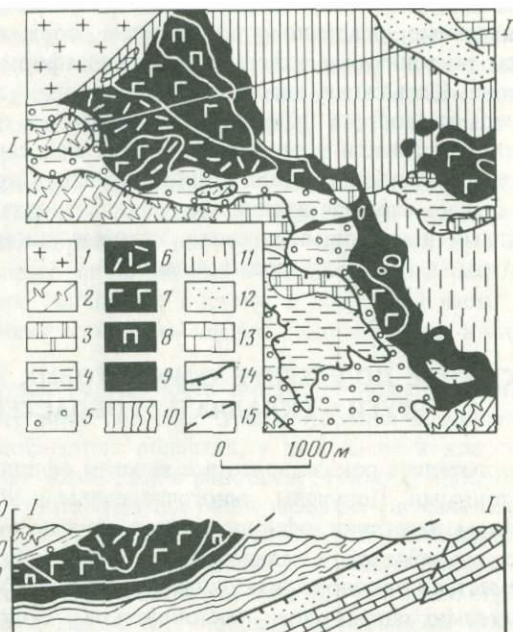
Исследованиями А.В. Пейве [1969] установлено, что выходы гипербазитов, слагающих меланж мезозойских геосинклиналей Альпийско-Гималайского пояса и складчатых сооружений вокруг Тихого океана, представляют собой тектонически раздробленные блоки древнего фундамента океанической коры, находящейся в аллохтонном залегании, в подошве крупнейших шарьяжных пластин. Аналогичный характер залегания гипербазитов установлен в последние годы в варисцидской структуре Тянь-Шаня.

В горах Тамдытау (крайние западные выходы варисцид Южного Тянь-Шаня) Ш.Ш. Сабдюшев и Р.Р. Усманов [1971] выделяют два главных тектонических покрова. В нижней части верхнего покрова большое развитие имеют серпентинизированные перидотиты и дуниты, играющие роль вмещающей массы в мощных (до 2 км) образованиях меланжа (рис. 42).

По данным В.С. Буртмана и В.Л. Клишевича [1971], в варисцидах Южного Тянь-Шаня ультрабазиты и тектонически залегающие на них метаморфические сланцы рифея, а также среднепалеозойские отложения образуют верхний аллохтонный комплекс. Последний слагает массивы Гиссар и Устихан в хребте Северный Нуратау, массив Коксарай в горах Карачатыр, массив Кумбель в Алайском хребте и Канскую полосу в Туркестанском хребте.

В качестве примера можно сослаться на аллохтонный массив Гиссар, состоящий из пяти тектонических пластин (рис. 43).

Структурно снизу вверх здесь располагаются пластины, сложенные следующими породами: 1) аспидной и вулканогенно-терригенной форма-

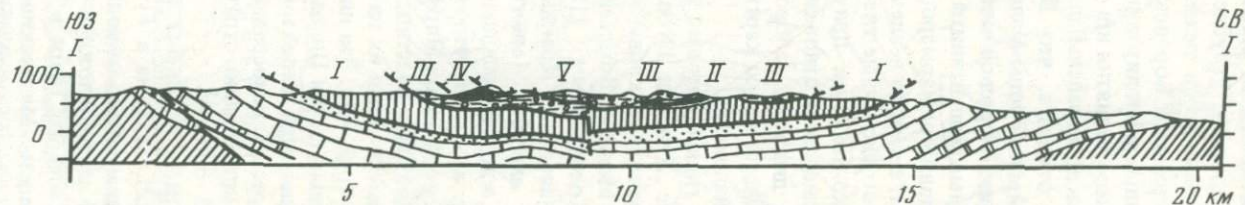
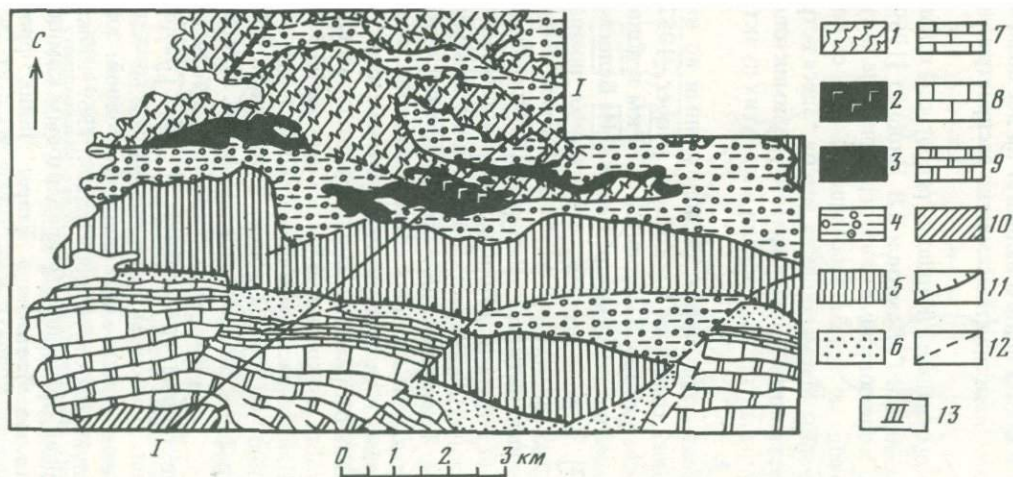


Р и с. 42. Схематическая геологическая карта и разрез западной части Тамдытауского горного массива

1 — позднепалеозойские граниты; 2 — V тектоническая пластина — зеленые диамометаморфические сланцы; 3—5 — III тектоническая пластина: 3 — кварциты и окварцованные доломиты и кремни, 4 — песчаники, сланцы и кремни, 5 — силурийская (?) олистострома; 6—9 — II тектоническая пластина: 6 — плагиограниты, альбититы, диабазы, спессартиты, 7 — амфиболовые габбро, кварцевые диориты, плагиограниты, 8 — клинопироксениты, пироксеновые соссюритовые габбро, 9 — серпентиниты и меланж; 10, 11 — I тектоническая пластина: 10 — флишеидная толща венлок-лудловского возраста, 11 — кремни и сланцы ллайдвери; 12, 13 — "автохтон": 12 — среднекаменноугольный флиш и олистострома, 13 — известняки нижнего и среднего карбона; 14 — поверхности шарьяжей и пологих надвигов; 15 — сдвиги и сбросы

циями силура, перекрытыми сверху либо известняками лудлова, девона или визе, либо маломощными кремнисто-карбонатными отложениями девона, нижнего и среднего карбона; 2) олистостромой и тектоническим массивом; 3) эвгеосинклинальными образованиями, представленными аспидной, вулканогенно-терригенной и вулканогенно-карбонатной формациями силура, спилито-диабазовой формацией девона и терригенно-кремнистой формацией нижнего карбона; 4) серпентинитовым меланжем; 5) метаморфическими сланцами.

В Центральных Кызылкумах серпентиниты и пироксениты являются составной частью меланжа, развитого в основании аллохтонного комплекса Басумар [Буртман, 1971]. В Казахстане на Кокчетавском антиклинории, сложенной породами нижнего и верхнего протерозоя, известны многочисленные останцы офиолитов, залегающих на поверхности кристаллического фундамента [Беспалов, 1982]. На Боровском выступе Е.Д. Шлыгиным [1976] выявлено 153 мелких массива серпентинитов, разбросанных



Р и с. 43. Геологическая карта массива Гиссар и разрез по линии I-I. По В.С. Буртману, В.Л. Клишевичу [1971]

1 - V тектоническая пластина - кристаллические сланцы; 2, 3 - габбро-гипербазитовый комплекс пород IV и II тектонических пластин; 2 - габбро и амфиболиты, 3 - гипербазиты и серпентинитовый меланж; 4 - III тектоническая пластина (олистодрома); 5 - I тектоническая пластина (силурийские отложения); 6-10 - автохтон: 6, 7 - средний карбон (6 - флиш и олистодрома, 7 - известняки), 8 - нижний карбон, 9 - девон, 10 - протерозой; 11 - поверхности шарьирования; 12 - более поздние разломы; 13 - тектонические пластины

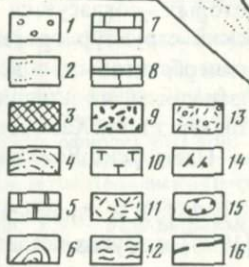
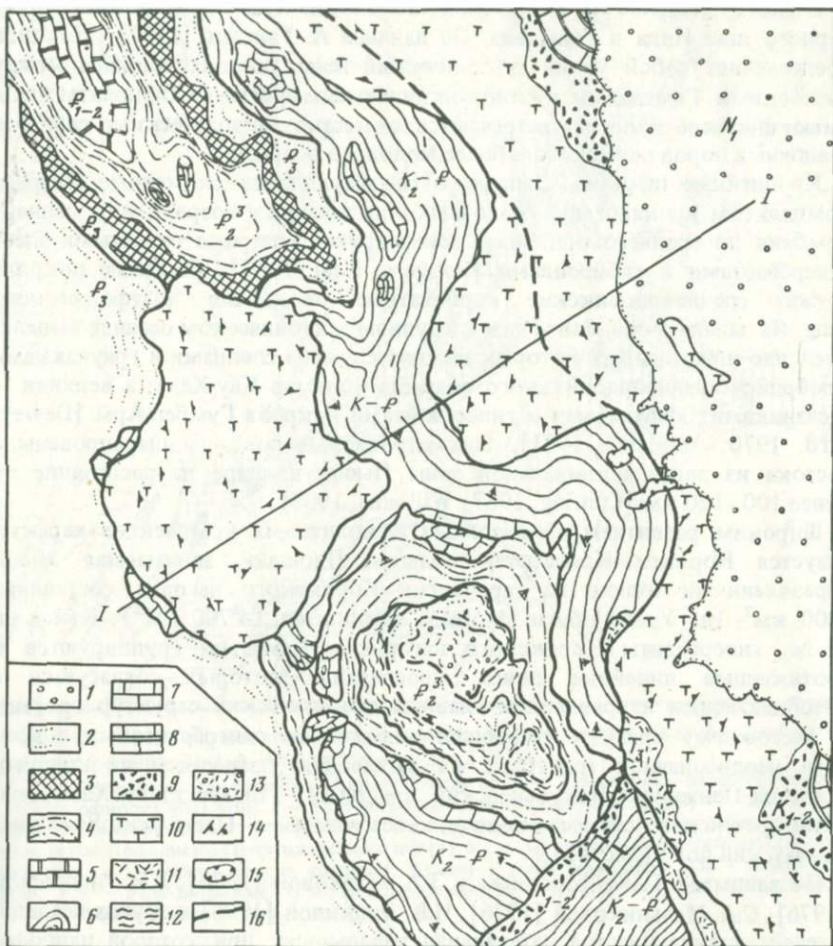
на площади 3 тыс. км². В действительности, как отмечает В.Ф. Беспалов, если учитывать и совсем мелкие выходы известняков, размерами в первые метры, массивов окажется еще больше. "Судя по положению сланцеватости, контакт плоский, слабочашеобразный, характеризующий положение массивов в плоских углублениях на поверхности протерозоя. В общем же массивы змеевиков лежат примерно на одном уровне относительно плоской поверхности Боровского выступа" [Беспалов, 1982, с. 6]. Залегание аллохтонных офиолитов на гнейсах раннего докембрия известно также на Эскулинском поднятии и в ряде других мест.

Широко распространены аллохтонные офиолиты на Кавказе. А.Л. Книппер [1966] отмечает, что Джил-Сатанахачский гипербазитовый массив Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа полого надвинут на верхнемеловые отложения. В краевой части этого массива повсеместно распространены брекчированные серпентиниты.

В зоне Главного Мармарошского надвига Карпат в районе р. Угольки серпентиниты, согласно исследованиям М.Г. Ломизе и В.В. Плошко [1969], образуют многочисленные глыбы и линзовидные тела, ограниченные тектоническими контактами, приурочены к зонам расланцевания и смятия среди верхнемеловых отложений зоны Мармарошских утесов. Здесь встречаются также диабазы, габбро, аргиллиты, алевролиты и полимиктовые песчаники. Аналогичную картину эти авторы наблюдали и в других пунктах вдоль этого надвига.

Крупный гипербазитовый массив в Златибора, расположенный во внутренней зоне Динарид Югославии, согласно Л. Коберу [Kober, 1952], является фронтом покрова, корень которого находится в 70 км в долине р. Западной Моравы. В бассейне среднего течения р. Девол И.И. Белостоцким и Г.В. Колбанцевым [1969] описан шарьяж, структурная позиция которого аналогична Кракинскому аллохтону на Южном Урале. Здесь выделяются внешние (миогеосинклинальные) Динариды, куда входит Гавровская зона, относящаяся к Адриатико-Ионической миогеосинклинальной области, промежуточная зона Пинда-Краста и внутренние Динариды с зеленокаменной зоной Мирдиты. Тектонический покров р. Девол состоит из двух надвиговых пластин, верхняя из которых сложена гипербазитами, часто с покрывающими их диабазами и радиоляритами, а также с известняками триаса (рис. 44). Эта пластина оторвана от зоны Мирдиты и надвинута на флишевые толщи Пинда-Краста и окраинную часть Гавровской зоны. Ниже располагается аллохтон Пинда-Краста мел-палеогенового возраста, который налегает непосредственно на породы эоцена Гавровской зоны, лежащие в нормальной стратиграфической последовательности. Площадь шарьяжа 500—600 км².

Широко распространены аллохтонные гипербазиты в зоне Главного Анатолийского разлома в Турции. Офиолиты здесь участвуют в сложении меланжа Севанского офиолитового пояса Араксинской шовной зоны, обладающей весьма сложной чешуйчатой структурой [Хаин, 1969]. Южная подзона Восточного Тавра в Турции представлена офиолитовым комплексом, слагающим Маденский покров Восточного Тавра. Линия фронта этого покрова прослеживается до территории Ирака и Ирана. В зоне Главного надвига Загрота (Иран), разделяющего внутреннюю и внешнюю зоны Загрота, также развиты офиолиты, слагающие меланж.



10 0 10 20 км



Р и с. 44. Структурно-геологическая схема района среднего течения р. Девол (Албания). По И.И. Белостоцкому [1965]

1 – неоген (моцассы); 2 – олигоцен (аргиллиты, конгломераты, глинистый флиш); 3 – толща грубообломочных пород на границе эоцена и олигодена; 4 – эоценовый (на северо-западе района верхнеэоценовый) флиш; 5 – известняки нижнего-среднего палеогена; 6 – флиш Пинда-Краста (верхний мел – палеоген); 7 – известняки Краста (турон – сенон); 8 – верхнемеловые известняки зоны Мирдита (турон – сенон); 9 – терригенная толща (конгломераты, песчаники верхов нижнего? и низов верхнего мела); 10 – мезозойские (юрские) гипербазиты; 11 – известняки верхнего триаса; 12 – зона тектонического перемешивания отложений олигодена и эоцена на границе автоктона и параавтоктона; 13 – продукты тектонического перемешивания аргиллитов и конгломератов олигодена (субавтохтон); 14 – элементы прототектоники; 15 – клиппы; 16 – тектонические разрывы. 1-1 – линия геологического разреза

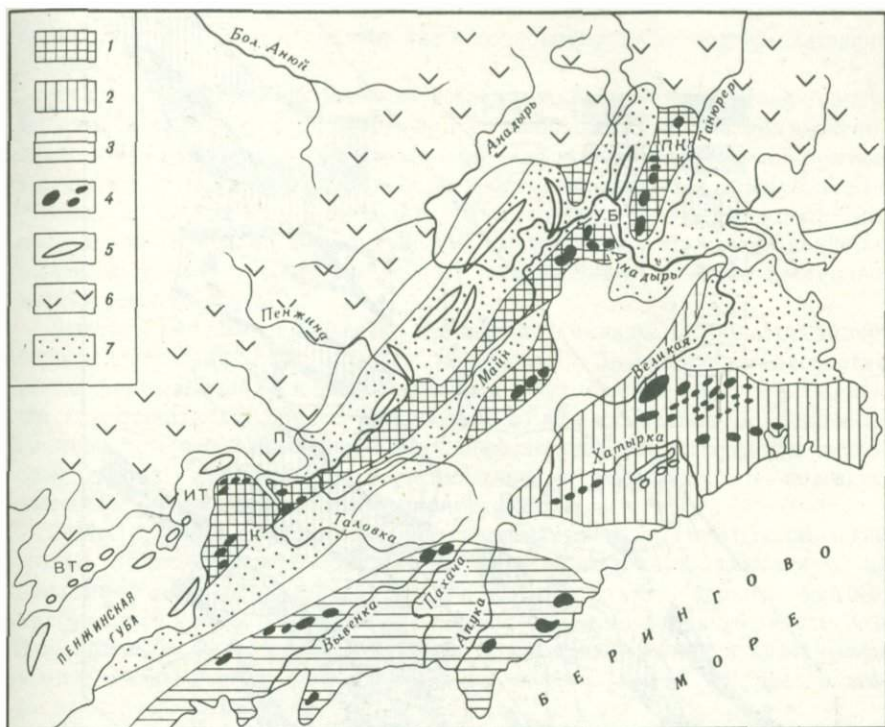
Следует предполагать аллохтонное положение и для гипербазитов структурного шва Инда в Гималаях. По данным А. Гансера [1967], этот шов представляет собой узкий тектонический пояс, располагающийся между Тибетскими Гималаями и эвгеосинклинальным прогибом. Офиолиты здесь имеют широкое развитие и встречаются совместно с экзотическими глыбами осадочных пород пермского и более молодого возраста.

Крупнейшие шарьяжи Западного Ньюфаундленда, сложенные пестрым комплексом вулканогенно-осадочных образований с возрастом от раннего кембрия до среднего ордовика, ассоциируют с широко развитыми здесь гипербазитами и габброидами [Rodgers, Neal, 1963]. Постелью покрова служат среднеордовикские карбонатные отложения платформенного типа. На западе п-ова Лонч-Редж в крупном тектоническом остане выделяются две пластины, из которых нижняя сложена сланцами и граувакками кембрийско-раннеордовикского возраста (покров Кау-Хед), а верхняя — песчаниками, эффузивами и гипербазитами покрова Гумбер-Арм [Dewey, Bird, 1970; Williams, 1971]. Рассматриваемые покровы шарьированы с востока из эвгеосинклинальной зоны Ньюфаундленда на расстояние не менее 100–120 км [Cuming, 1967; Williams, 1969].

Широким развитием аллохтонных офиолитовых комплексов характеризуется Корякско-Камчатская область. Площадь, занимаемая этими образованиями только на территории Корякского нагорья, составляет 5000 км² (на Урале общая площадь офиолитов 14 700 км²). Как и на Урале, гипербазиты Корякского нагорья и Камчатки группируются в протяженные линейные пояса, простирающие которых согласуется с преобладающим направлением главных геологических структур орогена. К настоящему времени установлено несколько гипербазитовых поясов (при неоднозначной трактовке их выделения), западным из которых является Пенжинско-Пекульнейский, средними — Вывенский и Хатырско-Великореченская система поясов, восточным — Олюторско-Восточно-Камчатский пояс (рис. 45).

По данным Г.Г. Кайгородцева и З.А. Жарковой [1976], Л.И. Аникеевой [1976], С.А. Мельниковой [1976], Н.В. Луцкиной [1976] и других исследователей устанавливается латеральная зональность, при которой наиболее древние пояса располагаются в западных районах, а более молодые — в восточных. Разновозрастность гипербазитовых комплексов с последовательным омоложением в сторону океана, таким образом, является одним из характерных признаков сравниваемых складчатых областей — Уральской и Корякско-Камчатской.

Ультрасновым массивам, входящим в состав каждого гипербазитового пояса, присущи следующие черты: повсеместная аллохтонность залегания с широким развитием зон меланжа (рис. 46); расположение среди близких по возрасту вулканогенных формаций; субмеридиональное простираение, совпадающее с направлением разрывных и складчатых структур региона; пластовая либо линзообразная форма; сравнительно небольшая мощность; чрезвычайно напряженная дислоцированность их и подстилающих образований. Присутствие среди офиолитов блоков древнего гранито-гнейсового фундамента континентального типа [Шульдинер и др., 1979] дает основание предполагать тектоническое совмещение генетически разнородных образований: океанических и континентальных, при котором первые были надвинуты на вторые.

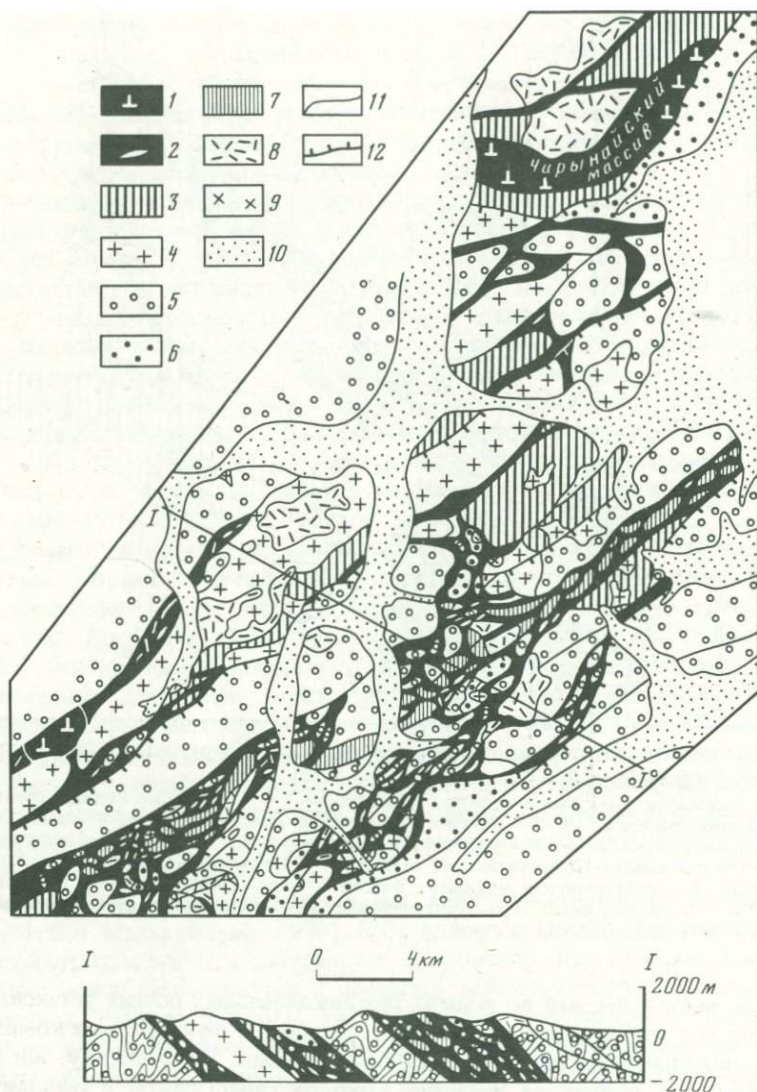


Р и с. 45. Схема размещения гипербазитовых поясов в структурах Анадырско-Корякского региона. По А.А. Александрову и др., [1975]

1 — Пенжинско-Пекульнейский пояс офиолитов; 2 — Хатырско-Великореченская система офиолитовых зон; 3 — Восточно-Камчатский пояс офиолитов; 4 — зоны офиолитов Пенжинско-Пекульнейского пояса в современном срезе; 5 — погребенные зоны офиолитов Пенжинско-Пекульнейского пояса; 6 — Охотско-Чукотский вулканогенный пояс; 7 — кайнозойские впадины; буквы — зоны офиолитов: ПК — Пекульнейская, УБ — Усть-Бельская, П — Понтонейская, К — Кулюльская, ИТ — Итканская, ВТ — Восточно-Тайганоская

Итак, мы видим, что во многих геосинклинальных поясах установлено аллохтонное залегание гипербазитовых массивов и офиолитовых комплексов в подошве крупнейших шарьяжных пластин. По существу, нигде в пределах этих поясов не известно выходов гипербазитов и офиолитов, автохтонное залегание которых было бы надежно доказано. Более того, имеющиеся материалы по истории развития складчатых областей убедительно свидетельствуют о том, что аллохтонное залегание этих пород является не случайным, а, напротив, совершенно закономерным и обязательным.

Действительно, развитие геосинклиналей вплоть до их замыкания сводится к длительному и закономерному процессу формирования и наращивания мощности земной коры. Главным механизмом в этом процессе является тектоническое скучивание пород в результате их многократного шарьирования в условиях мощного латерального сжатия. Одним из важных результатов скучивания оказывается глубокое погружение поверхности мантии, происходящее под колоссальным весом складчатых образований.



Р и с. 46. Схематическая геологическая карта верхнего течения р. Чиртынай (серпентинитовый меланж) и разрез по линии I-I. По А.А. Александрову и др. (1975 г.)

1 — перидотиты, пироксениты; 2 — серпентиниты; 3 — габбро; 4 — плагииграниты; 5 — кремнисто-вулканогенно-граувакковые отложения; 6 — нижнемеловой флиш; 7 — метаморфические сланцы лавсонит-глаукофановой фации; 8 — толща эффузивов смешанного состава (липариты, андезиты, базальты); 9 — малые интрузии и дайки (гранодиорит-порфиры, диорит-порфиры); 10 — рыхлые четвертичные отложения; 11 — геологические границы; 12 — надвиги

Формируются прогибы, получившие в геологической литературе название корней гор.

Судя по данным геофизических исследований, глубина залегания гипербазитового субстрата составляет под каледонидами 35–45 км, под варисцидами – 40–50 км, под альпинидами – 60–75 км. В то же время под древними щитами и платформами эта поверхность располагается не глубже 30–40 км, а в океанах – 8–12 км [Деменицкая, 1961]. Следовательно, погружение поверхности мантии под складчатыми областями является одной из наиболее общих и важных особенностей строения орогенных поясов земного шара.

Вместе с тем хорошо известно, что именно в складчатых областях гипербазиты широко распространены на поверхности. Значительные массы этих пород вскрываются на самых различных гипсометрических уровнях, как бы переслаивая складчатое сооружение от его основания до вершины. Поэтому ультраосновные породы одинаково широко встречаются в геосинклиналях альпийского, варисцийского и каледонского возраста, имеющих разные глубины денудационного среза.

Столь широкое распространение гипербазитов в складчатых областях можно объяснить лишь их повсеместным аллохтонным залеганием, не связанным корнями непосредственно со структурой верхней мантии, связанной здесь на большую глубину. Очень важно подчеркнуть, что формирование аллохтонных массивов гипербазитов является длительным и многофазным процессом, а не кратковременным актом, как предполагают некоторые исследователи.

Данные по геологическому развитию Урала и других складчатых областей позволяют представить этот процесс в следующем виде. Располагаясь в начале геосинклинального развития на незначительной глубине, гипербазиты первыми же шарьяжами выводятся на более высокие гипсометрические уровни, образуя крупные аллохтонные пластины, сопровождающиеся мощными офиолитовыми тектонитами. Благодаря высокой пластичности гипербазиты существенно облегчают процессы дальнейшего шарьирования и тектонического скупивания пород, играя роль своеобразной пластичной смазки. При этом присутствие пластичных пород в основании шарьяжных пластин обеспечивает их дальнейшее унаследованное развитие, вследствие того, что подошва таких аллохтонов всегда остается подвижной. Длительность процесса формирования офиолитовых аллохтонов в складчатых областях достаточно четко доказывается многочисленными геологическими данными. На Урале, например, гальки серпентинитов и хромшпинелидов встречаются в отложениях ордовика, силура, среднего и верхнего девона [Ожиганов, 1941; Волков, 1948; Евдокимов, 1959; и др.].

ПРОИСХОЖДЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Сравнительный анализ процессов, протекающих в современных активных системах земной коры с известными закономерностями развития складчатых областей, позволяет выделять в истории развития последних два основных периода: период растяжения (рифтогенно-спрединговый) и период сжатия (геосинклинальный), из которых первый предшествует второму. Начало растяжения знаменуется появлением многочисленных разломов и заложением по ним линейных грабеновых структур, как бы нарезающих соответствующие области континента на протяженные субпараллельные блоки, вытянутые поперек действия растягивающих усилий. Таким образом формируется, как известно, рифтовая система, состоящая из грабенов и разделяющих их остаточных горстовидных поднятий, подобных тем, которые наблюдаются в современном рифте Красного моря. Созданный вследствие этого сильно расчлененный рельеф способствует накоплению так называемых грабеновых формаций, основными характерными чертами которых являются молассоидный облик и мелководный или континентальный характер отложений. Появление более глубоких трещин порождает развитие вулканогенных комплексов щелочных базальтоидов со значительной ролью калиевых серий. В течение дальнейшего периода растяжения в центре максимального проявления растягивающих усилий происходит разрыв континента. При спрединге в рифтовых зонах океанов обнажается гипербазитовый субстрат, на котором формируется океаническая кора. На океанических пространствах идет накопление маломощных глубоководных осадков, а на тектонически пассивных окраинах континентов происходит формирование осадочных серий значительной мощности. Разрастание океанической области сопровождается своеобразным процессом, при котором ранее образованные зоны, отодвинутые в сторону континента, соответственно раньше стабилизируются и становятся более жесткими, чем впоследствии образованные. В силу этого на дне обширных океанических пространств возникают надвиги, порождающие линейные положительные формы рельефа. Последние выражены в виде подводных цепей гор, ориентированных параллельно срединно-океаническим хребтам. Как показал А.В. Пейве [1980], океаническая кора начинает дислоцироваться и метаморфизоваться уже в срединно-океанических хребтах.

Вероятно, положительные гравитационные аномалии в океанах, соответствующие поднятиям [Пушаровский, 1980], проще всего объяснить тектоническим утолщением (скупиванием) океанической коры в результате надвигания. При этом поверхности срыва и скольжения одних толщ по другим возникают, вероятно, в пластичных породах внутри осадочного чехла и "базальтового" слоя, на границах разнородных сред, но главным образом вдоль раздела кора — мантия ввиду особой пластичности гипербазитов [Тектоника..., 1977]. Вместе с тем надвигообразование в этот этап развития земной коры не носит массового характера, а амплитуды смещения относительно невелики, чем и объясняется наблюдаемая в океанических областях малая сейсмичность территории и мелкофокусность землетрясений. Тектоническое скупивание толщ — скорее исключение, нежели правило. Только в местах, где происходит более энергич-

ное шарьирование, имеет место плавление нижнекоровых масс и возникновение подводных вулканов. По тем же причинам надвиговые деформации, вероятно, могут развиваться в это время и в зонах пассивных окраин континентов, где происходит интенсивное осадконакопление.

В силу раскрытия нового рифта планетарного масштаба режим растяжения в пограничной зоне действующей системы континент — океан сменяется режимом сжатия, а пассивная окраина континента этой системы превращается в активную. Тангенциальное сжатие приводит к зарождению геосинклинального процесса — процесса, считающегося одним из главных в геологическом развитии земной коры.

Учение о геосинклинальном процессе, как известно, зародилось более 100 лет назад и успешно развивается до наших дней. В настоящее время этот процесс рассматривается как механизм преобразования океанической коры в континентальную [Штрейс, 1968]. Следует отметить, что в связи с развитием идей мобилизма и концепции новой глобальной тектоники, в печати стали появляться высказывания о геосинклиналях как "о некоей абстракции", не согласующейся с новыми данными. Однако в последнее десятилетие получены сведения, которые привели к признанию многих основных положений геосинклинальной теории и с мобилистских позиций.

Давно выяснено, что развитие геосинклинальной области сопровождается накоплением мощных толщ осадков определенной формационной принадлежности, широким развитием магматических образований, региональными и локальными метаморфическими преобразованиями, интенсивной дислоцированностью толщ, формированием сильно расчлененного горного рельефа и др.

С точки зрения классической геосинклинальной теории установлен ряд важных закономерностей в развитии складчатых областей, основными из которых являются:

1. Геосинклинали до их заполнения осадками представляли собой депрессии вплоть до батинальных глубин [Haug, 1927].

2. Наиболее ранними среди магматических образований являются офиолиты [Штилле, 1964; и др.], а завершают геосинклинальное развитие гранитные серии. Как правило, вулканизм складчатых областей характеризуется закономерной эволюцией состава его продуктов во времени от основных к кислым при увеличении роли щелочей.

3. Прямая зависимость интенсивности метаморфизма от возраста пород: чем древнее толщи, тем сильнее они метаморфизованы.

4. Установлена стадийность геосинклинального процесса, общая схема развития которого по Дж. Дена [Dana, 1873] и Огу [Haug, 1927] сводится к осадконакоплению, затем к складчатости и горообразованию.

5. Введено понятие о цикличности в развитии геосинклинального процесса, основы которого были заложены еще М. Бертраном [Bertrand, 1887]. Выделены отдельные крупные эпохи складчатости: гуронская, каледонская, герцинская и альпийская, отвечающие соответствующим периодам тектонического развития земного шара.

6. Широко распространилось учение о глубинных разломах и их роли в развитии и пространственном размещении магматизма и складчатости [Пейве, 1947].

7. Установлена большая доля глубоководных серий в составе геосинклинальных толщ [Херасков, 1967].

8. Определены седиментационные циклы и типовые формационные ряды, характерные для геосинклинальных зон [Вассоевич, 1951; Келлер, 1952; и др.].

В последнее время изучение геологии складчатых областей привело к обнаружению новых закономерностей в их развитии. Во многих орогенных зонах земного шара выявлено широкое развитие крупных шарьяжных и надвиговых структур, образованных горизонтальными напряжениями. Повсеместно была установлена аллохтонность гипербазитовых комплексов [Белостоцкий, 1965; Казьмин, 1966; Казанцева, Камалетдинов, 1969; Камалетдинов, Казанцева, 1970, 1973, 1978; Перфильев, Руженцев, 1973; Kober, 1952; Balley, MoCallien, 1952, 1954; и др.], их идентичность на континентах и в океанах [Пейве, 1969]. Выяснилось, что гипербазиты являются самыми древними членами офиолитовых ассоциаций, сформировавшимися значительно раньше других серий так называемого тройственного единства Штейнмана [Казанцева, 1970; Тектоника... , 1977; Гасанов, 1980; и др.]. Появились доказательства существования на Урале не только вертикальных, но и латеральных типовых рядов формаций; получены данные о направленном смещении центров геосинклинального вулканизма внутрь структуры, а не к ее периферии [Коптева, 1976; Фролова, Бурикова, 1977; Камалетдинов и др., 1978; и др.]. Широко распространились представления о существовании в геосинклинальных зонах двух разнотипных сопряженных поясов метаморфизма: высокого давления и низких температур со стороны океана и низкого давления и высоких температур со стороны континента [Миасиро, 1972; Саттон, 1967].

Выявленные закономерности в осадконакоплении, развитии магматизма, метаморфизма и структуры позволили выдвинуть новые мобилистские концепции геосинклинального процесса [Пейве и др. 1971, 1972; Сорохтин, 1974; Яншин и др., 1982; Камалетдинов и др. 1977, 1978, 1981; и др.]. Рядом авторов был предпринят сравнительный анализ геосинклиналей геологического прошлого с современными структурами земной коры. При этом выяснилось, что наиболее вероятным аналогом древних геосинклиналей в современной обстановке является активная система окраина континента — окраинное море — островная дуга и глубоководный желоб. Известно, что островные дуги и глубоководные впадины в качестве современных геосинклиналей предложил рассматривать еще А.Д. Архангельский [1941]. Эти же структурные комплексы и краевые моря охарактеризованы как геосинклинальные зоны [Тектоника... , 1966]. Сейчас это положение принимают многие тектонисты.

Актуалистический подход в расшифровке геологических обстановок прошлого стал использоваться наиболее широко с появлением идей мобилизма и особенно новой глобальной тектоники. Однако к сравнению современных обстановок с ископаемыми геосинклиналями разные исследователи подходят по-разному. Например, окраинные моря одни считают новообразованиями, возникшими в результате растяжения земной коры под влиянием внедрения мантийного диапира, другие — участками океанической коры, отсеченными зоной субдукции от океанической пли-

ты, т.е. при формировании островных дуг. Существует представление, согласно которому образование окраинного моря рассматривается как результат отступления континентальной плиты от возникшей ранее, относительно неподвижной зоны субдукции [Зоненшайн, Савостин, 1979; Mitchell, Reading, 1969]. Нам представляется наиболее приемлемым мнение об окраинных морях как отгороженных островными дугами участках берегового океанического пространства. При этом островные дуги возникли вследствие значительного утолщения океанической коры при шарьировании (скупивании океанических масс). Образование глубоководных желобов, прослеживающихся вдоль островных дуг и активных окраин континентов, в этом случае можно рассматривать как результат разуплотнения и проседания вещества после вулканических извержений (выведения подкорковых масс на поверхность). Именно поэтому для них характерно наличие отрицательных гравитационных аномалий вдоль осевой части структуры, свидетельствующих, очевидно, о дефиците океанических масс под ними, а также значительная мощность недеформированных осадков.

На примере Урала показано, что геосинклинальный процесс обусловлен активным шарьированием океанических масс на край континента, приведшим к тектоническому и геохимическому взаимодействию силикатической (континентальной) и базитовой (океанической) кор, а также вызвавшим развитие магматизма, метаморфизма и рудообразования [Жамалетдинов и др., 1977, 1978, 1981]. При этом общий ход развития складчатых областей, ведущий к их консолидации и превращению в платформу, осуществляется в режиме прогрессирующего горизонтального сжатия и сопровождается многократной повторяемостью тектонических обстановок. Геохимическое взаимодействие надвинутых мафических серий с континентальными образованиями постели порождает в каждом тектоническом цикле новый вулканический формационный ряд, состав которого эволюционирует от основных членов к кислым при увеличении роли щелочей. Механизмом последовательного шарьирования офиолитов со стороны океана на платформу хорошо объясняются латеральная миграция вулканизма, складчатости и горообразования, присущие геосинклинальной области.

Развитие геосинклинального процесса ведет к постепенному сокращению океанического бассейна от краев к центру и в конечном счете к его замыканию. Континентальный режим, следуя за геосинклинальным, последовательно наступает на океан, превращая его в платформу. Согласно изложенным представлениям, режим растяжения и режим сжатия на планете "мирно сосуществуют", а замыкание одного океана происходит в силу разрастания другого. В этом случае растяжение в одном регионе создает тангенциальное сжатие в другом.

Приведенные закономерности развития земной коры сравнительно хорошо проявлены на Урале. В геологической истории последнего достаточно четко устанавливаются два главных периода, соответствующие двум противоположным по направлению действия горизонтальных напряжений режимам, сопоставимым по времени проявления. Первый из них отвечает режиму растяжения, второй — режиму сжатия. Начало растяжения, совпавшее с началом рифейской эпохи, знаменуется заложением

нием Уральской палеорифтовой системы, положивший начало расколу Европейско-Азиатского палеоконтинента [Камалетдинов, 1974; Иванов, 1979]. Этот процесс, вероятно, протекал подобно образованию современных рифтов вдоль ступенчатой системы грабенов, с постепенным утонением земной коры в центральной части структуры.

Зарождение рифтов сопровождалось формированием своеобразных ассоциаций пород, известных под названием "грабеновые формации". Как известно, диагностическими признаками последних являются: субконтинентальный либо мелководный характер отложений; присутствие значительных объемов грубообломочных пород молассоидного облика с материалом размыва пород фундамента, с плохой сортировкой кластического материала, переходящих вверх по разрезу в более мелкозернистые терригенные осадки; значительные мощности серий и изменчивость их по площади, свидетельствующие о достаточно расчлененном рельефе; присутствие, иногда широкое развитие своеобразных магматических образований основного состава со щелочным уклоном (щелочные базальтоиды, пикритовые порфириды, щелочно-ультраосновные породы) и др. [Милановский, 1974; Тектоника... , 1977; Кориневский, 1978; Ленных, Петров, 1978; и др.].

К типичным грабеновым формациям на Урале относятся ниже-среднерифейские образования, представленные бурзянским и юрматинским седиментационными циклами, соответствующими одноименным сериям. Первый цикл начинается молассоидами айской свиты, залегающими резко несогласно на толщах тараташского метаморфического комплекса (последний, как известно, параллелизуется с архейско-древнепротерозойским кристаллическим фундаментом Восточно-Европейской платформы). В составе свиты преобладают пестро-, преимущественно красноокрашенные полимиктовые терригенные породы (конгломераты, гравелиты и песчаники). В составе обломков преобладает материал размыва тараташского комплекса: джеспилиты, граниты, гнейсы, амфиболиты и др. Галечная и псаммитовая кластика не отсортирована и на 40–50% не окатана. В нижних частях свиты присутствуют слои вулканогенных пород, представленных в основном щелочными (калиевыми) базальтоидами. Общая мощность айской свиты более 2000 м. Среднюю часть бурзянского цикла – саткинскую свиту – слагают карбонатные (доломиты, известняки, мергели), сланцевые (мергелисто-глинистые, углисто-глинистые, углисто-кварцево-карбонатные) и терригенные (песчаники) породы мощностью около 2000 м. Завершается цикл сланцами бакальской свиты, содержащей прослой карбонатных пород и кварцитовидных песчаников, общей мощностью до 1500 м.

Юрматинский цикл осадконакопления начинается машакской свитой, развитой неповсеместно и залегающей несогласно на нижележащих толщах (известны факты залегания машакской свиты прямо на породах тараташского комплекса). Свита представлена крупногалечными конгломератами, песчаниками и различного состава сланцами. Для нее характерно присутствие вулканитов, количество которых в отдельных частях разреза сопоставимо с осадочными породами. По мнению В.М. Сергиевского [1971], отложения свиты можно сравнить с молассой, характеризующейся слабой окатанностью обломочного материала и мелководными

условиями накопления. Мощность свиты до 1600 м. Айская и машакская свиты отвечают всем характеристикам грабеновых формаций [Камалетдинов, 1974; Кориневский, 1978; Ленных, Петров, 1978; Иванов, 1979]. Выше них залегают песчаники и кварциты зигальгинской свиты мощностью 200–1500 м и зигазино-комаровской свиты, мощность которой варьирует в тех же пределах. В подчиненном количестве в обеих свитах содержатся известняки и кварцево-глинистые сланцы. Среднерифейский седиментационный цикл завершается авзянской свитой, состоящей в основном из известняков, доломитов и сланцев; мощность свиты до 1800 м.

В дальнейшем спрединг привел к разрастанию океанического пространства с рифтовой системой в центре и окраинами континентов пассивного (атлантического) типа по краям. Под последними понимаются зоны значительной протяженности и довольно большой ширины, располагающиеся параллельно береговой линии океана и включающие полосу прилегающей к океану наземной части континента, шельф, континентальный склон и его подножие. Характерной особенностью осадконакопления таких структур является образование линзообразной призмы пород, значительно утолщенной в пределах континентального склона. В ее составе преобладают терригенные, угленосные и карбонатные осадки большой мощности, лишенные или почти лишенные вулканического материала. Обширные площади современных океанических пространств, располагающиеся между срединно-океаническими рифтами и пассивными окраинами континентов, заполняются в это время пелагическими карбонатными, кремниевыми и глинистыми отложениями глубоководного типа. Определенное развитие имеет асейсмичная вулканическая деятельность, приуроченная к отдельным цепочкам вулканических гряд и подводным горам [Ковалев, 1978].

Перечисленным выше признакам на Урале отвечают средне-верхнерифейские образования, слагающие хребет Уралтау и подвергшиеся значительному метаморфическому преобразованию. Поскольку пород древнее среднего рифея в зоне Уралтау не обнаружено, следует предположить, что разрыв континента по осевой линии произошел не позднее раннерифейского века. Раздвижение двух составных частей его привело к зарождению Уральского палеоокеана с меланократовым фундаментом основания, представленным гипербазитами.

В составе рифейских образований Уралтау выделяются две серии: максютовская — среднерифейская и суванякская — верхнерифейская. Максютовская серия состоит из галеевской, кайраклинской, карамалинской, юмагузинской и уткальской свит. Все свиты существенно кварцито-сланцевые, с метавулканогенными породами основного состава, количество которых не превышает 25%. В составе суванякской серии известны кандебильская и белекейская свиты, сложенные кварцитами и серицито-кварцевыми сланцами. Выше располагаются мазаринская свита, в составе которой отмечаются вулканогенные оротопороды, и одновозрастная ей арвякская свита.

Формационный состав и петролого-геохимические критерии рифейских образований хребта Уралтау вполне сопоставимы с океаническими образованиями атлантического типа. Действительно, максютовскому

вулканическому комплексу свойственны преобладание основного состава, натровая специализация пород, парагенезис с осадочными сериями углисто-кремнистого и углисто-глинистого состава, реликты шаровых лав. Эти черты характерны для спилито-диабазовой формации. Изучение петрохимических особенностей ортопород комплекса позволяет отождествлять их с толеитовыми океаническими базальтами [Алексеев, 1976]. Присутствие же в составе комплекса значительного количества тел ультрабазитов, пространственно связанных с вулканогенно-осадочными сериями, и чрезвычайно малое количество кислых вулканитов (не более 2–3%) подтверждают правомерность такого заключения.

Вулканические образования мазаринской свиты верхнего рифея также имеют преимущественно основной состав, а по особенностям химизма они относятся к известковистой и известково-щелочной сериям. Средний химический состав их также сопоставим с океаническими толеитовыми базальтами. Вместе с тем известен ряд признаков, указывающих на некоторое участие континентальной коры в формирующих океанических толщах среднего и позднего рифея зоны Урала. К таким признакам относятся сравнительно небольшой объем вулканитов по отношению к осадочным толщам, заметная щелочная (трахибазальтовая) тенденция и повышенная железистость пород [Алексеев, 1976]. Преобладание осадочных пород в составе рассматриваемых комплексов, в том числе терригенных и глубоководных сланцевых, приближает их к образованиям, формирующимся в пределах океанических пространств атлантического типа.

Параллельно с образованием соответствующих океанических комплексов в среднерифейское время на окраине континента, как отмечалось выше, продолжали накапливаться грабенные формации, нараставшие в позднерифейский и вендский века мощными терригенными и карбонатными толщами каратауской и ашинской серий (Башкирский антиклинорий), отложение которых происходило, вероятно, на континентальном склоне.

Каратауская серия начинается зильмердакской свитой, состоящей из чередования толщ кварц-полевошпатовых грубозернистых песчаников с отдельными крупными гальками, аргиллитов и алевролитов, мощностью около 2000 м. Выше залегают доломито-песчанико-сланцевая катавская свита мощностью до 200 м, песчанико-сланцевая инзерская свита мощностью до 1000 м и доломито-известняковая миньярская свита мощностью до 500 м.

Седиментационный цикл венда представлен ашинской серией, состоящей из конгломератов, песчаников и алевролитов общей мощностью до 2000 м. Обломочный материал представлен кварцем и полевым шпатом, реже кварцитами, кремнями, гранитами. Сортировка обломочного материала и окатанность почти отсутствуют.

Итак, на Южном Урале в раннем рифее произошел раскол континента, приведший к заложению океана. В среднем рифее одновременно с накоплением грабеновых формаций на краю континента в океане образуются глубоководные серии, а в позднем рифее и венде вдоль континентальных окраин накапливаются мощные осадочные толщи, сопровождающиеся дальнейшим разрастанием океана с формированием соответствующих

океанических толщ. На этом допалеозойская история геологического развития Урала, длившаяся около 1000 млн. лет, завершилась.

В стадию растяжения на окраине континентов осадконакопление характеризовалось довольно правильной повторяемостью сходных по составу и строению толщ (длительными циклами), когда грубообломочные разности сменялись песчаными толщами, а последние, в свою очередь, тонкообломочными, глинистыми и карбонатными. Этим толщам свойственны: ограниченная фациальная изменчивость при сильных колебаниях мощностей даже на сравнительно небольших расстояниях, что связано с накоплением их в условиях достаточно расчлененного рельефа; направленность в развитии циклов, заключающаяся в возрастании песчаниковой составляющей в более молодом цикле по сравнению с предыдущим; увеличение красноцветности пород в верхних сериях; местные источники обломочного материала, которым являются разрушающиеся положительные формы рельефа континента. Цикличность осадконакопления свидетельствует о прерывистом характере действия тектонических напряжений растяжения.

Для океанических образований характерны: сравнительная глубокость осадков с широким развитием сланцев, отсутствие четкой закономерности в осадконакоплении; относительное однообразие состава, нарушаемое появлением вулканогенных комплексов океанического типа; небольшие мощности. Эти черты строения докембрийских образований Урала были впервые подмечены Н.П. Херасковым [1967] при сравнении древних свит Башкирского антиклинория с одновозрастными толщами Уралтау.

Взаимоотношение палеозойской и рифейской структур в современном плане четко устанавливается на восточном крыле Башкирского антиклинория, где в ряде обнажений можно наблюдать резко несогласное наложение средне-верхнеордовикских песчаников на интенсивно смятые рифейские образования [Келлер, 1949; Хоментовский, 1952; Краузе, Маслов, 1961; Камалетдинов, Казанцева, 1970; и др.]. Коренная перестройка структурного плана в этом временном интервале свидетельствует о существовании на Южном Урале байкальского орогенеза, который следует связывать с переменной знака напряжения, т.е. со сменой режима растяжения режимом сжатия.

С этого времени вдоль границ океанической и континентальной плит возникает Уральская геосинклиналь, функционировавшая затем в течение всего палеозоя и мезозоя. Мощное шарьирование в условиях горизонтального сжатия здесь сопровождалось выводом на поверхность офиолитовых пластин, магматизмом, метаморфизмом, рудообразованием, складчатостью и орогенезом.

Для периода сжатия характерно накопление геологических образований по типу тектоно-формационного ряда. В пределах каждого крупного структурного подразделения мобильной области (окраины платформы, миогеосинклинали и эвгеосинклинали) временные формационные ряды характеризуются различным строением.

Полный формационный ряд эвгеосинклинали образуется в течение соответствующего тектонического цикла. Последовательная смена формаций миогеосинклинали осуществляется на протяжении всего периода

сжатия. Начало каждого тектонического цикла в этой области фиксируется лишь некоторой перестройкой структурного плана. Это известные перерывы в осадконакоплении на западном склоне Урала: предордовикский, предэйфельский и менее выраженный предпозднетурнейский.

Анализ материала по составу, строению и взаимоотношениям палеозойских образований эвгеосинклинальной зоны Южного Урала позволяет выделить три однотипных формационных ряда, явившихся отражением цикличности геосинклинального процесса на этой территории. В начале каждого цикла образуется вулканическая серия, состоящая из закономерно сменяющих друг друга вулканических формаций с характерной направленностью эволюции их состава и строения.

Обычно формационный ряд начинается недифференцированной базальтовой (спилит-диабазовой) формацией, сменяющейся вверх по разрезу контрастно дифференцированной базальт-липаритовой (базальт-дацит-липаритовой) формацией, а затем последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой и порфиритовой андезито-базальтового состава формациями. Геосинклинальный разрез венчает флиш либо флишоиды, часто фациально замещающие предыдущую формацию.

Однотипные формационные ряды в разрезе палеозоя Урала, как уже отмечалось, повторяются трижды. Так, нижняя базальтовая недифференцированная формация накапливалась в ордовике — силуре (сакмарская и поляковская свиты), в верхней части эйфельского яруса (основание карамалыташской свиты), в верхнем турне (нижняя часть березовской свиты). Базальт-липаритовая контрастно дифференцированная формация, располагающаяся стратиграфически выше, развита в нижнем девоне (нижняя часть баймак-бурибаевской свиты), в нижней части живетского яруса (верхняя часть карамалыташской свиты), в верхнетурнейском — нижеживетском подъярусах (березовская свита). Вышележащая базальт-андезит-дацит-липаритовая последовательно дифференцированная формация известна в нижнем девоне (верхняя часть баймак-бурибаевской свиты), в живетском ярусе (улутауская свита), в среднем визе (нижняя часть кизильской свиты). Порфиритовая формация (средний состав ее андезито-базальтовый), согласно залегающая на предыдущей, накапливалась в эйфельском ярусе (нижняя половина ирендыкской свиты) и частично во франском ярусе (вулканогенная фация колтубанской свиты)¹.

Выше, как правило, располагается флишевая либо флишоидная формация, к которой относятся верхняя часть ирендыкской свиты эйфеля либо ее крыктинская слоистая фация, непосредственно наращивающая разрез улутауской свиты, а также флишоидная фация колтубанской свиты франка и флиш зилаирской свиты фамена и нижнего турне. Наиболее широко флиш развит в среднем карбоне (уртазымская и кордаилловская свиты).

Как видим, в начале каждого формационного ряда образуется вулканическая серия. Завершающее звено представлено флишевой (или флишоидной) формацией, нередко являющейся фацией предыдущего, са-

¹ Возраст свит приводится по В.А. Маслову [1980], а формационная принадлежность вулканогенных формаций — по Т.И. Фроловой и И.А. Буриковой [1977].

мого верхнего члена вулканической серии. Закономерная смена одной формации другой строго определенного состава, постепенный переход между ними при взаимозаменяемости верхней части вулканической серии флишоидами или флишем, а также согласные стратиграфические взаимоотношения между вулканическими формациями свидетельствуют о направленности и непрерывности становления каждого формационного ряда. При этом в размещении однотипных, но разновозрастных формационных рядов в структурах восточного склона Урала устанавливается пространственно-временная миграция, заключающаяся в латеральном смещении каждого более молодого ряда в восточном направлении [Сергиевский, 1948; Нестоянова, 1964; Фролова, Бурикова, 1977; Камалетдинов и др., 1978, 1981; Маслов, 1980; и др.]. Это послужило одним из оснований для заключения о миграции геосинклинального режима от краевой части геосинклинали к центральной, а не от центра структуры к ее краям, как полагали ранее [Архангельский и др., 1968].

Итак, геосинклинальный формационный ряд образуется в условиях постоянно действующей силы нарастающего тангенциального сжатия от предельно малых значений до каких-то определенных величин, необходимых для "закрытия" разлома и разрушения возникших при извержениях вулканических гряд. Такое заключение вытекает из анализа особенностей развития вулканизма, установленных трудами А.Н. Заварицкого, В.М. Сергиевского, Е.А. Кузнецова, Д.С. Штейнберга, Н.Д. Соболева, Г.В. Червяковского, Т.И. Фроловой, О.А. Нестояновой, И.А. Буриковой и многих других. Ими было показано, что в начале каждого ряда вулканогенные породы имеют преимущественно основной состав, афировую структуру, глубоководный характер. Доля интрузивных и субвулканических аналогов, а также пород чисто осадочного происхождения среди них незначительна. По мере развития вулканизма постепенно увеличивается количество кислых и средних разностей, возрастает степень их порфировости, большим становится объем осадочных, субвулканических и интрузивных образований, происходит обмеление бассейна накопления. Такая закономерность повторяется в каждом формационном ряду, а также от более древнего ряда к молодому.

Перечисленные выше особенности можно удовлетворительно объяснить лишь в том случае, если признать, что формирование вулканического ряда осуществлялось в условиях последовательно прогрессирующего сжатия. В самом деле, увеличение порфировости пород и количества пирокластики в них, появление во времени значительных объемов продуктов извержений, не достигших поверхности (интрузии и субвулканы), может происходить только при неуклонном увеличении давления, ведущем вначале к частичному, а затем к полному закрытию склоновых трещин, являющихся подводными каналами для магматических масс. Именно таким образом происходит последовательная смена трещинного типа извержения центральным, затем ареальным и т.д.

Создание же условий пониженных давлений, необходимых для образования базальтовых серий — начальных членов формационных рядов, может быть достигнуто не в результате растяжения, как обычно полагают, а существенно иным путем. Одним из возможных механизмов плавления исходного вещества при образовании базальтовых магм может

быть снятие напряжения скалыванием. Эта концепция излагается в работах Х. Йодера [1979]. Согласно ей, в какой-то определенный момент при разрядке напряжения скалыванием "достаточно будет одного разрывного нарушения, чтобы понизить давление настолько, что температура окажется выше кривой плавления и будет происходить плавление [Йодер, 1979, с. 70].

Согласно исследованиям Д.Х. Грина и А.Э. Рингвуда [1968], дифференциация оливиновой толеитовой магмы осуществляется в зависимости от изменения величины давления по трем различным направлениям. При низком давлении — ниже 5 кбар — происходит образование магмы кварц-толеитового состава, при увеличении давления до 7–12 кбар появляются высокоглиноземистые магмы состава оливинового толеита, а при давлении в 12–20 кбар образуются щелочные оливиновые базальты либо базаниты. Величины давления связываются только с определенными глубинами (для названных цифр до 70 км). С этой точки зрения интересны особенности вулканизма на Гавайских островах, которые показывают, что главная фаза излияний основных вулканитов представлена большими объемами лав состава кварц-толеитового или оливинового толеита. Щелочные же базальты островов изливаются последними [Грин, Рингвуд, 1968; Йодер, 1979]. Они должны соответствовать наибольшему давлению (что связывают с наибольшими глубинами). Как справедливо заметил Х. Йодер [1979, с. 21], для этого случая: "Кажется нелогичным, чтобы последние порции магмы поступали с наибольшей глубины обычно спустя значительный промежуток времени и проходя сквозь все вулканическое сооружение". Эти факты станут вполне объяснимыми, если допустить, что высокое давление, необходимое для возникновения высокоглиноземистых и щелочных магм, является результатом не столько увеличения глубины, сколько функцией возрастания горизонтальных напряжений в процессе развития геосинклинали. С этой точки зрения находят объяснение и особенности эволюционного изменения химического состава изверженных пород Уральской эвгеосинклинали как в течение каждого тектоно-магматического цикла, так и от начального цикла к конечному. В общих чертах такая эволюция заключается в направленном изменении химизма от основных пород к кислым при неуклонном повышении роли щелочей.

Следовательно, базальтовые недифференцированные формации — начальные члены геосинклинали формационного ряда — появляются в условиях относительного покоя, после снятия тектонического напряжения шарьированием. Дальнейшее постепенное увеличение сжимающих напряжений создает контрастные, а затем последовательно дифференцированные толщи, сменяющиеся порфириновыми формациями. Флишевые образования, завершающие каждый геосинклинали формационный ряд, знаменуют собой обстановку максимальных тектонических напряжений и новый этап шарьирования. О повышенной динамичности условий флишенакпления свидетельствуют и различного рода причудливые оползневые структуры, косая слоистость, мелкие сингенетичные дислокации и пр. Вероятно, большая вертикальная мощность, характерная для флиша, не только объясняется повышенной скоростью заполнения бассейна осадками, но и является следствием многократного по-

слоистого скупивания пластов, на что ранее обращал внимание Н.П. Херасков [1967].

Давно известно, что появление флиша свойственно тем отрезкам времени, когда вулканическая деятельность в районе его накопления полностью прекращается. Процессы шарьирования вызывают образование горного рельефа, энергично разрушающегося вследствие высокой сейсмичности области.

Неотъемлемой частью флиша являются глыбовые горизонты, именуемые диким флишем, олистостромами и пр. На Урале, например, такие горизонты известны в составе флишевой формации позднего карбона — канчеровские брекчи, абзановский глыбовый горизонт; в составе флиша среднего карбона — брекчи хутора Карайгырского; среди флишевых толщ франско-раннетурнейского возраста зилаирской свиты — биягодинский глыбовый горизонт. В.В. Коптевой [1981] показано, что гадилевская толща, являющаяся возрастным аналогом верхней части ирендыкской свиты¹ нижнего зйфеля, также является олистостромом.

Известны представительные данные о широком развитии глыбовых горизонтов среди флишевых толщ других складчатых областей [Леонов, 1975; и др.]. Эти авторы указывают на совпадение времени образования толщ дикого флиша и значительных шарьяжных структур. Сонахождение тектонических покровов и флишевых толщ наблюдается и на Урале. Так, крупнейшие на Урале Сакмарский и Кракинский покровы, система шарьяжей Уфимского амфитеатра, Биягодинский покров располагаются на флише зилаирской свиты [Камалетдинов, 1971; Казанцева, Камалетдинов, 1969; Камалетдинов и др., 1970; Смирнов и др., 1972]. К среднекаменноугольному флишу приурочены Мурадымовский, Уваринский, Тассинский и другие покровы [Камалетдинов, 1974]. Таким образом, олистостромовые комплексы и шарьяжи закономерно появляются в конце каждого формационного ряда и связаны с флишенаккоплением. Происхождение глыбовых горизонтов большинство исследователей рассматривают как результат обвально-оползневых явлений. Исходя из тектонического режима флишенаккопления и генетической общности толщ флиша и глыбовых горизонтов, ясно, что обвальные явления, создавшие олистостромы, не возникают случайно, а являются также результатом тангенциальных тектонических напряжений.

Итак, особенности состава и строения каждой формационной единицы обусловлены строго определенным тектоническим режимом. Закономерная смена формаций во времени свидетельствует о таком же последовательном и направленном изменении тектонической обстановки. Следовательно, каждый формационный ряд образуется лишь в течение соответствующего ему тектонического цикла. Последний, согласно Н.П. Хераскову [1967], а также А.А. Богданову и др., определяется как "период времени, в течение которого происходит возникновение геосинклиналей, геосинклиальная эволюция данного участка земной коры с определенной сменой тектонических условий и направленное развитие вплоть до прекращения и завершения геосинклиального процесса" [Богданов

¹ Верхнюю часть ирендыкской свиты, равно как и ее крыктинскую фацию, мы относим к флишеидной формации.

и др., 1972, с. 6]. Такому определению вполне соответствуют периоды, в течение которых на Южном Урале происходило формирование каждого геосинклинального формационного ряда.

Генетическая связь флишевых образований со складчатостью установлена давно. "Флиш является типичной формацией, указывающей на проявление складчатостей, их сопровождающих: если отлагались толщи флиша или флишеидных пород, значит происходила складчатость" [Наливкин, 1961, с. 944].

Изучение структуры складчатых и платформенных областей показало, что надвиги обуславливают складчатость, предопределяют ее тип, морфологию и местоположение [Камалетдинов, 1974; Камалетдинов и др., 1977, 1981; и др.]. Иными словами, складчатость развивается лишь там, где имеются шарьяжные и надвиговые деформации. В процессе развития палеозойской геосинклинали Урала складчатость проявлялась многократно, столько же, сколько раз возобновлялось надвигообразование, что запечатлено формированием разновозрастных флишевых толщ. В этом случае этапы палеозойского шарьирования и складчатости на Южном Урале следует связывать с первой половиной эйфельского века, со временем от франа до раннего турне включительно и со среднекаменноугольно-пермской эпохой (т.е. с периодами флишенакпления).

Следовательно, под формационным рядом нужно понимать комплекс закономерно и последовательно сменяющихся во времени формаций, образованных тангенциальным сжатием и сопровождающих единый тектонический цикл. При этом геосинклинальный формационный ряд состоит из вулканической формационной серии и флиша. Вулканическая серия характеризуется направленной эволюцией петрохимического состава в виде смены во времени основных членов более кислыми при увеличении роли щелочей. Она начинается недифференцированной базальтовой формацией, наращивается контрастно дифференцированной базальт-липаритовой, затем последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой и завершается порфиритовой андезито-базальтовой. Выше располагается флишевая формация, венчающая формационный ряд. Каждая из перечисленных формаций по простиранию замещается одной из ниже- или вышележащих формаций. Все члены единого геосинклинального формационного ряда в местах их первоначального накопления имеют между собой согласные стратиграфические взаимоотношения.

Формирование тектонических покровов и олистостромовых комплексов генетически связано с флишенакплением и обусловлено едиными тектоническими напряжениями. Все члены формационного ряда, как вулканическая серия, так и флиш, формируются в обстановке последовательно возрастающего тангенциального сжатия. Последнее способствует тектоническому скучиванию масс и снятию горизонтальных напряжений скальвованием и шарьированием, что предопределяет начало нового тектонического цикла. Цикличность геосинклинального процесса является показателем прерывистости характера тектонических напряжений латерального сжатия.

Остается не совсем ясной причина погружения территории Восточно-Европейской платформы в палеозое, распространявшегося последова-

тельно во времени от края к центру, в то время как в эвгеосинклинальной зоне Урала господствовал режим сжатия. Можно предположить следующий механизм этого явления. Длительно существовавшие условия тангенциального сжатия привели к мощному тектоническому скучиванию толщ на краю континента и погружению последнего под действием силы гравитации. Это погружение вызвало избыточное давление на мантию, которое передалось и на астеносферный слой, в силу чего в последнем произошло медленное перетекание размягченных масс из области больших давлений в направлении меньших нагрузок. Ловушками таких "струй" могли быть какие-то ослабленные зоны литосферы, где и возникли рифтовые щели. Как известно, под рифтами наблюдается повышенное положение верхней границы астеносферы. Возможно, это продолжающееся нагнетание избыточных астеносферных масс под рифтом обуславливает в дальнейшем раздвигание частей континента в противоположные стороны и приводит, таким образом, к появлению нового океана. В этом случае латеральное сжатие в одном регионе планеты приведет к растяжению в другом, т.е. закрытие одной системы океан — континент рождает новую аналогичную структуру.

Итак, история развития Уральского палеоокеана и зарождение в его краевой области геосинклинального процесса сводится к следующему. Мощные толщи молассоидов мелководно-континентального происхождения, в составе которых преобладают обломки размытого фундамента Восточно-Европейского континента, слагающие бурзьянскую и юрматинскую серии Башкирского антиклинория, свидетельствуют о том, что с раннего рифея территория современного Урала испытывала растяжение. В этих условиях жесткая плита платформы раскалывалась многочисленными глубокими трещинами на отдельные протяженные субпараллельные блоки, создавшие грабено-горстовое сооружение — Уральскую палеорифтовую систему, с достаточно расчлененным рельефом. Зоны разломов, прослеживаясь на сотни километров, были ориентированы субмеридионально, что свидетельствует о субширотном направлении растягивающих усилий. Частью из них оказались затронуты площади континента, значительно удаленные от осевой зоны рифтовой системы. К ним относятся Сергеевско-Демский, Тавтимано-Уршакский и др. грабенообразные прогибы, выявленные бурением на юге Башкирии. По некоторым системам глубоких трещин происходило внедрение щелочных базальтоидов со значительной ролью калиевых серий (машкская свита, нижняя часть айской свиты Башкирского антиклинория).

На рубеже раннего и среднего рифея в области максимального проявления растягивающих усилий произошел разрыв Европейско-Азиатского континента на две части, отодвигавшиеся затем в противоположные стороны. Так возник Уральский палеоокеан, в пределах которого формировались мелководные вулканогенно-осадочные образования (максютовская и суваянская серии хребта Уралтау), а в области континентального склона шло накопление осадочных пород большой мощности (каратауская и ашинская серии Башкирского антиклинория). Формационный состав и петролого-геохимические критерии названных свит вполне сопоставимы с образованиями океанических территорий атлантического типа и пассивных окраин континентов.

К началу палеозоя режим растяжения сменился тангенциальным сжатием. Пассивные окраины континентов стали активными элементами в системе континент — океан. Это событие зафиксировано повсеместной предордовикской перестройкой структурного плана, что выражено трансгрессивным налеганием нижнепалеозойских пород на различные толщи докембрия. Мощное горизонтальное сжатие вызвало шарьирование океанических масс на край кратона, сопровождавшееся магматизмом, метаморфизмом, рудообразованием и складчатостью. Следовательно, ранний рифей на Урале соответствует разрыву континента, в среднем рифее одновременно с накоплением грабеновых формаций зарождаются океанические серии, развитие которых в позднем рифее и венде обеспечивалось разрастанием океана с формированием глубоководных толщ.

Господствующий на Урале режим тангенциального сжатия в палеозое способствовал развитию здесь геосинклинального процесса, который привел к постепенному сокращению океанического бассейна от краев к центру и в конечном счете к его отмиранию. Континентальный режим, следуя за геосинклинальным и последовательно наступая на океан, превратил его в платформу.

На основе выявленных закономерностей осадконакопления, магматизма, метаморфизма и структуры предлагается модель геосинклинального развития Урала.

Основные положения этой модели сводятся к следующему:

1. Гипербазитовые пояса Урала являются выведенными на поверхность фронтальными зонами крупных аллохтонных пластин океанической коры, шарьированных на Восточно-Европейскую платформу в три этапа: кембрийско-ордовикский, среднедевонский и нижнекаменноугольный, что зафиксировано глаукофанризацией метаморфических комплексов, соответствующей цифрам абсолютного возраста: 427–410, 360–340, 290–280. Омоложение поясов происходит в восточном направлении.

2. Геосинклинальный магматизм, основными характерными чертами которого является эволюция химического состава во времени и латеральная миграция вулканизма в пространстве, развивается циклично, с повторяющимися формационными рядами в интервалах времен ордовик — средний девон, средний девон — ранний турне, поздний турне — средний карбон. Каждый цикл вулканизма начинался после шарьирования очередного гипербазитового пояса и протекал в условиях тангенциального сжатия. Основным поставщиком сиалического материала являлась континентальная кора, тектонически подстилающая океаническую.

3. Все складчатые дислокации обусловлены горизонтальным сжатием и подчинены аллохтонным пластинам, ограниченными снизу шарьяжами и надвигами либо послойными срывами в пластичных породах.

4. Орогенез, как и складчатость, связан с горизонтальными перемещениями и обусловлен тектоническим ссучиванием горных пород.

5. Рудообразование осуществляется в режиме тангенциального сжатия, обуславливающего необходимые термобарические условия для мобилизации рассеянного рудного вещества из вмещающих толщ (в основном вулканогенных), и концентрации его в залежь при активной сиалификации.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдулин А.А., Касымов М.А., Львов К.А.* Геологическое строение и структурное районирование Мугоджар. — В кн.: К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня. Алма-Ата: Наука, 1969, с. 77–106.
- Ажгирей Г.Д.* Структурная геология. М.: Изд-во МГУ, 1956. 493 с.
- Алексеев А.А.* Магматические комплексы зоны хребта Уралтау. М.: Наука, 1976. 170 с.
- Алешков А.Н.* Дунито-перидотитовые массивы Полярного Урала: Материалы комиссий экспедиционных исследований АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1929, вып. 18. 120 с.
- Ананьева Е.М., Дорощев Б.В., Калабурдина А.И.* и др. Геофизическая изученность глубинных зон Урала и основные результаты геофизических исследований. — В кн.: Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968, с. 55–68.
- Аникеева Л.И.* Базит-гипербазитовые интрузивные комплексы Корякского нагорья. — В кн.: Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан: Кн. изд-во, 1976, ч. 3, с. 59–62.
- Апельцин Ф.Р., Якушин Л.Н.* Процесс щелочного метасоматоза и поздние гранитоиды Полярного Урала. — В кн.: Метаморфизм горных пород Урала. Свердловск: Свердл. горн. ин-т, 1970, с. 63–70.
- Аполлонов М.К., Русанов Б.И.* Рифей-раннепалеозойские офиолитовые формации Центрального Казахстана. — В кн.: Эволюция офиолитовых комплексов: Тез. докл. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981, с. 39–41.
- Архангельский А.Д.* Геологическое строение и геологическая история СССР. М.: Гостоптехиздат, 1941. Т. 1. 376 с.
- Архангельский Н.И.* Стратиграфия и тектоника мезозойских и нижнекайнозойских отложений восточной окраины Урала в Серовско-Ивдельском районе. — Тр. ГГИ УФАИ СССР, 1953, вып. 22, сб. 2, с. 34–63.
- Архангельский Н.И., Вялухин Г.И., Шатров В.П.* О времени консолидации Уральской геосинклинали. — В кн.: Орогенетические пояса: МГК. 23-я сес. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1968, с. 68–73.
- Бейли Э.Г., Блейк М.К.* Тектоническое развитие Западной Калифорнии. — Геотектоника, 1969, № 3/4, с. 17–30.
- Белостоцкий И.И.* Тектонические покровы Динарид. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 2, с. 67–68.
- Белостоцкий И.И., Колбанцев Г.В.* К проблеме офиолитов в Динаридах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 9, с. 36–49.
- Белянкин Д.С.* К вопросу о современном состоянии и перспективах учения о магмах и магматических горных породах. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 5, с. 57–66.
- Беспалов В.Ф.* Офиолиты Казахстана. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1982, № 3, с. 3–10.
- Бетехгин А.Г.* О метаморфических породах, образующихся за счет ультраосновных изверженных пород. — В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. М.: Изд-во АН СССР, 1953, т. 1, с. 40–47.
- Блохин А.А.* Стратиграфия палеозойских отложений бассейна р. Нугуш и Белой. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 3, с. 49–72.
- Богданов А.А., Зоненшайн Л.П., Муратов М.В.* и др. Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков. — Геотектоника, 1972, № 5, с. 3–21.
- Борисяк А.А.* Теория геосинклинали. — Изв. Геол. ком., 1924, т. 43, № 1, с. 1–15.
- Боуэн Н.Л., Татл О.Ф.* Система $MgO-SiO_2-H_2O$. — В кн.: Вопросы физикохимии в минералогии и петрографии. М.: Изд-во иностр. лит., 1950, с. 23–48.
- Булькин Л.Д.* О возрасте ультраосновных интрузий Урала. — В кн.:

Материалы по географии и полезным ископаемым Урала. М.: Госгеолгиздат, 1962, вып. 10, с. 70–74.

Буртман В.С. О тектонике варисцид пустыни Кызылкум. — Докл. АН СССР, 1971, т. 195, № 1, с. 155–159.

Буртман В.С., Клишевич В.Л. О варисцидских шарьяжах в Южной и Северной Фергане (Тянь-Шань). — Геотектоника, 1971, № 1, с. 103–117.

Буртман В.С., Молдавцев Ю.Е., Перфильев А.С. и др. Океаническая кора варисцид Урала и Тянь-Шаня. — Сов. геология, 1974, № 3, с. 23–36.

Бучковский Э.С. К геологии Байгускаровского ультраосновного массива в связи с его рудоносностью. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. М.: Госгеолгиздат, 1962, вып. 3, с. 148–195.

Вассоевич Н.Б. Условия образования флиша. Л.; М.: Гостоптехиздат, 1951. 216 с.

Велицкий В.В., Варганова Н.С. Эволюция офиолитовых комплексов Тувы. — В кн.: Эволюция офиолитовых комплексов: Тез. докл. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981, с. 37–39.

Виноградов Л.А., Тюремцов В.А. Контактное воздействие гипербазитов. — Сов. геология, 1968, № 10, с. 127–130.

Водорезов Г.И., Розман Х.С. О девонских отложениях Кемпирсайского района в связи с вопросом о возрасте ультрабазитов на Южном Урале. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. М.: Госгеолгиздат, 1956, вып. 1, с. 16–27.

Волков С.Н. Эйфельские конгломераты восточного склона Приполярного Урала. — Материалы ВНИГНИ, Общ. сер., 1948, сб. 8, с. 39–42.

Воробьева О.А., Самойлова Н.В., Свешикова Е.В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 65. 319 с.

Высоцкий Н.К. Месторождения платины Исковского и Нижне-Тагильского района на Урале. — Тр. Геол. ком. Н. С., 1913, № 62. 697 с.

Гансер А. Геология Гималаев. М.: Мир, 1967. Т. 4. 351 с.

Гарань М.И. О периодичности осадкообразования в древних свитах западного склона Южного Урала. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала. М.: Госгеолгиздат, 1947, вып. 1, с. 133–145.

Гаррис М.А. Доюрская история не-

которых эндогенных формаций Урала (по данным радиологического датирования). — В кн.: Проблемы геохимии и космологии: МГК. 23-я сес. Докл. сов. геологов. М.: Наука, 1968, с. 96–106.

Гаррис М.А. Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. М.: Наука, 1977. 296 с.

Гасанов Т.А. Тектоническое положение и история формирования офиолитов Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Тбилиси: Геол. ин-т АН ГССР, 1980. 52 с.

Гафаров Р.А. О глубинном строении фундамента в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 8, с. 3–14.

Геологический словарь. М.: Недра, 1973. Т. 1. 487 с.; Т. 2. 456 с.

Геологическое строение Орско-Халиловского района/Е.А. Воинова, Г.И. Кириченко, Л.И. Константинова и др. М.: Госгеолгиздат, 1941. 132 с.

Геология СССР. М.: Недра, 1969, т. 12. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области. Ч. 1. Геологическое описание. 723 с.

Горохов С.С. Перспективы медно-колчеданных месторождений зоны Уралтау в связи с разработкой новой схемы стратиграфии. — Бюл. Науч.-техн. информ. ВИЭМС, 1960, № 4, с. 7–10.

Горохов С.С. Рифей хребта Уралтау. М.: Наука, 1964. 138 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 124).

Горохов С.С., Рудник Г.Б., Шарфман В.С. К вопросу о возрасте гипербазитовых интрузий Южного Урала. — Докл. АН СССР, 1962, т. 142, № 3, с. 643–646.

Горяинова О.П., Фалькова Э.А. Древние свиты западного склона Южного Урала. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1937, т. 15, № 3, с. 242–274.

Грин Т.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Петрология верхней мантии. М.: Мир, 1968, с. 9–77.

Гурулев С.А. Геология и условия формирования Иоко-Довьренского габбро-перидотитового массива. М.: Наука, 1965. 122 с.

Деменёв А.П. Типы разрывных дислокаций Тирляно-Белорецкого района на Южном Урале. — В кн.: Тектоника и нефтеносность Урала и Приуралья. Уфа: БФАН СССР, 1978, с. 32–38.

Деменцкая Р.М. Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 223 с. (Тр. НИИГА; Т. 115).

Дементьев Г.Я. Глубинное строение Магнитогорского мегасинклиниория по данным геофизики. — В кн.: Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968, с. 252–258.

Дергунов А.Б., Казак А.П., Молдаванцев Ю.Е. Серпентинитовый меланж и структурное положение гипербазитового массива Рай-Из (Полярный Урал). — Геотектоника, 1975, № 1, с. 28–34.

Дергунов А.Б., Молдаванцев Ю.Е. О строении и тектоническом положении габбро-гипербазитовых массивов Полярного Урала. — Геотектоника, 1976, № 3, с. 93–106.

Дингельштедт Н.Н. Геологические исследования в Тирлянском районе Южного Урала. — Тр./ВГРО, 1933, вып. 277. 52 с.

Добрецов Н.Л., Кейльман Г.А., Минкин Л.М. и др. Метаморфические комплексы и пояса Урала. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971, с. 222–227.

Добрецов Н.Л., Соболев В.С., Соболев Н.В. и др. Фашии регионального метаморфизма высоких давлений. М.: Наука, 1974. 328 с.

Дунаев В.А., Дурнева Н.Н. О возрасте пород из района Кусинско-Копанской основной интрузии на Урале по данным рубидий-стронциевого метода. — В кн.: Абсолютное датирование тектоно-магматических циклов и этапов оруденения по данным 1964 г. М.: Наука, 1966, с. 131–139.

Дьюи Дж., Берд Дж. Горные пояса и новая глобальная тектоника. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 196–219.

Дюпарк Л. Платина и платиновые месторождения на Урале. — Горн. журн., 1913, № 1/2, с. 40–73; № 3, с. 282–305.

Евдокимов Ю.Б. Нижний палеозой западного склона Полярного Урала. — Тр. НИИГА, 1959, т. 102, вып. 10, с. 104–115.

Евлятьев И.В. Геологическое строение и особенности магматизма Зауральского антиклиниория в докембрии. — В кн.: Магматизм и эндогенная металлогения Зауралья: Материалы рабочего совещ. Кустанай, 1970, с. 42–43.

Евлятьев И.В. Докембрийские образования западного (Уральского) образования Тургайского прогиба. — В кн.:

Геология СССР. М.: Недра, 1971, т. 34. Тургайский прогиб, кн. 1, с. 56–63.

Елисеев Н.А. Метаморфизм. М.: Недра, 1963. 428 с.

Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра, 1967. 335 с.

Заварицкий А.Н. Главные черты в развитии вулканического цикла на Урале. — Изв. Геол. ком., 1924, т. 43, № 3, с. 361–396.

Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале. — В кн.: Материалы по общей и прикладной геологии. Л., 1928. 57 с. (Тр. Геол. ком.; Вып. 108).

Заварицкий А.Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. М.: ОНТИ, 1932, с. 31–221.

Зайцев А. Геологические исследования в Николае-Павдинском округе и прилегающих местностях Центрального Урала. СПб., 1892, с. 1–97. (Тр. Геол. ком.; Т. 13, № 1).

Зегебарт Д.К. О геологическом исследовании правобережья р. Сакмары. — Тр. НГРИ. Сер. А, 1936, вып. 8. 56 с.

Золотов К.К., Судилковский Г.Н. Количественное изменение вещества при серпентинизации перидотитов. — Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 5, с. 1182–1185.

Зоненшайн Л.П. Геосинклиальный процесс и "новая глобальная тектоника". — Геотектоника, 1971, № 6, с. 3–26.

Зоненшайн Л.П., Савостин А.А. Введение в геодинамику. М.: Недра, 1979. 311 с.

Иванов С.Н. О происхождении главных вулкано-плутонических ассоциаций геосинклиналей. — В кн.: Теоретические проблемы вулкано-плутонических формаций и их рудоносности. М.: Наука, 1979, с. 163–186.

Иванов С.Н., Смирнов Г.А., Ефимов А.А. и др. Проблемы тектоники Урала. — В кн.: Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР: Тез. докл. М., 1972, с. 46–49.

Иванов С.Н. О байкалидах Урала и природе метаморфических толщ в обрамлении эвгеосинклиналей. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. 77 с.

Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. М.: Изд-во иностр. лит., 1954. 665 с.

Йодер Х. Образование базальтовой магмы. М.: Мир, 1979. 237 с.

Казанцева Т.Т. Строение и особен-

ности залегания офиолитовой формации на западном склоне Южного Урала. — В кн.: Полезные ископаемые Башкирии, их размещение и условия формирования: Тез. докл. науч. сес. Уфа: БФАН СССР, 1970, т. 1, с. 91–94.

Казанцева Т.Т. Геологическое строение северной части Зилаирского синклинория Южного Урала в связи с перспективами нефтегазоносности: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1970. 21 с.

Казанцева Т.Т. Особенности геологического строения северной части Зилаирского синклинория в связи с перспективами нефтегазоносности. — В кн.: Тез. докл. науч. сес., посвящ. нефтегазоносности и металлогении Южного Урала и Приуралья. Уфа: БФАН СССР, 1971, с. 21–25.

Казанцева Т.Т. Происхождение и развитие геосинклиналей. Уфа: БФАН СССР, 1981. 26 с.

Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А. Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов западного склона Южного Урала. — Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 5, с. 1077–1080.

Казанцева Т.Т., Камалетдинов М.А., Гафаров Р.А. Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов Крака на Южном Урале. — Геотектоника, 1971, № 1, с. 96–102.

Казьмин В.Г. Место офиолитовых формаций в тектоническом развитии западного сектора Альпийско-Гималайской системы. — Геотектоника, 1966, № 3, с. 72–83.

Кайгородцев Г.Г., Жаркова З.А. Офиолитовая формация северной части Корякско-Камчатской складчатой зоны. — В кн.: Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан: Кн. изд-во, 1976, с. 46–59.

Камалетдинов М.А. О клиппенах на Среднем Урале. — Докл. АН СССР, 1962, т. 146, № 5, с. 1160–1163.

Камалетдинов М.А. К вопросу о покровной тектонике Урала в свете новых данных. — Геотектоника, 1965, № 1, с. 106–117.

Камалетдинов М.А. О некоторых основных вопросах тектоники западного склона Урала в связи с поисками нефти и газа. — Геология нефти и газа, 1968, № 3, с. 42–45.

Камалетдинов М.А. Шарьяжи Уфимского амфитеатра. — Геотектоника, 1971, № 5, с. 45–51.

Камалетдинов М.А. Основные особенности тектоники западного склона Юж-

ного Урала: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: ГИН АН СССР, 1972. 45 с.

Камалетдинов М.А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.

Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В. Об аллохтонном залегании рифейских метаморфических пород в Сакмарской зоне Южного Урала. — Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 4, с. 938–941.

Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. Складчатые покровы западного склона Южного Урала. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 4, с. 125–143.

Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. Происхождение складчатости. М.: Наука, 1981. 136 с.

Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т., Фаттахудинов С.Г. Главные особенности тектоники и закономерности размещения нефтяных и газовых месторождений Предуральяского прогиба. Уфа: БФАН СССР, 1977. Ч. 1. 50 с.

Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т. Особенности строения надвигов и шарьяжей Южного Урала. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1970, № 4, с. 60–70.

Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т. Об аллохтонном залегании офиолитов на Урале. — В кн.: Тез. докл. науч. сес., посвящ. нефтегазоносности и металлогении Южного Урала и Приуралья. Уфа: БФАН СССР, 1971, с. 50–54.

Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т. Структурное положение офиолитовых комплексов Урала и некоторых других складчатых областей. — В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1973, вып. 20, с. 23–100.

Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т. Структурное положение офиолитовых комплексов Урала и других складчатых областей. — В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974а, с. 53–58.

Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т. К вопросу о механизме формирования офиолитовых поясов складчатых областей. — Докл. АН СССР, 1974б, т. 216, № 5, с. 1124–1127.

Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т. Об особенностях строения и о происхождении рифовых включений в офиолитовых комплексах. — Докл. АН СССР, 1975, т. 220, № 1, с. 167–170.

Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т. Есть ли криптоэвгеосинклиналь на Юж-

ном Урале? — Геотектоника, 1977, № 1, с. 121—125.

Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т. Строение Байтуксаровского массива на Южном Урале. — В кн.: Геология, магнетизм горных пород и палеомагнетизм Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1978, с. 105—110.

Камалетдинов М.А., Казанцева Т.Т., Казанцев Ю.В. Основные вопросы формирования земной коры Урала в палеозое. Уфа: БФАН СССР, 1978. 38 с.

Камалетдинов Р.А. Строение и фациальные изменения кальцеолового горизонта Южного Урала. — Докл. АН СССР, 1960, т. 134, № 4, с. 899—901.

Караченцев С.Г. О возрасте гранитообразования на севере Урала. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Приполярного и Полярного Урала. Тюмень, 1972, с. 138—158. (Тр. Зап.-Сиб. НИГНИ; Вып. 52).

Квятковский Р.Э. Геологическое описание Белоречского района Южного Урала. — Тр. ВГРО, 1933, вып. 297.

Кейльман Г.А., Бутин В.В. Геологические условия образования глаукофановых сланцев и эклогитов Урала. — В кн.: Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск, 1975, с. 5—14. (Тр. Свердл. горн. ин-т; Вып. 116).

Келлер Б.М. Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинории на Южном Урале и сходные с ней образования. М.: Изд-во АН СССР, 1949. 166 с. (Тр. ИГиН АН СССР; Вып. 104. Геол. сер., № 34).

Келлер Б.М. Рифейские отложения краевых прогибов Русской платформы. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 101 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 109).

Клочихин А.В. Ордовик, силуры и нижний девон восточного крыла Зилаирского синклинория на Южном Урале. — В кн.: Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1960, вып. 7, с. 99—105.

Клочихин А.В. Ордовикские и силурийские отложения восточной части западного склона, Приурал-Тауская зона в границах Оренбургской области. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1964, т. 13. Башкирская АССР и Оренбургская область, ч. 1. Геологическое описание, с. 131—137.

Клочихин А.В., Буряченко А.В. Гипербазитовые массивы Крака на Южном Урале. — В кн.: Второе Урал. петрогр.

совещ.: Тез. докл. Свердловск: УНЦ СССР, 1966, т. 2, с. 25—27.

Книппер А.Л. Тектоника Байконурского синклинория (Центральный Казахстан). М.: Изд-во АН СССР, 1963. 204 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 90).

Книппер А.Л. Надвиги и покровы на северо-восточном побережье озера Севан. — Геотектоника, 1966, № 3, с. 125—130.

Ковалев А.А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. М.: Наука, 1978. 288 с.

Коновалова О.Г. Базит-гипербазитовые ассоциации Кузнецкого Алатау и Салаира и некоторые вопросы их генезиса. — В кн.: Эволюция офиолитовых комплексов: Тез. докл. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981, с. 33—35.

Коптев-Дворников В.С. Несколько замечаний о возрасте ультраосновных интрузий Урала. — В кн.: Академику Д.С. Белянкину: К 70-летию со дня рождения и 45-летию научной деятельности. М.: Госгеолиздат, 1946, с. 286—292.

Коптева В.В. О латеральном ряде формаций переходной стадии развития эвгросинклинали (на примере Урала). — Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 2, с. 410—413.

Коптева В.В. Осадочно-тектонические брекчии "гадилевской толщи" (Южный Урал). — Литология и полез. ископаемые, 1981, № 1, с. 55—68.

Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 335—456.

Кориневский В.Г., Гетлинг Р.В., Зверев А.Т. и др. Магматизм Сакмарской и Западной зеленокаменной зон Мугоджар и его значение для тектонического районирования. — В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974, с. 200—206.

Кориневский В.Г. Древние грабеновые формации Урала. — В кн.: Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978, с. 44—55. (Тр./Ильмен. заповедника им. В.И. Ленина; Вып. 19).

Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1969. 616 с.

Краченко Г.Г. Особенности формирования хромитоносных ультраосновных массивов в связи с эволюцией офиолитовых комплексов. — В кн.: Эволюция

офиолитовых комплексов: Тез. докл. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981, с. 109–111.

Краснопольский А.А. Восточная часть Нижнетагильского горного округа. — Тр. Геол. ком. Н. С., 1908, вып. 41, 86 с.

Краузе С.Н., Маслов В.А. Ордовик, силур и нижний девон западного склона Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1961. 96 с.

Кропоткин П.Н. О происхождении гранитов. — Сов. геология, 1940, № 9, с. 32–43.

Кузнецов И.Е. Некоторые закономерности эволюции ультрабазитов офиолитовых ассоциаций. — В кн.: Эволюция офиолитовых комплексов: Тез. докл. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981, с. 11–13.

Кузнецов Ю.А. К проблеме происхождения магматических пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1953, № 1, с. 81–97.

Кузнецов Ю.А. Происхождение магматических пород. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 296–331.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.

Куторга С.С. Естественная история земной коры. СПб., 1858. 467 с.

Левинсон-Лессинг Ф.Ю. О самом южном месторождении платины на Урале (на р. Омущной в Сысертском округе). — Изв. СПб. политехн. ин-та, 1910, т. 13, с. 471–480.

Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Проблема генезиса магматических пород и пути к ее разрешению. — В кн.: Избранные труды. М.; Л.: Госгеолиздат, 1949, т. 1, с. 420–454.

Ленных В.И. О зональности метаморфизма миогеосинклинали Южного Урала. — В кн.: Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968, с. 228–236.

Ленных В.И. Эклогитовый и глаукофановый метаморфизм в геологической истории Урала. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974, с. 170–183.

Ленных В.И., Петров В.И. Стратиграфия айской свиты и проблема ее возраста. — В кн.: Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты образования тараташского комплекса. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978,

с. 33–43. (Тр. Ильмен. заповедника им. В.И. Ленина; Вып. 19).

Леонов М.Г. Дикий флиш Альпийской области. М.: Наука, 1975. 240 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 199).

Лермонтова Е.В., Разумовский Н.К. О древнейших отложениях Урала (нижний силур и кембрий в окрестностях Кидрясово на Южном Урале). — Зап. Всерос. минерал. о-ва, 1944, ч. 62, вып. 1, с. 185–217.

Лепехин И.И. Дневные записи путешествия И. Лепехина по разным провинциям Российского государства 1768–1769 гг. СПб., 1772. Т. 2. 340 с.

Либрович Л.С. К геологии южной части Башкирского Урала: (Отчет о маршрутных исследованиях на Южном Урале в 1929 г.). М.; Л., 1932. 67 с. (Тр. ВГРО; Вып. 144).

Лисенко И.Р. Геологические наблюдения в округах Миасского и Златоустовского заводов, также в местах, к ним прилегающих. — Горн. журн., 1835, ч. 1, кн. 1, с. 36–58; ч. 1, кн. 3, с. 224–259.

Логонов В.П. Контактные изменения граувакковых песчаников и диабазов около ультраосновных массивов Крака на Южном Урале. — В кн.: Второе Урал. петрогр. совещ.: Тез. докл. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1966, т. 2. Ультрабазиты, с. 28–30.

Лодочников В.Н. Некоторые общие вопросы, связанные с магмой, дающей базальтовые породы. — Зап. Минерал. о-ва. Сер. II, 1939, ч. 68, вып. 2/3, с. 207–223.

Ломизе М.Г., Плошко В.В. О гипербазитах главного Мармарошского разлома (Восточные Карпаты). — Геотектоника, 1969, № 2, с. 91–106.

Ломоносов М.В. Первые основания металлургии или рудневых дел. СПб., 1763. 416 с.

Луцкина Н.В. Гипербазиты Восточной Камчатки и связанные с ними полезные ископаемые. — В кн.: Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан: Кн. изд-во, 1976, с. 31–39.

Магадеев Б.Д. Вулканизм Вознесенско-Присакмарской зоны на широте г. Магнитогорска. — В кн.: Силурийско-девонский вулканизм Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1975, с. 86–91.

Малахов И.А. Петрохимия ультрабазитов Урала. — Тр. Ин-та геологии УНЦ АН СССР, 1966, вып. 7. 234 с.

Малахов И.А. О термодинамических условиях серпентинизации. — В кн.:

Проблемы петрологии Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1973, с. 38–52.

Мамаев Н.Ф. Новые данные о возрасте гипербазитов на восточном склоне Урала. — Бюл. науч.-техн. информ., 1961, № 2 (30), с. 9–10.

Маракушев А.А. Серпентинизация. — В кн.: Проблемы петрологии Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1973, с. 18–37.

Маслов В.А. Девон восточного склона Южного Урала. М.: Наука, 1980. 223 с.

Мельникова С.А. Интрузии гипербазитов и базитов в метаморфических породах Хавывенской возвышенности на Камчатке. — В кн.: Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан: Кн. изд-во, 1976, ч. 3, с. 39–43.

Милановский Е.Е. Рифтовые зоны геологического прошлого и связанные с ними образования. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974, № 5, с. 57–84.

Миясиро А. Метаморфизм и его связь с глубиной. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 463–467.

Молдавцев Ю.Е., Перфильев А.С. Проявления метаморфизма в связи с глубинным разломом на Полярном Урале. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 4, с. 50–55.

Морковкина В.Ф. Метасоматические преобразования гипербазитов Полярного Урала: Основные породы и проблемы их генезиса. — Тр. ИГЕМ АН СССР, 1962, вып. 22, с. 130–225.

Морковкина В.Ф. О возрасте гипербазитов Северного Урала. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 5, с. 17–24.

Морковкина В.Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М.: Наука, 1967. 201 с.

Морковкина В.Ф. Находка реликтов "субсерпентинита" в альпийотипных гипербазитах и его петрогенетическое значение (на примере Малого Кавказа). — Сов. геология, 1971, № 9, с. 30–44.

Морковкина В.Ф., Гаврилова С.И. Пироксениты краевых зон Хараматалоуско-Войкарского гипербазитового массива и их петрографические особенности (Полярный Урал). — В кн.: Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М.: Наука, 1965, с. 7–67.

Москалева С.В. О возрасте и структуре массива Крака на Южном Урале. — Докл. АН СССР, 1959, т. 127, № 1, с. 170–172.

Москалева С.В. О возрасте гипербазитов Южного Урала. — Докл. АН СССР, 1963, т. 150, № 6, с. 1323–1326.

Москалева С.В. О геологической интерпретации геофизических данных над гипербазитовыми телами в связи с проблемой глубинного строения Урала. — В кн.: Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968, с. 210–220.

Москалева С.В. Проблема гипербазитов. — В кн.: Проблема геологии, петрологии, рудогенеза. Свердловск, 1972, с. 53–63.

Москалева С.В. Гипербазиты и их хромитовость. Л.: Недра, 1974. 279 с.

Наливкин Д.В. Геологическая история Урала. Свердловск, 1943. 96 с.

Наливкин Д.В. Флиш-континентальные отложения. — Докл. АН СССР, 1961, т. 141, № 4, с. 942–945.

Немцович В.М. Эволюция базит-гипербазитовых ассоциаций офиолитовых поясов. — В кн.: Эволюция офиолитовых комплексов: Тез. докл. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981, с. 8–9.

Нестоянова О.А. Силурийские отложения (Башкирская АССР и Оренбургская область). — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1964, т. 13. Башкирская АССР и Оренбургская область, ч. 1. Геологическое описание, с. 137–143.

Обузи Ж. Геосинклинали (проблемы происхождения и развития). М.: Мир, 1967. 302 с.

Огарин И.С., Сенченко Г.С. Криптоэвгеосинклинали зона на Южном Урале. — В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974, с. 41–53.

Огарин И.С., Хатянов Ф.И. К вопросу о восточной границе складчатого основания Русской платформы и ее тектонической связи с Уральской герцинской складчатой областью. — Докл. АН СССР, 1962, т. 243, № 3, с. 678–681.

Ожиганов Д.Г. Геология хребта Уралтау и района перидотитового массива Южного Крака. — Тр. БТГУ, 1941, вып. 12. 102 с.

Ожиганов Д.Г. Стратиграфия и фациальные особенности силурийских отложений западного склона Южного Урала. — Учен. зап. Башк. пед. ин-та, 1955, вып. 4, с. 55–92.

Ожиганов Д.Г. Метаморфические толщи хр. Уралтау. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1964, т. 13. Башкирская АССР и Оренбургская область, ч. 1. Геологическое описание, с. 78–98.

Ожиганов Д.Г. Геология района массивов Крака и критика взглядов на его шарьяжное строение. — В кн.: Текто-

ника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974, с. 242–249.

Олли А.И. Древние отложения западного склона Урала. Саратов, 1948. 400 с.

Павлинов В.Н. Стратиграфия и тектоника южной части Южного Урала (на основании широтного течения). М.; Л.: 1937. 154 с. (Тр./МГРИ; Т. 9).

Павлинов В.Н. Новые данные о строении палеозойского массива Шайтан-Тау на Южном Урале. – В кн.: Вопросы теоретической и прикладной геологии. М., 1947, сб. 4, с. 41–49.

Павлов Н.В., Кравченко Г.Г., Чупрынина И.И. Хромиты Кемпирсайского массива. М.: Наука, 1968. 197 с.

Пейве А.В. Асимметрия глубинных тектонических структур Урало-Тяньшаньского орогена и происхождение его виргадий. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1947, т. 22, № 5, с. 107–124.

Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. – Геотектоника, 1969, № 4, с. 5–23.

Пейве А.В. Тектоника и развитие Урала и Аппалачей – сравнение. – Геотектоника, 1973, № 3, с. 3–13.

Пейве А.В. Офиолиты и земная кора. – Природа, 1974, № 2, с. 18–25.

Пейве А.В. Глубинные разломы. – В кн.: Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980, с. 95–122.

Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С. и др. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала. – В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971, с. 9–24.

Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А. и др. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. – Сов. геология, 1972, № 12, с. 7–25.

Перфильев А.С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М., 1979. 188 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 328).

Перфильев А.С., Руженцев С.В. Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах. – Геотектоника, 1973, № 3, с. 14–26.

Пинус Г.В. О возрасте гипербазитов Восточного Саяна и некоторых вопросах геологии, с ними связанных. – Геология и геофизика, 1965, № 4, с. 58–65.

Пинус Г.В., Агафонов Л.В., Леснов Ф.П. Офиолиты каледонид Монголии и механизм их формирования. –

В кн.: Эволюция офиолитовых комплексов. Свердловск, 1981, ч. 1, с. 17–31.

Пронин А.А. Роль глыбовых движений земной коры в развитии геосинклинальных областей. – В кн.: Строение и развитие земной коры. М.: Наука, 1964, с. 178–183.

Пушаровский Ю.М. Проблемы тектоники океанов. – В кн.: Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980, с. 123–175.

Радченко В.В., Ключихин А.В. Структурно-тектоническое положение района гипербазитовых массивов Крака (Южный Урал). – В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974, с. 232–241.

Разумовская Е.Э. Нижний силур (ордовик). – В кн.: Геологическое строение Орско-Халиловского района. М.: Госгеолиздат, 1941, с. 27–33.

Романов Б.М. Габбро-перидотитовая формация Урала. – Сов. геология, 1949, № 40, с. 72–85.

Романов Б.М. К вопросу о развитии Уральской палеозойской геосинклинали. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. М.: Госгеолиздат, 1958, вып. 6, с. 13–34.

Романовский Г.Д. О происхождении и внутреннем устройстве горных кражей. – Горн. журн., 1854, ч. II, кн. 4, с. 88–126.

Рудник Г.Б. Петрогенезис ультраосновных пород Нуралинского массива на Южном Урале. – В кн.: Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М.: Наука, 1965, с. 68–100.

Руженцев С.В. Особенности структуры и механизм образования сорванных покровов. М.: Наука, 1971. 135 с.

Руженцев С.В. Основные фациальные комплексы силура Сакмарской зоны Южного Урала. – Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 5, с. 1197–1200.

Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллоптоны: (Тектоническая природа и структурное положение). М.: Наука, 1976. 171 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 283).

Сабдошев Ш.Ш., Усманов Р.Р. Тектонические покровы, меланж и древняя океаническая кора в Тамдытау (Западный Узбекистан). – Геотектоника, 1971, № 5, с. 27–36.

Савельев А.А., Савельева Г.Н. Офиолиты Войкаро-Сынынского массива (По-

лярный Урал). — Геотектоника, 1977, № 6, с. 46–60.

Садрисламов Б.М. Палеотектонические условия накопления силурийских и раннедевонских вулканогенно-осадочных образований Южного Урала. — В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974, с. 149–155.

Саттон Дж. Современные представления о факторах, контролирующих метаморфизм. — В кн.: Природа метаморфизма. М.: Мир, 1967, с. 24–48.

Селиверстов Г.Ф., Денисов В.Г. Аргаяшский тектонический покров на восточном склоне Урала. — Докл. АН СССР, 1982, т. 264, № 3, с. 674–679.

Сенченко Г.С. О масштабах, районах развития и роли шарьяжей в современной тектонической структуре Южного Урала. — В кн.: Тектоника Южного Урала и Предураля. Уфа: БФАН СССР, 1975, с. 4–21.

Сергиевская В.М. Среднепалеозойский вулканизм и история формирования тектонических структур восточного склона Урала. — В кн.: Материалы Всесоюз. н.-и. геол. ин-та. М.; Л.: Госгеолгиздат, 1948, сб. 8, с. 3–21.

Сергиевский В.М. Магматизм и развитие тектонических структур Урала. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1960, вып. 2, с. 43–54.

Сергиевский В.М. Магматизм Магнитогорского синклинория (в границах Оренбургской области). — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1964, т. 13. Башкирская АССР и Оренбургская область, ч. 1. Геологическое описание, с. 494–501.

Сергиевский В.М. Магматизм, тектоническое развитие и основные особенности металлогении Урала: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Л.: ВНИГНИ, 1971. 61 с.

Скрипий А.А. Типы механизмов образования геосинклинальной складчатости на Южном Урале. — В кн.: Тектоника и магматизм Южного Урала. М.: Наука, 1974, с. 209–220.

Смирнов Г.А. Материалы к палеогеографии палеозоя Урала. Статья 1. Средний карбон. — Тр. ГГИ УФАН СССР, 1953, вып. 22, № 2, с. 3–33.

Смирнов Г.А., Смирнова Т.А., Ключина М.Л. Верхнефранская олистострома на восточном склоне Южного Урала. — Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 6, с. 1434–1437.

Смирнов Ю.Д. Малые интрузии основ-

ных и ультраосновных пород алмазоносных районов западного склона Среднего Урала. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1959, № 16, с. 75–85.

Смирнов Ю.Д., Кухаренко А.А. О перидотитах бассейнов р. Улс (Средний Урал) и об отношении их к группе кимберлитов. — Учен. зап. ЛГУ. Сер. геол., 1960, вып. 11, № 291, с. 64–90.

Спасский А.А. Геологическое строение и история формирования Восточно-Тагильского перидотитового массива (по данным детальной геологической съемки). — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1963, с. 287–293. (Тр. 1-го Урал. петрогр. совещ.; Т. 1).

Соболев И.Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. М.: Госгеолгиздат, 1952. 240 с.

Соболев И.Д. Основные черты магматизма Урала. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1961, вып. 8, с. 5–21.

Соболев И.Д. Основные черты глубинного строения Урала. — В кн.: Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968, с. 28–37.

Соколов Г.А. Геолого-геохимические исследования хромитиноносного массива Южного Крака. — Тр. Ломоносовского ин-та геохимии, кристаллографии и минералогии, 1938, вып. 9, с. 5–64.

Соколов Г.А. Хромиты Урала, их состав, условия кристаллизации и закономерности распространения. М.: Изд-во АН СССР, 1948. 128 с. (Тр. ИГиН АН СССР; Вып. 97. Геол. сер., № 12).

Соколов Д.И. Курс геогнозии. СПб., 1839–1842. Ч. I. 292 с.; Ч. II. 496 с.

Сорохтин О.Г. Глобальная эволюция Земли. М.: Наука, 1974. 184 с.

Таврин И.Ф. О природе Миасско-Присакмарского глубинного разлома на Южном Урале. — Докл. АН СССР, 1966, т. 167, № 1, с. 170–171.

Таврин И.Ф. О строении основных и ультраосновных интрузий и глубинных разломов Южного Урала по геофизическим данным. — В кн.: Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968, с. 147–152.

Тектоника Евразии: Объяснительная записка к Тектонической карте Евразии масштаба 1:5 000 000/А.Л. Яншин, Н.С. Зайцев, М.В. Муратов и др. М.: Наука, 1966. 487 с.

Тектоника Урала: Объяснительная записка к Тектонической карте Урала масштаба 1:1 000 000/А.В. Пейве,

С.Н. Иванов, В.М. Нечеухин и др. М.: Наука, 1977. 120 с.

Тимофеев А.Н., Кузнецов А.А., Беллавин О.В. и др. Структурная схема земной коры Урала по гравиметрическим пересечениям. — В кн.: Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968, с. 101–108.

Удовкина Н.Г. К вопросу о возрасте эклогитов Урала. — В кн.: Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976, с. 339–348.

Усов М.А. Гипербазитовая формация Западной Сибири. — В кн.: Академику В.А. Обручеву. К 50-летию научной и педагогической деятельности. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939, т. 2, с. 59–77.

Ферхуген Дж., Тернер Ф., Вейс Л. и др. Земля: Введение в общую геологию. М.: Мир, 1974. Ч. 1. 392 с.

Фролова Т.И., Бурикова И.А. Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М.: Изд-во МГУ, 1977. 264 с.

Фролова Т.И., Нестоянова О.А., Рудник Г.Б. и др. Магматизм Магнитогорского синклинория (в границах Башкирской АССР). — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1964, т. 13. Башкирская АССР и Оренбургская область, ч. 1. Геологическое описание, с. 470–494.

Хаин В.Е. Офиолиты и покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. — Геотектоника, 1969, № 4, с. 63–80.

Хабаров А.В. Палеонтологически охарактеризованные кембрийские отложения западного склона Южного Урала. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1964, т. 13. Башкирская АССР и Оренбургская область, ч. 1. Геологическое описание, с. 109–116.

Херасков Н.П. Тектоника и формации. — В кн.: Избранные труды. М.: Наука, 1967. 403 с.

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

Херасков Н.П., Перфильев А.С. Основные особенности геосинклинальных структур Урала. — В кн.: Проблемы региональной тектоники Евразии. М.: Наука, 1963, с. 35–63. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 92).

Хоментовский В.В. К истории развития антиклинория Яман-Тау. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1952, т. 27, № 1, с. 32–51.

Хрычев Б.А. Некоторые закономерности строения земной коры Казахстана. — Геотектоника, 1979, № 4, с. 112–116.

Чурич Б.М. О взаимосвязи Динарид, Эллинид и Италид. — Сов. геология, 1966, № 5, с. 70–88.

Шатский Н.С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтегазоносной области и смежной части западного склона Южного Урала. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1945, т. 2, вып. 2, № 6, 130 с.

Шатский Н.С. Движения земной коры и их происхождение. — В кн.: Избранные труды. М.: Наука, 1965, т. 4, с. 68–75.

Сихалдбеили Э.Ш., Азадалиев Дж. А., Аллахвердиев Г.И. и др. Об установлении интрузивной природы формирования гипербазитов Малого Кавказа (Азербайджан). — В кн.: Эволюция офиолитовых комплексов; Тез. докл. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981, с. 44–46.

Шлыгин Е.Д. О сходстве тектонического рисунка Центрально-Казахстанской и Яно-Кольской складчатых областей. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1976, № 3, с. 3–12.

Штейнберг Д.С. Основные проблемы магматизма и метаморфизма Урала. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963, с. 7–25. (Тр. 1-го Урал. петрогр. совещ.; Т. 1).

Штейнберг Д.С. Интрузивные формации. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1969, т. 12. Пермская, Свердловская, Челябинская и Курганская области, ч. 1. Геологическое описание, с. 537–685.

Штейнберг Д.С., Малахов И.А. О поведении железа при серпентинизации. — Докл. АН СССР, 1964, т. 156, № 2, с. 355–358.

Штилле Г. Избранные труды. М.: Мир, 1964. 887 с.

Штрейс Н.А. Проблема связи магматизма со структурами геосинклинальных систем. — В кн.: Вулканизм и тектогенез; МГК. 23-я сес. Докл. сов. геологов. Probl. 2. М.: Наука, 1968, с. 5–10.

Шулдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И. Кристаллический фундамент Камчатки: строение и эволюция. — Геотектоника, 1979, № 2, с. 80–93.

Шумихин Е.А. О возрасте ультраосновных массивов западного крыла Магнитогорского синклинория. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, метал-

логения Урала. Свердловск, 1963, с. 295–300.

Шуровский Г.Е. Уральский хребет в физико-геогностическом и минералогическом отношениях. М.: Моск. ун-т, 1841. 438 с.

Эз В.В., Гафт Д.Е., Кузнецов Б.И. Морфология и условия образования голоморфной складчатости на примере Зилаирского синклинория Южного Урала. М.: Наука, 1965. 101 с.

Эйхвальд Э.И. Геогнозия преимущественно в отношении к России. СПб, 1844. Ч. 1. 377 с.; 1846. Ч. 2. 572 с.

Яншин А.Л. Тектоника Каргалинских гор. – Бюл. МОИП. Отд. геол., 1932, т. 10, вып. 2, с. 308–345.

Ярош А.А. Границы складчатого основания Русской платформы и его структурные связи с Уральской геосинклиналью и Тиманом. – В кн.: Разведочная геофизика. Свердловск, 1966, с. 22–36.

Ярош А.А. Строение кристаллического фундамента восточных районов Русской платформы и его структурные связи с Уралом. – В кн.: Глубинное строение Урала. М.: Наука, 1968, с. 122–133.

Abich H. Über die geologische Natur des Armenischen Hochlands. Dorpat, 1843.

Auboin J. L'extrémité orientale du massif de Bras et le "Pli du Cannet" (Var). – Bull. Soc. géol. France. Ser. 6, 1959, N 9, p. 889–901.

Balley E.B., McCallien W.J. Serpentinic Lavas, the Ankara melange and Anatolian thrust. – Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 1952–1954, vol. 62, N 11.

Beaumont E. Notice sur les Systemes de Montagnes Bertrand. P., 1852, T. 1/3. 1543 p.

Bertrand M. La chaîne des Alpes et la formation du continent Européen. – Bull. Soc. géol. France. Ser. III, 1887, vol. 15, p. 423.

Bishop D.W. Discussion on the paper "The Uredeforting": A further consideration by Robert S. Dietz. – Author's reply. – J. Geol., 1962, vol. 70, N 4, p. 500–504.

Bowen N.L. The evolution of the igneous rocks. Princeton: Univ. press, 1928. 334 p.

Brunn J.H. Nise en place et différenciation de l'association, pluto-volcanique du cortège ophiolitique. – Rev. géogr. phys. et geol. dyn., 1960, vol. 3, N 3, p. 115–132.

Buch L. Physikalische Beschreibung der Canarischen Inseln. B., 1825. 407 S.

Bunsen R. Über die Prozesse des vulkanischen Gesteinsbildungen Islands. – Ann. phys. Chem., 1851, Bd. 83, N 197, S. 185.

Chesterman W. Intrusive ultrabasic rocks and their metamorphic relationships at Leech Lake Mountain, Mendocino County, California. – In: 21st Intern. Geol. Congr., 1960. Copenhagen, 1960, Pt. 13, p. 208–215.

Coleman R.G. Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. – J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, p. 1212–1222.

Cumming L.M. Platform and Klippe tectonics of Western Newfoundland, a review. – Roy. Soc. Canada Spec. Publ., 1967, vol. 10.

Daly R.A. Igneous rocks and the depths of the earth. Containing some revised chapters of "Igneous rocks and their origin" (1914). N.Y., 1933. 598 p.

Dana J.D. On the origin of mountains. – Amer. J. Sci. and Arts, 1873, vol. 5, N 29.

Davies H.L. Papuan-Ultramafic Belt. – In: 23rd Intern. geol. Congr., 1968, vol. 1, p. 209–220.

Davies H.L. P.D. thesis/Stanford Univ. Stanford, Cal., 1969. p. 83.

Dewey J.F., Bird J.M. Mountain belts and the new global tectonics. – J. Geophys. Res., 1970, vol. 75, N 14, p. 2625–2647.

Dewey J.F., Bird J.M. Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland. – J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, N 14, p. 3179–3206.

Dietz R.S. Alpine Serpentinities as Oceanic Ring. Fragments. – Geol. Soc. Amer. Bull., 1963, vol. 74, N 7, p. 947–952.

Duparc L., Pearce F. Recherches géologiques et pétrographiques sur l'Oural du Nord dans la Rastesskaya et Kizélovskaya dantcha (gouvernement de Perm). – Mem. Soc. phys. hist. natur. Geneve, 1902, vol. 34, N 2, p. 57–218.

Gansser A. The Indian Ocean and the Himalayas Eclogae. – Geol. Helv., 1966, vol. 59, N 2, p. 831–848.

Greenly E. The geology of Angly. – Gr. Brit. Geol. Surv. Mem., 1919.

Griffiths J.K. Continental margin tectonics and the evolution of South East Australia. – APEA Journal, 1971, vol. 11, N 1, p. 75–79.

Haug E. Traité de géologie. I. Les phénomènes géologiques. – P., 1927. 538 p.

Heim A. Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung. Basel, 1878, Bd. 1/2. 246 S.

Hermes J.J. The Papuan geosyncline

and concept of Geosynclines. — Geol. en mijnbouw, 1968, vol. 47, N 2, p. 81–97.

Hess H.H. A primary peridotite magma. — Amer. J. Sci. Ser. 5, 1938, vol. 35, N 209, p. 321–344.

Hess H.H. Serpentinities, orogeny and epeirogeny. — Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1955, vol. 62, p. 391–408.

Holmes A. The problem of the association of acid and basic rocks in central complexes. — Geol. Mag., 1931, vol. 18, p. 241–255.

Holmes A. The origin of igneous rocks. — Geol. Mag., 1932, vol. 69, p. 543–559.

Humboldt A. Essai géognostique sur le gisement des roches dans les deux hémisphères. P., 1826. 364 p.

Kay M. Sediments and subsidence through time in Crust of the Earth. — Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 1955, vol. 62, p. 665–684.

Kober L. Leitlini en der Tektonik Jugoslaviens. Beograd: Nauchna kniga, 1952. 81 S.

Knopf A. Analysis of some recent geosynclinal theory. — Amer. J. Sci., 1960, vol. 258-A, p. 126–136.

Mitchell A.H., Reading H.G. Continental margins, geosynclinales and ocean floor spreading. — J. Geol., 1969, vol. 77, N 6, p. 629–646.

Olsen E.I. Hightemperature acid rocks associated with serpentinite in E. Quebec. — Amer. J. Sci., 1961, vol. 259, N 5, p. 329–347.

Pinar N., Lahn E. Nouvelles considérations sur la tectonique de l'Anatolie (Turquie, Asie Mineure). — Bull. Soc. géol. France. Ser. 5, 1955, N 1/3, p. 11–34.

Renz O., Werspyck G.W. The occurrence of gneissic amphibolites in SW Puerto

Rico. — Geol. en mijnbouw, 1962, vol. 41, N 7, p. 315–320.

Rigo de Righi M., Cortesini A. Gravity tectonics in foothills structure belt of South-East Turkey. — Bull. Acer. Assoc. Petrol. Geol., 1964, vol. 48, N 12, p. 1911–1937.

Rodgers J., Neale E.R.W. Possible "Taconic" klippen in western Newfoundland. — Amer. J. Sci., 1963, vol. 261, N 8, p. 713–730.

Roever W.R. Sind die Alpinotypen Peridotitmassen vielleicht tektonisch Verfrachtete Bruchstücke der Peridotitschale? — Geol. Rdsch., 1957, Bd. 46, N 1, S. 137–146.

Rost Fr. Probleme ultrabasischen Gesteine und ihrer Lagerstätten. — Freiberg. Forschungsh. C, 1959, N 58, S. 28–65.

Steinmann G. Geologische Beobachtungen in den Alpen. II. Die Schardtische Überfaltungstheorie und geologische Bedeutung der Tifseeabsätze und der ophiolithischen Massengesteine. — Ber. Naturforsch. Ges. Freiburg, 1906, Bd. 16, S. 1–49.

Stille H. Einführung in der Bau Amerikas. B.: Bountraeger, 1940. 717 S.

Thayer T.P. Peridotite-gabbro complexes as keys to petrology of mid-oceanic ridges. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1969, vol. 80, N 8, p. 1515–1522.

Williams H. Pre-Carboniferous development of Newfoundland Appalachian. — Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 1969, vol. 12.

Williams H. Mafic-ultramafic complexes in western Newfoundland Appalachians and the evidence and inter. in report. — Geol. Assoc. Canad. Proc., 1971, vol. 24, N 1, p. 9–25.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
История вопроса	4
Краткий очерк тектоники Урала	10
Офиолиты западного склона Урала	16
Стратиграфия	16
Палеозойские отложения субплатформенного типа	17
Ордовикская система	17
Силурийская система	21
Девонская система	26
Палеозойские отложения миогеосинклинального типа	42
Ордовикская система	42
Силурийская система	43
Девонская система	44
Докембрийские и палеозойские отложения эвгеосинклинального типа	45
Докембрий	45
Ордовикская система	52
Силурийская система	54
Девонская система	61
Структура гор Крака	62
Структура пород постели Кракинского аллохтона	62
Структура Кракинского аллохтона	63
Нижняя тектоническая пластина	67
Средняя тектоническая пластина	72
Верхняя тектоническая пластина	82
Офиолиты Тирлянской синклинали	85
Офиолиты Сакмарской зоны	88
Офиолиты Уфимского амфитеатра	94
Офиолиты восточного склона Урала	101
Байгускаровский гипербазитовый массив	102
Офиолиты Аргаяшского аллохтона	109
Офиолиты Полярного Урала	109
Офиолиты Зауральского поднятия	111
О времени формирования гипербазитовых поясов Урала	118
К вопросу о тектоническом районировании Урала	123
Структурное положение офиолитовых комплексов других складчатых областей	131
Происхождение и развитие геосинклиналей	140
Литература	155

Мурат Абдулхакович Камалетдинов,
Тамара Тимофеевна Казанцева

АЛЛОХТОННЫЕ ОФИОЛИТЫ УРАЛА

*Утверждено к печати Институтом геологии
Башкирского филиала Академии наук СССР*

Редактор

О.М. Петров

Редактор издательства

Н.М. Митяшова

Художник

А.А. Кущенко

Художественный редактор

И.Ю. Нестерова

Технический редактор

А.Л. Шелудченко

Корректор

Т.И. Шеповалова

ИБ № 27479

Подписано к печати 14.09.83. Т — 17733

Формат 60 x 90 1/16. Бумага для глубокой печати

Печать офсетная. Усл. печ. л. 10,5 + 0,1 вкл.

Усл. кр.-отт. 10,9. Уч.-изд. л. 13,5

Тираж 600 экз. Тип. зак. 731

Цена 2руб.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90
Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

2 руб.

4021

