

П. Е. Оффман, Э. А. Буш

ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЙ
И СОПУТСТВУЮЩИЕ
ПРОЦЕССЫ
ФОРМИРОВАНИЯ
ЗЕМНОЙ КОРЫ



П. Е. Оффман, Э. А. Буш

ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЙ
И СОПУТСТВУЮЩИЕ
ПРОЦЕССЫ
ФОРМИРОВАНИЯ
ЗЕМНОЙ КОРЫ

4246



МОСКВА «НЕДРА» 1983



Оффман П. Е., Буш Э. А. Фундаментальный и сопутствующие процессы формирования земной коры. М., Недра, 1983. 188 с.

На основании кондиционных графических описаний рассматриваются методология изучения структур земной коры, проблемы тектонических движений и сопутствующие геологические процессы. Доказывается, что способ образования тектонических структур достоверно определяет их морфологию, распределение состава и мощностей пород, слагающих данную структуру.

Для геологов, особенно для тектонистов и специалистов по поискам нефтяных и газовых месторождений.

Ил. 62, список лит. — 40 назв.

Рецензент — д-р геол.-минер. наук
Е. П. Павловский

ПРЕДИСЛОВИЕ

На длинном пути разработки теории геотектоники в обращении было не менее 30 разных гипотез. Почти каждая из них в свое время, а некоторые до сих пор воспринимаются в качестве истины. В них утверждается основополагающее значение разных наборов фактов, свойств и явлений, позволяющих строить модели тектонического процесса. Гипотезы в последние три десятилетия быстро множатся и усложняются.

Тектонические гипотезы развиваются в двух направлениях. Первое из них идет от неизвестного к известному. Это направление обусловлено необходимостью решать принципиальные вопросы о явлениях, почти недоступных для непосредственного изучения. Такими пока остаются явления, протекающие во внутренних частях Земли и ее коре. Предположительно решаются вопросы о природе тектонообразующих сил и вместе с тем о формах движений разных участков земной коры под влиянием гипотетических сил.

Второе направление исследования геологических явлений идет от известного к неизвестному. Направления геологической мысли определяются на разных этапах геологических исследований запросами естествознания, или, проще сказать, новыми суммами данных, которые заставляют пересматривать сделанные раньше выводы.

Нужно заметить, что оригинальных моделей тектонического процесса создано сравнительно мало, а вариантов их объяснений много. Неполнота данных, естественно, восполняется гипотезами.

Разное понимание наблюдаемых явлений объясняется только тем, что их изученность уже не удовлетворяет современным требованиям.

Показательно, что до настоящего времени противоречивость суждений о тектоническом процессе настолько велика, что не удается выработать унифицированные правила для построения тектонических карт. Поэтому такие карты, по нашему мнению, являются схемами. Без таких карт невозможно прогнозировать тектонические закономерности, а также закономерности размещения минерального сырья.

Некондиционные тектонические карты — не карты, а отображение представлений, основанных на гипотезах, принятых их авторами.

Цель этой книги — сообщить уточненные и дополнительные данные о морфологии и о происхождении тектонических структур, которые необходимы для построения тектонических карт, отображающих морфологию структур, время их образования и преобразования и выясняющих пространственные, временные и генетические связи между ними.

Задачи предлагаемого исследования наметились в 1934—1937 гг. в Южном Приуралье, где были обнаружены флексуры, нехарактерные для геосинклинальной складчатости. В 1938—1940 гг. было установлено, что Саратовские дислокации представляют собой грабены с флексурными бортами. Над верхними коленами таких флексур были обнаружены изометричные купола, являющиеся резервуарами

газа и нефти. В дальнейшем эти работы продолжились по указанию А. Д. Архангельского и Н. С. Шатского на разных участках Русской и Сибирской платформ, Кавказа и Урала [7, 18, 19, 20, 22, 23, 24]. Так было установлено, что платформы — это не антиподы геосинклиналям.

Главная цель проводимого с тех пор исследования заключается в выяснении морфологии и условий образования всевозможных тектонических структур на равнинах и в горных областях. Эта задача предопределила выбор районов и объектов. В числе исследованных районов: борт Прикаспийской синеклизы (дислокации Доно-Медведицкие, Жигулевские, Бугурусланские); Московская и Печорская синеклизы; Волго-Уральская антеклиза; Окско-Цнинский, Полазненский, Тиманский валы; отдельные районы Дагестана, Кахетии, Азербайджана и Армении, а также Приуралье и Урал — на северных, средних и южных широтах, который был изучен наиболее подробно.

Лучший объект для исследования тектонического процесса на натуре — Урал, который вместил все разнообразные формы проявлений тектонического процесса, притом во впечатляющем масштабе. Исследуя подробно тектонику Урала, мы находим ответы на вопросы, которые возникают при изучении других территорий СССР — «складчатых» и «платформенных». Эти исследования позволили сделать обобщающие выводы на эмпирической основе.

В результате удалось выяснить, что разные районы и разные структуры, которые представлялись антиподами, в действительности являются различными элементами однородной структуры земной коры. Этот принципиально важный вывод предопределил план книги.

В книге приведены графические и текстовые описания морфологии и условий формирования тектонических структур разных районов Русской и Сибирской платформ, Кавказа, Приуралья и наиболее полно Урала. Это геологические и палеогеологические разрезы, структурные и тектонические карты и детальные рисунки.

Геологические разрезы, как правило, построены без искажений — в одинаковом вертикальном и горизонтальном масштабе, вкрест простираются. Эти чертежи отображают истинные формы в двух измерениях и взаимоотношения — пространственные, временные и генетические — между разными элементами структур.

Палеогеологические разрезы — эмпирическое средство — наглядно раскрывают последовательность событий, в ходе которых образовывались и преобразовывались различные тектонические формы.

Структурные карты — это обобщения главной массы накопленных кондиционных геологических и геофизических материалов. Они отображают в масштабе морфологию структур и кроме того степень точности их изученности.

Детальные геологические разрезы и рисунки представляют собой исходные данные для построения обобщающих геологических, палеогеологических разрезов, структурных и обзорных тектонических карт.

Разнообразные блок-диаграммы отображают строение геологических тел в трех измерениях. Они помогают увидеть их положение в пространстве и выяснить соотношение структур между собой.

Структуры отображены в плане и в разрезах не условными знаками, а реальными геологическими телами в масштабе. Они могут при дальнейших исследованиях вновь осмысливаться, уточняться и дополняться.

Прочтение в комплексе представленных в работе разрезов и карт раскрывает геологическую историю изученных территорий.

В проведенных исследованиях в разные годы деятельно участвовали А. Ф. Адамович, С. С. Гейро, А. С. Грицаенко, К. К. Зеленов, Т. Г. Карасик, А. С. Новикова, О. М. Розен, С. В. Тихомиров, Л. В. Фирсов, К. В. Яблоков и др. Соавтор этой работы Э. А. Буш — неперенный участник полевых и камеральных исследований Урала и Приуралья, начиная с 1969 г.

ЧАСТЬ I

ОСНОВНЫЕ ОБЩЕГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОНЯТИЯ И МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ДЕФОРМАЦИЙ

ГЛАВА I

НЕКОТОРЫЕ ОБЩЕГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПОНЯТИЯ И ТЕРМИНЫ

Термины — это названия определенных понятий, при помощи которых мы обмениваемся мыслями и сведениями. Содержание терминов в процессе развития науки уточняется и изменяется. Нередко термины усложняются, что приводит к их различному истолкованию. Показательны в таком смысле такие термины, как геосинклиналь, платформа, фундамент и чехол. На протяжении 100 лет вложенные в эти термины понятия представлялись вполне конкретными и определенными. Теперь они запутаны многочисленными дополнениями и уточнениями.

Ясной геосинклинальная теория казалась до тех пор, пока геосинклинали и платформы по условиям своего происхождения представлялись антиподами. Соответственно конструировались понятия о прогибаниях, сжатиях, инверсии, консолидации, гранитизации, о фундаменте, чехле и о краевых прогибах... Несостоятельность этой некогда стройной системы понятий сказывается в попытках ее модернизировать при помощи таких дополнительных терминов, как, например, эпикратонная геосинклиналь (Ю. А. Косыгин), вторичная геосинклиналь (А. В. Пейве, В. М. Сяницын), полуплатформы и полугеосинклинали, активизированные платформы, парагеосинклинали, квазиплатформы, экстрагеосинклинали (Даке), внегеосинклинали и многие другие.

Термины фундамент и чехол прочно вошли в обиход в качестве понятий, определяющих основные элементы строения платформ в соответствии с представлениями о стадийном развитии земной коры. Однако эти основополагающие термины не отражают ничего реального. Это только гипотетические символы. Установление границы между фундаментом и чехлом на практике сводится к свободному выбору искомой границы среди многочисленных и непостоянных в пространстве перерывов в осадконакоплении. Фундаменты сооружаются искусственно. В природе таких не существует. Земная кора сложена горными породами, которые постепенно формировались в неравномерном геологическом процессе. На различных глубинах толщи пород разного возраста и состава в разной мере изменены и пронизаны интрузиями. Между ними существуют бесчисленные переходы, то постепенные, то прерывистые, запечатлевшие непрерывную прерывистость геологического процесса. Понятие о древних платформах относится к числу основных понятий геотектоники. Теперь оно оказывается недостаточно строгим, для того чтобы быть в ранге основных.

А. Д. Архангельский писал, что «... с познанием средних и восточных частей платформы (Русской. — авт.) связана разработка самого понятия о тех важнейших структурных элементах земной коры, которые известны под именем древних платформ и типом которых справедливо считается Русская платформа» [1, с. 16]. Н. С. Шатский отметил, что «к изучению тектоники Сибирской платформы наиболее правильно было бы подойти с методологией, выработанной для тектоники Русской платформы» (1937 г.).

Действительно, границы между Уральской складчатостью и прилегающими платформами обычно не вызывали дискуссий. В отношении других платформ дело обстоит совсем не так. В частности, С. В. Обручев заметил, что у ряда авторов определения границ Сибирской платформы «... расходятся более чем на 1000 км» (1952 г.).

Границу между фундаментом и чехлом на Русской платформе проводили до 30—40-х годов, когда знания об ее глубинном строении ограничивались несколькими глубокими скважинами. В ту пору представлялось почти очевидным, что осадочный чехол у нее начал формироваться со среднедевонского времени, что он повсеместно залегает плащеобразно на архейском кристаллическом фундаменте.

Такое представление сложилось после работ В. А. Обручева и Э. Зюсса, согласно которым Русская платформа — тектонотип древних платформ — рисовалась в виде кристаллического фундамента, спрессованного из складок архейского тектонического типа. Теперь в разных частях Русской платформы обнаруживаются отложения разных отделов протерозоя, кембрия, ордовика, силура, девона, карбона, мезозоя и кайнозоя, которые в различной степени уплотнены и метаморфизованы, в разной мере пронизаны и пропитаны магматическими расплавами и флюидами различного состава.

На Русской и Сибирской платформах границу между их фундаментами и чехлами разные авторы условно проводят на разных уровнях. То же самое относится к определениям границ самих платформ. В природе эти границы, предусмотренные геосинклинальной теорией, фактически не обнаруживаются. В толщах горных пород нет реальных следов стадийного развития земной коры. Поверхность Земли в соответствии с распределением на ней отложений различной мощности являет собой ряд прогибов, отличающихся по времени прогибания, т. е. по возрасту заполняющих их осадков, по своим очертаниям, по глубинам. «Осадки — это зафиксированные прогибания» (Э. Гаарман, 1954 г.).

На Русской платформе в качестве условно выбранного нулевого репера служит поверхность высоко расположенного архея. Балтийский щит являет собой участок, который после архея мало опускался. То же самое констатируется в пределах Украинского щита и Воронежской антеклизы. В разное время в разной мере прогибались синеклизы Русской платформы. Антеклизы и валы, расположенные между ними, являют собой остаточные возвышенности, образованные в процессе неравномерного проседания земной коры.

Итак, платформы — это плоские участки земной коры, которые в известный нам отрезок геологической истории относительно мало опускались и соответственно менее интенсивно тектонически преоб-

разовывались. Геосинклинали — большие синеклизы — это области сравнительно больших прогибаний. Так определил эти понятия М. Кэй (1955 г.).

На платформах различаются щиты, синеклизы, антеклизы, валы и грабены. Синеклизы обычно расположены на разных гипсометрических уровнях, т. е. ступенчато относительно друг друга. Они в разное время прогибались — и амплитуды прогибания у них различные. Щиты, антеклизы представляют собой остаточные формы первичных больших синеклиз. Размеры остаточных форм сокращаются в процессе образования и развития дочерних синеклиз.

Платформы и геосинклинали составляют в земной коре длинный ряд прогибов разного возраста, которые в процессе своего развития неравномерно прогибаются и преобразуются. В этом процессе на первый план выступает деление синеклиз. Неравномерность геологического процесса подтверждается эпохами массовых и частных проявлений магматизма и связанного с ним поступления в больших объемах эффузивного материала и воды на поверхность Земли и в гидросферу.

В состав геосинклиналей входят синклинии и антиклинории. Первые из них представляют собой грабенообразные впадины. Антиклинории или валы — это сближенные борта флексурных грабенов. Когда борта флексурных грабенов не сближены, между ними располагаются остаточные возвышенности.

Термины антиклиналь, синклиналь и складка обычно представляются самыми элементарными и ясными. Подразумевается, что эти понятия только морфологические, что они обозначают формы, имеющие своды или днища и соответственно периклинали и центроклинали, что для них характерны линейность, параллельность, кулисообразность и чередование в расположении. Перечисленные особенности антиклиналей и синклиналей позволяли думать, что они образованы сжатием первоначально горизонтально расположенных пластов горных пород. Такие сжатия предполагаются в областях накопления осадков, где происходит сокращение пространства под влиянием горизонтально направленных сил.

В свете представления о сжатиях земной коры антиклинали и синклинали могут казаться элементарно простыми образованиями. Сущность вопроса в том, что складки с перечисленными выше особенностями встречаются очень редко, главным образом на поверхности (редко по сравнению с многочисленными разнообразными тектоническими структурами, не обладающими отдельными признаками антиклиналей и синклиналей).

Выход из лабиринта тектонических гипотез весьма затруднен запутанностью терминологии. Для того чтобы облегчить рассмотрение разнопланового материала, представилось целесообразным предположить его изложению модели тектоники произвольного участка земной коры, составленные на основании конкретных тектонических карт и геологических разрезов (рис. 1).

В пределах днища древней впадины, сложенной параллельно наслоенными толщами, формируется новая впадина — плоскодонная с флексурными бортами (рис. 1, а). По ее периферии располагается

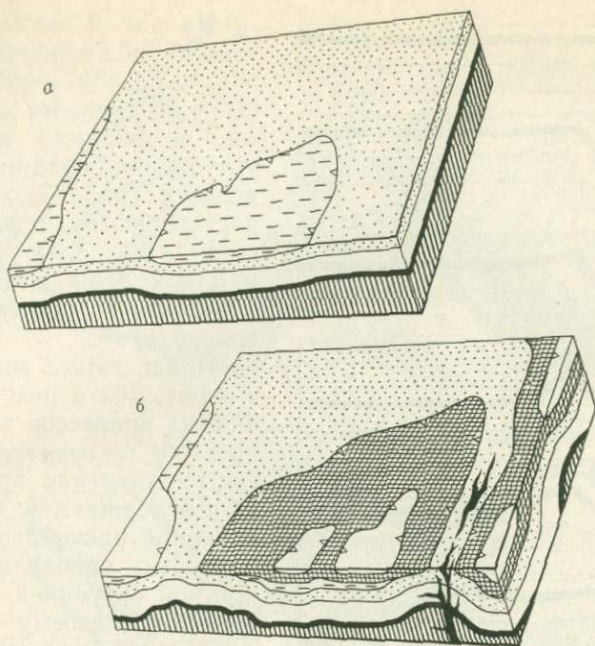


Рис. 1. Модели развивающихся впадин на произвольном участке земной коры.

реликт древней впадины, которая становится остаточной возвышенностью, или, что то же самое, менее просевшей частью земной коры — антеклизой, щитом, синеклизой. Впадина углубляется, расширяется в пределы антеклизы, в ней ответвляются заливообразные понижения. Днище и борт впадины становятся ступенчатыми. Все это характерные морфологические особенности впадин, развитых повсеместно в земной коре. Впадина углубляется и вместе с тем расчленяется на две дочерние (см. рис. 3, *а*); в одной из них намечается расчленение на «внучатые». Рядом с первой, уже сложившейся впадиной, на антеклизе (на остаточной возвышенности) проседает новая, тоже локальная впадина (рис. 1, *б*).

На рис. 2, *а* изображен участок днища равномерно проседавшей впадины — мощности осадочных слоев одинаковы. В процессе образования впадины формируются ее борта — сочленения с окружающими участками, которые меньше проседают. Сочленения названы эскарпами (scarpa — откос, итал.) Если с другой стороны однокрылого эскарпа (рис. 2, *б*) проседает остаточная возвышенность, однокрылый эскарп преобразуется в двукрылый: в одних случаях асимметричный (рис. 2, *в*), в других — симметричный (рис. 2, *г*), двукрылые эскарпы бывают одновозрастные (рис. 2, *в, г*) и разновозрастные (рис. 2, *д*). Между эскарпами имеется остаточная возвышенность — возникает щит, антеклиза или относительно высоко расположенная синеклиза (рис. 2, *е*).

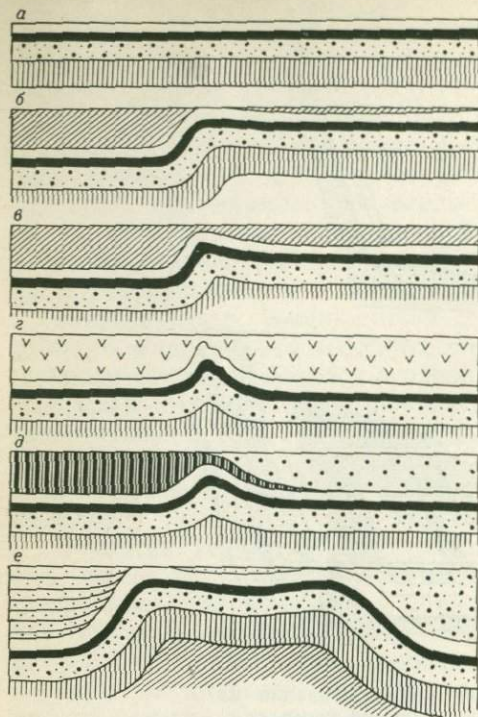


Рис. 2. Условия формирования разных эскарпов.

формы впадин, расположенных на одном или разных уровнях, а также сочленения между ними не имеют генетического смысла. В этом обнаруживается единство в многообразии тектонических структур. Приведенные модели показывают, что каждая из бесчисленных впадин земной коры и каждое сочленение между впадинами — это следствие неравномерных, разновозрастных и необратимых проседаний.

Представления о парности и о разной природе платформ и геосинклиналей, антеклиз и синеклиз, впадин и их бортов в приведенной модели не находят отражения. То же самое следует сказать относительно утверждений о складчатой природе земной коры, о горизонтальных раздвиганиях и сдвиганиях литосферных плит и о колебательных движениях.

Рассмотренные модели формирования земной коры характеризуют в общем виде тектогенез. Это необходимо доказывать, поскольку предлагаемая концепция не согласуется с ныне конкурирующими гипотезами о природе геологических явлений.

В книге выясняются и доказываются соотношения основных и сопутствующих преобразований земной коры. Это центральная задача. Уточняя ее содержание, приведем краткую генетическую классификацию и перечень диагностических признаков структур.

На рис. 3 показаны характерные разновидности эскарпов, в разной мере осложненные вторичными нарушениями, возникшими в процессе углубления впадин. Впадины делятся (рис. 3, а), эскарпы растягиваются, растрескиваются (рис. 3, б), на крутых крыльях слои горных пород сползают и запрокидываются (рис. 3, в).

Приведенные модели показывают, как в результате различных процессов элементарно простые тектонические структуры постепенно преобразуются и усложняются. Степень отклонения рисунка от реальной картины определяется конкретной ситуацией. Модели по существу своему адекватны геологическим разрезам и тектоническим картам, представленным в этой книге. И, главное, они в принципе отображают строение любого участка континентов и океанов. Различные возрасты, размеры и

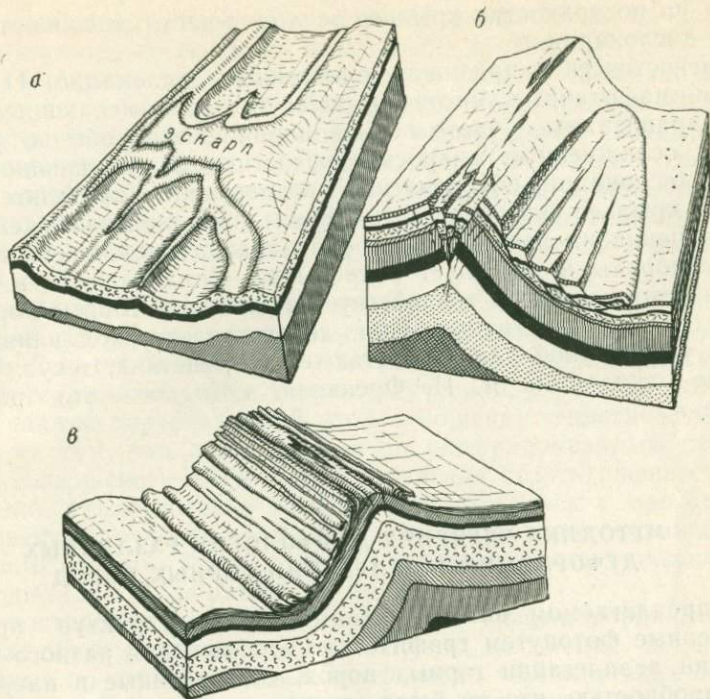


Рис. 3. Варианты развития эскарпов.

а — поперечный эскарп между двумя впадинами и эскарпы внутри впадин; *б, в* — образование грабенов на вершине эскарпа и гравигенных дислокаций на крыле флексуры (*б* — гравигенный сдвиг в основании флексуры, *в* — завернутые головы пластов, складки и выдавленные купола на крыле и у нижнего колена флексуры)

Диагностические признаки впадин, сложенных осадочными породами: 1) они автономны, разновозрастны, разномасштабны, обычно плоскодонны и слабопрогнуты; 2) всегда ограничены флексурными бортами, следовательно, они представляют собой флексурные грабены; 3) в процессе проседания расширяются — такие расширения характеризуются заливообразными понижениями и амфитеатрами; 4) неравномерно углубляясь, они делятся на более мелкие — дочерние, внучатые и т. д., чаще всего располагаются относительно друг друга ступенчато; 5) ступени — впадины сочленяются эскарпами.

Диагностические признаки эскарпов: 1) эскарпы — сближенные флексурные борта впадин (иногда это только флексуры или сбросы); 2) морфология крыльев эскарпов, их крутизна, амплитуды, возраст определяются формами, глубиной и временем проседания впадин, которые они сочленяют; 3) в процессе формирования впадин эскарпы растягиваются, что составляет их характерную особенность, а именно: на вершинах эскарпов в результате растяжений образуются трещины, вторичные мульды и грабены разных очертаний (на крыльях образуются мульды и грабены линейной формы); 4) эскарпы — зоны, наиболее проницаемые для магматических расплавов и флюидов.

дов; 5) на поверхностях крыльев эскарпов часто развиваются гравигенные дислокации.

Диагностические признаки гравигенных дислокаций: 1) структуры разномасштабные, многоформные, быстро изменяющиеся в разных направлениях, часто весьма напряженные, обычно дисгармоничные, осложненные микроскладчатостью; 2) образование гравигенных дислокаций, обусловленное возрастанием крутизны соединительных крыльев флексур, часто служит причиной растяжения слоев и уменьшения их прочности; 3) сила тяжести заключена в каждой частице породы и действует непрерывно. Сила тяжести в условиях геологического времени воздействует на жесткие горные породы так, как будто они пластичные. Они, действительно, под влиянием нагрузки, умноженной длительностью ее воздействия, текут. По определению академика Я. И. Френкеля, «Жидкое — это растянутое твердое».

ГЛАВА 2

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ МОРФОЛОГИИ РАЗЛИЧНЫХ ДЕФОРМАЦИЙ В ЗАЛЕГАНИИ ГОРНЫХ ПОРОД

В предлагаемом описании тектонических структур приведены уменьшенные фотопутем графические отображения разного рода деформаций в залегании горных пород, составленные в натуре с такой подробностью, что не были упущены отличительные их особенности (1:100, 1:1000 и т. п.). Имеются в виду такие детали, которые при схематизации остаются неразличимыми или выглядят неузнаваемыми.

При реконструкции тектонического процесса детали структур часто не менее содержательны, выразительны и показательны, чем облик всей структуры. Проще сказать, допуски, предопределенные гипотезами в описании деталей, искажают смысл этих деталей. Изучение общего не подменяет изучение частного. На основании недостаточного подробных данных можно сделать сколько угодно самых разных (любых) объяснений.

Действительно, идеи о сжатиях и колебаниях земной коры, о расширениях, ундациях, пульсациях Земли, о раскалывании, инверсии, скольжении и многие другие предположения практически не нуждаются в подробных сведениях о морфологии конкретных тектонических структур, а также о закономерностях распределения состава и мощностей горных пород. Как известно, именно эти сведения включают в себя главные результаты исследований реально наблюдаемых явлений. И только в них запечатлены реальные следы тектонического процесса.

Подавляющее большинство общегеологических гипотез в значительной мере строится на основании общих соображений, исходные предпосылки которых находятся в сфере ненаблюдаемых явлений. В этом и заключается причина быстрой смены гипотез. На этом пути дискуссии между тектонистами уже становятся мало плодотворными. Деление геологов на фиксистов и мобилистов — показатель

кризиса в их спорах. Сами эти названия давно устарели, поскольку лежащие в их основе «истины» не остаются постоянными.

Для сближения противоборствующих гипотез необходимо уточнять и дополнять данные о наблюдаемых геологических явлениях в такой мере, чтобы они обеспечивали возможность взаимопонимания — независимо от принятых гипотез. Для достижения такой цели разные тектонические структуры отображены не в виде схем, не в условных знаках, а в виде *реальных геологических тел*. Это является главным условием методики изучения морфологии тектонических структур.

Методика эта новая. Она постепенно складывалась в процессе исследований. Ее приемы подсказывались разногласиями в объяснениях одних и тех же фактов. Как известно, отображения структур на одной территории, даже хорошо изученной, у разных авторов часто получаются различными. В этом отношении геологические карты отличаются тем, что они строятся по унифицированным правилам, которые совершенствуются в ходе уточнения стратиграфических подразделений. Геологические карты могут строиться с прогрессирующей степенью точности, поскольку они объективно отражают уровень наших знаний. Разных геологических карт одинакового масштаба в одном и том же районе не бывает.

Для построения тектонических карт по унифицированным правилам с заданной степенью точности нужны не мнения, а кондиционные данные по стратиграфии и морфологии тектонических образований. Хорошо обнаженные районы обычно изучены лучше, чем районы закрытые. В таких районах и нужно начинать исследование морфологии дислокаций; начинать с графического описания отдельных, наиболее доступных для этого тектонических форм (от частного к общему). Изучение морфологии деформаций в залегании горных пород — это не только изображение их внешнего облика. Это метод, для применения которого необходимы профессиональные навыки.

Много новых данных было получено при изучении разнообразных деталей, осложняющих крупные элементы тектонических структур. Такие данные можно получать при достаточно подробном их отображении в истинных пропорциях. Подробности в такой мере, чтобы не были упущены характерные особенности тектонического процесса; например, следы течения горных пород, растяжения, или нагнетания, скупивания, разного типа межпластовые сдвиги и смятия, специфичная трещиноватость и характерные переходы одного типа мелких деформаций в другие, изменения состава пород и т. п.

Такие проявления тектонического процесса повествуют об его содержании и нередко раскрывают это содержание не менее обстоятельно по сравнению с теми сведениями, которые вычитываются при рассмотрении крупных структур в целом.

Специальному изучению морфологии тектонических структур не всегда уделялось должное внимание. По-видимому, предполагается, что в этом направлении обычными геологическими методами уже нельзя обнаружить существенно новое, что наблюдать и картировать в поле умеют все и что, собственно говоря, особых профессиональных приемов здесь не требуется.

При решении геологических проблем возлагаются большие надежды на физические и математические методы исследования. Эти методы нередко используют для объяснения и понимания геологических данных, недостаточно отчетливых. Схематичные отображения тектонических структур, а особенно такие, когда упускаются характерные детали, оставляют простор для произвольных умозаключений, которые практически нельзя ограничить никакими методами математики. Морфологию тектонических структур необходимо изучать так, как изучают остатки фауны.

Непревзойденный объединитель главнейших геологических данных — это метод палеогеологических реконструкций. Этот метод позволяет при наличии достаточных реально наблюдаемых данных однозначно выяснять главные вопросы тектоники, а именно: пространственные, временные и генетические связи между разными структурами и их элементами. Этот способ позволяет устанавливать время и механизм образования и преобразования структур и закономерности размещения пород разного состава.

Ниже представлены подробные палеогеологические разрезы типичных участков Приуралья, Урала, Русской платформы и Кавказа. Для их построения использованы хорошо известные данные, которые гарантируют определенную и достаточную точность раскрытия геологической истории этих структур. При составлении детальных графических описаний разнообразных геологических объектов мы руководствовались следующими соображениями.

1. Выбранные объекты обстоятельного графического описания должны удовлетворять решаемой задаче. Помимо доступности для непосредственного изучения должна быть ясна их тектоническая позиция, а именно: пространственные, временные и генетические связи с окружающими структурами.

2. Выбор масштабов рисунков, профилей и карт определяется не только размерами отдельных элементов структур, но и необходимостью выяснения взаимоотношений между ними.

3. Выбор линий для построения рисунков, профилей и блок-диаграмм разного масштаба должен предусматривать необходимость выявления их истинной морфологии. Разрезы должны строиться в одинаковом горизонтальном и вертикальном масштабе, строго вкрест простираения или по простираению структур и, что не менее существенно, в достаточно характерных сечениях, таких, где непосредственно сочетаются разные типы дислокаций, где они переходят друг в друга.

4. Выбор структур для крупномасштабного графического описания помимо прямой нужды в таком материале определяется еще и тем, что подробные морфологические особенности тектонических структур нередко играют решающую роль при построении обзорных геологических, палеогеологических разрезов и тектонических карт. При комплексном сочетании разномасштабных данных и при сохранении их истинных пропорций выясняются генетические связи между ними. Познание таких связей позволяет устанавливать соотношения приповерхностной тектоники с глубинной и механизм их образования. Рис. 4 иллюстрирует решение такой задачи. На нем мел-

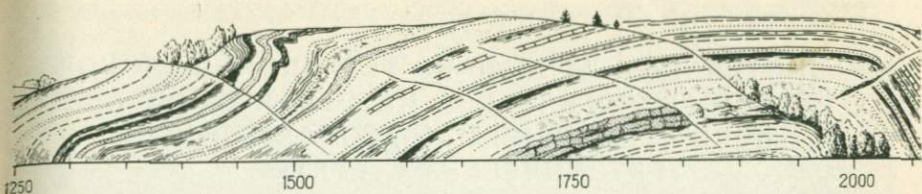


Рис. 4. Вершина Иньякского эскарпа, сочленяющего Зилаирский и Южно-Уральский грабены (ручей Кызмаш, фрагмент профиля 9, рис. 19).

На западном крыле эскарпа виден участок, где начинаются гравигенные дислокации: оползание, течение и запрокидывание слоев

кие и крупные тектонические формы не усреднялись. При перенесении с крупномасштабных чертежей на мелкомасштабные морфология структур, естественно, во много раз уменьшилась (с 1 : 1000 до 1 : 50 000 и больше) и соответственно она схематизировалась, но не искажалась, т. е. не нарушались истинные пропорции. При нарушении таких правил, при допусках в изображении деталей они искажаются до неузнаваемости и теряют смысл как индикаторы механизма образования. В частности, при таких допущениях утрачиваются признаки, позволяющие отличать первичные явления от наложенных.

Результаты сравнительного изучения разных типов тектонических структур, представленные в предлагаемой работе, вобрали в себя вместе с новыми, специально собранными данными по морфологии и условиям образования разнообразных деформаций в залегании горных пород, материалы, накопленные нашими предшественниками. Преемственность исследований и взаимоотношение в их оценке определяются главным образом тем, в какой мере способы изложения ранее накопленных сведений ограничивают возможности их разного понимания.

Итак, главное содержание предлагаемой работы заключено в графических описаниях типичных структур Северного, Среднего, Южного Приуралья и Урала. Нам представилось целесообразным и необходимым предпослать этим описаниям главы, в которых изложены кратко обобщенные наблюдения и выводы, публиковавшиеся по частям на протяжении 30 лет в разных изданиях. Эти главы свяжут воедино результаты исследований, проводившихся в разное время в различных районах в неодинаковых масштабах, что позволит упростить изложение разнопланового материала и уменьшит необходимость обращаться к предварительным сообщениям.

Закончим раздел по вопросу о методике изучения морфологии структур цитатой из работы Н. С. Шатского (1947 г.): «... В геотектонике существуют задачи, далекие от той области, где научная фантазия стоит на грани перехода к поэзии. Эти задачи не менее интересны, они требуют большого упорства в работе, но решение их приносит большее удовлетворение, чем искание новых гипотез».

ЧАСТЬ II

СРАВНИТЕЛЬНЫЕ ДАННЫЕ ПО ТЕКТОНИКЕ РАЙОНОВ С РАЗНОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИЕЙ В АСПЕКТЕ ПРОИСХОЖДЕНИЯ И КЛАССИФИКАЦИИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

ГЛАВА I

ОБРАЗОВАНИЕ СТРУКТУР РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Русская платформа — тектонотип крупных плоских структур земной коры

Терминами плита и платформа обозначаются плоские структуры земной коры с плоским рельефом, которые одинаково развиты на материках и в океанах и которые в известный отрезок геологической истории проседают в земной коре — проседают локально, неравномерно, в разное время, направленно и необратимо. Русская платформа в таком аспекте характерна. Она по сравнению с многими другими плоскими структурами земного шара лучше изучена и по географическим и геологическим условиям благоприятна для выяснения природы образования крупнейших и крупных плоских структур земной коры, которые занимают 97 % ее поверхности.

А. Д. Архангельский писал, что Русская платформа «представляет для познания общих закономерностей геологических процессов такие благоприятные условия, какие нельзя найти ни в какой другой стране мира» [1, с. 6]. Н. С. Шатский считал, что Русская платформа «является одной из наиболее исследованных геотектонических областей» (1974 г.).

После работ В. А. Обручева, Э. Зюсса, С. Бубнова, А. П. Карпинского, А. Д. Архангельского, М. М. Тетяева, А. Н. Мазаровича, А. П. Павлова, В. В. Белоусова, Е. В. Милановского и Н. С. Шатского, который обобщил исследования этих ведущих авторов, Русская платформа и все ее элементы в основном определились в качестве тектонотипов (Н. С. Шатский, 1946—1948 гг.). Вместе с тем Н. С. Шатский признавал, что «... несмотря на то, что европейская часть Союза является одной из наиболее изученных площадей земного шара, до сих пор у нас нет единой теоретически обоснованной схемы ее тектоники». Так обстоит дело с ее познанием и до настоящего времени.

До работ Н. С. Шатского и позднее большинство исследователей приходили к выводу, что формирование основных тектонических сооружений Русской платформы и тем более осложняющих их валов и рвов генетически тесно связано со складкообразовательными движениями Урала. Эти представления впервые были сформулированы А. П. Карпинским в 1919 г., затем они развивались в ранних работах А. Д. Архангельского и наиболее определенно были изложены Е. В. Милановским в 1940 г. Однако Н. С. Шатский на основании

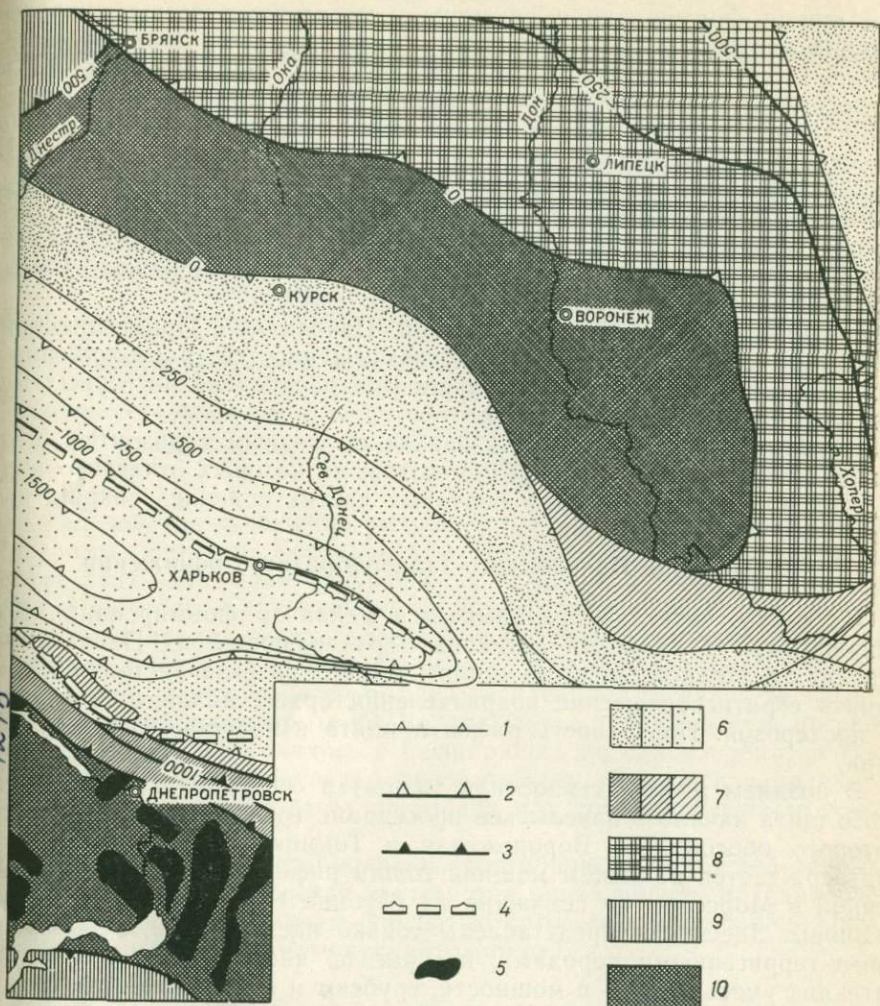


Рис. 5. Тектоническая карта центральной части Русской платформы. Густая штриховка на бортах сменяется более редкой к средней части прогибов.

1—3 — тектоноизогипсы (1 — по подошве юры, 2 — по кровле нижнешигровских слоев, 3 — по кровле верейского яруса); 4 — контуры рифейского грабена; 5 — гранитные интрузии; 6—10 — время образования тектонических структур (6 — кайнозой, 7 — мезозой, 8 — поздний палеозой — кайнозой, 9 — средний палеозой, 10 — докембрий)

обобщения материалов своих предшественников писал: «Мне представляется более правильным происхождение валов ставить в зависимость не от движений на Урале, а от характера колебаний самой платформы, как это и было сделано А. П. Карпинским в 1894 г.» (1936 г.).

Одному из авторов довелось проводить исследования под руководством Н. С. Шатского. Они продолжают и до настоящего времени. Ниже приведены некоторые характерные данные по тектонике центральной части Русской платформы (рис. 5).



История формирования синеклиз и остаточных возвышенностей Русской платформы унаследована с конца рифея. Они являют собой плоские, ступенчато расположенные формы, сформировавшиеся в процессе разновременных проседаний. Синеклизы — это сравнительно более просевшие участки земной коры. Антеклизы, щиты и другие остаточные возвышенности при расширении синеклиз уменьшаются в размерах. Характерным, диагностическим признаком этого процесса являются заливообразные понижения, проникающие со стороны синеклиз в пределы более высоко расположенных ступеней. К числу таких заливов относятся: Пачелмский, Днепровско-Донецкий, Бузулукский, Южно-Уральский и др.

Геологическая история Московской, Пачелмской, Прикаспийской, Печорской синеклиз и остаточных возвышенностей, расположенных между ними, читается в закономерностях распределения горных пород, участвующих в их строении.

Опубликовано много карт изопахит по разным горизонтам, особенно девона, карбона, перми и мезозоя, на которых отчетливо видно, что мощности осадков в бортовых частях синеклиз сокращены.

Образование Пачелмского заливообразного понижения

На рис. 6 отчетливо раскрывается механизм формирования Воронежской и Токмовской антеклиз и разделяющей их Пачелмской синеклизы. Мелкий масштаб геологического разреза заставил объединить стратиграфические подразделения архея, нижнего и среднего протерозоя. Поверхность рифея принята в качестве нулевого репера.

В позднем рифее (сердобская толща) в северной части Украинского щита началось пачелмское проседание (рис. 6, а), в результате которого обособились Воронежская и Токмовская антеклизы. Это подтверждается наличием мощной толщи рифейских пород, установленной в Морсове, где скважина на глубине 1754 м не достигла их подошвы. Здесь они представлены только наслоенными, однообразными терригенными породами, которые по направлению к склонам антеклиз уменьшаются в мощности, грубеют и выклиниваются, о чем сообщается в публикациях С. К. Нечитайло (1957 г.); Н. С. Шатского (1960 г.); А. А. Клевцовой и Л. С. Солнцева (1960 г.).

В пределах Пачелмской синеклизы наиболее полно представлены не только рифейские, но и среднедевонские отложения. Они так же, как и рифейские, по направлению к Воронежской антеклизе постепенно сокращаются в мощности и совсем выклиниваются в верхней ее части. В пределах Токмовской антеклизы среднедевонские отложения непосредственно налегают на древние метаморфизованные породы.

В среднем девоне Пачелмская синеклиза расширилась в пределы Токмовской антеклизы, где среднедевонских пород отложилось столько же, сколько в Пачелмской синеклизе (рис. 6, б). В результате такого расширения Пачелмской синеклизы на Русской платформе в среднем и позднем девоне образовалось обширное проседание, которое заняло центральную часть Русской плиты. Средне-

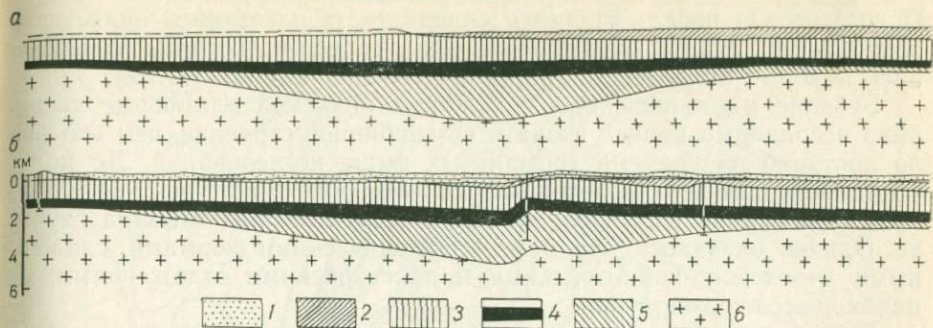


Рис. 6. Развитие центральной части Пачелмской синеклизы от позднего пермского до четвертичного периода.

a — палеогеологический разрез к концу пермского периода; *б* — современный геологический разрез.

1 — мезозой; 2 — карбон—пермь; 3 — верхний девон; 4 — средний девон; 5 — нерасчлененный девон; 6 — рифей

верхнедевонские отложения уменьшаются в мощности в направлении Костромы, Ветлуги, Котельнича и Йошкар-Олы. Наиболее полный состав этих отложений приурочен не только к Московской, Пачелмской и Печорской синеклизам, но и к Токмовской антеклизе, которая в этот период была вовлечена в опускание наравне с перечисленными синеклизам. Таким образом, желобообразное Пачелмское проседание, начавшееся в рифее, расчленило древнюю возвышенность Русской платформы на Воронежскую и Токмовскую антеклизы. Прогибание углублялось и расширялось по одному тектоническому плану — направленному и необратимому. Токмовская антеклиза до позднего палеозоя была погребена под толщей девона морского происхождения.

В мезозое вновь возобновилось прогибание Пачелмской синеклизы. В этот период (юрское время) она расчленилась на два дочерних прогиба, из смежных бортов которых сформировались Окско-Цнинский и Керенско-Чембарский эскарпы.

Образование структур Среднего Поволжья

А. Д. Архангельский, А. Н. Семихатов, С. А. Добров, А. Н. Мазарович, Е. В. Милановский, Б. М. Можаровский и др. неоднократно публиковали статьи и монографии, посвященные этому району, который среди других районов Русской платформы выделяется своеобразием и сложностью строения.

До сороковых годов было распространено представление о том, что приволжские дислокации возникли в результате бокового сжатия земной коры, обусловленного горизонтально направленными силами со стороны Уральской геосинклинали. В соответствии с таким выводом отдельные детали Приволжских дислокаций рисовались параллельно простиранию амфитеатров Урала. Так, например, в монографии Е. В. Милановского [14], было отражено наиболее распространенное представление о тектонике Среднего и Нижнего

Поволжья. Он писал: «плавная складчатость платформы является в ослабленной форме отражением тех процессов, которые совершались в конце палеозоя в Уральской геосинклинали» [с. 59].

Бурение многочисленных скважин на Русской платформе позволило несравнимо полнее познать ее глубинное строение, чем это было доступно во времена упомянутых выше исследований. До получения этих данных было принято считать, что структуры, наблюдаемые на поверхности, унаследованы от структур, развитых на глубине. Однако оказалось, что между тектоническими формами, сложеными мезозойско-кайнозойскими и палеозойскими отложениями, не наблюдается соответствия.

Для того чтобы выяснить условия образования и развития современных тектонических форм Саратовского Поволжья, достаточно сравнить позднедевонский и современный тектонический планы этого региона. На представленной здесь тектонической карте (рис. 7) изолиниями по кровле батского яруса показано современное строение Саратовского Поволжья. Кровля батского яруса — отчетливый маркирующий горизонт.

Строение описываемой территории в конце кыновско-пашийского времени изображено линиями равных мощностей от кровли терригенного девона до кровли кыновско-пашийских слоев. Изопахиты суммарных мощностей пород, заключенных между подошвой среднедевонских и кровлей кыновских отложений, обрисовывают морфологию тектонических структур, сформировавшихся к концу среднего девона.

На карте (см. рис. 7) отображены конседиментационные тектонические формы на основании данных о распределении мощностей отложений мезозойско-кайнозойских и среднедевонских, что позволяет прочесть на ней время их образования и преобразования.

Совмещение на одной карте отображения структур древних и молодых позволяет узнать пространственные, морфологические временные соотношения между ними и ход тектонического процесса на протяжении определенного отрезка геологической истории. На карте (см. рис. 7) видно, что в среднедевонское время в западной части Саратовского Поволжья располагалось, так же как и в настоящее время, восточное погружение Воронежской антеклизы. Это погружение обрисовывают изопахиты 300, 400 и 500 м. Изопахиты 600 и 700 м показывают, что склон Воронежской антеклизы непосредственно переходит в днище Пачелмского прогиба.

По другую, восточную сторону этого прогиба в девоне располагался Аткарский относительно слабо просевший блок, оконтуренный изопахитами 400 и 300 м. Юго-восточнее Аткарского блока мощность отложений только терригенных пород девона достигает 700 м. Они заполняют Тепловскую впадину. Эта впадина прогибалась и в раннем девоне; в ней установлены породы казанлинской свиты. Сам факт заполнения впадины осадками определяет механизм ее проседания, а возраст осадков — время проседания.

Восточнее Тепловского желобообразного прогиба в девоне располагалась возвышенность с тремя отдельными вершинами. Самая

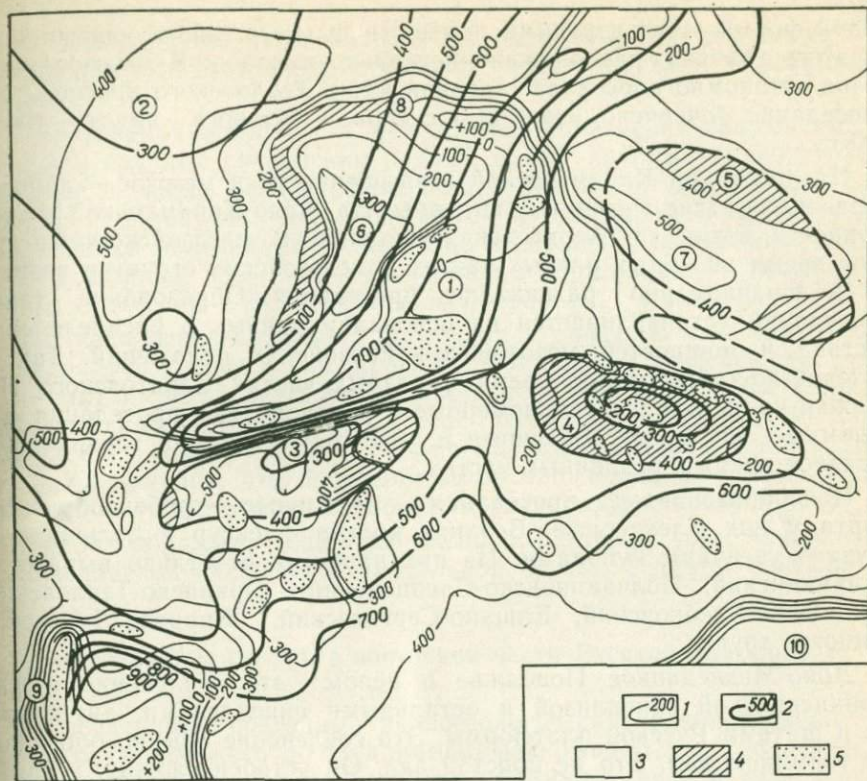


Рис. 7. Тектоническая карта Саратовского Поволжья.

1 — изолинии по кровле батского яруса; 2 — линии равных мощностей терригенного девона; 3—4 — время образования тектонических форм (3 — мезозой — кайнозой, 4 — палеозой); 5 — месторождения нефти и газа.

Домезозойские структуры: 1 — Тепловская впадина; 2—5 — остаточные возвышенности (2 — Аткарская, 3 — Карамышская, 4 — Степановско-Советская, 5 — Мало-Караманская). **Мезозойско-кайнозойские структуры:** 6—7 — флексурные грабены (6 — Корсаковский, 7 — Марковский); 8—9 — эскарпы (8 — Саратовские, 9 — Доно-Медведицкие); 10 — Прикаспийская синеклиза

западная из них — Карамышская, ее очерчивают изопахиты 300 и 400 м. Вторая — Степановско-Советская — ее очерчивают изопахиты 200, 300 и 400 м. Наконец, третья возвышенность — Мало-Караманская. Она приблизительно очерчивается изопахитой 400 м. Мало-Караманская возвышенность отделяется от Степановско-Советской заливообразным понижением. В восточной части Саратовского Поволжья сохраняется Балаковская возвышенность — реликт древней структуры — рифейской синеклизы.

Современный план тектоники Саратовского Поволжья существенно отличается от строения территории к началу мезозоя. В мезозое — кайнозое полностью были преобразованы Аткарская возвышенность, Тепловский прогиб и другие домезозойские тектонические сооружения. В западной части Тепловского прогиба образовался локальный флексурный грабен — Корсаковский, своеобразной треуго-

льной формы. Над верхними коленами флексур, образующими борта этого грабена, расположено несколько куполов. В мезозое—кайнозойе автономно проседала северная часть Тепловского прогиба. Это проседание очерчено изолиниями кровли батского яруса—100 и 200 м.

На девонской Карамышской возвышенности в мезозое—кайнозойе образовались две замкнутые впадины. На Мало-Караманской возвышенности возникла Марковская впадина. В мезозойско-кайнозойское время на самых разных частях домезозойских структур возникли и неравномерно развивались проседания. Образование таких проседаний устанавливается на основании данных о распределении состава и мощностей мезозойско-кайнозойских отложений. Так, в мезозойско-кайнозойское время в разных частях Саратовского Поволжья происходили неравномерные и неоднородные проседания, автономные, внутриобусловленные и, что примечательно, возникавшие в разное время в различных местах.

Новообразованные проседания локальные—грабенообразные. Борты у них флексурные. Верхние колена флексур в большинстве случаев увенчаны куполами. Из них наиболее отчетливо выражены Баландинский, Полчаниновско-Слепцовский, Оркинско-Тепловский, Ириновско-Хлебновский, Елшано-Сергиевский, Жирново-Линевский и многие другие.

Доно-Медведицкое Поволжье в целом—это сочленение между Прикаспийской синеклизой и остальными синеклизами, антеклизами и щитами Русской платформы. Это сочленение обычно обозначают термином вал. Это не простой вал. Он устроен сложно, и сложность его—результат многих разновозрастных преобразований. На приведенных картах (см. рис. 5 и 7) в его пределах обрисованы разновозрастные, полого прогнутые ступени, сочлененные крутыми и пологими флексурами, куполами, осложненные грабенообразными проседаниями. Над верхними коленами флексур, как правило, располагаются купола разной формы, размеров и амплитуды. В тех местах, где были пути для миграции углеводородов из Прикаспийской синеклизы, купола оказались ловушками нефти и газа (П. Е. Оффман, 1945, 1947 гг.).

В систему сочленения Прикаспийской синеклизы с остальными частями Русской платформы входят наряду с Доно-Медведицкими дислокациями Саратовские, Жигулевские, Бугурусланские и Оренбургские, осложненные многочисленными заливообразными понижениями, ступенями, флексурами и куполами. Жигулевская часть межплитной дислокации представляет собой крупную флексуру, наклоненную к северу под углом 70° . Над ее верхним коленом цепочкой расположены изометричные купола, содержащие залежи нефти. К югу Жигулевская флексура выполаживается, образуя пологий обратный перегиб (угол 2°) в сторону плоско прогнутой ступени, по которой проложила свое русло Волга.

Такого типа тектонические формы характерны для всех межплитных сочленений Русской платформы. Обычно это плоские, полого прогнутые ступени, ограниченные более или менее крутыми флексу-

рами. Большинство ступеней линейно вытянуты. Располагаются они на разных гипсометрических уровнях, часто затухают и возникают вновь.

Характерная особенность межплитных сочленений заключается в том, что крупные сочленения и даже самые крупные (межплатформенные) и самые мелкие сочленяющие частные ступени устроены в принципе одинаково. Они отличаются по размерам и возрасту, по наложенным явлениям и только. Они совершенно одинаковы по своим структурным позициям и по условиям образования и, главное, по морфологическим и генетическим особенностям.

Прикаспийская синеклиза проседала в рифее. В этот период она расширялась. Пачелмский прогиб, заполненный рифейскими отложениями, представляет одно из заливообразных понижений Прикаспийской синеклизы. Это гигантское проседание земной коры продолжается и в антропогене. Судя по многим признакам, происходило оно неравномерно, что подтверждается образованием грабенообразных впадин с флексурными бортами разного простирания.

Грабенообразные впадины очень характерны для сочленения Прикаспийской синеклизы с остальной частью Русской платформы.

Образование структур восточной части Русской платформы

Приведенные поэтапные палеогеологические реконструкции по линии от г. Горького до Пудлингово раскрывают ход геологического процесса, в результате которого сформировались в теле восточной части Русской платформы плоскодонные впадины, ступенчато расположенные относительно друг друга (рис. 8).

На описываемом участке до раннего девона сохранялась плоская остаточная возвышенность — реликт обширной рифейской впадины. В раннем девоне в восточной и западной частях этой возвышенности происходило проседание (рис. 8, а).

В среднем девоне проседания расширились и особенно в западной части разреза (рис. 8, б). В позднем девоне на всем пространстве описываемой территории прогрессировало проседание, но происходило оно неравномерно. На рис. 8, в показано распределение верхнедевонских отложений, достоверно установленное в результате бурения многих скважин.

Современное строение описываемой территории отображено на рис. 8, г, где видно распределение каменноугольных и пермских пород.

На представленной серии палеогеологических разрезов наглядно раскрывается ход тектонического процесса. Так называемый фундамент — это условное понятие — подвижен, проседает, как проседал на всем протяжении времени накопления древних и древнейших осадков. Процесс этот продолжается и в палеозое. Протекает он неравномерно и необратимо. В этом элементарно простом механизме структурообразования не видно следов противодвижений.

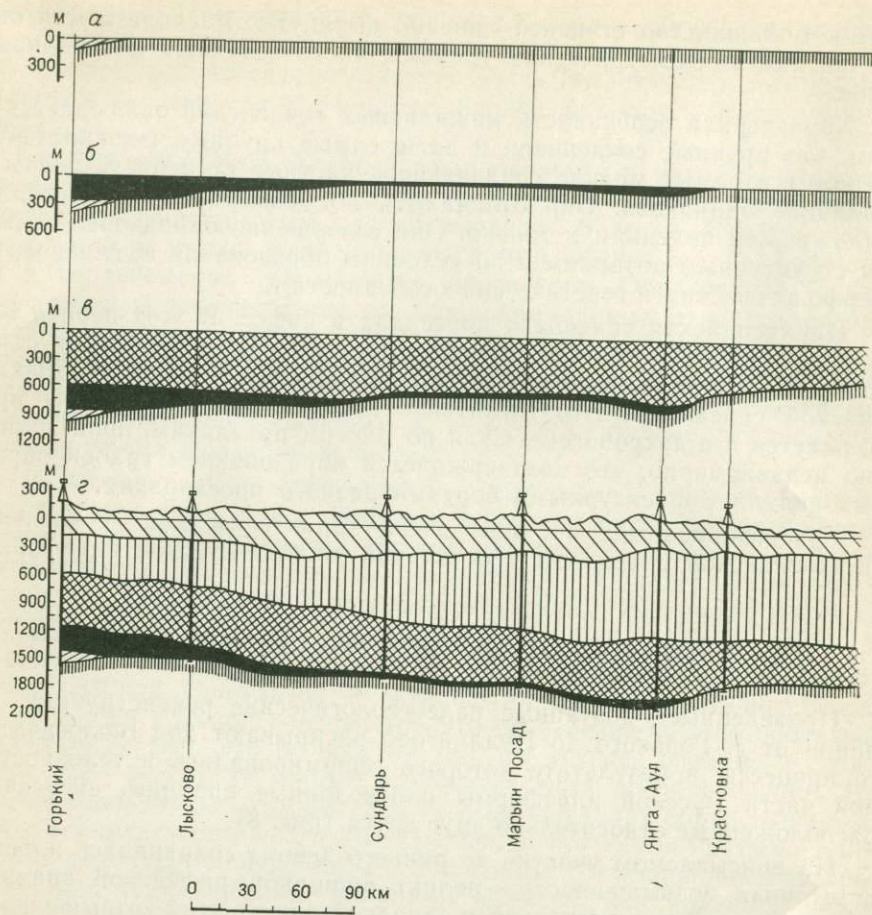


Рис. 8. Широтные палеогеологические разрезы восточной части Русской платформы формирования ступеней, расположенных на разных уровнях, и сочленений между *а* — к концу раннего девона; *б* — к концу среднего девона; *в* — к концу позднего девона; *г* — пермь; 2 — карбон; 3 — верхний девон; 4 — средний девон; 5 — рифей—карбон; 6 — архей

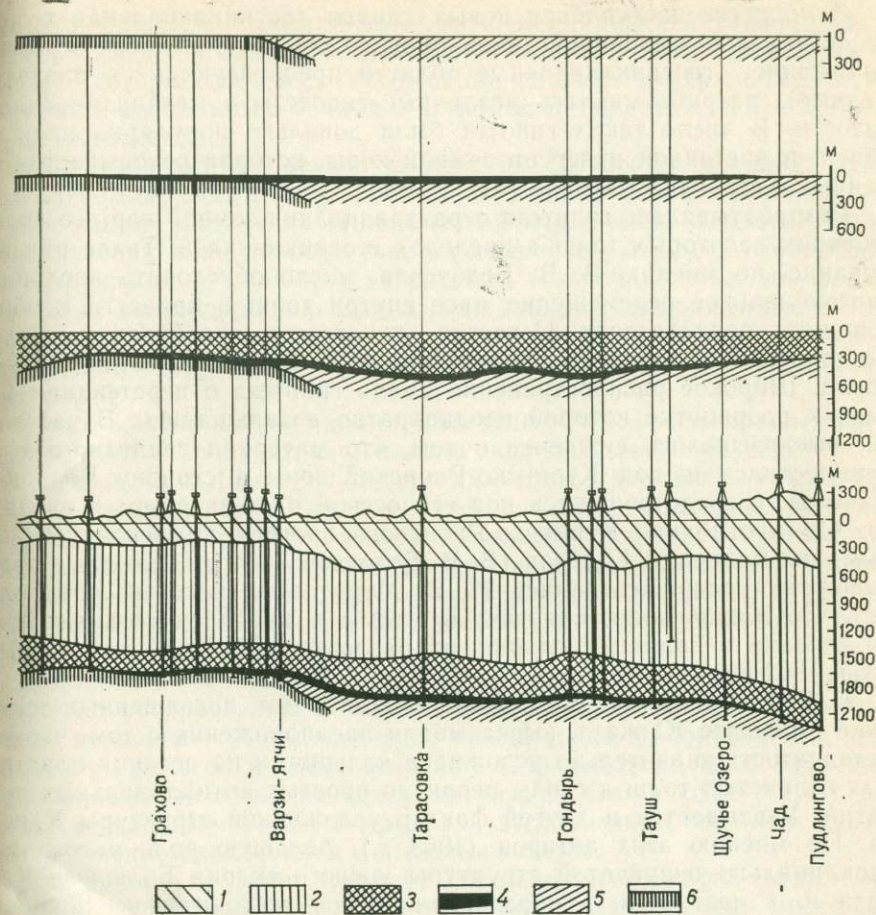
ГЛАВА 2

О ТЕКТОНИКЕ КАВКАЗА

Представления о тектонике Кавказа, основанные на понятиях геосинклинальной теории

В наиболее отчетливой форме такие представления отображены на новейших обзорных тектонических картах Европы и Евразии. На этих картах комплекс Кавказа и Закавказья включен в число областей альпийской складчатости, в пределах которых выделены складчатые формы разного типа.

Альпийская складчатость отображена в виде сложных и чрезвычайно напряженных смятий земной коры. Эта картина наглядно от-



(с искажением 1:50), на которых реконструированы основные этапы и механизм ними.

г — современный.

ражает те впечатления, которые возникают при виде нагромождения горных хребтов среди равнин и особенно когда наблюдаются смятые, разорванные и передвинутые мощные толщи горных пород, слагающих Альпийские, Кавказские, Среднеазиатские, Западно-Американские и многие другие горные системы. Очевидные смятия земной коры не вызвали сомнений в том, что они образованы горизонтально направленными силами, что силы такого порядка неудержимо сминают любые толщи пород, а если эти толщи сопротивляются смятию, то они рвут их, нагромождают в виде чешуй и перемещают на большие расстояния. Естественно, что возникновение силы такого масштаба обычно связывают с планетарными и космическими причинами.

В процессе поступления новых данных геосинклинальная теория не оставалась постоянной (неизменным остается только ее исходное положение: геосинклинальные области преобразуются в платформенные), разрабатывались различные гипотезы о механизме складчатости. В числе таких гипотез была довольно популярна идея об общей и частичной инверсии земной коры, которая основывается на данных о строении Кавказа [3].

Разрабатывалась гипотеза о раздавливании земной коры, о сплюсывании некоторых толщ в пределах геосинклиналей. Такое раздавливание, по мнению В. В. Белоусова, могло обусловить послышное тангенциальное перемещение масс внутри толщ и привести к образованию складчатости. Известна гипотеза о «разбухании» ядра складчатых сооружений, возникающих в процессе метаморфизма пород. Широкое распространение имела гипотеза о перетекании магмы, к разработке которой неоднократно возвращались. В частности, высказывалось суждение о том, что материал гранитного слоя переместился из-под Куринско-Рионской зоны в сторону Большого Кавказа, сосредоточившись под его осевой частью, с чем и связано то, что прогибание Куринско-Рионского прогиба компенсирует поднятие Большого Кавказа (В. В. Белоусов, 1962 г.). Сходные предположения разрабатывались М. В. Муратовым, который предполагал, что локализация пластичной магмы в пределах геоантиклинали связана с наличием глубинных разломов (М. В. Муратов, 1949, 1955, 1962 гг.).

Е. Е. Милановский, В. Е. Хаин в ряде работ, посвященных тектонике Большого Кавказа, высказывали предположения о том, что его складчатость значительно усложнена явлениями нагнетания пластичных глинистых толщ в своды первично простых антиклинальных поднятий. Указывается и другой фактор усложнения структуры Кавказа. По мнению этих авторов (1963 г.), большую роль в создании изоклинально-чешуйчатой структуры южного склона Большого Кавказа и, в частности, в образовании здесь тектонических покровов сыграли гравитационные силы.

О тектонических сооружениях Кавказа

Кавказский хребет приурочен к своду гигантского эскарпа, а прилежащие к нему равнины — к центральным частям обширных впадин. Конфигурация юрских толщ Кавказского хребта в плане напоминает восьмерку. Северо-западное расширение поля юрских пород расположено между 40° и 44° , а юго-восточное — между 44° и 48° . Эти расширения принадлежат двум равновеликим по длине и ширине вершинам свода Кавказского эскарпа. В ядре юго-восточной вершины на высотах от 2 до 4 км над уровнем моря выступают только мощные толщи глинистых сланцев нижней юры.

Породы средней и верхней юры участвуют в строении свода и верхних частей крыльев эскарпа. Обрамляя свод в виде узких полос, эти отложения в плане современного среза обрисовывают его очертания, а именно: две отчетливо выраженные вершины, ундуляционный пережим между ними, наружные части крыльев и переклинали-

ных окончаний. В строении крыльев и периклиналей также участвуют различные горизонты нижнего и верхнего мела, палеогена и неогена, которые на своем погружении слагают центральные части обширных автономных впадин — Куринской (вместе с Рионской) и Терско-Кубанской.

Если отвлечься от мелких нарушений структуры, от впечатляющих нагромождений горных хребтов, от смятых чакек горных пород, то при таком условии на геологической карте легко увидеть общий тектонический план данного участка земной коры. Здесь главнейшими сооружениями являются гигантские, монументальные по форме и простые по содержанию Кавказский эскарп и сопряженные с ним две впадины. Свод эскарпа протянулся на 1200 км между Черным и Каспийским морями. Его периклинали погружаются во впадины этих морей.

К юго-востоку от меридиана Шах-Дага (48°), по направлению к Апшеронскому полуострову, плавно погружаются слои сланцев и известняков юры. Широкий контур их распространения в результате этого погружения отчетливо замыкается. Осадки нижнего и верхнего мела слагают гребень эскарпа, который в пределах западной части Апшеронского полуострова сложен породами палеогена, а в восточной части — неогена. Апшеронский полуостров представляет собой отображение в рельефе юго-восточного периклиналильного окончания Кавказского эскарпа.

Ширина северо-западной вершины Кавказского эскарпа, измененная по распространению юры, достигает 125—150 км, а юго-восточной вершины — 90 км. Северное крыло свода по сравнению с южным более пологое и более широкое. Обращают на себя внимание дугообразные выступы на северном крыле. Они соответствуют отдельным вершинам свода. В пределах дугообразных выступов крыло соответственно расширяется и выполаживается.

Измерение наклонов крыльев описываемого эскарпа часто затруднено вследствие того, что у поверхности Земли очень много нарушений залегания пород, заслоняющих их глубинное строение. Впрочем, в пределах северного крыла таких мест сравнительно с южным крылом немного. Северное крыло сохраняет свою простую, в общем моноклиналиную форму; наклоны слагающих его пластов изменяются от нескольких до 20° и реже до 30° .

Южное крыло эскарпа в общем такое же простое по форме, как и северное, но оно почти на всем протяжении осложнено разломами, мелкими складками, обрывками складок и характерными чешуйчатыми надвигами. Такого рода смятия и перемещения пород составляют особый тип тектонических образований, которые дальше будут специально рассмотрены и обозначены соответствующими терминами. Эти локальные нарушения при чтении карты не слишком заслоняют собой монументальные очертания Кавказского эскарпа. И действительно, его крупные формы вполне отчетливо отображены границами распространения юрских, меловых, палеогеновых и неогеновых отложений. Широкие поля нижнеюрских пород на вершинах свода характеризуют его в общем плоскую форму. На крыльях эскарпа границы между разными стратиграфическими подразделе-

ниями располагаются параллельными полосами, которые в соответствии с изменениями наклона слоев то сужаются, то расширяются. Такие расширения между стратиграфическими границами особенно наглядны там, где крылья эскарпа образуют расширения в сторону Терско-Кубанской впадины.

Южное крыло Кавказского эскарпа составляет гармоничную пару с его северным крылом. Куринская впадина разделяет эскарпы Кавказский и Армянский. Значительные части этих структур погружаются в Черное море. Между Новороссийском и Сухуми вдоль берега Черного моря и далее до Грузинской «глыбы» хорошо видна верхняя часть крыла Куринской впадины, сложенной меловыми, палеогеновыми и неогеновыми отложениями. Крыло это погружается во впадину Черного моря. В районах Новороссийска, Туапсе, в Сочи, Адлере, Гагре и во многих других местах видны смятия и надвигания меловых и юрских пород на палеогеновые и неогеновые слои, участвующие в строении нижней части крыла Кавказского эскарпа. Этого рода нарушения, наблюдаемые почти на всем протяжении южного крыла эскарпа, только с поверхности осложняют его моно-клинальное строение.

Куринская впадина протянулась от Керченского до Апшеронского полуострова. Ширина ее по распространению палеогеновых слоев в районе Тбилиси не превышает 60 км. Расширяется она до 120 км и больше в тех местах, где погружаются своды Кавказского и Армянского эскарпов. По-видимому, в южной части Каспийского моря погружено юго-восточное продолжение Куринской впадины. Впадина Терско-Кубанская значительно шире Куринской. Днище у нее обширное и плоское. Расположена она между Кавказским эскарпом и Украинско-Воронежской антеклизой. Вполне определено ее структурное положение, а именно: прогибание между двумя остаточными возвышенностями. Такое же положение и у Куринской впадины, расположенной между Кавказским и Армянским эскарпами. В центральной части Каспийского моря погружено восточное окончание Терско-Кубанской впадины.

Наложённые явления, осложняющие тектонику Кавказа

В 1959 г. вышла из печати известная монография К. Н. Паффенгольца. Выводы автора сводятся к тому, что «Комплекс Большого Кавказа представляет сложное складчато-горстовое поднятие, местами имеющее веерообразное строение и расчленяющееся на ряд зон и подзон, довольно резко разнящихся друг от друга» [27, с. 322].

Подробные описания этих зон широко известны. Строение Главного хребта Кавказа характеризуется сжатыми крупными складками, у которых осевые плоскости чаще наклонены к северу. Складки, сложенные глинистыми сланцами лейаса и песчаными породами байоса, местами сильно сжаты, местами осложнены дополнительными мелкими смятиями и разрывами.

Передовой хребет представляет собой сложно построенный грабен протяженностью 200 км. В пределах восточной части северного склона Главного хребта развиты особенно сильно сжатые складки,

сложенные мощнейшими толщами пород верхней юры, мела и палеогена. Севернее этих складок расположена зона Северного Дагестана с характерными для нее коробчатыми антиклиналями, крылья у которых подвернуты к северу — в сторону Терско-Кубанской синклинали. В восточной части южного склона Кавказского хребта очень много складок, они изоклинали, опрокинуты к югу и кроме того осложнены надвигами, направленными вниз по падению крыла Кавказского эскарпа.

В ряде мест надвиги образуют характерную чешуйчатую структуру. Примечательно, что на северном крыле Кавказского эскарпа складки и надвиги, как правило, сдвинуты к северу, а на южном крыле — к югу. Западная часть южного склона хребта погружается в Черное море. Она отличается, как пишет К. Н. Паффенгольц, «крайне интенсивной дислокацией, при общем движении масс к югу» [27, с. 335]. В этом отношении особенно характерна юго-западная часть Кахетинского хребта, где «помимо опрокинутых на юг сильно сжатых складок, установлены крупные надвиги, направленные с севера на юг» [27, с. 337].

Западнее меридиана Туапсе, там, где на поверхности выступают различные горизонты меловых и третичных отложений, известно много надвигов. В результате надвигания было перекрыто и большинство южных крыльев антиклинальных складок. Сохранившиеся обрывки повсеместно несут на себе следы перемещения пород от свода в юго-западном направлении, в сторону Черного моря.

Д. А. Варданянц, К. Н. Паффенгольц, а также В. П. Ренгартен, В. В. Белоусов, М. В. Муратов и В. Е. Хаин в принципе одинаково описывают тектонические формы системы Кавказа. Они сходятся в том, что наблюдаемые на поверхности складки и надвиги своими корнями уходят в недра земной коры. Нужно обратить внимание на то, что упомянутые ученые, в своих публикациях, как правило, описывают не Кавказский «эскарп», монументальные очертания которого на геологических картах отнюдь не заслоняются «антиклинориями» и «синклинориями», а главным образом осложняющие его приповерхностные дислокации.

В целом осложнения крыльев Кавказского эскарпа характеризуются определенной закономерностью, а именно: во многих местах наблюдаются более или менее интенсивные смятия пород и перемещения масс. На северном крыле все такие нарушения, как правило, несут на себе следы движения масс к северу, а на южном — к югу. В этой связи можно высказать ту мысль, что подавляющее большинство дислокаций из числа осложняющих с поверхности крылья Кавказского эскарпа образуются в результате сползания, течения уже сформировавшихся горных пород.

Этот вывод не нов; в 1928 г. Н. Б. Вассоевич (1933 г.) установил, например, что крупнейший «Чингвельтский сдвинутый покров является, вероятно, сползшим (соскользнувшим под влиянием силы тяжести) покровом».

Описываемые тектонические структуры системы Кавказских дислокаций отчетливо подразделяются на два типа. Первый из них составляют Кавказский эскарп, Куринская и Терско-Кубанская впа-

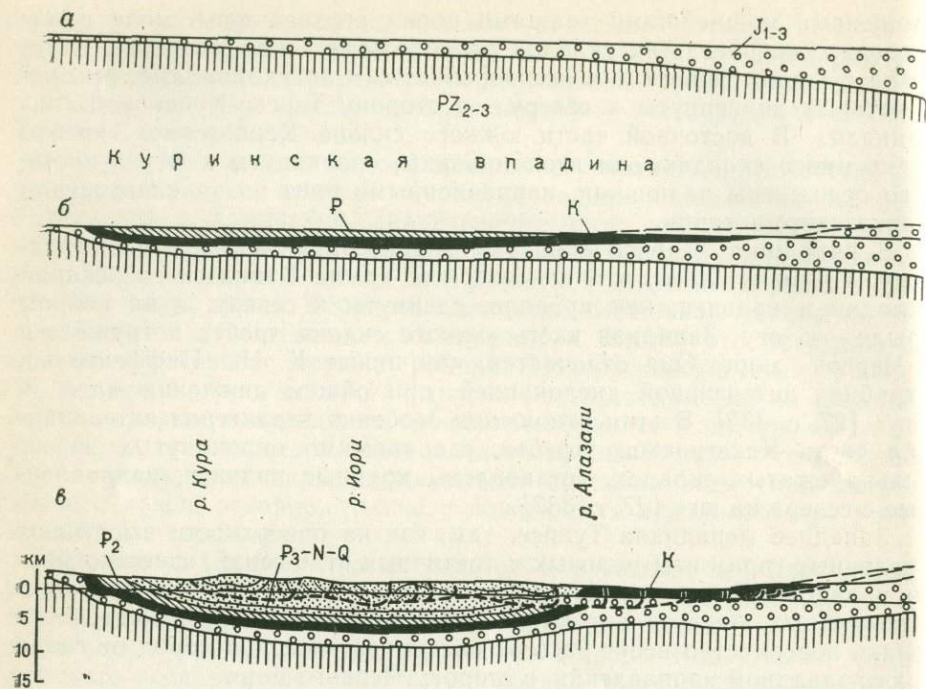


Рис. 9. Геологическая история эскарпа Большого Кавказа, Куринской и Терско-
а — к концу юрского времени; *б* — к концу эоцена; *в* — современный этап

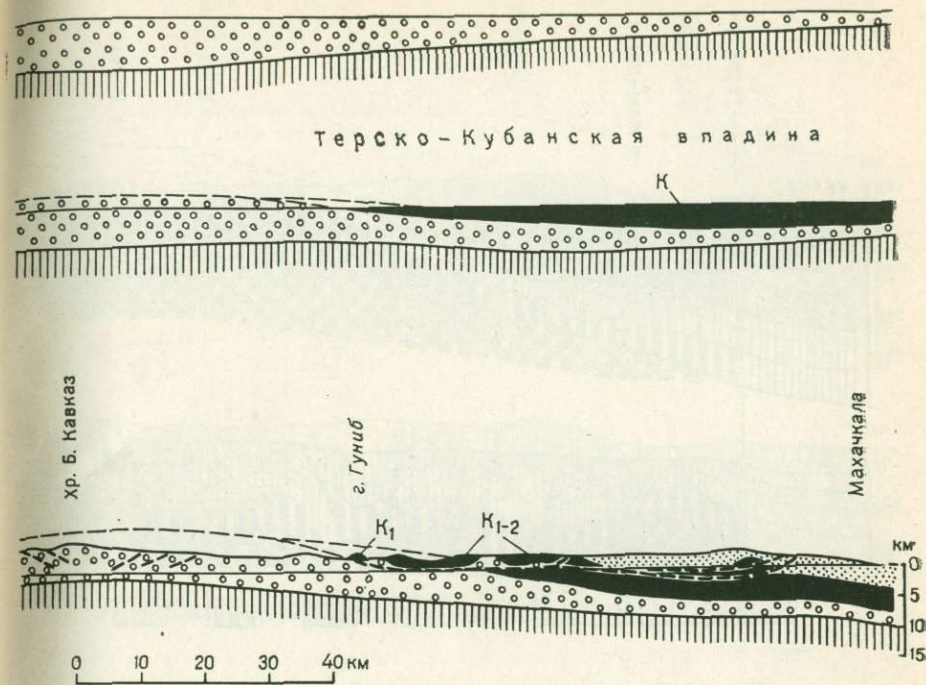
дины. Это вполне определенные по своей морфологии и пространственным связям структуры эндогенного происхождения.

Дислокации второго типа по всем признакам отличаются от структур первого типа. И уже в этом видна их наложенность, вторичность. Таковы всевозможные нарушения в залегании горных пород, наблюдаемые на склонах крыльев, на неровностях рельефа, которые образовались под влиянием силы тяжести. Для гравитационных дислокаций характерны сжатые складки разных размеров, смятия пород, отдельные блоки складок, оторванные от основания, сдвинутые, передвинутые и надвинутые один на другой в виде чешуи.

К числу структур вторичных, наложенных по отношению к основным впадинам и сочленяющему их эскарпу, относятся вулканические аппараты, интрузии, дайки, а также обусловленные ими окоинтрузивные проседания вмещающих пород.

Структуры первого типа отображены на палеотектонических профилях Кавказа, выясняющих его геологическую историю с юрского времени (рис. 9). Более ранняя история Кавказа пока еще недостаточно изучена.

Для оценки данных о распределении пород были использованы широко известные сведения об их составе и фациях. Таким образом,



Кубанской грабенообразных впадин.

было выяснено, что в юское время (рис. 9, *а*) между Армянской и Украинско-Воронежской остаточными возвышенностями (антеклизами) земная кора прогибалась.

Сравнивая рис. 9, *б* и 9, *а*, видим, что доверхнеюрская синеклиза в процессе своего прогибания разделилась на две дочерние впадины: Куринскую и Терско-Кубанскую. Обе впадины заполнены мощными толщами (до 4000 м) отложений мелового, третичного и четвертичного возраста, в составе которых много обломочных пород и особенно конгломератов, что говорит об ускоренном прогибании. Во время прогибания Куринской впадины на перегибе к своду Армянской остаточной возвышенности, а позднее в мелу, в третичное и в четвертичное время вулканизм перемещался все ближе к его центральному частям, где возникали вулканические аппараты и на поверхность доставлялись огромные порции расплавов среднего, ультраосновного и основного составов.

Естественно, что образование столь глубоких впадин не ограничилось расчленением Кавказской синеклизы. Между новообразованными впадинами возникла остаточная возвышенность в виде цепочки островов, в пределах которой отлагались верхнеюрские отложения сокращенной мощности. В процессе прогрессирующего неравномерного проседания дочерних впадин и остаточной возвышенности

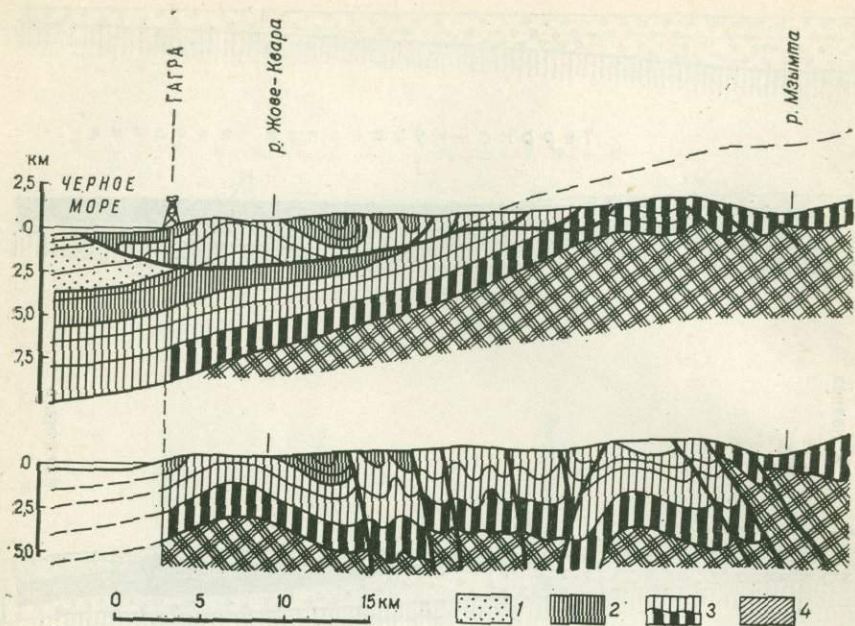


Рис. 10. Геологический разрез через Большой Кавказ.

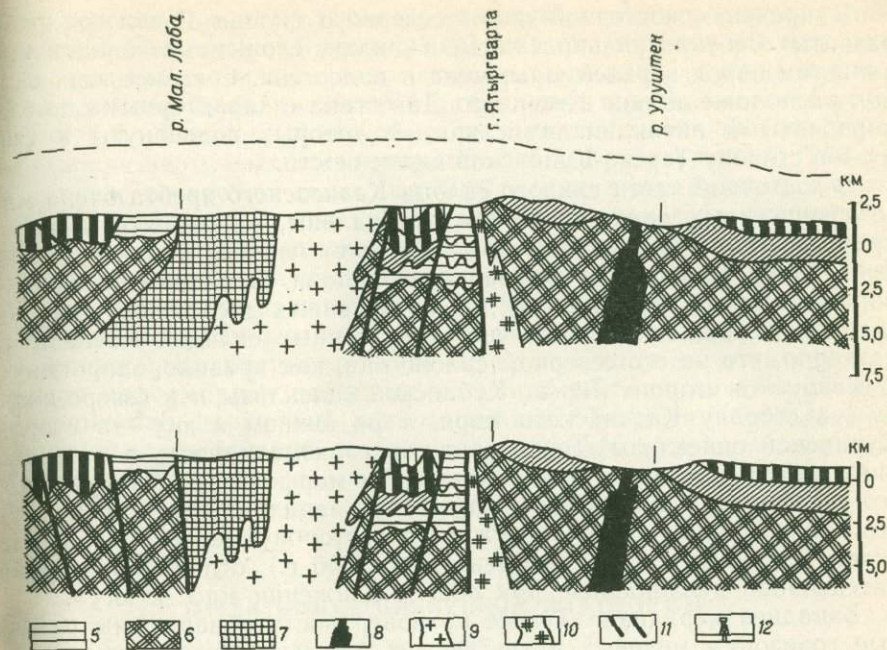
1 — кайнозой; 2 — мел; 3 — юра; 4 — триас; 5 — пермь и карбон; 6 — палеозой; 7 — протерозой; 12 — глубокая скважина

размах неровностей в земной коре пропорционально возрастал и достиг 8—10 км.

Так сформировалось сочленение между двумя автономными владениями длиной до 1200 км, шириной от 90 до 150 км. Крылья представляют собой две флексуры, южная — круче, а северная — положе (рис. 9, в).

А что же представляют собой складки на крыльях Кавказского эскарпа? Принято считать, что они своими корнями уходят в недра коры, что они образованы общим ее сжатием. Это широко распространенное убеждение. Оно в разных аспектах сообщалось в многочисленных (порядка 6000) публикациях, посвященных геологии Кавказа. Ошибочность этого мнения иллюстрируют два варианта геологического разреза Кавказа по линии Гагра — Лабинск масштаба 1:200 000 (рис. 10).

Нижний вариант геологического разреза составил в 1956 г. К. Н. Паффенгольц при участии А. Я. Дубинского. Так они представляли строение Кавказа до бурения скважин на берегу моря у г. Гагры. Приповерхностная геология на разрезе, так же как и на геологической карте, отображена с обычной для К. Н. Паффенгольца высокой точностью. Глубинное строение нарисовано в соответствии с геосинклинальной теорией. Все наблюдаемые на поверхности структуры продолжены без изменения на всю глубину разреза. За-



8 — габброиды; 9 — сиенито-диориты и кварцевые диориты; 10 — граниты; 11 — разломы; 12 — глубокая скважина

метим, что на этом разрезе северный и южный склоны Кавказа совершенно разные.

Второй (верхний) вариант описываемого разреза в приповерхностной его части сделан строго по К. Н. Паффенгольцу и А. Я. Дубинскому. Глубинная часть южной половины разреза уточнена П. Е. Оффманом на основании данных, полученных при бурении скважин на своде Бзыбской антиклинали, сложенной юрскими породами. В интервале глубины от 2400 до 2800 м ниже уровня моря были пройдены расплюснутые глинистые породы, под которыми спокойно залегают палеогеновые черные глины, участвующие в строении южной, более крутой флексуры Кавказского сочленения. По поверхности этой флексуры слои юры и мела сползли в сторону прогрессирующего проседания Черного моря.

На Кавказе гравигенные дислокации широко развиты, они маскируют коренную — эндогенную тектонику. У приповерхностных гравигенных структур очень характерные морфологические особенности. Они начинаются на крутых склонах и громоздятся у их оснований. Чаще всего это сжатые, резко асимметричные складки, у которых осевые плоскости наклонены вниз по склону. Такие складки, сложенные глинистыми сланцами лейаса и песчанистыми породами байоса, обычно осложнены мелкими смятиями, разрывами и кливажем.

В пределах восточной части северного склона Главного хребта развиты особенно сильно сжатые складки, сложенные мощнейшими толщами пород верхней юры, мела и палеогена. Севернее этих складок расположена зона Северного Дагестана с характерными для нее коробчатыми антиклиналями, крылья которых подвернуты к северу — в сторону Терско-Кубанской низменности.

В восточной части южного склона Кавказского хребта очень много гравигенных складок. Они изоклиналины, опрокинуты к югу и кроме того осложнены надвигами. Следует подчеркнуть, что эти надвиги направлены вниз по падению склона. В ряде мест надвиги образуют очень характерную для гравигенных дислокаций чешуйчатую структуру. Кроме того, для гравигенных складок Кавказа характерно, что на его северном склоне они, как правило, запрокинуты к северу — в сторону Терско-Кубанской синеклизы и к северо-востоку — в сторону Каспийского моря, а на южном к югу — в сторону Куринской синеклизы. Точно такая же закономерность в соотношениях между наклоном крыла Кавказа и морфологией осложняющих его гравигенных дислокаций свойственна западной части хребта, где его южный склон круто погружается в сторону Черного моря. Этот склон, как пишет К. Н. Паффенгольц (1956 г.), отличается «Крайне интенсивной дислокацией, при общем движении масс к югу».

Западнее меридиана Туапсе на поверхности обнаружены различные горизонты меловых и третичных отложений, первичное залегание которых нарушено многочисленными гравигенными складками и надвигами. В результате этих нарушений, обусловленных смещением горных пород в сторону моря, большинство южных крыльев антиклиналей подвернуто, а местами перекрыто. Обрывки складок встречаются чаще, чем целые складки. Морфология у структур гравигенных и эндогенных совершенно разная.

В Южной Кахетии установлено, что развитые на поверхности сложные деформации пластов горных пород не продолжают глубже 2000—2500 м. В районе Тарибани—Диди-Гора, где скважины пересекли смещенный массив горных пород и глубоко вошли в толщу слоев в коренном залегании (до глубины 3200 м ниже уровня моря), на 2000 м и ниже подошвы смещенного массива под гравигенными дислокациями установлено пологое залегание слоев миоцена, участвующих в строении южного крыла эскарпа Большого Кавказа.

На этом участке Большого Кавказа, так же как и на других, приповерхностные толщи пород по действием силы тяжести оторваны от своего основания и сдвинуты в сторону Куринской синеклизы, которая автономно прогибалась, начиная от поздней юры до четвертичного времени включительно. В процессе этого прогибания образовались гравигенные чешуйчатые надвиги. Гравигенные дислокации широко распространены на склонах Большого Кавказа.

В 1927 г. в Крыму произошло землетрясение. Его изучала экспедиция под руководством академика А. Д. Архангельского на корабле «Первое мая». В результате изучения берега, склона и дна Черного моря оказалось, что его северный склон крутой и ступенчатый. Некоторые ступени наклонены в сторону берега, по-видимому, они оползневые.

Драгами с больших глубин были подняты остатки молодых мелководных организмов. Видимо, Черное море порядка 10 млн. лет назад было мелководным; это недавнее опускание, глубина которого продолжает увеличиваться. Наряду с этим продолжается с ускорением углубление Куринской синеклизы, заполненной мощными толщами четвертичных конгломератов (А. Д. Архангельский, 1929 г.).

Кавказские хребты достигают 4000 м над уровнем моря, в связи с тем, что подошва отложений верхней юры просела в днищах Куринской и Терско-Кубанской синеклиз тоже на глубину порядка 4000 м. Амплитуда значительная, в процессе ее нарастания прогрессировало нарушение равновесия силы тяжести.

Растяжение и спливание слоев запечатлено в лежащих складках, в межпластовых смятиях, в кливаже. Гравигенные силы на крыльях флексур деформируют залегание слоев до глубин, на которые распространяется нарушение равновесия силы тяжести. Образование гравигенных дислокаций может сопровождаться приповерхностными землетрясениями.

ГЛАВА 3

О ТЕКТОНИКЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Введение

В 1949 г. по поручению Института геологических наук АН СССР одним из авторов были начаты исследования Сибирской платформы с целью специального изучения морфологии вулканических и невулканических структур. Нужно заметить, что в Сибири тектонические невулканические и вулканические структуры раньше изучались недостаточно подробно. Больше внимания уделялось тектоническому районированию, выявлению линеаментов, глубинных разломов, геофизических аномалий и общих закономерностей. Методика построения тектонических карт в значительной мере заключалась в генерализации мелкомасштабных геологических карт. Исключение составляли отдельные промышленные районы, где в первую очередь решались вопросы прикладной геологии.

В нашу задачу входило продвинуть изучение самих отдельных тектонических структур разного типа с целью выяснения условий их формирования.

Сибирская платформа для непосредственных геологических наблюдений более или менее доступна только вдоль берегов рек. Рекогносцировочные аэровизуальные полеты показали, что для решения поставленных перед нами задач нужно искать участки, где можно достаточно подробно исследовать тектонические структуры разного типа.

Такие участки были обнаружены на Ангаре, на Подкаменной и Нижней Тунгуске, на Чоне, Ахтаранде, Вилюе. Наряду с очень подробным изучением конкретных структур составлялись и мелкомасштабные геологические карты и разрезы там, где оказывалось достаточно много обнажений.

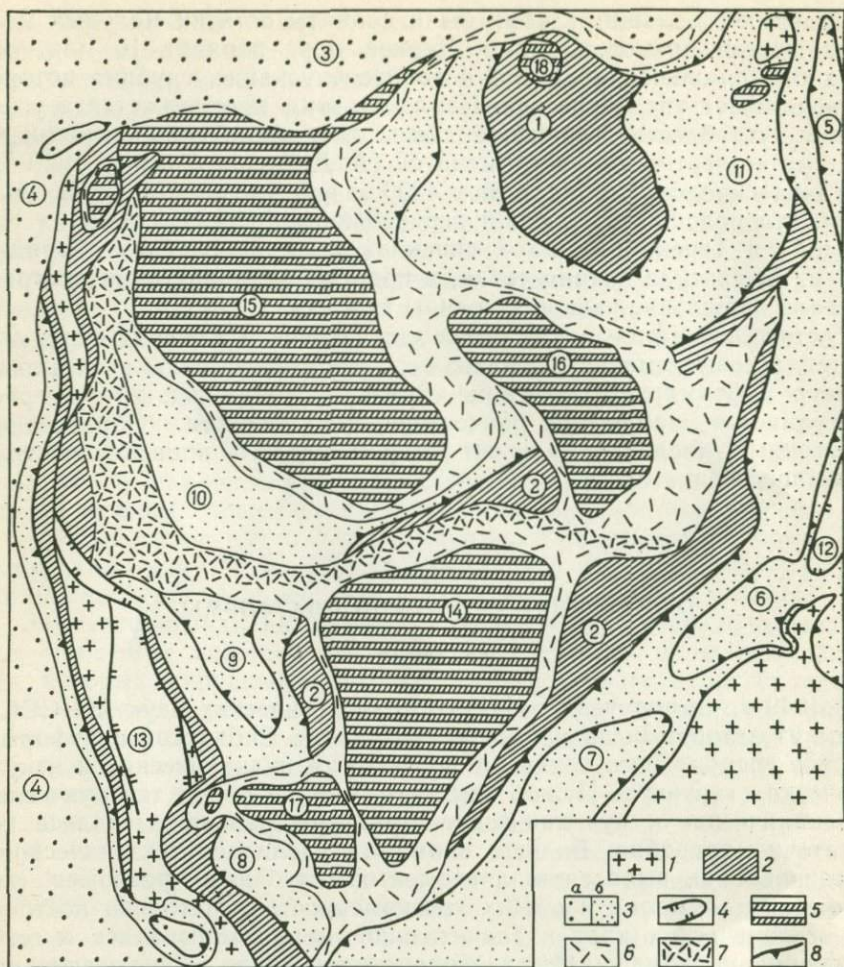


Рис. 11. Тектоника центральной части Сибирской платформы.

1 — реликты Древнего темени Азии; 2 — антиклизы: (1 — Анабарская, 2 — Катангская — после преобразования в мезозое от нее сохранились только отдельные части); 3 — синеклизы (3 — Хатангская, 4 — Западно-Сибирская, 5 — Верхоянская — осложненная валом, 6 — Нюйская, 7 — Верхнеленская, 8 — Бирюсинская, 9 — Вельминская, 10 — Курейская, 11 — Оленёкская), заполненные отложениями (а — мезозоя — кайнозой; б — позднего палеозоя); 4 — трапеообразные впадины (12 — Вилюйская, 13 — Черемховская); 5 — трапповые впадины; (14 — Ванаварская, 15 — Путоранская, 16 — Мархинская, 17 — Мурская, 18 — Попигойская); 6—7 зоны, особенно проницаемые для магмы (6 — борта трапповых впадин со сгущением мелких даек вулканических трубок и штоков, агломерата основного и ультраосновного состава, 7 — зона насыщенная крупными дайками); 8 — тектонозоигипсы

В итоге была составлена обзорная тектоническая карта Сибирской платформы в масштабе 1:5 000 000 (рис. 11). Ключевыми данными для построения этой карты послужили материалы детальных исследований отдельных участков [18].

Карта эта построена по данным распределения состава и мощностей рифейских, палеозойских и мезозойских отложений. Достоверно ход тектонического процесса на Сибирской платформе выяс-

няется с кембрийского времени, когда отчетливо определилось неравномерное распределение осадков. В результате этого в пределах обширной Средне-Сибирской остаточной возвышенности до ранней перми включительно формировались разноформные и разноразмерные щиты, антеклизы и синеклизы.

Унаследованные и коренные структуры Сибирской платформы

В юго-западной части Сибирской платформы, между Туруханско-Игарской и Анабарской остаточными возвышенностями (антеклизами), расположены три синеклизы с севера на юг: Курейская, Вельминская и Бирюсинская. Они заполнены отложениями протерозоя, кембрия, ордовика, силура, девона, карбона и перми. Заполнение синеклиз — это функция их проседания в земной коре. По возрасту и мощности пород, заполняющих синеклизы и относительно меньше просевшие антеклизы, щиты и другие ступени, устанавливаются время и ход этого процесса.

Проседания эти были обособлены. В. В. Меннер, В. Н. Григорьев и др. установили, что суммарные мощности разновозрастных пород, заполняющих синеклизы, уменьшаются на их бортах и на поперечных эскарпах, разделяющих эти прогибы. Между Вельминской и Бирюсинской синеклизами отложения силура выклинились полностью.

Описываемые синеклизы представляют собой плоскодонные впадины, в пределах днищ которых наклоны слоев заметны только в обнажениях большой протяженности. Отложения ордовика и силура, выстилающие Вельминскую синеклизу по направлению к Енисейскому эскарпу, отчетливо выклиниваются. По-видимому, они выклиниваются также к Чадобецкому эскарпу (см. рис. 11).

Вдоль юго-восточной окраины Сибирской платформы, между Катангской и Алданской антеклизами расположены Верхнеленская и Нюйская синеклизы. Они в раннем кембрии быстро прогибались, в чем свидетельствуют породы ушаковской свиты ($С_{т1}$), сложенной конгломератами и песчаниками, состоящими из обломков протерозойских и архейских пород (по данным Е. В. Павловского и Н. А. Архангельской, мощность свиты достигает 1500 м).

Вышележащая, мотская свита ($С_{т1}$) представлена пестроцветными песчаниками, галечниками и конгломератами, распространена севернее ушаковской свиты, где она непосредственно налегает на отложения рифея. Очевидно, что Нюйская и Верхнеленская синеклизы в кембрии не только углублялись, но и расширялись за счет Алданской остаточной возвышенности.

Мощность мотской свиты на южном крыле Верхнеленской синеклизы 200—300 м. На южном крыле Нюйской синеклизы в строении мотской свиты участвуют также глинистые и водорослевые доломиты с большим числом прослоев аргиллитов. Терригенные и карбонатные образования свиты (алданский ярус) сменяются кверху отложениями ленского яруса.

В центральных частях Верхнеленской и Нюйской синеклиз выше мотских песчаников залегают мощные толщи карбонатных пород. В пределах описываемых синеклиз, в ленском ярусе, распространены

ны мощные пласты каменной соли с прослоями гипса и ангидрита. Выше соленосных пород залегают доломиты и известняки мощностью до 400 м.

Верхнекембрийские отложения в центральных частях Верхнеленской синеклизы сложены терригенно-карбонатными породами, которые, по данным И. В. Лучицкого и М. С. Нагибиной, достигают 600—750 м мощности. Все толщи пород нижнего и особенно верхнего кембрия полно представлены в пределах плоских днищ синеклиз; на их бортах они быстро уменьшаются в мощности; многие горизонты выклиниваются. Венчают отложения, заполняющие синеклизы, породами ордовикского возраста.

В девонское время проседание Ньюйской и Верхнеленской синеклиз не продолжалось.

Синеклизы Курейская, Вельминская, Ньюйская и Верхнеленская по механизму своего образования совершенно однородны и очевидно, что не может возникнуть серьезных вопросов о том, когда и как они формировались. Достаточно определенно выясняется, что эти проседания были очень длительными, но неравномерными и необратимыми.

На Сибирской платформе обнаружены два типа синеклиз разного происхождения. Описанные выше синеклизы предлагается называть унаследованными. Ниже будут описаны синеклизы другого происхождения под названием «наложенные», представляющие собой своеобразные новообразования; одинаково осложняющие разные ступени в теле Сибирской платформы, т. е. щиты, антеклизы и синеклизы.

Унаследованные щиты, антеклизы и другие остаточные возвышенности Сибирской платформы, естественно, расположены между синеклизами и по их внешней периферии (см. рис. 11). Так, например, в центральной части Сибирской платформы (в области современного верхнего течения Вилюя) занимают сравнительно ограниченное пространство две остаточные антеклизы — Анабарская и Катангская. Они на протяжении палеозоя и мезозойско-кайнозойского времени проседали все меньше и меньше по сравнению с синеклизами, которые при этом еще и наступали на них, сокращая их площадь.

Анабарская антеклиза отчетливо отображена на геологических картах по распространению протерозойских пород и не менее определенно обрисована на тектонической карте тектоноизогипсами. Эта антеклиза в сравнительно малой степени подвергалась преобразованиям. Катангская антеклиза только частично сохранилась после того, как на ее вершине и по краям произошли магматогенные обрушения, к описанию которых мы перейдем в следующем разделе.

На Сибирской платформе наряду с унаследованными щитами, антеклизами и синеклизами известны настоящие грабены. Настоящие в том смысле, что они точно соответствуют первоначальному смыслу этого термина — «ров» (от нем.). Они отличаются от других грабенообразных впадин только тем, что имеют узкие и линейные очертания.

К числу таких структур относятся: Лебяжинская впадина, расположенная между северным окончанием Енисейского эскарпа и Вель-

минской синеклизой; Черемховская угленосная впадина, образовавшаяся в мезозое и кайнозое между Восточным Саяном и юго-западным краем Вельминской синеклизы; Байкальская впадина, образовавшаяся в третичное время на окраине Алданского щита, сложенного докембрийскими отложениями; Вилюйская впадина — узкий глубокий грабен, расположенный параллельно краю Алданского докембрийского щита. Раньше он рисовался в виде широкого заливообразного прогиба по распространению в современном срезе юрских и меловых отложений. В этом грабене скважина, доведенная до глубины 3000 м, не вышла из пород среднеюрского возраста. Непосредственно к югу и к северу от Вилюйского грабена на остаточных возвышенностях полого залегают маломощные отложения мезозоя.

Своеобразными структурами Сибирской платформы по сравнению с Русской платформой можно назвать узкие грабены, возникшие значительно позднее, чем основные ее ступени. Точно таких же грабенов, как Байкальский и Вилюйский, на Русской платформе нет, однако очень похожие на них грабены имеются (они отличаются только размерами). Например, грабены на эскарпах Доно-Медведицком, Камском, Тиманском и многие другие [19].

Магматогенные структуры

В конце палеозоя, мезозое, кайнозое и антропогене происходили, а в настоящее время, уже затухая, продолжают массовые внедрения, излияния и выбросы расплавов базальтовой магмы. Это явления глобального масштаба, которые возникали и развивались во многих частях земной коры. Они составляют чрезвычайно яркую, многозначительную, особую эпоху в геологической истории нашей планеты.

Такого масштаба проявления траппового магматизма в этот этап происходили в океанах и на платформах, в том числе на Сибирской платформе, где объем доставленных на поверхность расплавов оценивается в 1500 000 км³. Это гигантские массы секущих трапповых тел, огромное количество крупных и мелких межпластовых интрузий, толщи лавовых потоков, расслоенных туфами, а также большие поля слоистых и косослоистых туфов и туфопесчаников.

Особое внимание привлекают вулканические трубки, заполненные породами основного и ультраосновного состава (кимберлитами).

После работ В. А. Обручева, С. В. Обручева, Е. В. Павловского, В. С. Соболева, Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, Н. С. Шатского, Б. В. Ткаченко, М. Ф. Нейбург и др. стало возможным выяснять условия проявления траппового вулканизма, закономерности его размещения, морфологию магматических структур и механизм их образования, или, проще сказать, магматогенную тектонику.

Прежде чем приступить непосредственно к описанию магматогенных структур, отметим, что Тунгусская синеклиза в действительности не является единым прогибом, как это представлял С. В. Обручев [16], который ее очертил в 1917 г. по распространению пород тунгусской серии. Район этот сложно устроен. В его пределах по-



Рис. 12. Деталь обнажения у Аплинского порога.

Силурийские осадочные отложения просели вместе с дайкой, а в раскрытые трещины и между пластами на пути своем к поверхности Земли свободно проникают расплавы базальта

гребены унаследованные антеклизы и синеклизы Сибирской платформы.

Так, например, в южной части Тунгусской синеклизы (см. рис. 11) расположены остатки свода Катангской антеклизы — в виде небольших остаточных возвышенностей — Туранской и Непской.

Свод Катангской антеклизы располагался над активным участком магматического очага, заполненного базальтовой магмой. По распространению и по возрасту разных фаций тунгусской серии пород установлено, что в мезозое кровля этого участка очага просела. В результате просели и части Катангской антеклизы. Так образовались одна из шести наложенных синеклиз — Ванаварская и остаточные возвышенности Турамская и Непская.

В основании Сибирской платформы в определенную эпоху жизни Земли образовался магматический очаг глобального масштаба, соизмеримый с площадью этой платформы. Площадная форма такого рода внутрикоровых камер исключает предположения о том, что они возникли в результате линейных глубинных разломов Земли.

Подъем магмы к поверхности осуществляется в процессе последовательных оседаний кровли в занятых ее расплавами полостях. Такие картины можно видеть во многих местах Сибирского траппового поля, где выступают на поверхность мощные дайки траппа, осевшие вместе с вмещающими их осадочными породами. Между слоями таких околинтрузивных проседаний проникли расплавы базальта, заполняющие все трещины (рис. 12). Проявления траппового магматизма близко от поверхности Сибирской платформы и на самой ее поверхности начались в конце палеозоя. Эти события достигли максимума в мезозое и завершились, по-видимому, в кайнозое.

Перечисленные выше наложенные синеклизы — это ничто иное, как проседания над очагами магмы, близко расположенными к поверхности Земли. Магматогенные проседания заполнены породами тунгусской серии, которые в разных частях Сибирской платформы налегают на разные комплексы осадочных пород. Так, на р. Терине они непосредственно перекрывают отложения протерозоя; на Подкаменной Тунгуске — в урочище Кривляки, а также на Нижней Тунгуске — в устье р. Илима — породы тунгусской серии залегают на кембрийских отложениях.

Началось проявление траппового вулканизма, по-видимому, в конце палеозоя в пределах Курейской унаследованной синеклизы, где сформировалась самая крупная (450 000 км²) и самая глубокая Путоранская наложенная синеклиза. В основании этой впадины залегают туфы, выше которых располагается знаменитое плато Путорана высотой до 2000 м, сложенное чередующимися туфами и застывшими лавами.

Туфы внутри трубок отличаются от туфов, занимающих широкие пространства в наложенных синеклизах и между ними. Отличаются они главным образом формами залегания. В трубках они более разнообразны по своим текстурам, залегают в виде крутых линз, а чаще в виде бесформенных тел. Туфы, заполняющие наложенные синеклизы, а также на остаточных возвышенностях между такими синеклизами обычно косослонистые, однообразные, содержащие обломки и примеси осадочных пород, в том числе плоские кусочки пермских углей.

Итак, первоначально каналы трубок были заполнены пирокластическим материалом основного состава, затем в трубки трижды внедрялись лавы. Все эти породы подвергались изменениям, причем в разных трубках, а также в пределах разных частей одной трубки, степень метаморфизма разная. Значительно реже встречаются трубки, заполненные ультраосновными породами.

В трубках, заполненных породами основного состава, неизменные туфы состоят из обломков вулканического стекла с характерной перлитовой структурой. Наряду с витрокластическими туфами базальтов встречаются литокластические туфы. Туфы эти иногда частично, а иногда полностью превращены в серпентин-гранатовые, везувиан-гранатовые или в эпидот-пироксен-серпентиновые породы. Основную их массу обычно слагает волокнистый, реже пластинчатый бесцветный серпентин, на фоне которого рассеяны в большом количестве различные минералы.

В одной из трубок (Эринга) среди серпентин-гранат-везувиановых пород в большом количестве развиты загадочные кристаллы ахтарандита (В. В. Ляхович, 1956 г.). Породы почти всех трубок содержат в различных количествах магнетит, который встречается в виде вкрапленников, прожилок и жил разнообразной мощности. В ряде Ангаро-Илимских трубок магнетит содержится в промышленных количествах.

Путоранская наложенная синеклиза прогибалась и соответственно заполнялась потоками лавы и в меньшей мере туфами до триаса включительно (данные Г. Г. Моора, Б. В. Ткаченко и М. Ф. Нейбург). Очевидно, что лавы не только заполняли проседавшую над магматическим очагом синеклизу, но и нагромождались в ее пределах в виде плоских столовых возвышенностей, которые и в настоящее время возвышаются на сотни метров над бортами наложенной синеклизы.

Другие магматогенные синеклизы Сибирской платформы тоже заполнены породами тунгусской серии, но в значительно меньшей мере.

По краям таких проседаний, на их бортах, образовались флексуры, сбросы и многочисленные трещины. Борта таких впадин представляли собой зоны, проницаемые для расплавов. В этих зонах во многих местах наблюдаются сгущения даек всевозможных размеров, пластовых интрузий, а также вулканические аппараты центрального типа в виде трубок. Размеры штоков траппа достигают 3—5 и 7 км. даек — порядка 1—3 км в поперечнике. Пластовые интрузии шириной 30—50 м. Размеры трубок также очень разнообразны: в поперечнике они измеряются от нескольких метров до сотен метров.

У сибирских вулканических аппаратов центрального типа не наблюдалось наземных построек. Состав пород, их заполняющих, разный. Существенное место среди них занимают туфы. Наряду с тонкими разностями пепловых туфов встречаются грубые, неотсортированные туфы, а среди них крупные глыбы осадочных пород.

В трубки проникли вслед за туфами расплавы базальтов в виде пластовых и секущих тел, которые, в свою очередь, прорываются своеобразными агломератами. Далее следуют базальтовые порфириды, обычно образующие тонкие, ветвящиеся жилы (трубки Коршуновская, Рудногорская и Краснояровская). По данным бурения было установлено, что их каналы по вертикали уходят вниз.

Залегание пород, вмещающих дайки траппов, как правило, нарушено. Нарушения выражаются главным образом в виде простых или осложненных крыльев, наклоненных в сторону траппов. Величина наклонов и ширина полосы деформированных пород, обрамляющих дайки, в известной мере находится в прямой зависимости от мощности даек (обычно от нескольких метров до первых сотен метров). Углы наклона слоев к дайкам разные, чаще пологие (1—2°), иногда наклоны доходят до 35—40°. В контакте с мелкими дайками нарушения во вмещающих породах обычно почти не заметны.

Между дайками слои обычно залегают очень полого, практически горизонтально, что, в свою очередь, подчеркивает тесные связи между дайками и обрамляющими их дислокациями. Такие характерные несимметричные синклинали обязательно прорезаны по оси дайками траппов. Следовательно, эти формы представляют собой тип тектонических структур, который удобно выделить под названием околонинтрузивных синклиналей.

Заключение

До позднего палеозоя перманентное развитие Сибирской платформы протекало на общем однообразном фоне проседаний, которые происходили одновременно или асинхронно в разных ее частях, но в одном направлении и необратимо. По-видимому, такой ход геологического процесса был свойствен до конца палеозоя обширным пространствам Земли.

Знаменательно, что проявления траппового магматизма представляют собой отнюдь не частную особенность Сибирской платформы. В разных частях Земли в одну и ту же эпоху в глобальном масштабе были доставлены к ее поверхности расплавы практически однородной базальтовой магмы. Очевидно, что это событие плане-

тарного значения. Временные и генетические связи между вулканизмом Сибири, Северной Атлантики, Южной Америки, Индии, Африки и других мест массовых излияний базальтов в мезозое — кайнозое очевидны. Любопытно обратить внимание на синхронность этих событий с проседаниями 2/3 земной поверхности. Однако вернемся к результатам проявления траппового магматизма на описываемой территории.

Образование наложенных синеклиз на Сибирской платформе началось в разных местах по-разному. Они возникали независимо от предшествующего им тектонического плана структур, унаследованных от всех более ранних эпох геологической истории.

В конце палеозоя с Сибирской платформы ушли морские бассейны. Она с этого времени возвышалась в виде плоского плато над окружающими ее обширными прогибаниями. Проявления траппового магматизма на этой территории только случайно совпали с континентальным режимом. По-видимому, наложенные синеклизы начали образовываться на эродированной поверхности унаследованных щитов, антеклиз и синеклиз.

Образование наложенных синеклиз неразрывно — пространственно и генетически — связано с эпохой траппового магматизма. Синеклизы эти характеризуются независимым тектоническим планом расположения. Они сложены главным образом или почти исключительно магматогенной тунгусской серией пород. Все структуры, в строении которых участвуют породы трапповой формации, обладают основными диагностическими признаками, которые позволяют их легко отличать от структур унаследованных — невулканических, от структур, которые образуются в толщах осадочных пород в процессе неравномерных ступенчатых проседаний, сочлененных эскарпами.

Околоинтрузивные проседания земной коры представляют собой особый тип тектонических структур. Они распространены повсеместно, где имеются достаточно крупные интрузивные массивы, или дайки. Диагностические признаки околоинтрузивных впадин вполне отчетливы. Из них наиболее характерны и наглядны пространственные связи с интрузиями.

Все типы магматогенных структур без исключения относятся к дислокациям наложенным, вторичным по отношению ко всем невулканическим структурам, которые мы условно определили термином «унаследованные».

ЧАСТЬ III

УРАЛ И ПРИУРАЛЬЕ

ГЛАВА I

ИСТОРИЯ ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

О поисках нефти и газа под влиянием геосинклинальной теории

На опыте, накопленном несколькими поколениями геологов, можно выявить критерии для оценки применявшихся ими методик, а также идей, которыми они руководствовались. Анализ предшествующих исследований может послужить ориентиром дальнейшего развития нашей науки. В таком аспекте проследим историю геологических исследований по преимуществу тех территорий, которые описываются в данной работе.

XVIII в. — это замечательный этап в истории изучения Урала, но особенно плодотворно оно было в начале XIX столетия, благодаря широко известным работам Мурчисона, Вернейля, Кайзерлинга, Кошкарлова, Фон Квалена и др.

Р. Мурчисон в 1841 г установил пермскую систему. Вместе с тем он тогда же высказал предположение, что рифовые массивы, возвышающиеся в виде гор-одиночек в районе г. Стерлитамака, приурочены к своду антиклинали. Это мнение после длительной дискуссии подтвердилось.

В 1845 г. на Северном Урале началась разведка каменного угля, а в 1930 г. были открыты промышленные его залежи. В 80—90-х гг. прошлого столетия на Урале систематически работали геологи Геологического комитета. Пермские и каменноугольные отложения подробно изучались А. П. Карпинским, В. И. Меллером, А. А. Штукенбергом, Ф. Н. Чернышевым и др.

В 1929 г. на Среднем Урале при бурении на соль в Чусовских городках случайно была открыта промышленная нефть (П. И. Преображенский). Это открытие стимулировало организацию глубокого бурения и в других районах Приуралья; в районе ишимбаевских выходов нефти бурение проводилось под руководством А. А. Блохина. Заложённые им скважины (две из трех) в мае 1932 г. дали фонтанные выбросы газа и нефти.

Результаты бурения в Среднем и Южном Приуралье послужили основой для прогнозирования новых поисков, которые с переменным успехом продолжаются до настоящего времени. Как дальше будет показано, прогнозы, основанные на геосинклинальной теории, в большинстве случаев не оправдывались.

Для того чтобы охарактеризовать методику поисков полезных ископаемых в сороковые годы, опишем историю исследования Ишимбаевского района, в котором принимал участие один из авторов.

В 1933 г. А. А. Блохин полагал, что в районе, расположенном непосредственно к востоку от Ишимбаевского месторождения, намечаются по выходам на поверхность гипсов параллельные тектонические линии. Восточную из них проводили через гипсы, обнажающиеся у деревень Богдановки, Смакаева, Кинзебулатова, Татьяновки. В 3 км западнее первой линии проводилась вторая линия через деревни Кусянкулово, Ромадановку, Верхотор. Третья тектоническая линия намечалась от ишимбаевских выходов нефти по линии гипсов хребта Машан и хутора Ново-Николаевского. По таким признакам проводился ряд линий, параллельных Уральской складчатости; при этом предполагалось, что высокое расположение кровли хемогенных осадков кунгура соответствует высокому залеганию карбонатных пород нижней перми.

Вывод А. А. Блохина (1933 г.) свелся к следующей формулировке: «...Если только что высказанные соображения верны, то мы имеем достаточные основания для направления разведки на поиски наиболее повышенных участков в известняках, к которым, по данным проведенного бурения, приурочены наиболее интенсивные нефтепроявления».

Три глубокие скважины, пробуренные на Смакаевской линии выходов кунгура, обнаружили под ними прогиб в артинском ложе. В результате возникло два взаимосвязанных вопроса. Первый — в каком соотношении находятся соленосные структуры с надсолевыми? И второй — где искать нефть?

Были высказаны предположения (И. М. Губкин), что те выпуклости кунгура, которые установлены над погребенными формами рельефа, отличаются от тех форм, которые называют диапировыми складками. Значит, надо учитывать две формы куполов: одна над известняковым массивом и другая — диапиры с ядрами из соли и соленосных пород. И необходимо выяснить, с какими элементами артинского ложа связаны диапиры, а также решить проблему нефтеносности диапиров.

Эти мнения в 1934 г. проверялись при помощи гравиметрических, магнитометрических и других методов исследований, результаты которых оказались далеко не однозначными. Они объяснялись при помощи разных гипотез. В общем их авторы шли по тому же пути, что и А. А. Блохин. В согласии с теорией об общем сжатии земной коры соединяли выходы на поверхность хемогенных пород параллельными линиями, намечали таким способом антиклинальные пологие и рекомендовали вести вдоль них поиски нефтяных месторождений (А. А. Богданов, А. Л. Давидович, Г. Р. Егер, Б. А. Катков и др.).

Эти рекомендации проверялись. В результате было выяснено, что в одних случаях выходы на поверхность кунгурских пород располагаются над артинским рифогенным массивом (как это было установлено при открытии Ишимбаевского месторождения); в других — под кунгурскими массивами обнаруживались глубокие прогибы в артинском ложе (Смакаево).

В результате обобщения накопленных данных были сформулированы следующие положения.

1. Отложения уфимские и кунгурские в результате сжатия, направленного с востока на запад, вздыбливались перед известняковыми массивами и воздымались по их восточной периферии.

2. Уфимские осадки в период складкообразования, встречая на своем пути упоры, вздыбливались около них, а кунгурские породы благодаря своей пластичности переползали через эти выступы и прорывали уфимские отложения к западу от известняковых выступов.

3. Поднятия хомогенных осадков представляют формы, в основном образованные в процессе седиментации кунгурских отложений (Н. П. Герасимов, П. И. Лукин, А. С. Беляев и М. А. Сушкин).

4. Структурные формы в кунгурских и уфимских отложениях гетерогенны и различны по своей морфологии. Над артинскими поднятиями располагаются пологие структуры типа Ишимбайских поднятий и Байгузино, а к прогибам в известняковом ложе приурочены диапиры с крутыми крыльями типа Смакаево и др. Эту гипотезу развивали В. П. Скворцов, И. М. Губкин, А. А. Богданов и др.

В отношении подсолевых структур мнения также резко расходились. Ставился вопрос, с одной стороны, о том, что обнаруженные бурением в Ишимбаеве «известняковые выступы» распространены закономерно и регионально (И. М. Губкин и др.), а с другой — что это случайные останцы погребенного рельефа (А. А. Блохин, Н. П. Герасимов, А. А. Богданов).

Все гипотезы проверялись при помощи всевозможных геолого-геофизических исследований. Бурение производилось в широких для того времени масштабах, однако выявить какие бы то ни было закономерности в соотношениях приповерхностной и глубинной тектоники не удавалось. Выяснилось, что гипотезы А. А. Блохина, А. А. Богданова и многих других не подтверждаются. В 1931—1938 гг. в практическом отношении безуспешно была пробурена 91 скважина по периферии Ишимбаевского месторождения нефти, которое обнаружило само себя на поверхности.

В этот период в Приуралье и на Урале велось систематическое геологическое картирование, проводились экспериментальные геофизические исследования разными методами.

В 1941 г. президиум АН СССР направил в Башкирию комплексную экспедицию с основной задачей — разработать методику поисков нефтяных месторождений. Экспедиция работала в районах Башкирского и Оренбургского Урала в течение трех лет. В результате исследований Н. С. Шатского, А. А. Богданова, А. А. Блохина, Д. М. Раузер-Черноусовой, В. Н. Крестовникова, В. П. Маслова, В. Е. Руженцева, И. В. Хворовой, Б. М. Келлера, А. И. Мушенко, А. С. Новиковой, П. Е. Оффмана и др. систематично решались вопросы тектоники, стратиграфии, литологии и палеогеографии девонских каменноугольных и пермских отложений. Н. М. Страхов с сотрудниками изучали геологию кунгурских отложений.

На первом этапе исследований была составлена карта перспектив газонефтеносности изучаемой территории, в основу которой было положено предположение о том, что залежи следует искать в тех местах, где к выходам хомогенных пород приурочены повышенные

значения силы тяжести. Военное время торопило геологов — предполагались и проверялись разные тектонические и прогнозные карты.

В 1941 г. П. Е. Оффман составил тектоническую карту, в основу которой были положены уточненная геологическая карта и детальные геологические разрезы. Автор переопределил плотности горных пород, участвовал в интерпретации данных электрозондирования и провел специальные изучения морфологии тектонических структур. На этой карте было показано несогласное налегание кунгурских отложений на артинские. В центральной, наиболее прогнутой части Предуральского прогиба были выявлены своеобразные гребневидные антиклинали: Кинзебулатовская, Торская, Араслановская, а над западным бортом прогиба — Сухойлинская. В 1941 г. перечисленные структуры были рекомендованы в качестве перспективных объектов для поисков новых месторождений. Намечено было расположение скважин. В 1943 г. было пробурено 9 скважин на Кинзебулатовской структуре, где была обнаружена промышленная залежь, а позднее пробурены и другие скважины из числа рекомендованных П. Е. Оффманом.

В конце 50-х и начале 60-х годов поиски нефти и газа развернулись в разных районах Приуралья. Выбор объектов определялся на основе геосинклинальной теории.

В последние десятилетия широко применялись геофизические исследования гравиметрическими, электрометрическими и особенно плодотворно сейсмическими методами (КМПВ, МОВ, РНП, КМПВ и ОГТ). Поиски ловушек нефти и газа велись в первую очередь по простиранию крупных структур, где уже раньше были открыты залежи нефти (Воскресенское, Волостновское).

Около 20 промышленных месторождений нефти и газа было обнаружено в рифовых массивах на западном борту Южно-Уральского грабена. А затем были открыты газовые и газо-конденсатные месторождения на его восточном приуральском борту (Сазовское, Саратовское, Исимовское, Подгорновское).

В 60-х годах во многих районах СССР широко развернулись геолого-геофизические исследования в основном в связи с поисками всевозможных полезных ископаемых. Этот период геологических исследований отличается от всех предыдущих интенсивным развитием всех областей естествознания, которые распространились в ранее недоступные области — в океаны и глубокие недра Земли.

В результате поступления новых данных многие старые решения оказывались несостоятельными. Как уже отмечалось, строение Урала, которое долгие годы уже не вызывало серьезных вопросов, теперь, в 80-х годах представляется просто загадочным.

Так, например, в 40-х годах строение Урала, Приуралья и прилежащих к ним равнин представлялось в принципе выясненным, однако на протяжении последних десятилетий обнаружилось, что на Урале и в Приуралье имеется несоответствие между приповерхностной и глубинной тектоникой [24, 25 и др.].

В свете новых данных разные исследователи видят и объясняют тектонику Урала и Приуралья по-разному. Теперь она характеризуется при помощи нескольких гипотез — более сложных по сравне-

нию с классической геосинклинальной теорией. Одни продолжают рисовать на Урале чередующиеся антиклинории и синклинории (Пронин, 1965 г.; Г. С. Сенченко, 1974 г. и др.); другие — на основе тех же данных утверждают, что в строении Урала и прилежащих к нему территорий важнейшая роль принадлежит вертикальным глубинным разломам, которые, достигая мантии, расчленили в ее пределах земную кору на узкие протяженные блоки (А. В. Пейве, П. Ф. Сапко и М. А. Кулагина, 1974 г. и др.).

Наряду с такими представлениями разрабатывается мобилистическая гипотеза в разных вариантах. Основная ее идея заключается в том, что в верхних частях Земли по горизонтальным плоскостям перемещаются плиты. В частности, Урал представляется в виде пакета шарьяжных пластин, нарезанных из протерозойских и палеозойских отложений (А. В. Пейве, 1972 г.; К. П. Плюснин, 1974 г.) [10, 12].

О Предуральском краевом прогибе

Мнение А. Д. Архангельского о Предуральском передовом прогибе сводилось к следующему: «Область Восточно-Русской впадины расположена по соседству с Уральской геосинклиналью и никакой определенной границы между ними указать нельзя, и далее: «Нам предстоит выяснить, является ли эта связь органической или мы имеем дело только с соприкосновением совершенно различного характера». А. Д. Архангельский считал, «что Восточно-Русская впадина в течение палеозойской эры составляла одно органически целое с Уральской геосинклиналью» [2, с. 103 и 104].

Краевые прогибы в понимании Н. С. Шатского — это «крупные и нередко сложные прогибы типа больших синклиналов или синклинориев, располагающихся на границе между типично платформенной и складчатой областями» [38, с. 15].

А. А. Богданов [5] считал, что «краевые прогибы обычно располагаются на платформенном основании и лишь в своих краевых частях заходят на геосинклинальные образования». Ю. М. Пущаровский писал: «Продольными краевыми прогибами называются линейно вытянутые глубокие синклинальные структуры, располагающиеся в зоне сочленения платформенных и складчатых областей, возникающих и развивающихся в эпоху замыкания и общего поднятия геосинклинальных систем, т. е. структуры с коротким периодом развития» [29, с. 9].

Реальные особенности строения и образования краевых прогибов остаются невыясненными. Эти особенности обычно воспринимаются как само собой разумеющиеся. В свете геосинклинальной теории стало казаться почти очевидным наличие качественного перехода от плоских синеклиз и антеклиз Русской древней платформы к линейным, сжатым складкам герцинского Урала.

Предполагалось, что такое сочленение может быть выражено в виде шва, разлома синклиналей, мегавпадин и т. д. Содержание понятия о краевых прогибах в системе понятий геосинклинальной теории представлялось наиболее определенным. Напомним при этом,

что Предуральский краевой прогиб по сравнению со всеми другими зонами сочленения платформенных и геосинклинальных областей считается одним из наиболее типичных и ясно выраженных. В последние десятилетия стали накапливаться реальные данные о геологической истории описываемой территории. Глубокое бурение и разные методы геофизических исследований теперь широко применяют не только на Европейской равнине, но и в Приуралье и на Урале. Уже много скважин доведено до протерозоя. В результате выясняется, что границы Предуральского краевого прогиба в геологическом смысле проведены по «живому» месту. Так, на всем пространстве Приуралья — от Русской равнины до Урал-Тау — известные нам отложения и распределение их мощностей подтверждают вывод А. Д. Архангельского [1], «что Восточно-Европейская впадина в течение палеозойской эры составляла одно органическое целое с Уральской геосинклинальной областью».

Предуральский передовой прогиб — это несуществующая грань между платформой и геосинклиналью. Иллюзия очевидности такой грани на фоне привычной гипотезы создала искусственные схемы о шовных и других сочленениях.

Это понятие было создано не на Урале и до его исследования.

О покровной тектонике Урала

Предположение о покровной тектонике Урала возникло у А. Н. Заварицкого в 20-х годах под влиянием идей о наличии крупных лежачих складок и перемещенных массивов в других складчатых областях. А. Н. Заварицкий (1923 г.) писал: «Из факта опрокинутой складчатости и указаний на одностороннее давление с востока на запад, которыми были образованы складки западного склона Урала, уже аргюги можно допускать возможность, даже вероятность изоклинальных, опрокинутых к западу складок и перебросов с надринутом восточным крылом».

Свое предположение о наличии шарьяжей А. Н. Заварицкий противопоставил мнению Ф. Н. Чернышева, согласно которому основной чертой тектоники Южного Урала являются продольные сбросы. Такие сбросы изображены им на профиле, проходящем через Урал в области 193-го листа.

Мнение Заварицкого быстро распространилось. В числе его сторонников были такие авторитетные ученые, как А. Д. Архангельский, А. А. Блохин, Д. В. Наливкин, Г. Н. Фредерикс и др.

Характерная для 30-х годов категоричность суждений о шарьяжах отражена в следующих словах М. М. Тетяева (1934 г.): «... изучение различных областей со сложным тектоническим строением за последние 10—15 лет начало обнаруживать в различных складчатых областях проявления надвиговой структуры. Крепче всего в смысле своего консерватизма в отношении этих форм структуры держался Урал, где вся геология строилась до последнего времени на представлении о правильных неразорванных складках. Однако и здесь за последние годы детальные съемки показали, что иначе структуру

этой складчатой области, как область развития больших надвигов, нельзя объяснить».

Соответственно таким убеждениям тектонику Урала представлял Г. Н. Фредерикс, по его мнению (1931 г.): «... главную и существенную роль в строении района играют покровы и чешуи, образующие сложный комплекс надвигов разнообразного характера и размера». Более того, он считал, что «породы автохтонные занимают весьма ограниченную площадь вдоль западной окраины района».

А. Д. Архангельский, отметив слабую изученность Урала, однако, писал [1]: «... не подлежит никакому сомнению, что покровная структура удерживается на всем протяжении Южного Урала и к югу от Уфимского плато и, в частности, к югу от р. Белой».

А. А. Блохин вместе с Д. К. Зеgebартом, В. Н. Крестовниковым, М. А. Сушкиным и В. А. Языковым проводили на Южном Урале детальные исследования, на основе которых они со всей решительностью утверждали наличие шарьяжей не только в районе, где проводили геологическую съемку, но и на прилегающих к северу и югу площадях. А. А. Блохин полагал, что «новые данные заставляют со всей остротой поставить вопрос о пересмотре существующего официального представления о строении Урала» [4]. При этом нужно заметить, что к статье А. А. Блохина редакция Бюллетеня МОИП поместила следующее примечание: «Этот пересмотр задержался в значительной мере, по-видимому, благодаря крупным ошибкам, допущенным авторами, проводившими в доказательство покровной структуры Урала факты, недоказуемые или опровергнутые при их проверке» [4, с. 205].

Н. С. Шатский, изучая стратиграфию рифейских толщ западного склона Южного Урала, отметил, что «установление точной стратиграфии этого комплекса заставляет окончательно отказаться от гипотезы крупных шарьяжных перекрытий на западном склоне Урала...» [38, с. 327, выдел. авт.]. Кроме того, он отметил, что «... геологи, изучавшие наши данные и данные Э. А. Фальковой и О. П. Горяновой, весьма злоупотребляли надвиговыми линиями для объяснения стратиграфических соотношений свит докембрия и палеозоя. Так, например, палеозой Зилаирского синклинория на карте Урала (в масштабе 1:500 000) всюду отделен от древних свит надвигами. Имеющиеся данные позволяют утверждать, что контакт силура и докембрия здесь седиментационный» [38, с. 329].

Б. М. Келлер в монографическом описании Урала, касаясь строения Суюшевской синклинали, расположенной в южной части Яман-Тау, заявляет, что «... должно быть оставлено предположение о наличии здесь покрова, сближающего восточные терригенные и западные известняковые толщи девонских пород» [11, с. 86].

В 60—70-х годах, как уже говорилось, при бурении глубоких скважин на Печоре, в Камском и Башкирском Приуралье и на Западном Урале (Вуктыл, Апутово, Тауш, Асташ, Саратовка и др.) было установлено, что на разных глубинах древние породы налегают на молодые. Это открытие совпало с победным шествием на всех континентах ультрамобилистической гипотезы под названием «новая глобальная тектоника». Ряд исследователей Урала с энтузиаз-

мом восприняли эту гипотезу, о которой следует заметить, что при ее помощи проблемы глобальной тектоники решаются более определенно, чем вопросы происхождения реальных элементарных структур.

В 1970 г. М. А. Камалетдинов и Т. Т. Казанцева в статье «Особенности строения надвигов и шарьяжей Южного Урала» писали, что обобщенные ими геологические и геофизические данные «... опровергают распространенное мнение о моноклинном, спокойном погружении западного склона Урал-Тауского антиклинория под отложения палеозойского возраста». Они считают, что «породы, слагающие эту структуру, на всем протяжении от Южного до Полярного Урала надвинуты на смежные с запада тектонические комплексы, сложенные миогеосинклинальными и субилатформенными комплексами». В этой же работе на с. 65 указывается, что «в южной и в северной приосевых частях Зилаирского синклинория большие площади заняты аллохтонными покровами, надвинутыми с восточного склона Урала из его эвгеосинклинальной зоны... Все эти покровы сложены формациями эвгеосинклинального типа. Внутри они имеют сложную чешуйчатую структуру, представляя собой пакет шарьяжей», и далее «... где располагаются корни этих шарьяжей, нам пока не известно, но следует считать, что тыловые части их находятся, несомненно, восточнее хребта Урал-Тау (выдел. авт.)... можно предполагать, что расстояние горизонтального перемещения пород в ряде мест превышает 100 км» (там же, с. 67).

М. А. Камалетдинов [10], обобщая проведенные им исследования, заключает, что «Урал имеет сложную структуру, образованную крупными надвигами, возникшими в результате интенсивного сжатия земной коры. В общем виде структура Урала может быть представлена как серия крупных надвинутых одна на другую тектонических пластин, полого погружающихся к востоку... Установлено, что амплитуда надвигов и шарьяжей закономерно возрастает в восточном направлении. Следовательно, надвиги развиваются из внутренних частей складчатой области и являются отражением чрезвычайно мощного и горизонтального сжатия, имевшего место в Уральской эвгеосинклинали» [с. 209].

Мнение о том, что на Урале происходило неоднократное нарезание пластин, шарьирование и скучивание докембрийских и палеозойских пород, высказывают и другие исследователи (В. А. Романов, 1971 г., 1974 г.; К. П. Плюснин, 1969 г.; С. В. Руженцев, 1972 г. и др.). Однако далеко не все геологи согласны между собой в трактовке накопленных данных. Они разделились на группы, дискуссии между которыми пока остаются непримиримыми. Имея в виду такое обстоятельство, необходимо признать справедливыми и для нашего времени слова А. Д. Архангельского, сказанные в 1932 г., о том, что мы лишь подходим к постановке вопроса о строении Урала как горного сооружения, об его тектонике.

В заключение истории гипотезы о шарьяжах на Урале необходимо отметить, что одним из первых, кто указал на возможность обнаружения в его пределах покровов был А. Н. Заварицкий (1923 г.). Однако позднее [8, с. 57] он писал: «... во всех работах, где изла-

гается такая «надвиговая» тектоника Урала, отсутствуют доказательства, основанные на объективном изложении фактов, которые можно наблюдать».

За 150—200 лет изучения Урала накопился огромный описательный материал [15, 31, 32, 36 и др.]. Трактуются этот материал разными авторами неодинаково. Очевидно, современный этап изучения интересующей нас территории должен быть этапом уточнения спорных данных.

В ряде случаев одни и те же схематичные данные могут служить аргументами для принципиально разных гипотез. Так получается, когда отдельные тектонические образования не исследуются в качестве самостоятельных объектов, а только отождествляются с ранее известными в других районах структурами в соответствии с принятой гипотезой. Именно поэтому разные гипотезы существуют одновременно.

Средство для ограничения произвола в оценке исходных материалов — это многообещающий способ исследования тектоники, рекомендованный Н. С. Шатским. Он в докладах и в печати указывал, что тектонические формы необходимо изучать сравнительным методом так, как палеонтологи изучают и определяют фауну. Каждая тектоническая форма должна исследоваться и отображаться с такой подробностью, чтобы не оставались незамеченными специфические особенности, в которых запечатлены следы геологических событий и условий ее образования.

ГЛАВА 2

ГЛАВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИКИ УРАЛА, ПРИУРАЛЬЯ И ПРИЛЕЖАЩИХ ПРОСТРАНСТВ

Тектоническая позиция Урала предельно отчетлива. Она наглядно отображается на геологических, тектонических и геоморфологических картах. Линейно вытянутые хребты Урала разделяют собой плоские плиты. К западу от него на широких площадях расстилаются в основном палеозойские отложения, а к востоку — мезозойско-кайнозойские.

Урал вместе с прилежащими к нему территориями — уникальный объект для решения вопросов теоретической и прикладной геологии. Горные цепи Урала протянулись узкой полосой от Карского до Аральского моря среди широких и плоских равнин, наглядно иллюстрируя типичное строение поверхности Земли на большом ее пространстве.

На геологической карте Евразии геолого-геоморфологические связи между крупными элементами земной коры вырисовываются просто и геологично. Геологичность, или геологическая красота, Урала бросается в глаза. Сказывается относительно хорошая изученность его стратиграфии, литологии и магматизма, что позволило графически логично и естественно провести границы между разными комплексами горных пород в современном их срезе. При непредвзятом прочтении таких карт и геологических разрезов, построенных

достаточно подробно, вырисовываются непротиворечивые пространственные, временные и генетические связи между крупными элементами тектоники Урала и прилежащих к нему равнин.

Характерны коленообразные изгибы Северного, Полярного и Пай-Хойского Урала. Обращает на себя внимание явное сходство в связях между Уралом, сочленяющим две равнины, и такими хребтами, как Новоземельский, Тиманский, Қожвинский, Чернышева и др., которые также сочленяют плоские впадины (рис. 13).

Мы отметили коленообразные изгибы северной части Урала, которые вместе составляют обширный амфитеатр в виде складок, якобы обтекающих погребенную жесткую глыбу в пределах Большеземельской тундры. Следует обратить внимание на то, что Урал только очень условно может восприниматься в виде более или менее прямолинейно вытянутой складчатой зоны. В действительности он совсем не прямолинейный и, как дальше будет выяснено, совсем не складчатый, не сжатый, не блоковый и не шарьяжный.

Уфимский амфитеатр в центральной части Урала огибает грабенообразную Юрюзано-Сылвенскую впадину. Южное окончание Урала также имеет форму амфитеатра, который обрамляет восточную часть Прикаспийской синеклизы.

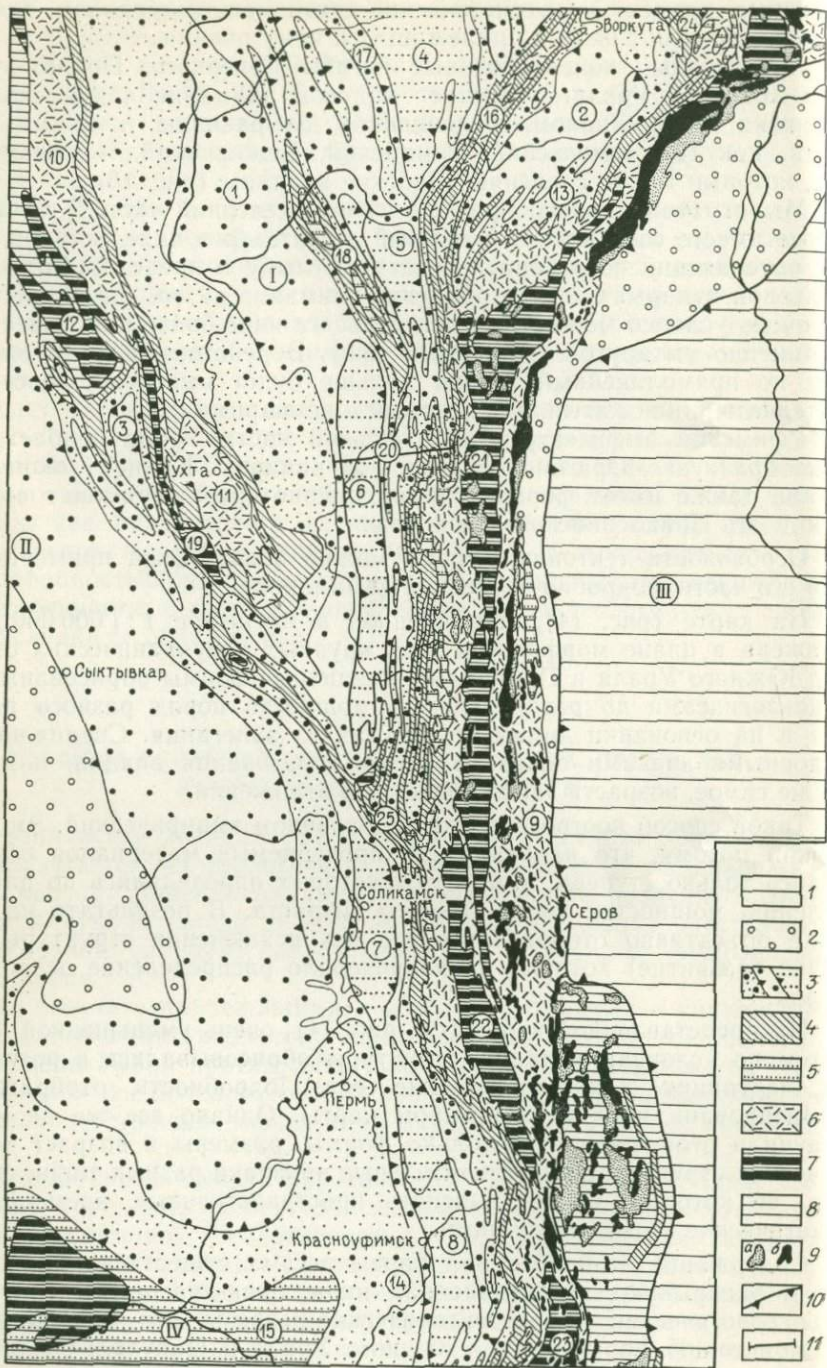
Особенности тектоники Урала можно показать на примере южной его части, подробно изученной нами в поле.

На карте (рис. 14), составленной в масштабе 1:1 000 000, отображена в плане морфология всех крупных невулканических структур Южного Урала и Приуралья. Различные формы обрисованы тектоноизогипсами по распределению мощности пород разного возраста и на основании данных о формах их залегания. Специальными условными знаками показано время образования впадин, или, что то же самое, возраста заполняющих их отложений.

Такой способ построения карты в главном эмпирический. Эмпирический потому, что на основании проверяемых материалов обрисовались только ступени, амплитуды которых определялись по распределению мощностей пород разного возраста. В результате на чертеже объективно отобразились все без исключения структуры, наличие (развитие) которых предопределяло распределение осадочных пород.

На представленной карте (см. рис. 14), очень уменьшенной фотографией по условиям издания, структуры обрисовывались в реальных их очертаниях как геологические тела. Подробность отображения лимитирована мелким масштабом карты. Однако все же на карте получили отображение не только формы, размеры и возраст тектонических структур, но и отличительные признаки разных типов структур, по которым можно выяснять пространственные, временные и генетические связи между ними.

Содержание этой обзорной карты весьма существенно дополняют и раскрывают представленная ниже блок-диаграмма (см. рис. 15), геологические и палеотектонические разрезы. Эти чертежи выясняют историю формирования Южного Урала и Приуралья с рифейского времени.



Видимая мощность протерозойских пород оценивается в 6000 м. В главной своей части основание Южного Урала сложено древними слабодифференцированными мелководными толщами. Состав рифейских пород указывает, что они накапливались в плоском бассейне — в синеклизе, длительность формирования которой исчисляется сотнями миллионов лет.

Башкирская ступень является реликтом рифейской синеклизы. На этой ступени возле дер. Кулгунино скважина прошла 4000 м по горизонтально залегающим рифейским толщам. Совсем недавно (30—40 лет назад) вероятно не было таких геологов, которые могли бы подумать о том, что в пределах Южного Урала, на большой площади, да еще на большой глубине, самые древние его отложения не смяты в складки. Данные бурения Кулгунинской скважины имеют самое первостепенное значение в решении проблемы происхождения Урала.

На карте (см. рис. 14) отчетливо видно, что по периферии реликтов рифейских синеклиз (Башкирской ступени и Урал-Тауского эскарпа) в ордовике, силуре, девоне, карбоне, перми и мезозое постоянно возникали проседания. В разных местах они происходили неодновременно и по-разному. В результате образовалось много разновозрастных и разноразмерных грабен.

Наиболее выразительные из них — это крупные грабены: Южно-Уральский, Зилаирский, Сакмаро-Вознесенский, Магнитогорский, Усольский, Сылвенский, Юрюзано-Айский и др. В центре Южного Урала особенно ярко выделяется грабен Зилаирский, сформировавшийся в верхнем девоне в виде глубокого, узкого трога (рва). Причем этот центральный грабен, пронизанный интрузиями, располагается на границе между Западным и Восточным Уралом. Граница очень отчетливая.

Наряду с крупными грабенами существуют и остаточные возвышенности: Ашкардарская ступень, ограниченная с запада Стерлибашевским валом, эскарпы — Рифовый, Инякский, Урал-Таусский, Ирендыкский, Узункырский и др.

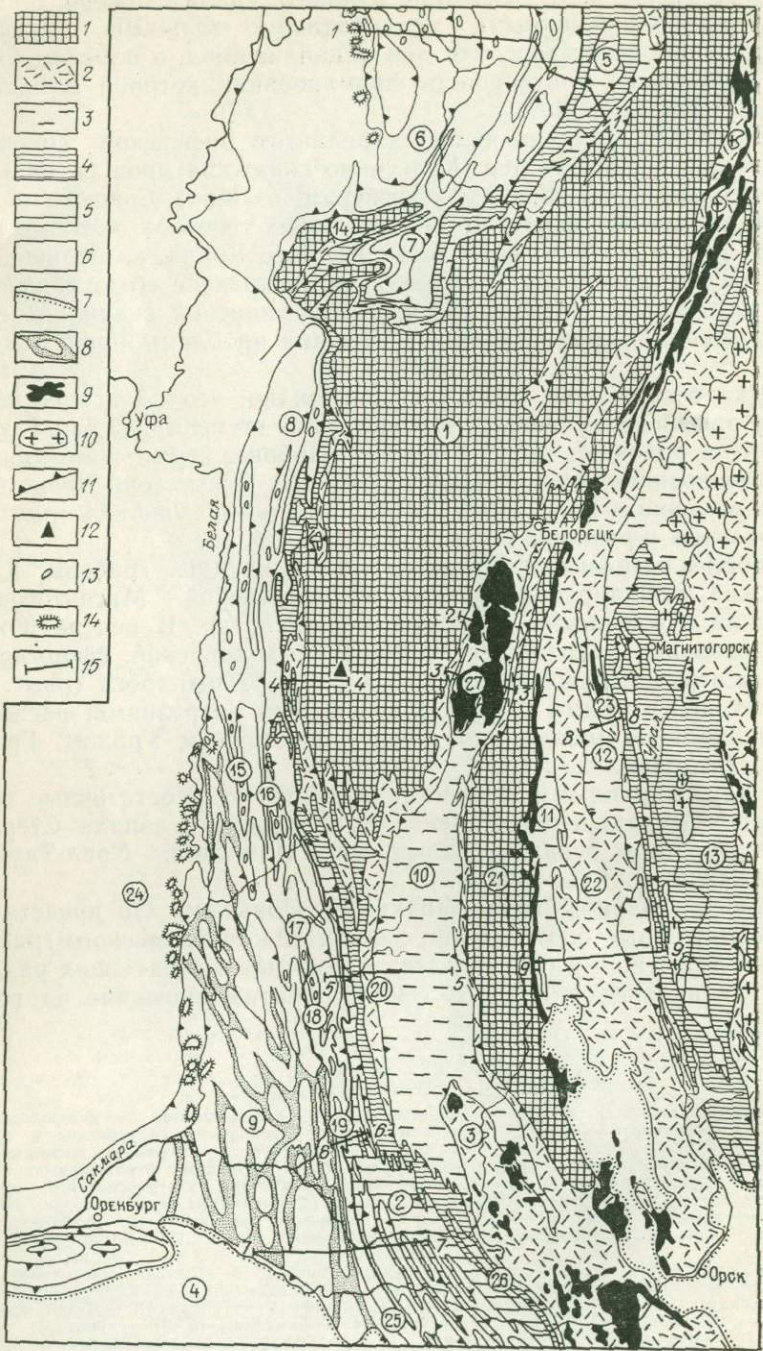
В числе эскарпов очень характерен Инякский. Он представляет собой сближенные борта Зилаирского и Южно-Уральского грабен. Интересен он своими особенностями, которые в следующих разделах будут специально описаны. А сейчас обратим внимание на то, что

Рис. 13. Тектоника Урала.

1—7 — время образования тектонических структур (1 — кайнозойское, 2 — мезозойское, 3 — пермское, 4 — каменноугольное, 5 — турне-фаменское, 6 — девонское, силурийское и ордовикское, 7 — кембрийско-рифейское); 8 — остаточные возвышенности, сложенные рифейскими породами, перекрытые маломощными каменноугольными и верхними отложениями; 9 — магматогенные образования (а — гранитные массивы, б — массивы ультраосновного, основного и среднего состава); 10 — тектонозогипсы структур; 11 — линия разреза (см. рис. 24); цифрами (в кружочках) на карте обозначены: I — Печорская синеклиза; II — Московская синеклиза; III — синеклизы и антеклизы Западно-Сибирской плиты; IV — Волго-Уральская антеклиза.

1—9 — грабены (1 — Нижне-Печорский, 2 — Косью-Роговской, 3 — Вымский, 4 — Хорейверский, 5 — Больше-Сынинский, 6 — Верхне-Печорский, 7 — Соликамский, 8 — Юрюзано-Сылвенский, 9 — Тагильский); 10—25 — остаточные возвышенности: 10—15 — ступени (10 — Левкинская, 11 — Ухтинская, 12 — Четласская, 13 — Лемвинская, 14 — Уфимская, 15 — Бузулукская); 16—23 — эскарпы (16 — Чернышева, 17 — Колвинский, 18 — Кожвинский, 19 — Лебяжинский, 20 — Кедвинский, 21 — Восточно-Уральский, 22 — Централью-Уральский, 23 — Урал-Тауский); 24, 25 — поперечные к простиранию грабен (24 — Енганэпз, 25 — Полодов камень)

- 1 [Grid pattern]
- 2 [Diagonal lines / \]
- 3 [Horizontal dashed line]
- 4 [Horizontal solid line]
- 5 [Horizontal wavy line]
- 6 [Blank]
- 7 [Wavy line]
- 8 [Oval pattern]
- 9 [Dark irregular shape]
- 10 [Crosses in squares]
- 11 [Arrow pointing up-right]
- 12 [Triangle pointing up]
- 13 [Circle]
- 14 [Sunburst pattern]
- 15 [T-shaped symbol]



гребневидный Инякский эскарп к северу переходит в Башкирскую ступень, а к югу — в Чернореченскую ступень. Зоны перехода этого эскарпа осложнены очень своеобразными гирляндами структурных носов, которые представляют собой следующее поколение эскарпов.

Тектоника описываемой территории с поверхности во многих местах (локальных) в большой мере замаскирована разного рода дислокациями вторичного происхождения, т. е. дислокациями наложенными, которые функционально возникают и развиваются в процессе эндогенных проседаний земной коры, формирующих основной план тектоники, а именно: ступеней, сочлененных эскарпами.

На рис. 15 отображены самые типичные структуры Южного Урала и Приуралья. Мы стремились их показать незамаскированными вторичными дислокациями, такими, как гравигенные, метаморфогенные, магматогенные и хемогенные, которые, как правило, широко развиты в межплитных зонах, точнее, в пределах крупных эскарпов.

На этом чертеже в «отпрепарированном» виде показаны поверхности разных эндогенных структур. «Отпрепарированы» вторичные дислокации и заполняющие грабены толщи горных пород.

В западной части блока (см. рис. 15) отображен Южно-Уральский грабен от широты г. Стерлитамака до широты г. Оренбурга, где он сливается с Прикаспийской синеклизой. В самой юго-западной части блока выступает Оренбургский вал.

Строение бортов и днища грабена обрисовано по поверхности артинских отложений. К концу артинского времени грабен перестал углубляться, он только наклонялся к югу — в сторону Прикаспийской синеклизы. Этот наклон грабена виден на рис. 15, он был общим и для прилежащих к грабену территорий.

Западный борт Южно-Уральского грабена пологий, но он отображен таким, каким он был к концу артинского времени, когда закончилось рифообразование. Вдоль него росли рифы, начиная с ассельского времени. В настоящее время у г. Стерлитамака на поперечном Стерлитамаком эскарпе, сочленяющем окончания Южно-Уральского и Усольского грабенов, рифовые массивы расположены на поверхности, в виде гор-одиночек.

Именно такие рифовые массивы показаны на западном борту грабена, где они выделяются своим сложным рельефом. Они располагаются по прямой линии, строго определяющей местоположение западного борта Южно-Уральского грабена, теперь погребенного

Рис. 14. Тектоника южных частей Урала и Приуралья.

1—8 — время образования и преобразования тектонических структур (1 — кембрий — рифей, 2 — ордовик, силур, девон, 3 — турне — фамен, 4 — ранний карбон, 5 — средний и поздний карбон, 6 — ранняя пермь, 7 — мезозой, 8 — кунгурские соляные массивы и позднепермские межкупольные мулды); 9—10 — магматогенные образования (9 — массивы ультраосновного, основного и среднего состава, 10 — гранитные массивы); 11 — тектонозогипсы; 12 — Кулгунинская сверхглубокая скважина; 13 — месторождения нефти и газа; 14 — нижнепермские рифовые массивы; 15 — линии разрывов. Цифрами (в кружочках) на карте обозначены: 1 — Башкирская антеклиза; 2 — Чернореченская антеклиза; 3 — Сакмарская ступень; 4 — Прикаспийская синеклиза; 5 — Уфимский амфитеатр; 6—13 — грабены (6 — Юрюзано-Айский, 7 — Симская грабенообразная мулда, 8 — Усольский, 9 — Южно-Уральский, 10 — Зиларский, 11 — Сакмаро-Вознесенский, 12 — Худодзавский, 13 — Магнитогорский); 14—23 — эскарпы (14 — Каратау, 15 — Кизебулатовский, 16 — Уразбаевский, 17 — Подгорновско-Исимовский, 18 — Белгушкинский, 19 — Кометавский, 20 — Инякский, 21 — Урал-Тау, 22 — Ирендыкский, 23 — Зункирский); 24—26 — флексуры (24 — Рифовая, 25 — Тастубская, 26 — Сакмарская); 27 — Кракинский интрузивный массив

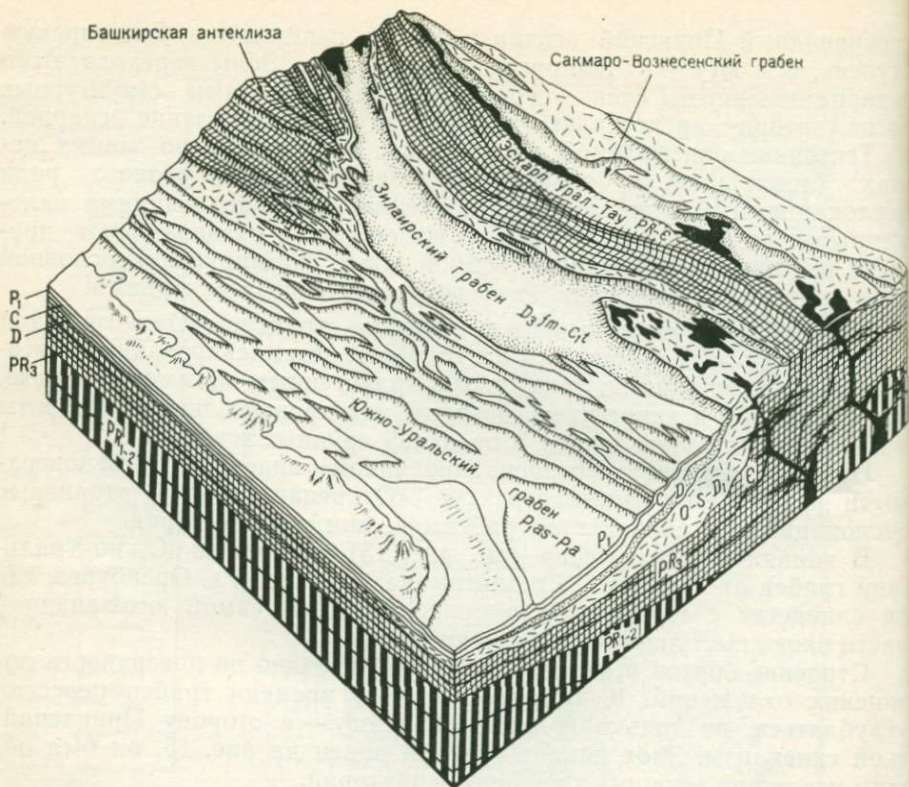


Рис. 15. Блок-диаграмма Южного Урала и Приуралья.

Для того чтобы на блок-диаграмме хорошо различались главные коренные структуры, в пределах грабенов разного возраста «вынуты» заполняющие их толщи: в Южно-Уральском грабене — кунгурские соленосные и верхнепермские красноцветные отложения, в Зилаирском и Сакмаро-Вознесенском грабенах — фаменско-турнирские флишевые отложения.

под кунгурскими хемогенными отложениями. В районе Оренбурга рифовые массивы погружены на 2500 м ниже уровня моря.

Днище Южно-Уральского грабена под кунгурскими и верхнепермскими породами глубоко прогнуто. В артинское время в нем откладывались маломощные — депрессионные, темные известняки и сланцы, которые не компенсировали его проседания. Ниже артинских пород скважинами пройдены сакмарские, ассельские, каменноугольные и девонские отложения. В основании девона, в северной части днища грабена вскрыты протерозойские отложения, а в центральной его части — ордовикские и силурийские.

Очевидно, что общий наклон территории в сторону древней Прикаспийской синеклизы происходил до среднего палеозоя включительно. В ранней перми такого наклона до кунгурского времени не было. Артинские рифы росли на одном уровне. В кунгуре и позднее возобновилось проседание Прикаспийской синеклизы и в это проседание был вовлечен Южно-Уральский грабен, вместе с прилегающими структурами, что отчетливо видно на рис. 14.

Днище грабена между его флексурными бортами в общем плоское, ступенчатое. Ступени слегка прогнутые, формы и размеры у них разные, сочленяются они эскарпами разнообразной формы, среди которых обнаруживаются небольшие залежи нефти и газа. В северной части Южно-Уральского грабена эскарпы расположены сравнительно неглубоко. Легко заметить, что они начинаются у поперечного эскарпа в виде структурных носов и продолжаются к югу, образуя сложные гребневидные формы большой протяженности.

В более глубоких (южных) частях Южно-Уральского грабена строение подсолевого ложа еще плохо изучено. Расположение погребенных там эскарпов и тем более ступеней показано только приблизительно.

Восточный ступенчатый борт грабена начинается Тастубской флексурой. В него вдаются заливообразные понижения в виде амфитеатров.

Зилаирский грабен принадлежит Восточному, магматическому, Уралу. Он пронизан интрузиями разного состава. Рассмотрим отображение Зилаирского грабена на блок-диаграмме (см. рис. 15). Это настоящий ров. Из него «убраны» 5000 м флишевых пород девона и нижнего карбона. Они заполнили узкий трог, который провалился среди пологозалегающих пород протерозоя и нижнего палеозоя. Остаточные возвышенности — Башкирская ступень и Урал-Тауский эскарп, сложенные в основном древними толщами, сохранились на большой площади, по периферии Зилаирского грабена.

Юго-западная часть реликта Рифейской синеклизы вовлеклась в опускание Южно-Уральского грабена. В результате были сближены борта Зилаирского и Южно-Уральского грабенов. Так, между ними сформировался уже упоминавшийся Инякский эскарп. Он отчетливо виден на блоке. Восточное крыло у него довольно прямое, очень крутое — наклоны к горизонту 50—60°.

Западное его крыло принадлежит Южно-Уральскому грабену. У этих крыльев не только возраст, но и морфология разная. Борт Южно-Уральского грабена претерпел формирование значительно более сложное, чем борт Зилаирского грабена. У него длинная, многоэтапная история формирования, которая может увести нас от описания общего плана Южного Урала. Далее мы еще раз вернемся к рассмотрению Инякского эскарпа. В средней своей части, на протяжении 80 км, он состоит из сближенных бортов двух разновозрастных грабенов. На этом участке изображена его узкая гребневидная форма.

К югу и к северу от него Южно-Уральский и Зилаирский грабены «расходятся» в разные стороны, поэтому между ними остались широкие плоские ступени — на севере Башкирская, на юге Чернореченская.

Соответственно узкий гребневидный эскарп сочленился с этими ступенями. Его продолжения представляют собой не периклинали, характерные для сжатых складок, а широкие остаточные возвышенности, в целом плоские, но ступенчатые. Ступени у них сочленены эскарпами уже второго поколения. Крупные ступени и эскарпы, как правило, состоят из более мелких ступеней и эскарпов. Это чрезвы-

чайно характерная особенность конструкции описываемых структур. Она на мелкомасштабных чертежах не сразу выявляется.

В восточной части рис. 15 показаны сближенные борта Зилаирского и Сакмаро-Вознесенского грабенов, которые образуют великолепно выраженный на местности и на всех обзорных картах эскарп — Урал-Тау. Вдоль него и далее к востоку повсеместно выступают интрузии ультраосновных пород по большей части линейной формы. Очевидно, эти интрузии проникали в трещины, возникавшие в процессе растяжений линейно вытянутых эскарпов.

В поперечных эскарпах интрузии имеют разные формы, чаще всего штокообразные.

На боковых сечениях блок-диаграммы (см. рис. 15) видно, что глубинное строение Приуралья и Урала простое. Коренные структуры, «отпрепарированные» от наложенных, вторичных дислокаций, своими корнями уходят в недра земной коры, что доказывает их глубинное происхождение.

В широтном вертикальном сечении блока видно, что протерозойские и нижнепалеозойские отложения по направлению от Русской платформы в сторону доуральской синеклизы, унаследованной с рифейского времени, постепенно увеличиваются в мощности. По-видимому, в раннем палеозое начало формироваться восточное крыло Уральского эскарпа, а в среднем девоне стали обособляться грабены Печорский, Камский, Сылвенский, Юрюзано-Айский, Усольский, Южно-Уральский и др.

ГЛАВА 3

ЗАПАДНЫЙ БОРТ И ДНИЩЕ ЮЖНО-УРАЛЬСКОГО ГРАБЕНА

Борта у Южно-Уральского грабена морфологически разные, что видно даже на мелкомасштабных геологических картах. Это обстоятельство раньше объяснялось принадлежностью западного борта к Русской платформе, а восточного — к краевой части Уральской геосинклинали. Устройство днища грабена представлялось в виде шва, или особой синклинали. Такие представления отвечали уровню знаний 30-х годов.

Теперь по-новому и с многими интересными подробностями проясняются строение и история формирования Южного Приуралья и, в частности, западного, рифового, борта грабена, его днища и восточного, уральского, борта. Установлены своеобразные особенности морфологии, механизма образования различных элементов грабена и связи между ними [31, 32].

Западный борт Южно-Уральского грабена

Рифы — великолепный, пожалуй, самый ясный индикатор тектонических движений. На западном борту Южно-Уральского грабена обнаружено больше 40 погребенных крупных рифовых массивов, которые изучаются всевозможными геологическими и геофизическими методами, а также при помощи глубоких скважин. Большинство из

них содержат залежи нефти и газа: в северной части — нефть, а в южной — газ.

Структурная позиция рифов и их морфология в разрезе отображены на широтных геологических разрезах Южного Приуралья. Мощности рифогенных пород — ассельских, сакмарских и артинских — в различных частях борта грабена разные. Изменяются они по простиранию, изменения эти определяются цифрами 300, 400, 500 и 1000 м (высота рифов). Очевидно, что рифовые массивы росли не одинаково, но в строго ограниченной полосе.

До кунгурского времени на всем протяжении рифового эскарпа рифы находились на одном уровне. Следовательно, проседание грабена по всей его длине происходило равномерно. Борт проседал с такой скоростью, при которой сохранялась над вершинами рифов глубина моря, благоприятная для их жизнедеятельности.

Рифовый борт грабена проседал значительно медленнее, чем его днище. Непосредственно к востоку от основания борта мощности пород, одновозрастных с рифовыми толщами, по сравнению с ними значительно меньше. Так, например, мощность сакмаро-артинских отложений в небольшом рифе Кумертау равна 400 м, а в центре грабена, у д. Белая Глина, мощность синхронных пород не превышает 90 м. В среднем суммарные мощности сакмаро-артинских отложений в депрессионных фациях находятся в пределах 150 м [30]. Естественно, что осадки не компенсировали прогибание днища грабена, над которым возвышались рифы высотой до 1000 м.

На широте г. Стерлитамака рифы в виде гор-одиночек возвышаются выше уровня моря, в том числе Покровский на 140, Куганак на 140, Юрак-Тау на 338, Куш-Тау на 374, Новый Шихан на 406, Карагановский на 240, Тра-Тау на 333 м. К югу от Тра-Тау (от Стерлитамакского поперечного эскарпа) Южно-Уральский грабен погружается и вместе с ним погружается и его рифовый борт. Абсолютные отметки вершин рифов: Ишимбаевского — 130, Введеновского 600, Старо-Казанковского 1000, Кумертауского 1500, Совхозного 2000 м.

Следует специально отметить, что огромный Ишимбаевский массив, содержащий залежь нефти, сформировался не на западном борту Южно-Уральского грабена, а на эскарпе, расположенном в самой северной части его днища.

В кунгурское время солеродные воды Прикаспийской синеклизы затопили Южно-Уральский грабен вплоть до его восточного борта. А на западном борту они перекрыли рифы и распространились далее на платформу.

Непосредственно западнее рифовой полосы, т. е. западнее Сухойлинского вала, расположена узкая мульда, а за нею в бассейне рек Уршак, Куганак, Ашкадар и Салмыш протянулся широкий Стерлибашевский вал. Этот вал продолжается к северу вдоль рек Дема, Уршак и Уфа вплоть до Каратау. Н. С. Шатский северное продолжение Стерлибашевского вала назвал Охлебинино-Рязановским валом.

Рифогенную толщу перекрывают хемогенные отложения кунгурского возраста. Между рифами и над ними залегают ангидриты, доломиты с прослоями каменной соли. Последние приурочены главным

образом к северной части разреза, однако на вершинах рифов развиты желто-серые ноздреватые известняки. Суммарная мощность кунгурских отложений на западном склоне Южно-Уральского грабена оценивается в 100 м.

Так, с началом кунгурского затопления закончилось рифообразование и вместе с тем закончилось дальнейшее прогибание Южно-Уральского грабена и его западного борта.

В соответствии с общим расширением грабена по направлению к Прикаспийской синеклизе его западный борт отклонился к юго-западу. Судя по распространению артинских отложений, рифовая полоса заходит на северное крыло Оренбургского эскарпа, затем отгибает его восточное окончание и только после этого входит в состав северного борта Прикаспийской синеклизы, образуя, таким образом, южное крыло Оренбургского эскарпа. Все это намечается на тектонической карте по расположению тектоноизогипс, проведенных по поверхности артинских отложений (см. рис. 14). Следует отметить, что к востоку от г. Оренбурга скважин пробурено пока еще очень мало.

Поскольку выясняется, что западный борт Южно-Уральского грабена сформировался в процессе равномерного, длительного и необратимого проседания земной коры, приходится признать, что механизм его образования установлен вполне достоверно. Это очень важный факт, который не может игнорироваться при обсуждении вопросов о происхождении структур описываемой территории.

Рифостроящие организмы живут и распространяются в строго определенных условиях. В пределах рифовой гряды западного борта Южно-Уральского грабена эти условия устанавливаются с полной ясностью как в биологическом, так и в тектоническом аспекте. Следовательно, вывод о том, что ход геологического процесса в описываемом элементе структуры Приуралья определяется только проседанием земной коры, бесспорен. А факты, на которых он основывается, могут оцениваться в качестве индикаторов противоборствующих гипотез, предполагающих здесь глобальные сжатия земной коры, и такого же порядка перемещения плит по горизонтали.

Днище Южно-Уральского грабена

Нижний структурный этаж — дограбеновый. Установлено, что в строении нижнего структурного этажа участвуют слабодифференцированные отложения рифея, ордовика, силура, девона и нижнего карбона, которые, судя по однообразному их составу и по распределению мощностей, откладывались на поверхности, полого наклоненной от Русской платформы в сторону территории, ныне занятой Уралом. Западной части Урала до среднего девона еще не существовало. В его пределы продолжался восточный склон Русской платформы.

На этом склоне в разных его частях, локально, в разное время начались неравномерные проседания земной коры. В результате таких автономных проседаний в раннем карбоне начал обособляться Южно-Уральский грабен. Причем возник он не сразу по всей площа-

ди, которую теперь занимает. На фоне общего погружения склона Русской платформы и непрерывного осадконакопления возникло частное проседание, более интенсивное в самой южной его части, прилежащей к Прикаспийской синеклизе.

В этом месте, естественно, просели все толщи, залегающие ниже, которые таким образом вошли в состав нижнего структурного этажа Южно-Уральского грабена. Очень интересно протекало дальнейшее развитие описываемого грабена. Там, где теперь располагается его сложно построенный, крутой, ступенчатый борт, последовательно возникали узкие, желобообразные грабены, заполнявшиеся флишем среднего и верхнего карбона. Только в нижней части, начиная с асельского времени, началось проседание всей его площади на всем ее протяжении, в которое последовательно были вовлечены указанные выше желоба, заполненные флишем (C_2b , C_2m , C_3). При этом проседание днища грабена происходило неравномерно. Оно в основном сформировалось к концу артинского времени.

Таким образом выясняется, что Южно-Уральский грабен — это не переходная зона между структурами, сформировавшимися в разные стадии развития земной коры, а локальное проседание, возникшее в пределах более обширного проседания земной коры. Оно запечатлено в строении нижнего структурного этажа, который первоначально представлял собой пологую моноклинал, наклоненную к востоку, частично и к югу — в сторону Прикаспийской синеклизы. На ровной поверхности этой моноклинали в виде отдельных «очагов» начинались желобообразные и другой формы локальные проседания — это обстоятельство представляется не только любопытным, характерным, но и знаменательным.

Формирование второго структурного этажа Южно-Уральского флексурного грабена. На геологических разрезах Южно-Уральского грабена, приведенных далее, отображено его строение, в котором видны общее устройство и взаимоотношения различных его элементов. Верхней границей нижнего структурного этажа будем считать кровлю карбона, поскольку в этом разделе рассматривается строение днища грабена. Верхняя граница второго, среднего этажа отчетливо устанавливается по подошве кунгурских отложений. Третий, верхний структурный этаж особенно наглядно обособлен своеобразием своих тектонических форм.

На обзорной тектонической карте (см. рис. 14) и геологических разрезах видны следующие особенности строения.

1. Распространение второго структурного этажа Южно-Уральского грабена ограничено его бортами, следовательно, он представляет собой автономное проседание земной коры. Каждая тектоническая структура представляет собой индивидуальное образование, как и описываемый грабен, независимо от того, что он является одним из заливов Прикаспийской синеклизы.

2. Объем второго структурного этажа в разных частях грабена существенно неодинаковый, что обусловлено неравномерным его проседанием и закономерностями распределения разных его фаций.

3. Нижняя и верхняя границы между всеми этажами грабена отчетливые, резкие, что раскрывает наличие и содержание разных эта-

пов его формирования и вместе с тем индивидуальные особенности в системе структур описываемой территории. Очевидно, что этот грабен — локальное образование, он не имеет признаков какой-нибудь единой извне действующей тектонической силы. У него отчетливо проявлены свои особенности.

4. Его четкие границы в плане и характерную форму в разрезе определяют не только специфичные флексурные борты, но и плоские границы между разными структурными этажами.

Распределение пород разного возраста и фаций разного состава в пределах грабена строго контролируется временем и морфологией образования каждого его элемента. Нижний структурный этаж, первично плоский, был преобразован по плану формирования второго структурного этажа. Естественно, что все его преобразования ни в коей мере не отразились на равномерном распределении состава и мощностей пород, которыми он сложен (второй структурный этаж налегает на разные стратиграфические подразделения первого структурного этажа).

Структуры второго структурного этажа Южно-Уральского грабена отчетливо конседиментационные. Распределение состава, мощностей и возраста пород, участвующих в строении не только крупных его частей, но и отдельных его элементов, в комплексе с данными о синхронных породах, развитых в основании рифов, выразительно запечатлено в горных породах его западного — рифового борта.

Верхний структурный этаж. В кунгурском веке изменились не только ход геологического процесса в формировании днища грабена, но и климатические условия. С этого времени грабен в целом с окружающими остаточными возвышенностями начал наклоняться к югу, к Прикаспийской синеклизе. Днище его, не заполненное в арктиское время осадками, заполнилось, по-видимому, со стороны Прикаспийской синеклизы водами, из которых осаждались в огромных объемах каменная соль, ангидриты, известняки и доломиты.

Такие осадки и, главным образом, каменная соль составили основную массу пород третьего структурного этажа, которые погребли под собой не только днище всего грабена, но также и его западный борт вместе с рифовыми массивами.

Так образовалась линзовидная толща хомогенных пород, которая не содержит заметных примесей терригенного материала. По обе стороны от этой линзы, на остаточных возвышенностях Южно-Уральского грабена, в кунгуре обнажались всевозможные горные породы. Но, очевидно, в это время проседание грабена не прогрессировало, а реки не сносили продуктов разрушения пород с окружающих его остаточных возвышенностей.

В результате в пределах плоского днища грабена, между его флексурными бортами, сформировалась колоссальная линза хомогенных пород, которая в Прикаспийской синеклизе сочленилась с ее гигантским соленосным телом (500 000 км²). Мощность кунгура в северной части грабена измеряется первыми сотнями метров. В средней его части она достигает 3000 м, а далее к югу еще более увеличивается — до 4000—5000 м.

По направлению к крутому восточному борту грабена кунгурские отложения быстро и полностью выклиниваются. В зоне выклинивания кунгура сохраняются только ангидриты, гипсы, известняки с небольшими примесями обломочных пород. Западный, рифовый борт грабена, как уже отмечалось, погребен под маломощными кунгурскими отложениями.

В конце кунгурского века — в уфимское время — на всем пространстве Южно-Уральского грабена, а также во многих других районах образование хемогенных осадков сменилось накоплением красноцветных пород, сформировавшихся в солоноватоводном бассейне. На поверхности ангидритов отложилось до 3000 м красных и вишнево-красных глин с характерными прослоями зеленоватых песчаников, с редкими прослоями плитчатых известняков, не содержащих остатков фауны.

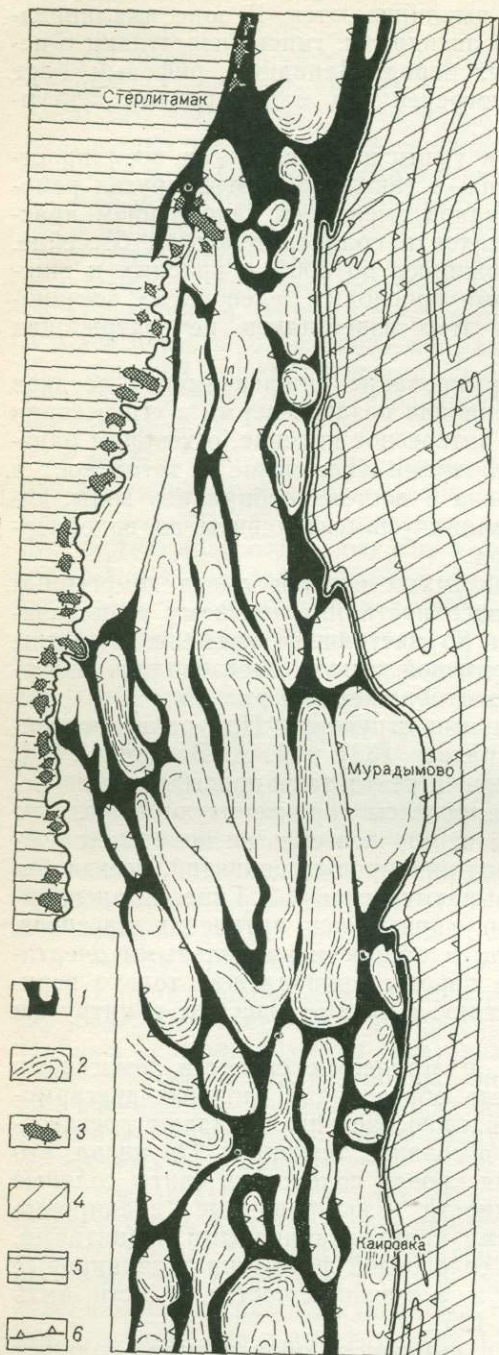
На этом не закончилось формирование нижнепермских осадков верхнего структурного этажа. В начале поздней перми в его истории появилось новое, исключительно интересное явление, о котором раньше ничего не сообщалось. В это время (казанское и татарское) в пределы Южно-Уральского грабена с востока собирались воды, которые распространялись в основании уфимской свиты по водоупорной поверхности хемогенных пород.

В результате воздействия подземных потоков линза хемогенных пород кунгура подверглась с поверхности интенсивному выщелачиванию, которое продолжается и до настоящего времени. В толще легкорастворимых солей под уфимской свитой образовались каверны — ячеи, расположение которых отображено на рис. 16.

Соляные толщи и сложенные ими структуры Приуралья особенно подробно изучали Н. М. Страхов [33] и А. А. Богданов [5]. Н. М. Страхов в работе, обобщающей результаты предыдущих исследований, писал: «1. Диапировые процессы характеризуют отнюдь не солевые поднятия. 2. Ни в одном из случаев соль не принимает участия в составе прорывающих масс диапировых поднятий, всегда без исключения на поверхности оказываются гипсы. 3. Гипсы и ангидриты дают вспучивания, перпендикулярные оси артинских массивов, соль же располагается полосами, в общем параллельными очертаниям массивов. Интрузирующие породы принадлежат только верхнему гипсово-ангидритовому составу. Соляные массивы в интрузию не вовлекаются» [33, с. 80, 90].

По мнению А. А. Богданова, пластические свойства хемогенных пород обуславливают возможность образования сложных дисгармоничных структур, а ангидриты, в свою очередь, обладают достаточной пластичностью для участия в соляной тектонике. Он писал, что «в области глубокого погружения кровли соленосной свиты соляные структуры образуют на поверхности изолированные диапировые прорывы, соединенные подземными криптодиапировыми поднятиями. Амплитуда перемещения кровли соленосной формации в диапировых структурах достигает 1000—1500 м, а в южных частях области, быть может, даже 2000—2500 м» [5, с. 125].

По мнению А. А. Богданова, «механизм образования соляных структур в Ишимбаевском Приуралье обусловлен гравитационным



соскальзыванием пластичных масс кунгура и вышележащих красноцветных толщ с окраинных частей подымавшегося Урала к центру депрессионной зоны» [5, с. 134].

По вопросу о силах, обуславливающих внутрiformационные перемещения хемогенных пород, Н. М. Страхов замечает, что ему представляется неоправданным мнение, что формирование солянокупольных структур обусловлено гравитационным давлением вышележащих толщ. Он также включает предположение о гравитационном скользянии и некоторые другие. Н. М. Страхов утверждает, что соляная тектоника Приуралья связана своим происхождением с формированием структур Западного Урала, т. е. обусловлена общим тангенциальным напором [33, с. 105].

До настоящего времени остаются расхождения в мнениях о морфологии соляных структур Приуралья и в еще большей мере — о механизме их образования. Вместе с тем разные авторы по-разному представляют условия образования мульд, которые занимают подавляющие площади на поверхности соленосной линзы и весьма значительные объемы в ее теле.

Большинство исследователей полагают, что впадины по

Рис. 16. Расположение выщелоченных мульд в плоском дне Южно-Уральского грабена (залива Прикаспийской синеклизы).

1 — остаточные соляные массивы; 2 — мульды в теле линзы хемогенных пород; 3 — рифы; 4 — восточный борт грабена; 5 — западный борт грабена; 6 — изолинии ступеней и флексур на восточном борту грабена

периферии соляных массивов представляют собой компенсационные мульды, возникавшие в результате выдавливания из-под них солей, обладающих пластичностью при небольшой плотности. В. Е. Руженцев назвал такие впадины «дизъюнктивными мульдами». Он писал (1936 г.): «важным признаком дизъюнктивных мульд является довольно крутое падение по краям дислокаций и уменьшение угла наклона к осевой линии. Описанные дислокации я называю дизъюнктивными мульдами, желая подчеркнуть таким образом, что в их происхождении главную роль играли радиальные смещения в земной коре. Это доказывается, во-первых, наличием сбросов по краям таких мульд и, во-вторых, отсутствием сопряженных с мульдами положительных пликативных форм».

Строение верхнего структурного этажа в свете новых данных. К настоящему времени уже много скважин пробурено в пределах соляных массивов и между ними в мульдах. Во внутренних частях соляных массивов текстура и залегание слоев каменной соли, ангидритов, доломитов и известняков сохраняют свое первоначальное состояние и положение. Явления диапиризма наблюдаются только по периферии и на вершинах приуральных массивов хомогенных пород.

Это вторичные явления, они выражаются в смятиях и брекчировании вмещающих гипсы пород, а также в скучивании и раздроблении самих гипсов. Особый тип деформаций в залегании хомогенных пород составляют явно гравигенные складки на крутых склонах подсолевых структур.

Толщи казанских, татарских и мезозойско-кайнозойских отложений не образуют сплошного слоя на поверхности уфимской свиты (подъяруса кунгура). Они заполняют разновеликие мульды в теле соленосной толщи кунгура. Мульды среди кунгурских пород двух типов. Первые из них заполнены верхнепермскими отложениями; вторые — мезозойско-кайнозойскими отложениями и встречаются только на вершинах соляных массивов.

Нижние горизонты хомогенных пород выравнивают неровности кровли артинских отложений, они сокращаются в мощности на склонах погребенных подсоленосных эскарпов и у рифовых массивов. Соленосные массивы вырисовываются в виде гребней и штокообразных возвышенностей — широких в основании и сужающихся кверху. У соленосных форм общее плоское основание, согласное с поверхностью артинских и нижележащих отложений. И, что особенно примечательно, поверхность, касательная к вершинам соленосных структур, плоская и параллельна подошве кунгура. Исключения из этого правила обусловлены наличием осложнений в подсолевой толще.

Современная форма соляной линзы напоминает гигантские соты. Ячей-соты — это мульды, заполненные красноцветными, континентальными обломочными породами. Они как бы вложены в некогда плоскую линзу хомогенных пород. Соляные массивы это не штоки, а только стенки мульд и остаточные массивы. В разрезе они представляются в виде разновеликих гребней и возвышенностей с плоскими вершинами — широкими в основании и сужающимися кверху. Пласты соли, ангидритов и доломитов, слагающих соляные массивы, не несут на себе следов диапиризма. Эти массивы обязаны своим

происхождением подземному выщелачиванию сравнительно легко-растворимых солей. Выщелачивание в основном происходило в позд-непермское время. Казанские и татарские отложения накапливались в мульдах, которые расширялись и углублялись по мере выноса из выщелоченных камер растворов солей. Карстообразование было подземным, о чем свидетельствует практически непрерывная толща из остатков продуктов выщелачивания в кровле хемогенных пород (Сар госк), расположенная в основании уфимской свиты.

Залегание кунгурских пород не деформировано. Деформированы только ангидриты, в результате гидратации превратившиеся в гипсы. Это явление имело место на вершинах остаточных соляных массивов. Моноклиналиное залегание линз красноцветных пород, заполняющих мульды, обусловлено тем, что красноцветные отложения откладывались и проседали в процессе последующего увеличения камер.

Там, где выступают гипсы, видны проявления диапиризма. По-видимому, эти нарушения, приуроченные к выходам гипсов на поверхность, обусловлены приповерхностной гидратацией ангидритов (П. Е. Оффман, 1977 г.). Обращают на себя внимание разновеликие выщелоченные мульды и рвы в толще соли. Такого типа отрицательные формы нелогично связывать с явлениями диапиризма. Формы и размеры изъятий хемогенных пород из первично плоской линзы разные. В центре грабена, в наиболее глубокой его части, они более протяженные, более однородные и более глубокие по сравнению с краевыми его частями.

Расположенные между мульдами массивы хемогенных пород, по сути дела, только в поперечных разрезах имеют вид обособленных массивов. Рассматриваемая карта (см. рис. 16) наглядно показывает что в действительности современное строение соленосной толщи кунгура в Южно-Уральском грабене представляет собой плоскую линзу, в теле которой выщелочены разновеликие рвы, мульды, камеры.

На основании таких данных устанавливается, что соляные массивы, отображенные на представленных геологических разрезах, это не обособленные тела в виде диапиров или штоков, а только выступы между ячеями, выщелоченными в единой линзе кунгурских пород.

Представления о том, что соляные массивы обычно образуются в виде ядер протыкания вышележащих отложений, уже давно стали привычными. Поскольку в Южно-Уральском грабене структуры, сложенные хемогенными породами, и генетически связанные с ними мульды по условиям своего образования имеют чрезвычайно мало общего с диапирами Мексики, Ирана и т. п., представилось целесообразным отобразить верхний структурный этаж грабена в виде палеогеологической модели (рис. 17).

На рис. 17, а показана часть днища Южно-Уральского грабена. Под отложениями третьего структурного этажа видна плоская ступень и одно крыло эскарпа. Хемогенные отложения перекрыты глинами уфимской свиты. Стрелки показывают путь межпластовых вод, которые последовательно проникают в толщу легкорастворимых пород кунгура. Галечники заполняют места, где начались проседания в подошве уфимской свиты.

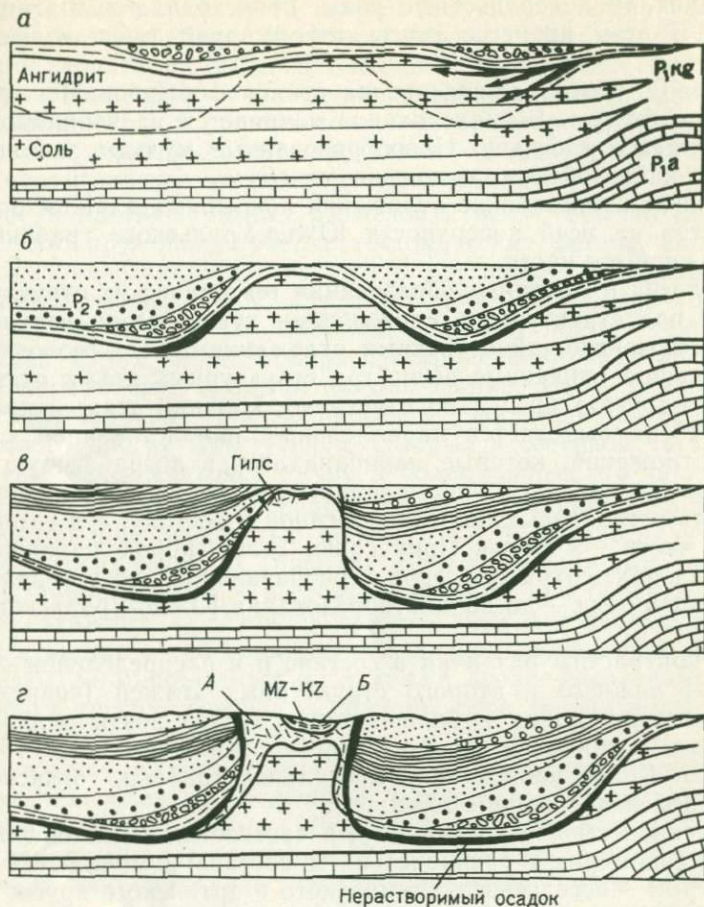


Рис. 17. Модель, иллюстрирующая образование соляных массивов и выщелоченных мульд Южно-Уральского грабена.

В линзе хомогенных пород кунгура (а) в процессе подземного выщелачивания образовались ячен-мулды (б). Выщелачивание происходило под покровом уфимской свиты, которая проседала в выщелоченные камеры (б, в) и откладывалась в виде линз (б-г)

На рис. 17, б видно расширение и углубление камер выщелачивания. Видно, что в эти камеры просели конгломераты и песчаники, которые залегали в виде горизонтально расположенных линз, а теперь наклонены к западу, в сторону продвижения выщелачивания. Продолжается расширение и углубление мульд и заполнение их казанскими и татарскими континентальными отложениями. При таком заполнении одна толща ложится на другую несогласно, а вместе они образуют «ложные моноклинали».

На рис. 17, в соляной массив обнажился на поверхности. Выщелачивание в теле соляной линзы в разной мере приближается к поверхности второго структурного этажа. По склонам остаточных мас-

сивов проникали поверхностные воды, происходила гидратация ангидритов. В этом процессе гипсы деформируют вмещающие породы (А).

На рис. 17, г отображена зрелая стадия формирования третьего структурного этажа. Выщелачивание начинается на вершинах остаточных соляных массивов. Новообразованные мульды заполняются мезозойско-кайнозойскими отложениями (Б).

Мезозойско-кайнозойские отложения покрывают плащом большие пространства на всей поверхности Южно-Уральского грабена, особенно в южной его части.

Морфология и механизм образования тектонических структур, погребенных под структурами, сложенными кунгурскими, верхнепермскими и мезозойско-кайнозойскими отложениями. На геологических разрезах днища описанные выше три структурных этажа отличаются один от другого предельно отчетливо. Нижний этаж в пределах днища грабена выделяется параллельным напластованием слагающих его отложений, которые накапливались в дограбеновую эпоху на плоской поверхности описываемой территории. И, главное, эта поверхность оставалась слабо наклоненной к востоку, а в самой южной своей части — к югу, к Прикаспию. Толщи пород, накопившиеся на этих склонах, сохраняли свое первоначальное плоское залегание до раннего карбона — до начала образования Южно-Уральского грабена.

Очень контрастны различия в составе и в распределении мощностей пород нижнего и второго структурных этажей (современные формы залегания пород в большинстве случаев почти одинаковы). Сходство это возникло в процессе формирования среднего структурного этажа. Когда происходило проседание грабена, согласно опускались и все нижележащие толщи.

Современное строение грабена и, в частности, его днища определяется неравномерным распределением состава и мощностей пород нижней перми — ассельского, сакмарского и артинского ярусов. В западной части днища — в основании Рифовой флексуры — развита весьма типичная для таких зон депрессионная фация нижней перми. Для нее характерны темные известняки с прослоями глин и мергелей. Это сравнительно маломощные заведомо глубоководные осадки. На Рифовой флексуре сотни метров чистых органогенных известняков (до 1000 м), а в ее основании только десятки метров (30—90 м) темноцветных пород с однообразными органическими остатками.

Как уже упоминалось, в пределах основной части днища грабена помимо известняков развиты песчано-глинистые молассовые толщи, которые накапливались в процессе прогрессирующего прогибания. Ближе к крутому восточному борту грабена в состав докунгурской части нижнего отдела перми входят мелко- и крупногалечные конгломераты и грубые песчаники (байгенджинский горизонт артинского яруса).

В пределах днища грабена нижнепермские депрессионные и флишевые толщи подстилаются карбонатными породами, которые принято определять под названием платформенной формации. Все от-

ложения нижнего и среднего этажей в общем согласно участвуют в строении днища грабена. Залегание пород дограбенового этапа описываемой территории было постепенно преобразовано в процессе образования грабена и обусловленного им накопления пород ассельского, сакмарского и артинского возраста, которое происходило уже в условиях неравномерного проседания днища грабена. Днище у него в целом плоское, но вместе с тем ступенчатое.

Ступени плоские, разных размеров и форм, обычно полого прогнутые. Это предельно простые тектонические формы. Пожалуй, из числа тектонических структур ничего нет проще, чем локально проседающие плоские блоки. Элементарна не только их морфология. Слои, участвующие в их строении, залегают полого, плоско; соответственно у них площадное распространение и вытекающие отсюда закономерности в распределении фаций. Итак, днище Южно-Уральского грабена — плоско просевшее, состоящее из разноразмерных, полого прогнутых ступеней, которые в северной части грабена выражены менее контрастно, чем в более южных его частях.

В самой узкой части грабена ступени сочленяет Кинзебулатовский эскарп протяженностью более 70 км. Морфология у него различна в разных сечениях (рис. 18). На разрезе «а» это узкий крутой гребень, запрокинутый к востоку (выяснено при бурении многочисленных скважин). С глубиной гребень выполаживается. Это характерная и вместе с тем пока еще загадочная особенность. Тесно сжатые пласты сакмаро-артинские, а также верхне-среднекаменноугольные. Более древние горизонты карбона, слои девона и верхнего протерозоя отчетливо выположены.

Залежи нефти, выявленные на гребне Кинзебулатовского эскарпа под кровлей соленосного кунгура, приурочены к породам заведомо вторично нефтегазоносным. Не исключена возможность, что Кинзебулатовская, Ромадановская и Воскресенская залежи только ореольные. В данном случае это предположение имеет цель обратить внимание на своеобразие морфологии эскарпов кинзебулатовского типа.

Судя по распределению состава и мощности пород кунгурского яруса на крыльях описываемого эскарпа, его формирование закончилось в кунгурское время.

На геологических профилях и на тектонической карте (см. рис. 14, 18) видно структурное положение Кинзебулатовского эскарпа. Он в центре прогрессирующего опускания. Показательна окружающая его обстановка. Он локален. Залегание пород, участвующих в его строении, сильно деформировано, а вмещающие эту дислокацию слои залегают полого. Очевидно, что днище прогиба не испытывало общего непрерывного сжатия. Эскарп же представляет собой остаточную возвышенность, ограниченную флексурами, сформировавшимися в процессе длительного (С—Р₁kg), медленного и необратимого прогибания, у которого днище было и осталось в целом плоским. Форма прогиба показывает, что главный план его тектоники и, следовательно, весь ход геологического процесса на протяжении палеозоя был значительно проще, чем это предполагалось ранее. Все со-

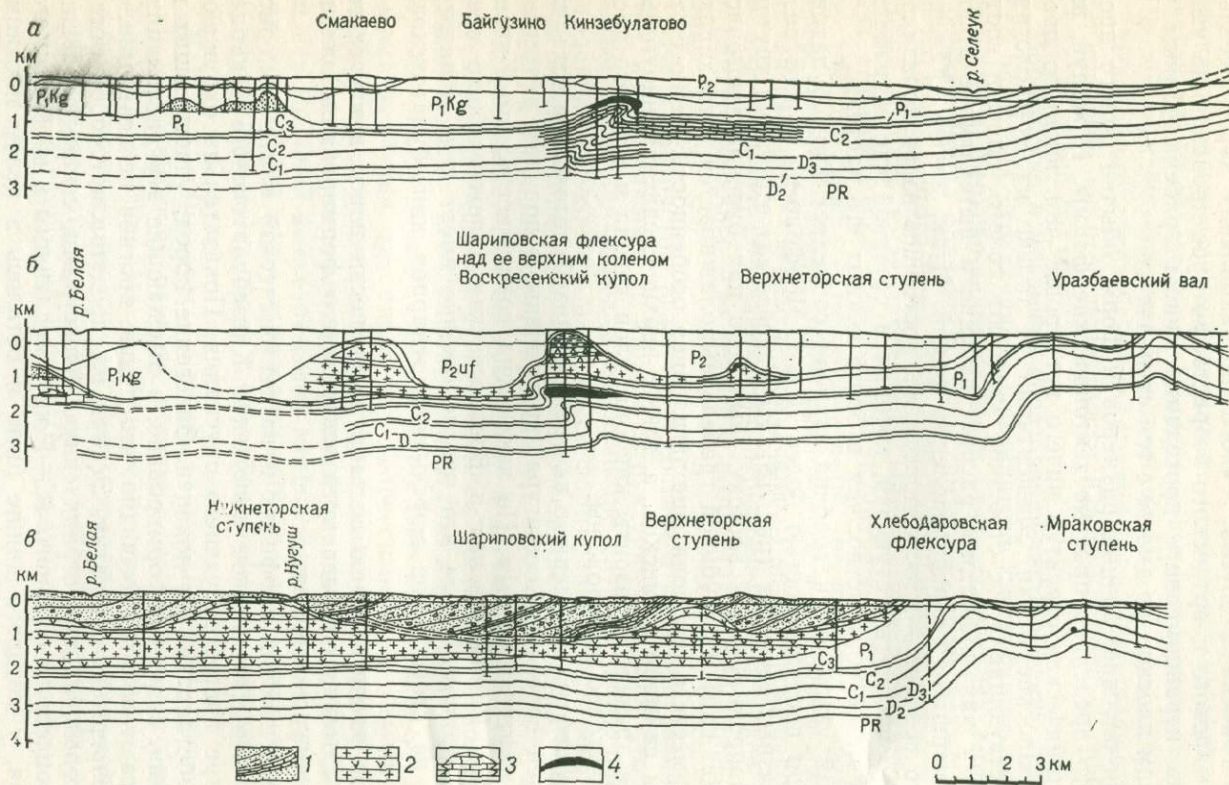


Рис. 18. Геологические разрезы по линиям:

а — Кинзебулатово—Арларово (см. рис. 43, профиль 2); б — Вознесенка—Уразбаево (см. рис. 43, профиль 7); в — Шапирово—Иштуган (см. рис. 43, профиль 9).
 1 — верхнепермские красноцветные отложения; 2 — кунгурские хемогенные отложения; 3 — нижнепермские рифовые массивы; 4 — нефть

держание процесса заключалось в обособлении прогиба на склоне более обширного опускания.

Южно-Уральский грабен южнее широтного отрезка р. Белой погружается к югу и кроме того расширяется к востоку. В этом месте его днище вдается в виде особого понижения в пределы борта грабена, образуя в нем амфитеатр. Этот амфитеатр — образование такого же рода, как Уфимский, Печорский, Актюбинский, но только меньшего размера.

Эта часть Южно-Уральского грабена изучена нами наиболее подробно. В ее пределах построено более 20 геолого-геофизических разрезов масштаба 1 : 25 000 и 1 : 50 000, в основу которых были положены наши полевые исследования, существующие геологические карты, в ряде случаев уточненные, и данные сейсморазведки МОВ, ОГТ и КМПВ. Некоторые из этих разрезов приведены в данной работе. На основе этих профильных разрезов была составлена карта тектоники юго-восточной части Башкирского Приуралья (рис. 19).

В северной части рассматриваемого участка расположены Ижбердинская и Мраковская ступени и сочленяющий их Ибраевский эскарп (рис. 20).

Ижбердинская ступень состоит из двух блоков, разобщенных поперечным эскарпом — Нукаевской седловиной.

Мраковская ступень «заполняет» нишу внутри амфитеатра. Ее восточная часть представляет собой борт Южно-Уральского грабена (и вместе с тем одну из ступеней амфитеатра). Над верхним коленом этого борта расположен купол, осложненный вторичным Бикбулатовским грабеном (рис. 21).

В западной части Южно-Уральского грабена, по линии Мраковского и Мурадымовского геологических разрезов, скважины достигли кровли рифейских отложений. В результате проведенного здесь бурения (у д. Белая Глина) получены очень важные данные. Впервые установлены строение и состав пород нижнего структурного этажа. Практическая значимость Белоглинских скважин определяется тем, что в 1976 г. на Белоглинской площади обнаружена залежь нефти, приуроченная к глинистым известнякам чешлавских слоев живетского яруса среднего девона. Открытие Белоглинской залежи показывает, что в пределах глубоко опущенных ступеней Южно-Уральского грабена помимо поисков газовых месторождений, приуроченных к отложениям карбона, необходимо вести поиски нефти в девонских породах, что существенно расширяет перспективы грабена.

Глубинное строение западной части днища Южно-Уральского грабена по линии Мраковского профиля на участке между Подгорновской и Белоглинской площадями пока не выяснено. Залежь газа в Подгорновском эскарпе расположена севернее профиля. В скв. 57 был получен газ с содержанием сероводорода 2,9 об. % в карбонатных отложениях нижней перми и среднего карбона.

Скв. 45, 46 и 23 (рис. 22) и скв. 48 (рис. 23), пробуренные в пределах верхнепермской мульды, уточнили глубинное строение нижней части Ижбердинской ступени. На разрезах хорошо видно выклинивание кунгурских отложений на борту грабена. В полосе сокращенной толщи кунгура выщелоченные среди них мульды неглубокие и

высоко расположенные. Западнее скв. 22 Подгорновско-Исимовский эскарп представляет собой крыло Большеикской флексуры, в пределах которого установлена потеря корреляции упругих волн. Каскиновская скв. 1, расположенная южнее линии профиля, приурочена к центру плоской Назаркинской ступени.

Западнее Ижбердинской ступени на разных уровнях расположены Назаркинская и Накасская ступени, которые к западу уступообразно понижаются. Сочленены они флексурами: Большеикской и Ташлинской. Над верхними коленами этих флексур располагаются Подгорновско-Исимовский и Тавакановский эскарпы.

Подгорновско-Исимовский эскарп сочленяет Ижбердинскую и Назаркинскую ступени. Все эти структуры на карте отображены изогипсами поверхности среднего карбона. Заметим попутно, что для построения детальной карты (см. рис. 19) нами выбран наиболее изученный, но вместе с тем и наиболее сложный (спорный) участок.

Сложность обуславливают эскарпы, которые в виде структурных носов начинаются на крыльях флексур и продолжаются в пределах прогнутых ступеней. Так, например, от Подгорновско-Исимовского эскарпа в юго-западном направлении ответвляется Тавакановский эскарп. Характерны также обособленные на одном участке эскарпы, составляющие вместе своеобразные гирлянды. Такие гирлянды хорошо видны на обзорной тектонической карте.

Ижбердинская ступень в западной части осложнена Саратовским сдвигом. Специального внимания заслуживают сдвиги вуктыльского типа, поскольку этого рода деформации в залегании горных пород в Южном и Среднем Приуралье раньше не обнаруживались. Впервые происхождение такого сдвига было установлено в бассейне Печоры в 1969 г.

Сдвиги вуктыльского типа (Вуктыльский, Саратовский и Кузубековский) изучены в разной степени. Но все они, безусловно, образования однородные. Лучше всех изучен Вуктыльский сдвиг, расположенный в восточной части Верхне-Печорской грабеновой впадины (рис. 24). В основании Вуктыльского смещенного массива горных пород расположен Лебяжинский эскарп.

Саратовский сдвиг по своему структурному положению, по морфологии и по другим признакам устроен так же, как и Вуктыльский. В основании Саратовского сдвига расположен Подгорновско-Исимовский эскарп (см. рис. 20). Саратовский сдвиг имеет форму полу-

Рис. 19. Тектоника юго-восточной части Башкирского Приуралья.

1 — изогипсы кровли среднего карбона; 2 — тектоноизогипсы среднего девона; 3 — вершина Инякского эскарпа; 4 — Зилаирская флексура; 5 — грабены каменноугольного возраста, вошедшие в пермское время в проседание Южно-Уральского грабена; 6 — вторичные грабены; 7 — сдвинутые массивы горных пород; 8 — запрокинутая кровля среднего карбона; 9 — контуры залежей нефти и газа; 10 — линии геолого-геофизических разрезов; 11 — линии полевых геологических разрезов; 12 — скважины и их номера.

Цифры на карте (в кружочках): 1—7 — ступени (1 — Ижбердинская, 2 — Мраковская, 3 — Назаркинская, 4 — Накасская, 5 — Ново-Алексеевская, 6 — Суреньская, 7 — Усманная); 8—13 — флексуры (8 — Ташлинская, 9 — Большеикская, 10 — Тастубская, 11 — Ургинская, 12 — Тукатовская, 13 — Зилаирская); 14—24 — эскарпы (14 — Тавакановский, 15 — Подгорновско-Исимовский, 16 — Ибраевский, 17 — Шафеевский, 18 — Нукаевский, 19 — Назаркинский, 20 — Беркутовский, 21 — Догонакский, 22 — Исянгуловский, 23 — Тазларовский, 24 — Кометавский); 25—31 — грабены (25 — Бикбулатовский, 26 — Суюшевский, 27 — Мурадымовский, 28 — Астапский, 29 — Бикбердинский, 30 — Кугарчинский, 31 — Чумазинский); 32—33 — сдвиги (32 — Саратовский, 33 — Кузубековский)

3 Саратовский сдвиг



Рис. 20. Фрагмент геологического разреза восточной части Южно-Уральского

цилиндра, восточный край которого сместился книзу и при этом несколько сдвинулся к западу. Западный край полуцилиндра соответственно выдвинулся кверху и надвинулся на коренную часть эскарпа.

Природа перечисленных сдвигов пока еще недостаточно изучена. В данном сообщении отметим только то, что они относятся к дислокациям гравигенного происхождения и приурочены к погребенным эскарпам, которые перспективны в отношении поисков залежей углеводородов. В сдвинутых массивах залежи ореольные.

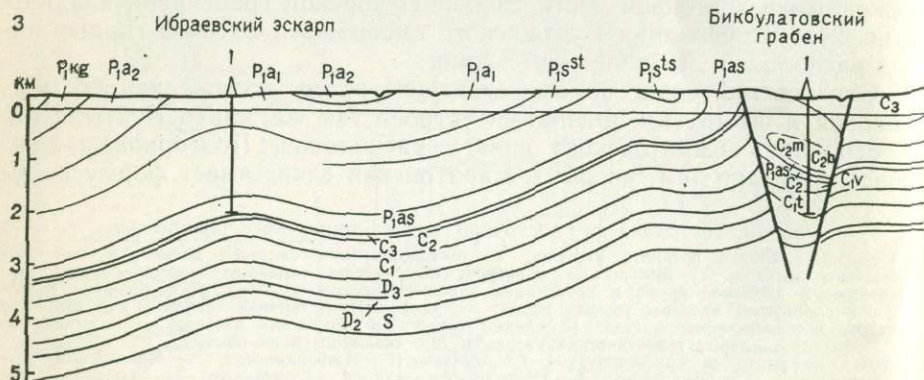
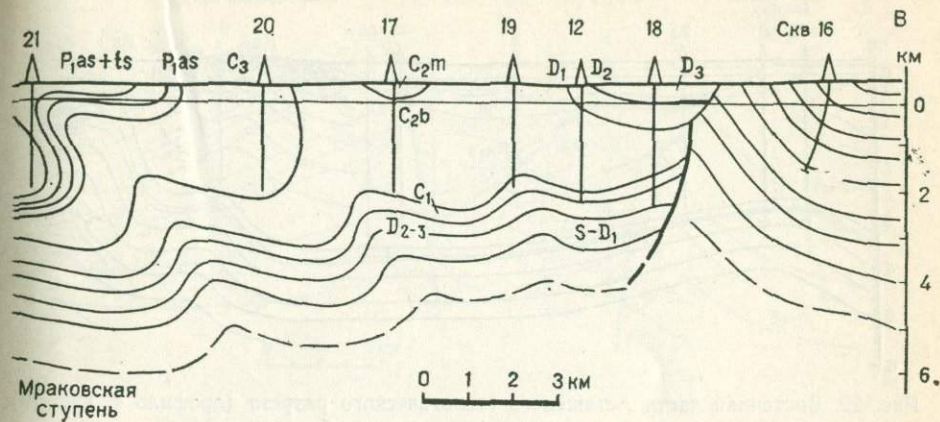
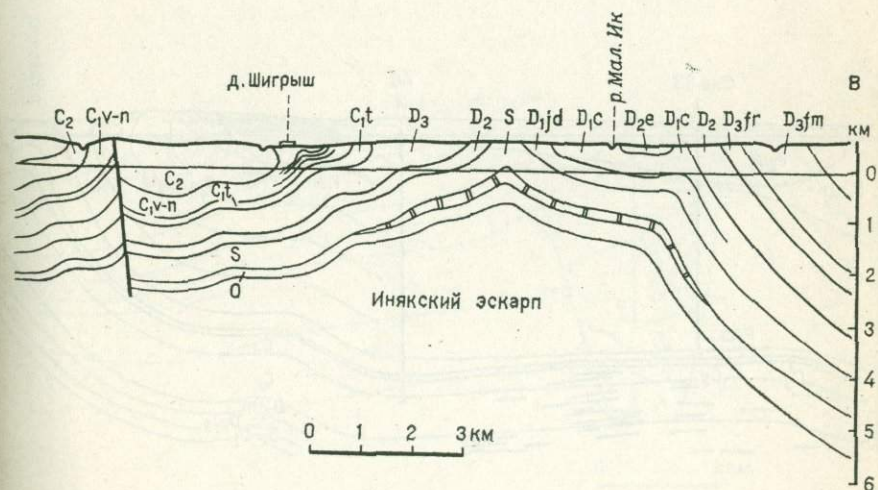


Рис. 21. Фрагмент геологического разреза восточной части Южно-Уральского



грабена на широте с. Мраково (профиль 1, рис. 19).

Среднюю часть района пересекает Беркутовский геологический разрез (рис. 25). В западной части разреза нижний коренной структурный этаж, сложенный докунгурскими породами, состоит из двух плоских ступеней: Накасской и Назаркинской. Кровля среднего карбона в их пределах располагается ниже уровня моря соответственно на следующих глубинах: 3975, 3520 и 3800—4000 м. Ступени в разной мере прогнуты. Над верхними коленами сочленяющих их флексур расположены Кузебековский, Назаркинский и Беркутовский эскарпы.



грабена на широте с. Мурадымово (профиль 2, рис. 19).

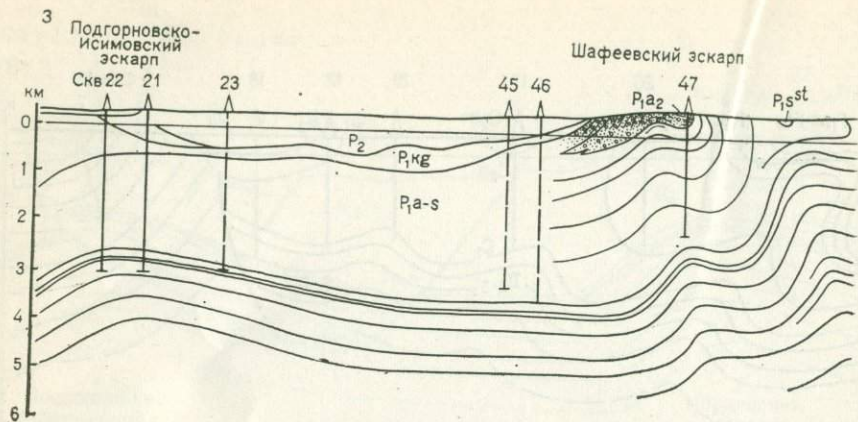


Рис. 22. Восточная часть Асташского геологического разреза (профиль 4, рис. 19).

Графическое описание отображенных на Беркутовском разрезе тектонических структур представляет оптимальный вариант обобщения доступных проверке геолого-геофизических данных. Здесь по возможности непротиворечиво согласованы результаты основных исследований, а именно: 1) геологического картирования; 2) специального изучения морфологии; 3) материалов, полученных при бурении скважин; 4) данных гравиразведки, электроразведки и сейсморазведки.

В западной части геологического разреза (см. рис. 25) достигнута вполне отчетливая сходимость и взаимодополняемость сейсмических и геологических данных. Устойчивые отражения в виде отдельных площадок приурочены к участкам нижнего структурного

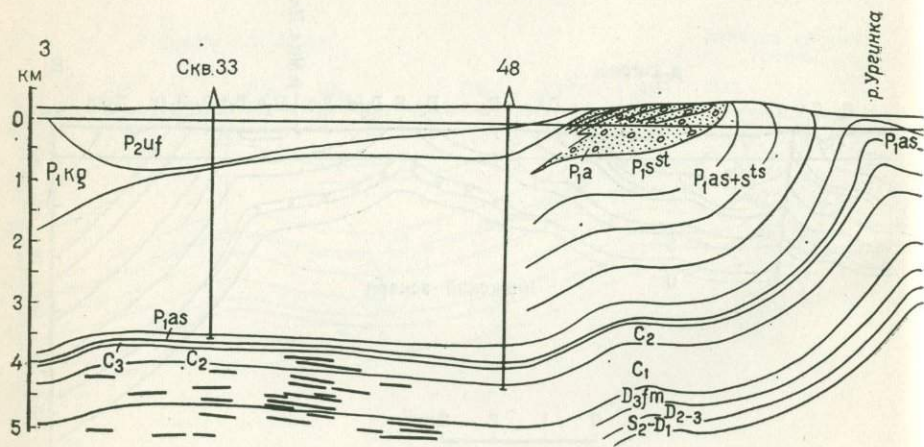
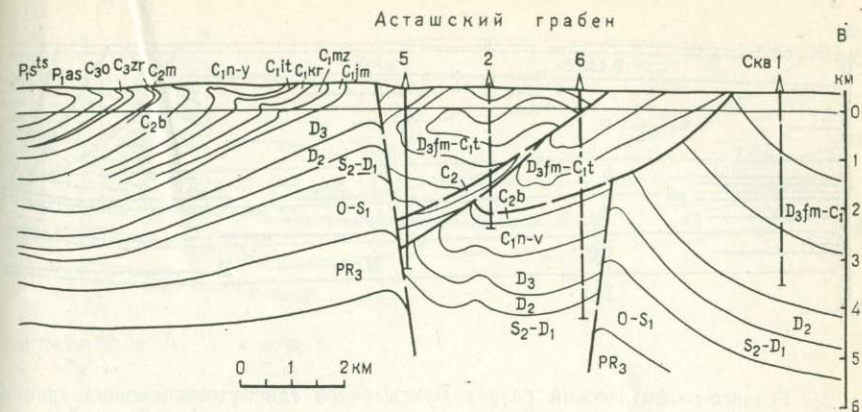


Рис. 23. Восточная часть Южно-Асташского геологического разреза (профиль 5,



этажа, расположенным под красноцветными мульдами. Между мульдами сказалось экранирующее влияние соляных массивов.

Потеря корреляции, как правило, происходит в тех местах, где наклоны слоев превышают возможности КМПВ, МОВ и МОГТ. По-видимому, эффективность применения этих методов особенно снижается в тех случаях, когда в проекте работ не предусмотрены специфические трудности сейсмического профилирования при пересечении флексур и эскарпов, где помехами являются не только крутые наклоны пластов, но и изменения состава и мощностей пород.

Так, например, в пределах свода и крыльев Беркутовского эскарпа отраженные волны не были зарегистрированы. Коррелируемые результаты дали методы преломленных волн и общей глубин-

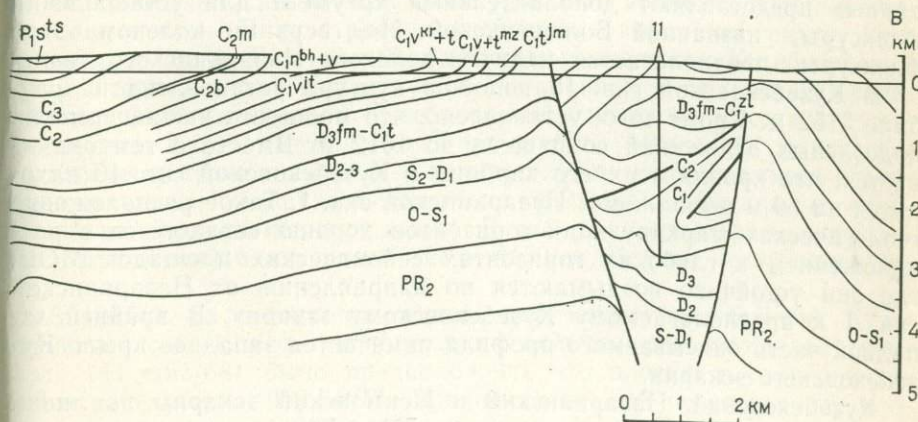


рис. 19).

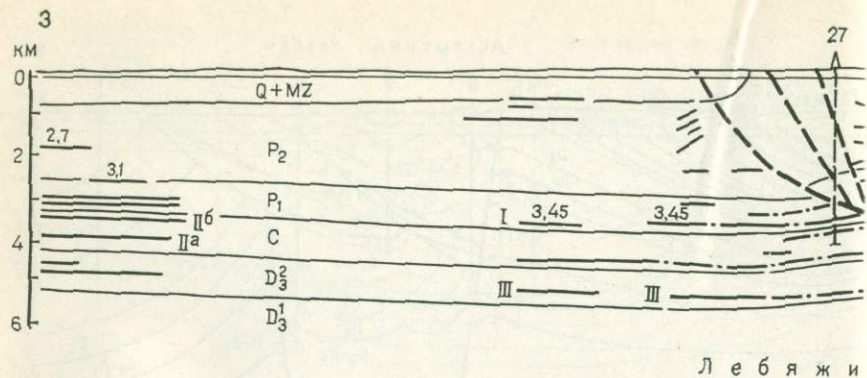


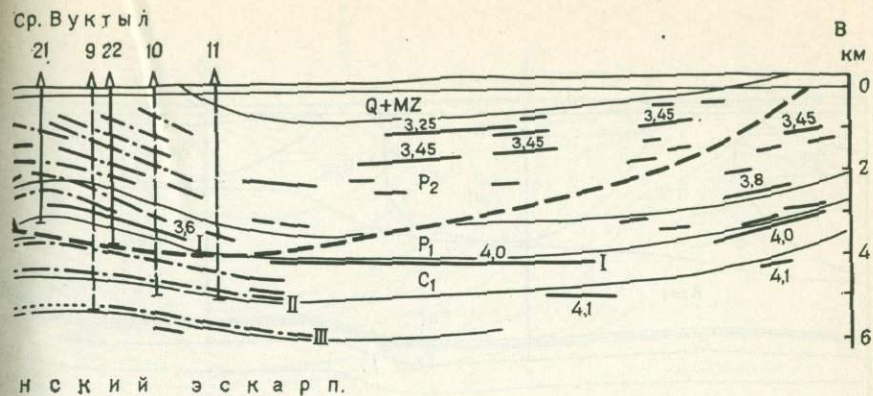
Рис. 24. Геолого-геофизический разрез Вуктыльского сдвинутого массива гравиген

ной точки, но они не согласуются с прямыми геологическими наблюдениями. Наряду с этим разными методами сейсморазведки устанавливаются отчетливые и устойчивые сейсмические площадки по обе стороны купола, где расположены две пологие ступени.

Наличие погребенных эскарпов в западных частях Назаркинской и Кузубековской ступеней пока еще недостаточно обосновано. Приведенные данные глубокого бурения, сейсморазведки и геологического картирования позволяют определить пределы точности построения. Данные бурения Назаркинских скв. 10 и 1, Кузубековской скв. 10 свидетельствуют о наличии двух ступеней. В их пределах мощность нижнепермских подсолевых отложений разная. Она изменяется от 2598 м в Назаркинской скв. 10 до 1626 м в Назаркинской скв. 1. Там, где эти ступени сочленяются, нет сейсмических площадок, что дает основание предполагать в этом месте наличие флексуры. Между скв. 1 и 10 подошва соленосной толщи кунгура воздымается с глубины 2591 (в скв. 1) до глубины 1232 м (скв. 10). Эти данные представляют дополнительный аргумент для установления флексуры, названной Большеицкой. Над верхним коленом этой флексуры предполагается наличие пологого Назаркинского вала.

В Кузубековской скв. 10 подошва кунгура установлена на глубине 3152 м. Кроме того, установлено, что мощность нижнепермских подсолевых отложений сокращена до 1012 м. Вместе с тем оказывается, что кровля верхнего карбона в Кузубековской скв. 10 находится на 50 м выше, чем в Назаркинской скв. 1. Такое расположение геологических маркирующих горизонтов хорошо согласуется с расположением в глубоких горизонтах сейсмических площадок МОВ, где они устойчиво воздымаются по направлению от Назаркинской скв. 1 к предполагаемому Кузубековскому эскарпу. В крайней западной части описываемого профиля намечается западное крыло Кузубековского эскарпа.

Кузубековский, Назаркинский и Исимовский эскарпы по линии Южно-Асташского профиля (см. рис. 23) очень пологие, малозаметные. Они здесь затухают. В этом сечении сейсмические площадки про-



ного происхождения.

филя 131 с/п5/67 характеризуются устойчивым расположением на одних участках и прерывистостью на других. Так, западнее скв. 33 на большом пространстве нижнего структурного этажа не получены отражения. Наряду с этим между скв. 33 и 48 все пространство до глубины 6 км охарактеризовано устойчиво расположенными площадками.

В этом месте установлен плоский Исимовский эскарп. На его погружении пробурена скв. 33. Он сочленяет две полого прогнутые ступени: Назаркинскую и Ижбердинскую.

Кузубековский разрез пересекает вкрест простирания восточную часть днища Южно-Уральского грабена, его восточный борт и вершину Инякского эскарпа (рис. 26). Глубинные структуры западной части профиля погребены под соляными массивами и расположенными в них мульдами.

В крайне западной части Кузубековского разреза в основании кунгурских отложений находится восточная часть Накасской ступени, ограниченная Ташлинской флексурой. Это наиболее глубоко опущенная ступень. В ее строении участвуют отложения триаса. Над верхним коленом Ташлинской флексуры расположен Кузубековский эскарп, сочленяющий Накасскую и Назаркинскую ступени. В пределах последней установлен Кузубековский сдвинутый массив вуктыльского типа. Кузубековская скв. 1 на глубине 4404—4407 м пересекла плоскость сдвига и вошла в ненарушенные толщи нижнего структурного этажа, обнаружив налегание среднекаменноугольных отложений на верхнекаменноугольные. В скв. 1 из среднекаменноугольных отложений в интервале 4045—4180 м получен газоконденсат.

В 1975 г. на основании данных, полученных при бурении Кузубековской скв. 1, и по расположению сейсмических площадок (профиль 144 с/п5/68) было предположено, что плоскость сдвига находится на глубине 4000 м. Назаркинская скв. 13 пересекла эту плоскость в интервале 4237—4240 м, где были пройдены слои, наклоненные под углом 75—80°. Выше плоскости сдвига ассельские слои

борта Южно-Уральского грабена, которые формируют горный Западный Урал. В связи с этим основные наши исследования были направлены на изучение именно данных структур. Интерес обусловлен и тем обстоятельством, что еще совершенно не разработана методика поисков горячих полезных ископаемых в горных районах Урала. Этот наиболее обширный и важный материал мы выделили в специальную главу, посвященную описанию главных элементов тектоники восточного борта Южно-Уральского грабена.

ГЛАВА 4

ВОСТОЧНЫЙ БОРТ ЮЖНО-УРАЛЬСКОГО ГРАБЕНА

Южная часть борта

Тастубская флексура — крупнейший элемент тектоники Южного Урала, расположенный в основании восточного борта Южно-Уральского грабена. Она представляет собой крутой коленчатый изгиб мощной, несколькокилометровой толщи палеозойских пород. Амплитуда флексуры в южной ее части достигает 5000 м, к северу она уменьшается. Она сочленяет собой две ступени: нижняя образует плоское днище грабена, верхняя состоит из нескольких ступеней разного размера и формы. На юге Тастубская флексура сочленяется с Чернореченской ступенью (см. рис. 14).

По направлению к северу Чернореченская ступень сужается и на протяжении 80 км Тастубская флексура сближается с Зилаирской флексурой (западным бортом Зилаирского грабена). На этом протяжении сближенные флексуры составляют Инякский эскарп. Далее к северу расстояние между Южно-Уральским и Зилаирским грабенами вновь увеличивается (так же как и на юге), соответственно их борта (Инякский эскарп) расширяются — переходят в остаточную Башкирскую возвышенность. Последняя состоит из нескольких плоских ступеней, сочлененных эскарпами. Западная часть этой возвышенности называется Торской ступенью. Располагается она над Тастубской флексурой. Над Торской ступенью возвышается Башкирская ступень — реликт Рифейской синеклизы.

Тастубская флексура прекрасно выражена в рельефе. К ней приурочены обособленные, линейно вытянутые гряды, которые резко ограничивают с востока плоскую низменность днища грабена. У основания этих гряд следует отчетливо, словно проведенная по линейке, западная граница хребтов Урала. Гряды такого типа высотой 300—400 м тянутся с юга на север, вдоль мелкосопочной низменности, расположенной у подножия борта Южно-Уральского грабена. Южнее они входят в состав восточного борта Прикаспийской синеклизы.

Многочисленные реки прорезают гряды, приуроченные к флекуре, часто образуя среди них ущелья, в которых обнажаются моноклинально залегающие пермские и каменноугольные отложения. На поверхности выступают толщи башкирского и московского ярусов. Они сложены однообразными, тонко чередующимися темно-серыми аргиллитами и песчаниками с подчиненными прослоями известня-

ков. Мощности их в пределах флексуры оцениваются соответственно в 400 и 800 м. Отложения гжельского и оренбургского ярусов в основном сложены такими же породами. Исключение составляет знанчуринский горизонт в верхней части гжельского яруса, состоящий из обломочных и глыбовых известняков.

Толща нижнепермских пород в пределах Тастубской флексуры довольно однообразна. Ассельский ярус начинается аргиллитами и песчаниками, над которыми обычно залегают массивные известняки. Общая мощность ассельского яруса равна 500—600 м. Сакмарский ярус подразделяется на тастубский и стерлитамакский горизонты. В первом из них преобладают известняки и аргиллиты, во втором — песчаники и аргиллиты. Мощности оцениваются в 250 и 600 м. Артинский ярус сложен песчаниками, аргиллитами с редкими прослоями известняков. Его мощность в пределах флексуры равна 650 м.

Нижнее колено Тастубской флексуры сложено кунгурскими отложениями в краевой фации. Они представлены песчаниками, глинами, доломитами, ангидритами и гипсами. Толща тонко и параллельно наслоена. Она не содержит каменной соли, которая доминирует среди кунгурских пород днища прогиба. В таком составе горных пород Тастубская флексура протянулась на сотни километров. Границы участвующих в ее строении стратиграфических подразделений расположены в общем параллельными рядами. Они отчетливо вырисовывают эту гигантскую форму на местности и соответственно на обзорных геологических и тектонических картах. Тастубская флексура наклонена к западу. Крутизна наклона ее крыла к горизонту в различных частях разная, но, как правило, большая. На значительных расстояниях наклон флексуры достигает 60 и 70°. При такой крутизне границы слагающих ее комплексов пород прямолинейны.

Нижнее колено Тастубской флексуры отчетливо выступает на карте. Оно расположено в том месте, где артинские слои погружаются под кунгурские. Вдоль этой границы и протянулся крутой изгиб флексуры. Западнее располагается широкая плоская низменность, которая на тектонической карте выделяется по распространению верхнепермских мульд, вложенных в толщу хемогенных пород. Вдоль основания флексуры в виде прерывистой цепи на огромном протяжении прослеживаются карстовые воронки. В некоторых из них видно, как проваливаются породы в выщелоченные пространства. Чаще наблюдаются крутые наклоны слоев. Выполаживание флексуры к западу устанавливается на местности по смене серых хемогенных пород красноцветными и вишнево-красными уфимскими глинами и песчаниками. Более определенно перегиб нижнего колена вырисовывается на поперечных геологических разрезах, построенных на основании данных сейсмики и бурения.

Форма изгиба нижнего колена Тастубской флексуры на разных ее отрезках различна. Различия заключаются в крутизне изгиба. В целом же это колено на огромном протяжении до удивления однородно. В этой однородности перегиба от крутой флексуры к плоской ступени ярко сказывается простота механизма образования Южно-

Уральского грабена. Он образовался в процессе опускания, предшествующего накоплению кунгурских отложений.

Соединительное крыло южной части Тастубской флексуры. На правом берегу р. Сакмары и на Черной реке соединительное крыло Тастубской флексуры представляет собой крутую моноклинали. В ее строении принимают участие артинские, сакмарские, ассельские и кунгурские отложения, которые резко выполаживаются, погружившись под красноцветные породы уфимской свиты. Общая мощность пермских слоев, обнаженных в современном срезе моноклинали, достигает 2 км. Если прибавить к ним отложения верхнего и среднего карбона, то она увеличивается до 4,5 км. Это весьма крупная моноклинали. И нужно подчеркнуть, что она устроена очень просто и что эта простота характерна для описываемой структуры.

Между реками Урал и Касмарка, на расстоянии 35 км, границы между слагающими ее стратиграфическими подразделениями прямолинейны и параллельны. Прямолинейное расположение стратиграфических границ обусловлено крутым залеганием слоев, состав и мощности которых не претерпели значительных изменений.

Описываемый участок флексуры приурочен к крутым грядам рельефа, во многих местах хорошо обнаженным. По оврагам залегание пород видно в поперечном сечении. На большом расстоянии наклон у них стабильный — 60°. Только в отдельных местах моноклитное залегание пластов нарушено в результате неравномерного выветривания, оплывания и т. п. Кроме того, наблюдаются межпластовые смятия, возникшие в результате небольших перемещений одного слоя относительно другого.

Ширина соединительного крыла флексуры, измеренная между нижним и верхним коленами, равна 5 км. Амплитуда коленообразного изгиба нижеартинских отложений на Сакмаре оценивается в 4,5 км. Это сооружение своими гигантскими размерами, монументальностью и, главное, простотой формы характеризует стиль плана тектоники Южно-Уральского прогиба.

Имея в виду вопрос о соотношении приповерхностной и глубинной тектоники, заметим, что строение нижнего колена и соединительного крыла Тастубской флексуры на участке между реками Урал и Касмарка на поверхности и на глубине согласное (рис. 27, а). Севернее же Касмарки на большом участке (25 км) строение этой флексуры на глубине не изменяется, а на поверхности оказывается существенно иным (рис. 27, б).

Тектоноизогипсы от р. Урала до р. Ускалык (на протяжении 25 км) столь же прямолинейны и параллельны между собой, как и на участке от р. Урал до р. Касмарки. На всем протяжении (70 км) в узкой отчетливо выраженной полосе тектоноизогипсы, так же как и стратиграфические границы, мало отклоняются даже в тех местах, где реки и овраги прорезают ущелья и долины в грядах, приуроченных к флексуре. Такое расположение тектоноизогипс и границ однозначно показывает, что крутое западное крыло флексуры на этом отрезке построено одинаково. Однако на поверхности строение неодинаково. На первый взгляд такое положение может показаться парадоксальным.

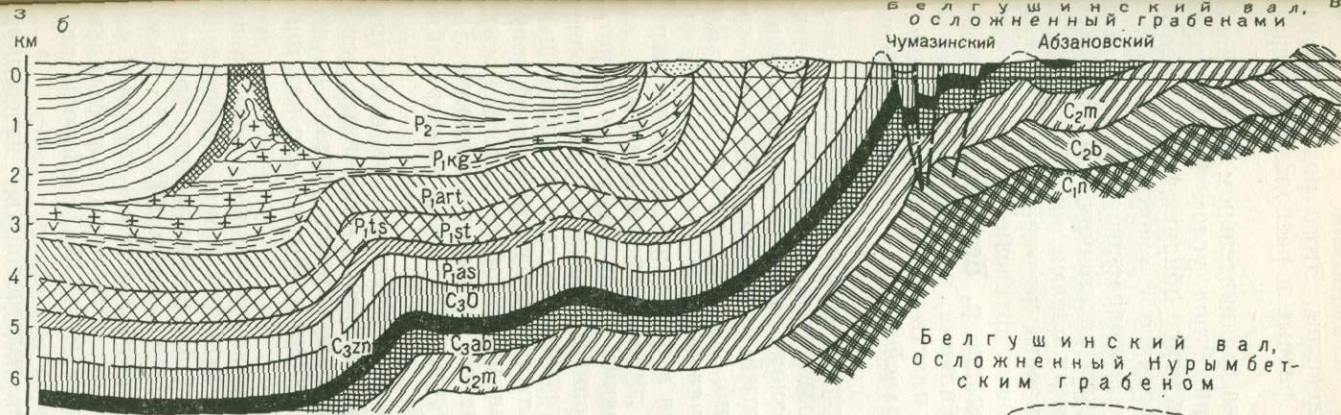


Рис. 27. Геологические разрезы (см. рис. 30) на широте рек Касмарки (а) и Ассели (б).

Рассмотрим подробнее нарушения, осложняющие с поверхности соединительное крыло Тастубской флексуры. Этого рода деформации слоев в разных частях флексуры разные и расположены неравномерно.

Между реками Урал и Касмарка на соединительном крыле флексуры наблюдаются пласты, наклоненные под углом 60° к западу (см. рис. 27). При приближении к Касмарке обнаруживается следующая картина: артинские слои на границе с кунгуром круто падают к западу под углом $60-70^\circ$; по направлению к востоку угол наклона в артинских слоях на коротком расстоянии увеличивается до 90° и у границы со стерлитамакскими слоями они уже запрокинуты. Стерлитамакские и тастубские пласты не только запрокинуты, но еще и смяты; видны гряды, сложенные артинскими, стерлитамакскими и тастубскими породами. В долине р. Белгушки вторичные деформации крыла флексуры более сильные, чем на Касмарке, но здесь видно, что у основания склона пласты наклонены к западу и меньше смяты, чем в его средней и верхней частях, где они опрокинуты.

Наблюдая на разных широтах Тастубскую флексуру, легко заметить, что на протяжении 70 км она одинаково обрисовывается тектоноизогипсами, но существенно по-разному выглядит в обнажениях. Тектоноизогипсы отображают коленчатый изгиб мощной толщи пород. На протяжении 35 км этот изгиб виден на поверхности. Далее к северу на крыле флексуры в обнажениях коренных горных пород видны «растрепанные» слои. Когда это явление не сильно выражено, видно, что на крутых склонах горные породы оплывают, изгибаются, сползают и т. п. Такие явления наблюдаются до широты р. Белгушки. Севернее картина становится сложней. Здесь приповерхностные нарушения проникают глубже, создается иллюзорное впечатление, что эти нарушения продолжаются в недра земной коры.

У д. Андреевки, расположенной на правом берегу р. Ускалык, составлен подробный геологический разрез вкрест простирания Тастубской флексуры в масштабе $1:300$ (рис. 28); это деталь разреза б, рис. 27.

Описываемый разрез отображает участок Тастубской флексуры в южной ее части. К флексуре приурочен хребет, сложенный породами артинского и сакмарского возрастов. Хребет огромный, линейно вытянутый с крытым западным склоном. Высота его над низменностью достигает $300-400$ м.

В пределах Тастубской флексуры по направлению с востока на запад сменяются слои от ассельских до кунгурских и в соответствии с наклоном флексуры в сторону днища Южно-Уральского грабена они наклонены не к западу, а к востоку по азимуту $60^\circ \angle 45^\circ$. Залегание пластов в целом моноклинальное. Вместе с тем в западной части разреза известняки образуют мелкие, сильно сжатые складки, ориентированные в разных направлениях (рис. 28, 1). Породы раздавлены, трещиноваты.

Над сжатыми складками залегают толстослоистые известняки. Они спокойно погружаются к востоку (рис. 28, 2). Выше залегают 12 пачек известняков. В общем они одинаково наклонены к востоку,

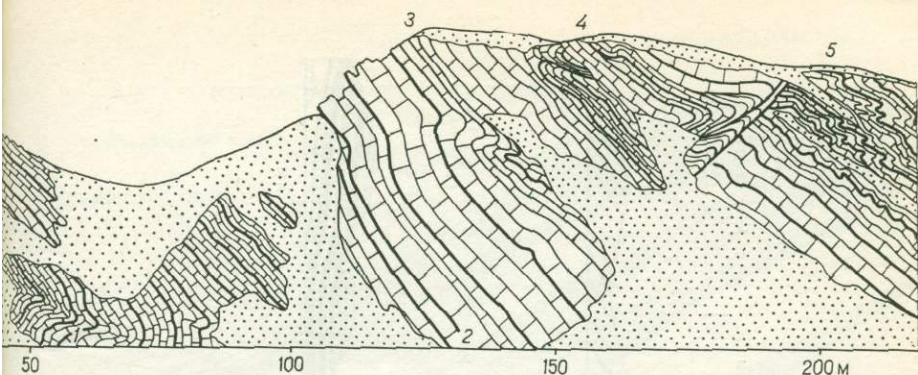


Рис. 28. Запрокинутые слои тастубского горизонта на Тастубской флектуре

но по-разному смяты. Между пачками относительно толстослоистых известняков расположены тонкослоистые породы, местами растянутые и утоненные (рис. 28, 3), местами скрученные и смятые в мелкие складочки (рис. 28, 4 и 5). Межпластовые дислокации особенно характерны в описываемом разрезе. Это следы сползания пластов друг относительно друга. Не исключена возможность, что приповерхностные части запрокинутых и смятых пластов сорваны со своего основания и несколько повернуты.

У соединительного крыла флексуры головы пластов запрокинуты только в приповерхностной его части.

Для того чтобы разобраться в морфологии и происхождении приповерхностных дислокаций, представилось целесообразным отобразить их с такой степенью подробности, чтобы было можно выявить их характерные особенности. Мы составили на местности геологические разрезы вдоль рек Касмарки, Белгушки Ассели и др. в масштабе 1 : 2000 и 1 : 5000.

На профиле, составленном по правому склону долины р. Касмарки (рис. 29) и представляющем собой фрагмент разреза *a*, на рис. 27, видно, что артинские породы, слагающие крыло Тастубской флексуры, стоят на головах. Запрокидывание наблюдается непосредственно у границы с кунгуром. Известняки, словно рельсы, тянутся параллельными рядами на большом протяжении по вершинам низких сглаженных гряд. А между ними, в пологих долинах, залегают известняки, алевролиты, аргиллиты и песчаники.

Стерлитамакская толща тоже поставлена на голову. В ее составе имеются прослои известняков и песчаников. Они слагают более высокие и более крутые хребты по сравнению с артинскими породами. Обращает на себя внимание, что стерлитамакские пласты не только поставлены на голову, как артинские, но в верхних частях гряд частично запрокидываются и заметно смяты.

В составе тастубского горизонта содержатся мощные пачки известняков. Гряды, сложенные этими известняками, доминируют в рельефе. Часто в больших скальных обрывах выступают толщи известняков, в разной степени претерпевшие смятия. Сложная и раз-

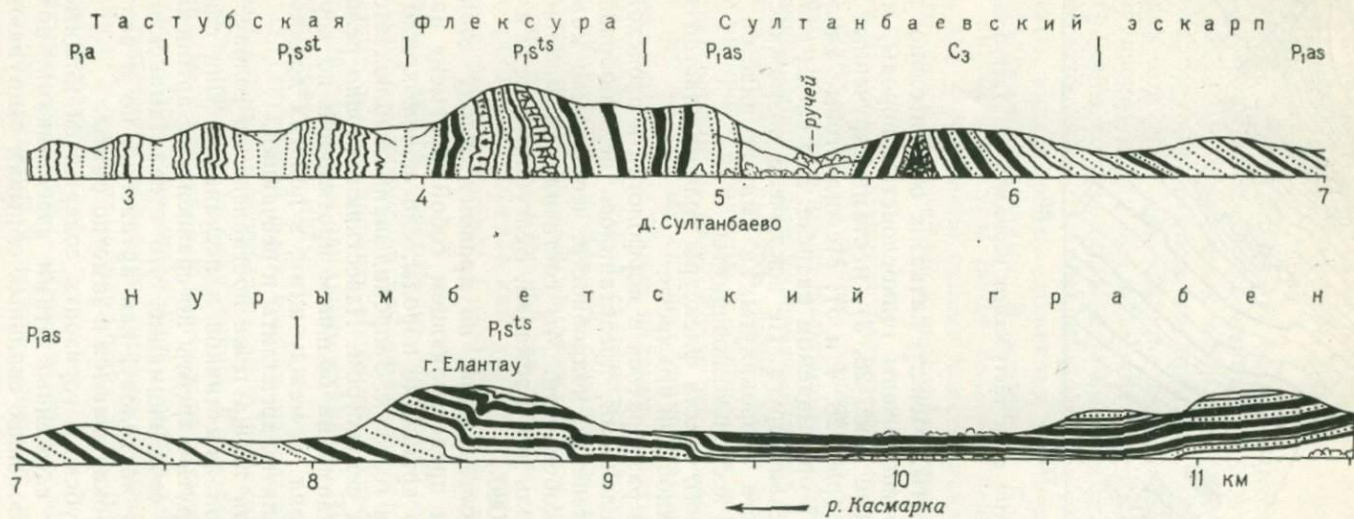


Рис. 29. Геологический разрез правого берега р. Касмарки (фрагмент профиля а, рис. 27).

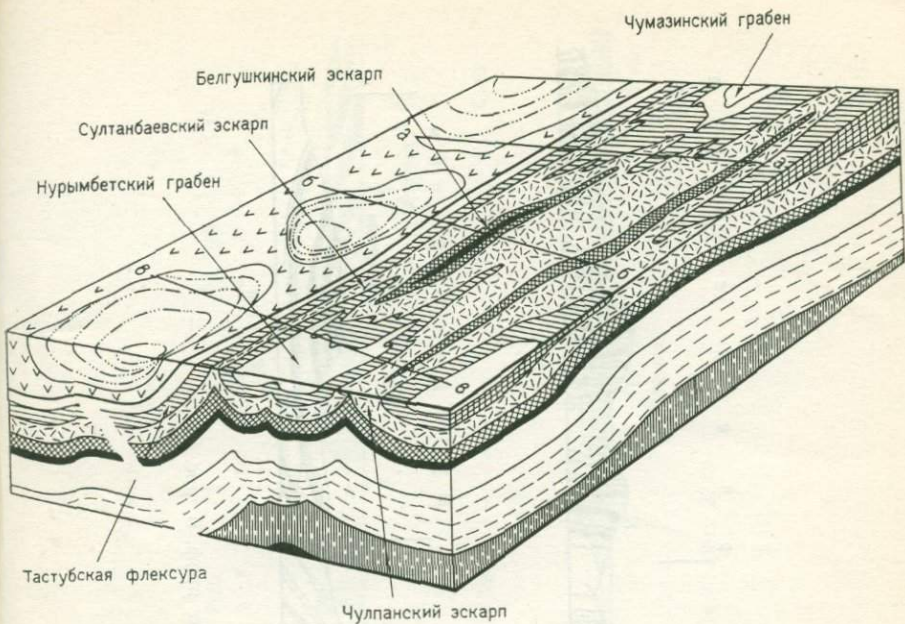


Рис. 30. Блок-диаграмма южного участка восточного борта Южно-Уральского грабена.

нообразная деформированность слоев, участвующих в строении крыла Тастубской флексуры, не нарушает ее простираия. Интенсивность межпластовых смятий в пределах флексуры возрастает от Касмарки к северу. Запрокидывание пластов и межпластовые смятия на крыле флексуры пространственно и генетически между собой связаны, что сказывается в одинаковых изменениях интенсивности этих явлений. Слои верхнего карбона слагают вершину Султанбаевского эскарпа, восточнее которого расположена прогнутая ступень — Нурымбетовский грабен. Соотношение этих структур можно увидеть также в южной части блок-диаграммы (рис. 30).

На р. Белгушке соединительное крыло Тастубской флексуры расширяется, в его строении принимают участие и верхнекаменноугольные горизонты (рис. 31). Они формируют в то же время Белгушкинский эскарп, в ядре которого обнажены известняки и алевролиты московского яруса. На блок-диаграмме (см. рис. 30) эти структуры пересекают профиль б.

Река Ассель пересекает вкрест простираия восточный борт Южно-Уральского грабена и кроме того значительные части ступеней, которые он сочленяет. Здесь составлен детальный геологический разрез протяженностью 2000 м в масштабе 1:2000 (рис. 32). В западной его части (с. Петровское) верхнепермские континентальные отложения заполняют сравнительно неглубокую мульду, выщелоченную в краевой части кунгурской линзы хемогенных пород.

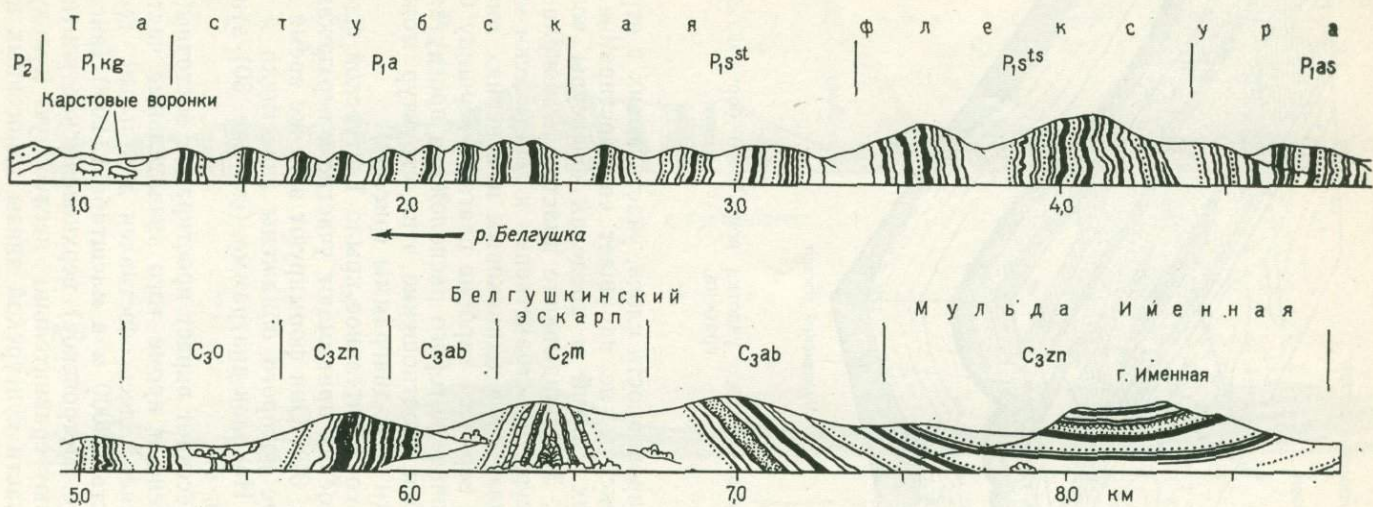


Рис. 31. Геологический разрез правого берега р. Белгушки (фрагмент проф. б, рис. 30)

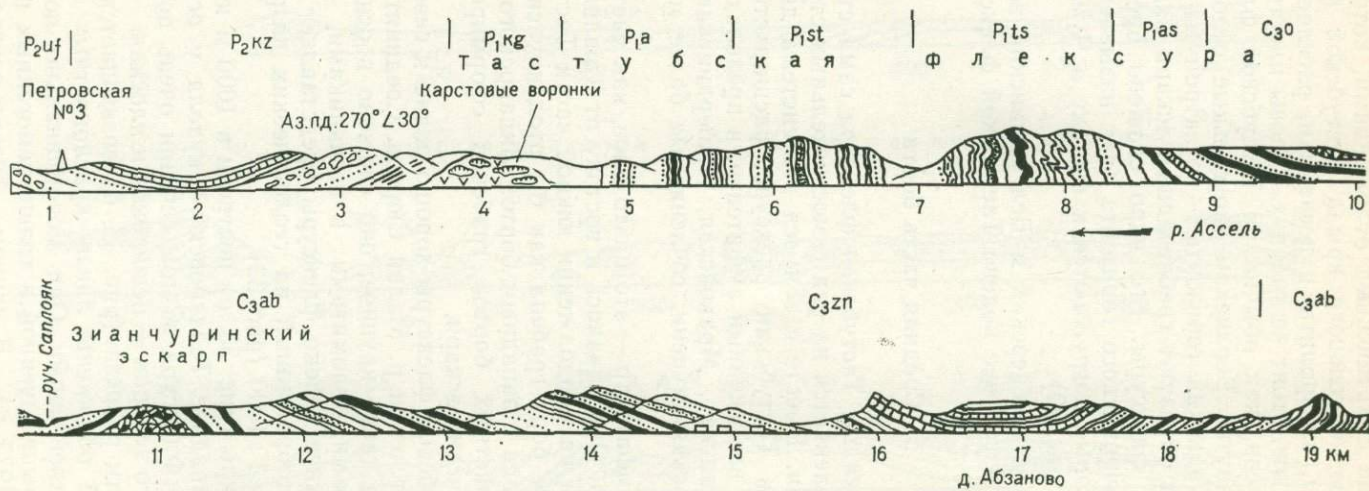


Рис. 32. Геологический разрез в районе р. Ассель (фрагмент профиля б, рис. 27).

Карстовые воронки расположены в основании Тастубской флексуры — на границе с артинскими отложениями, которые слагают нижнюю часть соединительного крыла Тастубской флексуры. Артинские аргиллиты, алевролиты и песчаники, расслоенные тонкими пластами известняков, стоят на головах. Головы пластов тастубского и ассельского ярусов, как обычно на Тастубской флексуре, более отчетливо запрокинуты. Верхнекаменноугольные отложения — оренбургский и зянчуринский горизонты — не затронуты гравигенными нарушениями. Они образуют гребневидный эскарп над верхним коленом Тастубской флексуры. Его ядро сложено брекчированными известняками зянчуринского горизонта (так называемая «сапложская фация»), которые погружаются к востоку в Чумадинский грабен (профиль *a* на рис. 30).

Отметим, что Султанбаевский и Белгушкинский эскарпы также представляют собой верхнее колено Тастубской флексуры.

Средняя часть борта

Севернее р. Ускалык Тастубская флексура сама становится ступенчатой, она расчленяется на ряд самостоятельных ступеней, сочлененных флексурами. Вместе с тем вся эта система дислокаций, на которую распалась Тастубская флексура, расширяется к востоку, образуя отчетливо выраженный амфитеатр, в пределах которого выделяются: Назаркинская, Мраковская, Ижбердинская, Ново-Алексеевская и Суреньская ступени, сочленяемые более мелкими флексурами.

Описываемый амфитеатр — это ничто иное, как частное расширение днища грабена. Оно началось к востоку от Ташлинской флексуры, расположенной на продолжении южной части Тастубской флексуры. В результате борт грабена как бы отодвинулся к востоку и тем самым сблизился с западным бортом Зилаирского грабена. Так из двух разновозрастных бортов грабенов сформировался узкий, гребневидный Инякский эскарп.

Строение Тастубской флексуры хорошо видно к северу от с. Тазларово в нижнем течении р. Малая Сурень. Соединительное крыло флексуры здесь не такое крупное, оно сложено в основном только кунгурскими гипсами, доломитами и песчаниками, залегающими очень полого. Верхнее колено флексуры представляет собой Тазларовский эскарп, отображенный на геологических разрезах, составленных в масштабе 1 : 1000 (рис. 33).

Северный профиль (рис. 33, *a*) построен в 1000 м южнее скв. 37, которая задана западнее Тазларовского купола у основания Тастубской флексуры. Флексура в этом сечении очень пологая, а вершина Тазларовского эскарпа — неширокая и плоская.

В западной части разреза (рис. 33, *б*) возвышается гора Усман, в склонах которой обнажены линзы красноцветных песчаников и конгломератов верхней перми. Они моноклинально погружаются в пределы мульды, выщелоченной в толще хемогенных пород кунгура (П. Е. Оффман, 1977 г.). В данном сечении согласно с верхне-

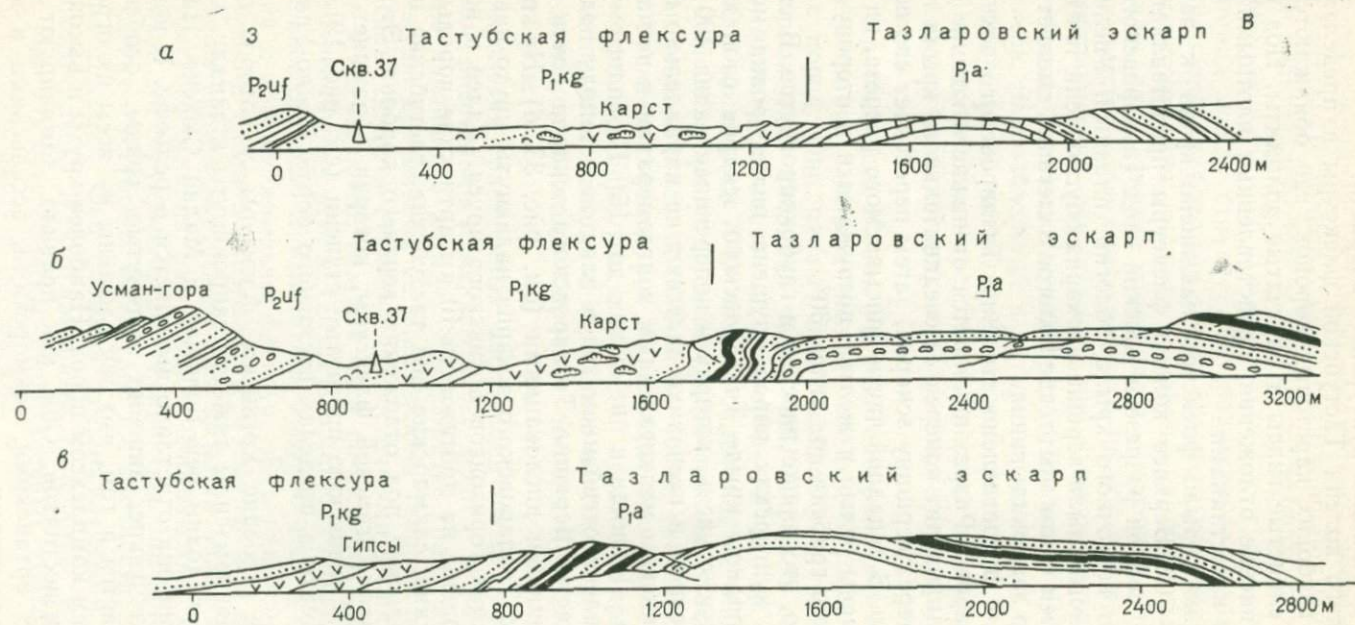


Рис. 33. Тазларовский эскарп (см. рис. 19).

а — северная часть (профиль 17); б — средняя часть (профиль 18); в — южная часть (профиль 19)

пермскими отложениями залегает тонконаслоенная толща гипсов и загипсованных песчаников кунгурского возраста.

Вдоль нижнего колена Тастубской флексуры в пределах узкой полосы много глубоких карстовых воронок, где обнажаются пестроокрашенные слоистые гипсы и плитчатые доломиты. Под них погружаются артинские отложения, представленные плотными комковатыми серыми известняками.

Соединительное крыло флексуры наклонено круто к западу — под углом 60—70°. Верхнее колено флексуры представляет собой более широкий, чем на разрезе *a* плоский свод Тазларовского купола. Наклон его восточного крыла пологий, плавный. Увеличенная крутизна западного крыла вершины эскарпа обусловлена течением — оплыванием слоев в том месте, где пологое залегание сменяется крутым: это начало запрокидывания.

На рис. 33, *в* представлено строение Тазларовского эскарпа на широте д. Тазларово. Разрез начинается от нижнего колена Тастубской флексуры, проходит поперек ее соединительного крыла и далее продолжается через вершину эскарпа, затем пересекает его широкое восточное крыло. В западной части описываемого разреза, на протяжении 200 м гипсы белые и желтые погружаются в сторону днища Южно-Уральского грабена под углом 30°.

Как известно, это днище плоское и глубокопрогнутое. В его пределах подошва кунгурских пород опущена ниже уровня моря на 3000 м. На западном крыле Тазларовского эскарпа слои кунгура образуют плоскую ступень, которая в поперечнике равна 400 м.

Кунгурские гипсы и песчаники залегают не параллельно подстилающим их артинским мелкогалечным конгломератам и песчаникам, а более полого. Разница в наклонах до 15°. По-видимому, это явление обусловлено отгибанием голов пластов к западу под влиянием силы тяжести. Вершина Тазларовского эскарпа почти не затронута гравитенными дислокациями (см. рис. 33, *б*). На пологом восточном крыле Тазларовского эскарпа надвинуты круто наклоненные толщи нижних горизонтов артинского яруса. Далее к востоку, за р. Малая Сюрень, на протяжении 10 км артинские породы падают под сакмарские, сакмарские под тастубские, тастубские под ассельские и ассельские под отложения верхнего карбона. Это — запрокинутое крыло Ургинской флексуры, которая обрамляет Ново-Алексеевскую и Суреньскую прогнутые ступени (см. рис. 19), образовавшие амфитеатр в пределах восточного борта Южно-Уральского грабена.

Своеобразное строение Ургинской флексуры, у которой головы пластов под влиянием силы тяжести запрокинуты к западу, хорошо видно на склонах долин рек Большая и Малая Сюрень. На всем своем протяжении она отчетливо выделяется в рельефе. К ней приурочены высокие, узкие, линейно вытянутые гряды, особенность которых заключается в том, что они сложены на всем их огромном протяжении одним комплексом пород. Наиболее круты и высоки гряды тастубских известняков. Они, как правило, доминируют среди гряд, сложенных артинскими, сакмарскими, ассельскими и каменноугольными отложениями.

Гравигенные дислокации, осложняющие крыло Ургинской флексуры, занимают полосу, достигающую в поперечнике 6000 м. Характерно, что в крайней восточной части такой полосы слои поставлены на головы. В данном случае близ вершины Инякского эскарпа головы пластов верхнего и частично среднего карбона стоят вертикально.

Граница между структурами гравигенного и эндогенного происхождения проходит внутри толщи среднего карбона. Восточнее этой границы отложения среднего и нижнего карбона находятся в коренном залегании. Занятая ими полоса — широкая, она приурочена к плоской вершине Инякского эскарпа, на которой развиты своеобразные тектонические структуры. О них скажем несколько позже.

Р. Малая Ургинка (левый приток Большой Ургинки) пересекает участок, расположенный в четырех километрах от Кузбековско-го профиля. Здесь на крыле Ургинской флексуры видны только гравигенные дислокации (рис. 34). Артинские конгломераты, песчаники и гравелиты запрокинуты. Характерны сложные межпластовые дислокации.

В том месте, где Малая Ургинка поворачивает на север, тастубские известняки смяты в мелкие складки, обусловленные течением горных пород. Они падают под ассельские песчаники, известняки и алевролиты. В западной части горы Кармала ассельские песчаники и известняки стоят под углом 60—70°. Далее к западу от пикета 8200 до пикета 7900 пласты запрокинуты так, что они лежат под углом 20°, образуя всяческое крыло лежащей складки. Эта запрокинутая моноклираль представляет собой гравигенное осложнение крыла Ургинской флексуры. На глубине оно имеет нормальное западное падение. Беркутовская скв. 40 прошла запрокинутые толщи, ниже которых она вошла в нормально напластованные толщи пород Ургинской моноклинали. Строение последней видно на Кузбековском разрезе.

Морфология гравигенных дислокаций очень характерна. На небольшом расстоянии изменяются их формы и размеры, особенно заметны различия в деталях. Своеобразие гравигенных дислокаций обусловлено механизмом их образования. Твердые породы под влиянием силы тяжести становятся пластичными — они текут, растягиваются и нагнетаются, каждый слой по-разному. Познав такого рода образования, их нельзя смешать с тектоническими формами другого происхождения. Показательна приуроченность гравигенных дислокаций к крутым крыльям флексур. В верхней части крыла они растянуты, в средней запрокинуты и смяты, а в основании сползшие толщи скручены и осложнены мелкими надвигами. К северу от Тазларовского эскарпа расположен Догонакский эскарп, занимающий такое же структурное положение: оба они приурочены к верхнему колену Тастубской флексуры. На местности к нему приурочена гора Догонак. Она сложена крупногалечными конгломератами артинского яруса. В конгломератах отчетливо видна слоистость. Среди них залегают пласты мелкогалечных конгломератов, гравелистых и грубозернистых песчаников.

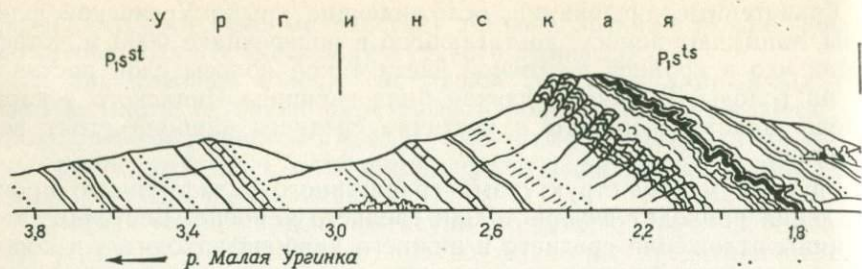


Рис. 34. Запрокинутое крыло Ургинской флексуры (профиль 15, рис. 19).

Залегание пластов изображено на профиле, построенном в масштабе 1 : 1000 (рис. 35). В западной части разреза видны кунгурские отложения — гипсы и доломиты, под которые погружаются артинские конгломераты. У границы с породами кунгурского яруса азимут падения пластов 250° , угол падения 20° . В сводовой части эскарпа слои залегают сводообразно и очень полого ($3-5^\circ$), местами отчетливо горизонтально. Восточное крыло несколько положе западного. Аз. пад. $70-80^\circ$, углы $10-12^\circ$.

В целом Догонакский эскарп производит впечатление массивного купола. В современном срезе он невелик. В поперечном и меридиональном направлениях его размеры соизмеримы (1,5—2 км). Этот эскарп — остаточная возвышенность между ступенями Ново-Алексеевской и Суреньской.

Самым крупным эскарпом на этом участке является Беркутовский.

Беркутовский и Догонакский эскарпы обладают особенностью, которая заслуживает того, чтобы быть специально отмеченной. Они вместе составляют поперечный выступ восточного борта грабена, центральная часть которого просела (см. рис. 19). Это вторичное проседание определилось в виде глубоко прогнутой Ново-Алексеевской грабенообразной впадины. Описываемый выступ — это поперечный эскарп, который разделяет два обособленных амфитеатра в пределах средней части восточного борта Южно-Уральского грабена. Южный амфитеатр — Суреньский, а северный Ижбердинско-Мраковский. Как Тазларовский и Догонакский, Беркутовский эскарп отчетливо выступает на поверхности (рис. 36).

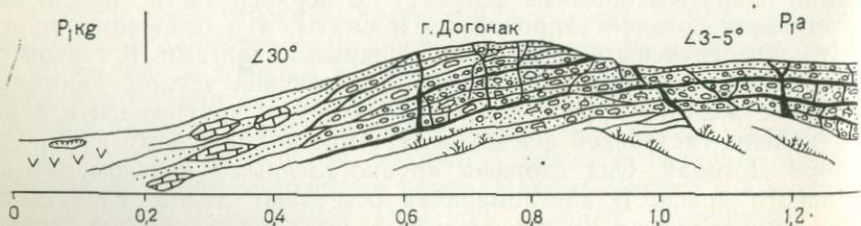
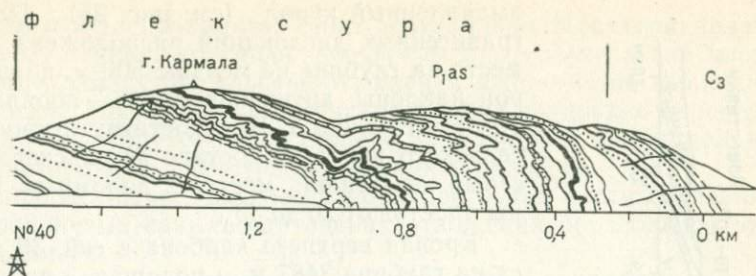


Рис. 35. Догонакский эскарп (профиль 14, рис. 19).

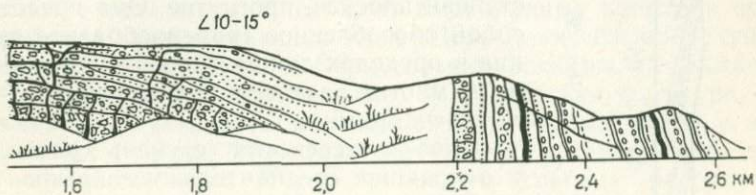


Свод Беркутовского эскарпа, его крылья и периклинали отчетливо картируются на поверхности по расположению артинских и кунгурских отложений, которые уверенно различаются по литологическим признакам. На своде эскарпа, расположенного непосредственно западнее скв. 35 и 36 (Беркутовских), обнажаются характерные для верхней части артинского яруса серые и зеленовато-серые, перечные, гравелистые песчаники и мелкогалечные конгломераты. Погружаются они к западу и к востоку. Эскарп имеет удлиненную форму, вытянутую в северо-восточном направлении. Длина его по изолинии 3000 м, проведенной по кровле среднего карбона, 11 км, ширина 1 км. Углы наклона западного крыла от 5 до 10°, восточного крыла ближе к своду 7—10°, а на границе артинских и кунгурских отложений увеличиваются до 10 и 15°.

Крылья и периклинали эскарпа сложены хомогенными породами кунгурского яруса. Гипсы, ангидриты и слоистые доломиты выступают в естественных обнажениях и в многочисленных карстовых воронках по западной, южной и восточной периферии эскарпа, отчетливо обрисовывая его очертания.

Объяснить потерю корреляции сейсмических данных к западу от скв. 35 и 36 наличием в этом месте надвига нельзя. Такое объяснение, очевидно, сделано некоторыми геологами под влиянием одной из гипотез о природе уральских дислокаций, которая в данном случае оказывается явно ошибочной. В результате реальный купол остался незамеченным.

Скв. 35 и 36 были пробурены на восточном погружении Беркутовского купола, где кунгурские и артинские отложения образуют



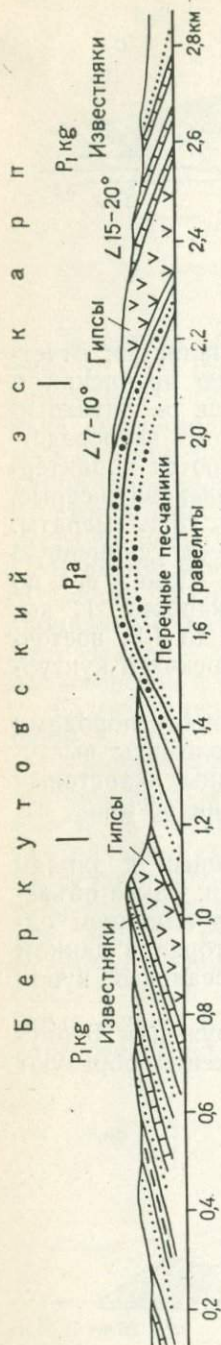


Рис. 36. Беркутовский эскарп (профиль 13, рис. 19).

выдавленный купол (см. рис. 25). Подошва гравигенных дислокаций расположена в этом месте на глубине не меньше 500 м, ниже которой наклоны артинских слоев — порядка 5—10°. На глубине 3232 м достигнута кровля ассельского яруса. В составе ассельского яруса серые известняки, мергели, доломиты. Наклоны пластов от 20 до 30°.

Кровля верхнего карбона в скв. 36 залегает на глубине 3487 м, а подошва — на глубине 3528 м. В его составе преобладают коричневые доломиты с прослоями темно-серых известняков. Средний карбон пройден в интервале глубин от 3528 до 3811 м. Он сложен темно-серыми известняками и доломитами. Ниже залегают карбонатные породы нижнего карбона (намюрский и визейский ярусы). На глубине 4224 м скв. 36 не вышла из слоев окского горизонта.

В интервале глубин от 3945 до 4025 м был обнаружен горючий газ под большим давлением с содержанием сероводорода 5,6 об. %. К востоку от скв. 35 и 36 последовательно обнажаются артинские, сакмарские, тастубские, ассельские и далее верхнекаменноугольные, средне-нижнекаменноугольные отложения. Такая смена стратиграфических подразделений однозначно указывает на то, что они под гравигенными дислокациями погружаются к западу.

Отметим, что на основании сейсмических данных МОГТ была заложена скв. 38 в 1700 м восточнее скв. 36, которая в 1977 г. на глубине 4454 м достигла кровли среднего карбона (на 926 м ниже, чем в скв. 36). Эта скважина подтвердила геологические данные, согласно которым непосредственно восточнее Беркутовского эскарпа расположена глубоко опущенная Ново-Алексеевская ступень, глубинное строение которой частично выяснилось при бурении скв. 38 и 51 (см. рис. 25). Днище у этой ступени плоское, прогнутое. Она представляет собой обособленное грабенообразное проседание в пределах днища грабена, которое состоит из многих разновеликих ступеней, сочлененных эскарпами.

Ново-Алексеевская ступень расположена у основания соединительного крыла Ургинской флексуры. На этом участке ее соединительное крыло, где оно не нарушено припо-

верхностными дислокациями, стоит вертикально. Нарушено залегание отложений, начиная от средне-верхнекаменноугольных: они частично сдвинуты к западу. Ассельские отложения уже заметно запрокинуты, а тастубские, сакмарские и артинские породы полностью перевернуты в сторону Ново-Алексеевской ступени. Они сползли с вертикально поставленного крыла флексуры и сложились вдвое.

Несколько южнее, в более глубокопрогнутой части ступени, среди запрокинутых сакмаро-артинских отложений образовался выдавленный вал.

На основании сейсмических исследований предполагается, что к востоку от Беркутовских скв. 37, 35, 38, 48 и 46 расположены валобразные поднятия, осложненные пологими надвигами. Это ошибочное мнение. И вот почему — восточный борт Южно-Уральского грабена на описываемом участке великолепно обнажен. В тех местах, где по сейсмическим записям рисуются валы, на поверхности видна лежащая складка, нижнее крыло которой у д. Башкирское Беркутово подвернуто и надвинуто на коренной эскарп. Слои артинских, стерлитамакских и тастубских отложений в верхнем, лежащем крыле осложнены межпластовыми смятиями. Скв. 51 пересекла оба крыла лежащей складки — верхнее и нижнее. Соответственно она прошла через запрокинутые нижнепермские отложения, наклоненные к востоку, пересекла место перегиба в стерлитамакской толще, а затем вошла в нормально залегающие отложения перми и карбона. Скважина была оставлена на глубине 4401 м в пределах нижнего колена Ургинской флексуры.

Бурение скв. 51 показало, что расшифровка сейсмических записей в сложных геологических условиях неоднозначна, а в данном месте ошибочна. Лежащая складка гравигенного происхождения образовалась не над валом, а на крутом склоне Ургинской флексуры (см. рис. 25).

Ургинская флексура непрерывно достоверно прослеживается далеко к югу и к северу от скв. 51, а Тастубская флексура, которая южнее расчленилась на две и три отдельные ступеньки, к северу от скв. 51 вновь укрупнилась и объединилась в одну флексуру (см. рис. 19).

Скв. 40, заданная среди запрокинутых толщ нижней перми, подтвердила, что гравигенные дислокации приурочены к крыльям флексур. Как уже отмечалось, то же самое было установлено при бурении скв. 38.

Итак, в бассейне Большой и Малой Ургинки с востока на запад наблюдаются: 1) верхнее колено Ургинской флексуры, 2) запрокинутое крыло со складками течения, 3) выдавленные купола в основании флексуры, расположенные над Ново-Алексеевской ступенью, 4) коренные Догонакский и Беркутовский эскарпы, не замаскированные гравигенными дислокациями, 5) Тастубская флексура.

Лежащие складки, межпластовые смятия горных пород и запрокидывание их пластов позволяют достоверно устанавливать в пределах восточного борта Южно-Уральского грабена расположение погребенных соединительных крыльев флексур. Наряду с этим выдавленные купола, чешуйчатые надвиги, скупенные толщи пород —

это индикаторы ступеней, расположенных в основании крутых флексур. Необходимо уточнить, что скв. 37, 48, 45, 46 были заданы в пределах восточных окраин мульды, заполненных верхнепермскими отложениями, которые заведомо располагаются в основании Тастубской флексуры.

В вопросе о целесообразности заложения скважин в основании крутых флексур восточного борта Южно-Уральского грабена неясностей по геологическим данным нет. Задача эта элементарно решается непосредственно на местности. Поиски ловушек нефти в основании флексур заведомо бесперспективны. Также очевидно, что применение методов сейсмики в условиях крутых флексур малоэффективно.

Северная периклиналь Беркутовского эскарпа круто поворачивает на восток. Тастубская флексура в месте этого поворота выполаживается, что отчетливо видно на Южно-Асташском разрезе (см. рис. 23). На этой широте мульда, расположенная в центре Ново-Алексеевской ступени, замыкается, а Тастубская и Ургинская флексуры сливаются.

Беркутовская скв. 48 задана в основании Тастубской флексуры, в том месте, где кунгурские отложения погружаются под верхнепермские. Подошва последних установлена на глубине 262 м, ниже в интервале 262—289 м были пройдены ангидриты, расслоенные глинами, представляющие здесь переходную пачку. Ниже глубины 767 м скв. 48 шла по слоистым песчаникам, темно-серым глинам и пестрым гипсам кунгурского яруса, лежащим под углом 3—5°. В верхней части артинских отложений залегает толща грубозернистых песчаников, гравелитов и конгломератов. Ниже глубины 1322 м до 3742 м скважина шла по монотонной толще темно-серых песчаников сакмаро-артинского возраста, расслоенных под углом 3—5° к горизонту серо-зелеными мергелями, глинами и алевролитами. На глубине 4081 м были вскрыты известняки верхнего карбона, а на 4122 м — среднего карбона. С глубины 4383 м до забоя (4450 м) скважина шла по известнякам и доломитам намюрского яруса нижнего карбона. Таким образом, Беркутовская скв. 48 уточняет местоположение Тастубской флексуры — последняя расположена в южной части Ижбердинской ступени, у основания нижнего колена Тастубской флексуры.

Строение Тастубской флексуры в районе скв. 48 иллюстрирует геологический разрез, составленный в масштабе 1 : 2000 (рис. 37). В этом сечении верхнепермские, кунгурские и верхнеартинские отложения на протяжении 3900 м залегают полого, согласно и не несут на себе следов вторичных деформаций. Выполаживание верхних горизонтов артинского и кунгурского ярусов на крыле Тастубской флексуры в районе ручья Куякалгай связано с тем, что здесь меняется ее простирание. Артинские и кунгурские слои, вытянутые к северу от профиля в долготном направлении, южнее круто поворачивают на запад, обрисовывая периклиналь Беркутовского эскарпа. Другой особенностью этого участка является наличие в верхней части артинского яруса мощной пачки крупногалечных и глыбовых конгломератов. Она вскрывается и в скв. 48. Пачка конгломератов описа-

на И. В. Хворовой под названием байгеджинской свиты [37]. Артинские конгломераты развиты на небольшой территории — на расстоянии около 25 км от р. Большая Ургинка до д. Шафеевки.

Скв. 48 задана точно в таких же условиях, как и скв. 37, 45 и 46. Все они расположены у нижнего колена Тастубской флексуры. Геологическое строение этого элемента структуры отчетливо видно в естественных обнажениях. В западной части разреза верхнепермские красноцветные породы — конгломераты и песчаники — выполняют мульду в толще гипсов и ангидритов кунгурского яруса. Кунгурские слои в нижней части Тастубской флексуры резко сокращаются в мощности и выклиниваются.

Восточная часть днища Южно-Уральского грабена на Южно-Асташском разрезе отчетливо ступенчатая. Все три структурных этажа подробно обрисованы сейсмическими записями и данными глубокого бурения. По линии этого разреза сейсмические площадки в пределах нижнего структурного этажа, сложенного параллельно наслоенными, недифференцированными породами девона, карбона и ассельского яруса, установлены в большом количестве. Площадки среди этих отложений расположены упорядоченно, параллельно друг к другу. Они надежно обрисовывают расположение отражающих горизонтов в пределах плоских, слабопрогнутых ступеней.

Потеря корреляции — пропуски площадок между достоверно установленными ступенями — определяют местоположение эскарпов, сочленяющих эти ступени.

Средний структурный этаж в пределах восточного борта Южно-Уральского грабена отличается быстрым и своеобразным увеличением мощности осадков по восстанию ступеней. Эта характерная особенность описываемого грабена в данном сечении, так же как и на других разрезах, достоверно установлена при бурении глубоких скважин и кроме того она получила отображение и в сейсмических записях, что читается на представленных чертежах (см. рис. 20—23, 25, 26).

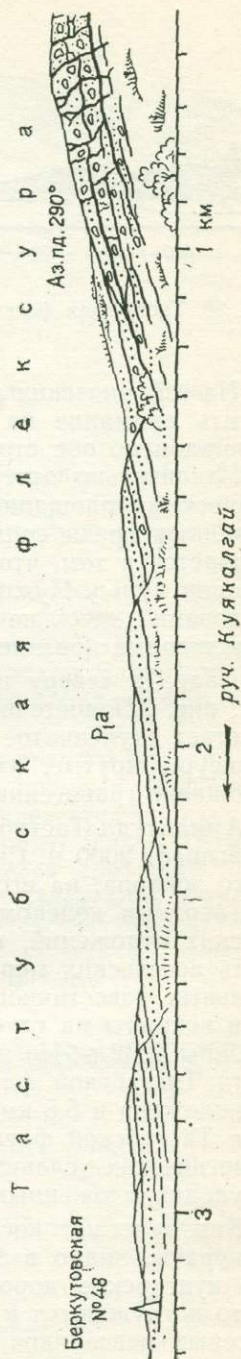


Рис. 37. Тастубская флексура на широте ручья Куякалгай (профиль 12, рис. 19).

Т а с т у б с к а я ф л е к с у р а



Рис. 38. Тастубская флексура и Шафеевский эскарп (гора Ачелташ) профиль 11,

На сейсмических разрезах Южно-Уральского грабена следует обратить внимание на горизонтальное залегание устойчивых систем площадок по обе стороны от участков разрезов, где нет площадок.

Удивительно отчетливая сейсмическая картина образована сейсмическими площадками в пределах верхнепермских мульд, расположенных среди соляных массивов. Особенность этой картины заключается в том, что получены систематичные отражения с крутых склонов мульд. Нужно заметить, что такой эффект сейсмических исследований здесь не случаен, он наблюдался и в других мульдах, выполненных континентальными отложениями.

Далее к северу на широте Асташского геологического разреза (см. рис. 22) восточный борт Южно-Уральского грабена опять приобретает ступенчатое строение. Ступени здесь узкие — 1—1,5 км, а флексуры крутые, их приповерхностное строение в большей мере осложнено гравигенными дислокациями.

Амплитуда Тастубской флексуры на широте Асташского разреза превышает 2000 м. Скв. 47 заложена в самой южной части Шафеевского эскарпа, на его погружении. Шафеевский эскарп расположен над верхним коленом Тастубской флексуры. Мощность сакмаро-артинских отложений, вскрытых скважиной, достигает 2895 м. Мощность ассельских мергелей увеличивается до 520 м, верхнекаменноугольных известняков — до 417 м. Среднекаменноугольные известняки вскрыты на глубине 3832 м, по которым скважина прошла до глубины 4202 м. На рис. 38 отображен геологический разрез нижней части Тастубской флексуры, где пробурены скв. 45 и 46. Скв. 46 расположена в 5,5 км севернее скв. 48, по простиранию нижнего колена Тастубской флексуры. Скв. 37, 48 и 46 заданы в одинаковых геологических условиях в пределах восточной части днища грабена, в мульдах, сложенных породами верхней перми.

Как залегают косонаслоенные красноцветные песчаники и конгломераты, видно в западной части профиля. Выступающие из-под них кунгурские породы обнажаются в карстовых воронках. Они круто погружаются к западу. Согласно с ними залегают толща темно-серых песчаников с прослоями и линзами мелкогалечных конгломератов артинского возраста. Видимая мощность этой толщи

Ш а ф е е в с к и й э с к а р п

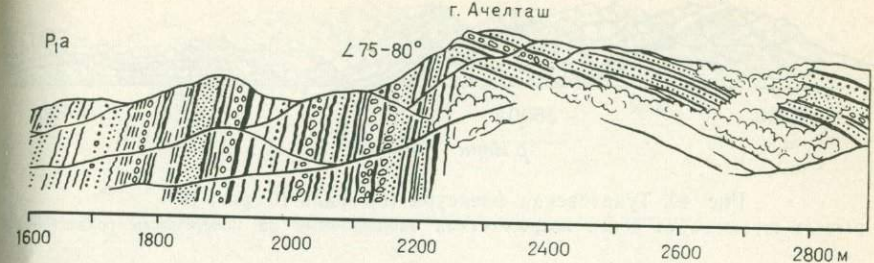


рис. 19).

достигает 900—1000 м. Угол наклона по направлению к востоку увеличивается от 50 до 80 и 90°.

Это крутая флексура прекрасно обнажена на западном склоне хр. Ачелташ. Ее простирание меридиональное. Верхнее колено флексуры плохо обнажено. Только кое-где видны слои, полого наклоненные к востоку. Эта часть профиля строилась по разрозненным выходам коренных пород.

Шафеевский эскарп отчетливо виден на поверхности (см. рис. 38). В районе пикета 800 м артинские желто-серые песчаники и гравелиты падают под углом 70—80°, местами слои поставлены на голову. У пикета 700 м они резко выполаживаются и затем плавно погружаются к востоку. Сводовая часть эскарпа и его западное крыло не нарушены гравигенными дислокациями.

К востоку от скв. 47 восточное крыло Шафеевского эскарпа перекрыто артинскими толщами, головы пластов которых запрокинуты в результате сползания с крыла Ургинской флексуры.

Особенно отчетливо видно строение восточного борта Южно-Уральского грабена на широте Инякского разреза (рис. 39). Этот борт представляет собой в то же время крыло Инякского эскарпа.

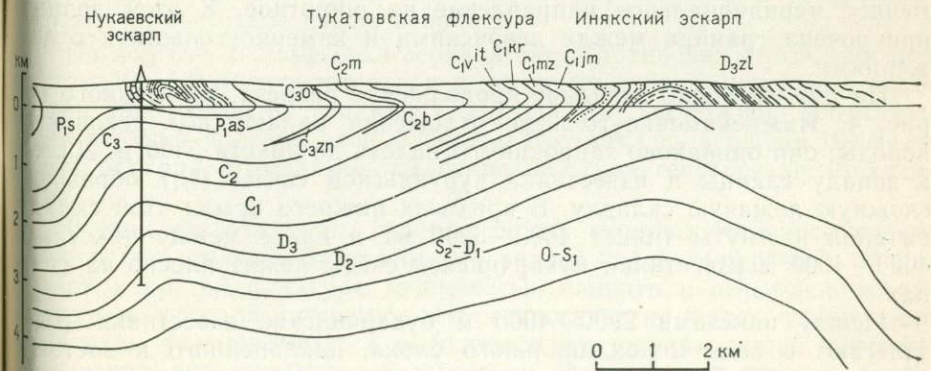


Рис. 39. Восточная часть Инякского геологического разреза (профиль 3, рис. 19).

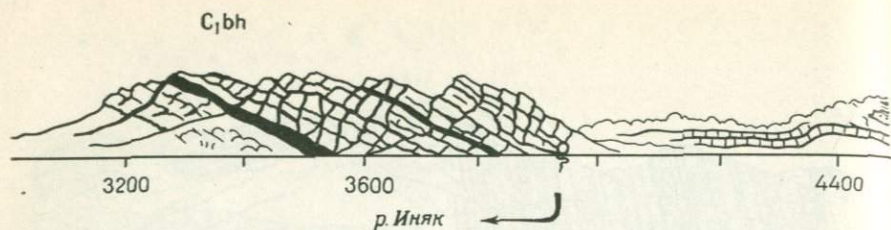


Рис. 40. Тукатовская флексура (профиль 10, рис. 19).

На разрезе отражены со всеми подробностями наблюдаемые на поверхности гравигенные

Его вершина представляет собой свод, сложенный породами зилаирской свиты.

Вершина Инякского эскарпа плоская, неширокая — 150—200 м. Западное крыло значительно положе восточного. Постепенно оно становится более крутым. В пределах плоской вершины и сравнительно полого наклоненного крыла залегание слоев не нарушено, монолитно. Там, где наклон слоев к западу увеличивается, появляются вначале небольшие, а затем все более отчетливые следы течения горных пород вниз по склону. Между пикетами 1250—1500 м (см. рис. 4) хорошо видны небольшие — эмбриональные лежащие складочки.

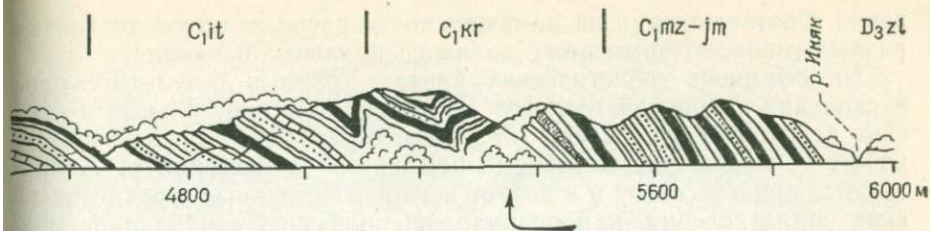
Западнее этих мелких гравигенных складок крутое крыло эскарпа на коротком расстоянии несколько выполаживается, образуя ступеньку, на которой не видно следов течения и сползания слоев. Не исключена возможность, что они здесь были, но смыты.

У пикета 1250 м резко увеличивается крутизна крыла Инякского эскарпа. Отсюда и дальше на запад — на протяжении 1000 м — головы пластов запрокинуты. Это явление в данном месте выступает вполне наглядно. Мы наблюдали ступени и на восточном (зилаирском) крыле эскарпа и следы течения флишеидных пород по его поверхности, но такие места расположены несколько севернее описываемого профиля — у ручья Большой Кызмаш.

Наш профиль пересекает долину р. Иняк в том месте, где она меняет меридиональное направление на широтное. К этой долине приурочена граница между девонскими и каменноугольными отложениями.

На рис. 40 видно западное продолжение разреза, показанного на рис. 4. Нижнекаменноугольные отложения падают под девонские породы; они одинаково запрокинуты вплоть до пикета 5300 м. Далее к западу сланцы и известняки куруильской свиты (C_1) образуют сложную лежащую складку. В пределах нижнего крыла этой складки слои изогнуты (пикет 4600—5200 м) и далее между пикетами 4600—4000 м известняки бухарчинской свиты лежат плоско на спинах.

Между пикетами 2900—4000 м бухарчинские известняки (C_1) залегают в виде моноклиального блока, наклоненного к востоку под углом 40° . Глядя только на этот блок толстослоистых известняков, особенно издали, трудно представить, что вся его громада за-



дислокации, образовавшиеся на крутом соединительном крыле флексуры

прокинута, что слагающие его пласты на глубине залегают нормально, погружаясь к западу, в сторону днища Южно-Уральского grabena. Однако и дальше на запад продолжается эта поразительная картина.

Под отложения нижнего карбона круто падают аргиллиты и алевролиты башкирского яруса среднего карбона и далее на запад — под разными углами — молодые породы уходят под древние: толщи московского яруса под башкирский; глыбовые известняки зянчуринского яруса верхнего карбона — под отложения абзановского яруса верхнего карбона. В том же направлении все более молодые стратиграфические подразделения верхнего карбона и нижней перми скрываются под древними. В западной части разреза, изображенного на рис. 40, среди пород верхнего карбона видны межпластовые дислокации. Известняки, залегающие среди песчаников и аргиллитов, растянуты и разорваны. Так продолжается на протяжении 10 км.

Затем на расстоянии 2 км наблюдаются чешуйчатые надвиги, выдавленные купола. Еще далее на запад расположена широкая полоса ассельских отложений. В ее пределах флексура сначала выполаживается (там, где развиты чешуйчатые надвиги), а затем вновь круто погружается к западу.

Вторая ступенька намечается перед Шафеевским куполом. В ее пределах артинские толщи стоят почти вертикально и запрокидываются на восточное крыло купола.

На долготе д. Шафеевки верхняя часть артинских отложений под углом 40—50° погружается под хомогенные породы кунгура, с которыми они согласно участвуют в строении Тастубской флексуры. Над верхним коленом этой флексуры протянулась вершина Шафеевского эскарпа, которая не замаскирована гравигенными дислокациями.

В этом разрезе видны границы по обе стороны от полосы гравигенных дислокаций. Запрокинутые толщи пород приурочены к широкой и крутой флекуре, чешуйчатые надвиги и выдавленные купола — к плоской ступеньке. На геологической карте усложнение флексуры устанавливается по изменениям ширины полос комплексов пород, участвующих в ее строении. Флексура не простая, а ступенчатая. По простиранию она то выполаживается, то становится

круче. Соответственно на ее поверхности располагаются дислокации разных типов, которым ниже дадим специальные названия.

На обзорных геологических картах Урала в результате работ нескольких поколений геологов девонские, каменноугольные и пермские отложения расчленены на ярусы, горизонты и свиты и показано их расположение в современном срезе. В бассейне р. Иньяк, а также далеко к северу и к югу от него перечисленные стратиграфические подразделения, как правило, расположены в виде параллельных вытянутых хребтов западного склона Урала. По направлению с запада на восток, начиная от вершины Иньякского эскарпа до основания его крыла, древние породы сменяются молодыми.

Такое расположение отложений разного возраста однозначно показывает, что они участвуют в строении моноклинали — крупнейшей флексуры, круто наклоненной к западу. Погружаются они ступенчато, что сказывается в расширении полос, которые занимают сравнительно маломощные свиты карбона. Описанная картина однозначно читается на геологической карте. На поверхности в обнажениях наблюдается обратная картина по сравнению с той, что читается на карте. Достоверность приведенных разрезов, составленных непосредственно на местности, не должна вызывать серьезных сомнений.

Аномальное залегание толщ горных пород распространено локально; с востока оно ограничено вершиной Иньякского эскарпа, а с запада — верхним коленом Тастубской флексуры. В зоне аномально залегающих пород участвуют отложения девона, карбона и нижней перми общей мощностью до 500 м. В свете разных гипотез это явление трактовалось как эндогенное. Всегда представлялось несомненным, что смятие мощных толщ горных пород своими корнями уходит в глубокие недра земной коры, что это геосинклинальная складчатость, глубинные разломы, или «пакеты аллохтонных покровов докембрийских и палеозойских пород».

На основании приведенных данных устанавливается, что западное крыло Иньякского эскарпа представляет собой ступенчатую флексуру, или иначе борт, Южно-Уральского грабена. Борт этот в основе своей стабилен и монолитен, формируется с конца каменноугольного времени. В процессе формирования грабена на его крутом борту функционально возникло под влиянием силы тяжести течение, сползание горных пород.

Возрастание крутизны крыла повлекло за собой нарушение равновесия поля силы тяжести, а также растяжение горных пород, изменение их физических свойств, уменьшение прочности и в конечном счете течение и сползание по склону. В основании флексур под напором сползающих масс горных пород смещались и надвигались друг на друга в виде чешуй отдельные блоки. Вместе с тем происходило сучивание слоев и образование выдавленных куполов.

В разных частях восточного борта Южно-Уральского грабена развиты два типа гравигенных дислокаций. Первый из них приурочен к крутым крыльям флексур (см. рис. 4, 34, 40). Его морфологические особенности определяют остатки эродированных лежащих

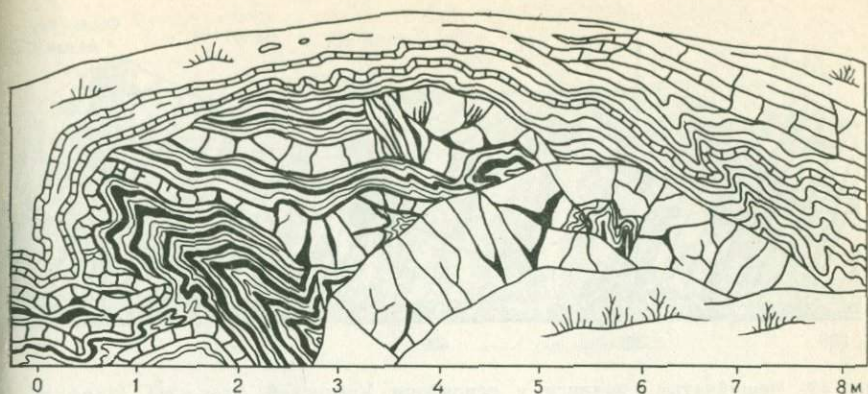


Рис. 41. Гравигенные дислокации тукатовского типа на крыле Тукатовской флексуры. Р. Малая Сурень, д. Трушино (профиль 16, рис. 19).

Известняки и сланцы нижнего карбона слагают массив не только запрокинутый, но и перемещенный, местами наблюдаются значительные полойные смещения

складок. Специфические следы гравигенных дислокаций — это растяжение слоев, смещения пластов относительно друг друга и межпластовые смятия, которым больше подвержены карбонатные породы. Такой тип дислокаций назван тукатовским, его иллюстрирует рис. 41, сделанный у д. Трушино на р. Малая Сурень, где при прокладке дороги обнажились дислокации, очень характерные для тукатовского типа. Второй тип экзогенных нарушений, названный нукаевским, характеризуется чешуйчатыми надвигами, выдавленными куполами и скупчиванием складок. Тукатовские и Нукаевские дислокации обычно группируются в пределах линейно вытянутых полос. Нукаевские дислокации характерны для нижних частей крутых флексур.

Дислокации нукаевского типа великолепно обнажены в окрестностях д. Нукаево, у слияния ручьев Янташ и Арба-Елга — притоков р. Иняк. Ручей Арба-Елга промыл глубокое ущелье с очень крутыми склонами в хребте, сложенном нижнепермскими отложениями. Нукаевские дислокации приурочены к крупному, широкому хребту, расчлененному узкими продольными долинами на ряд параллельных островерхих гряд с отметками 500—600 м над уровнем моря. Ширина хребта 7 км.

На крутом северном склоне Арба-Елги нижнепермскими породами сложено пять моноклинальных блоков, чешуйчато надвинутых один на другой. На рис. 42 представлен первый, самый западный из них, расположенный на правом склоне долины ручья Арба-Елга. Разрез составлен с натуры строго вкrest простирания в масштабе 1:1000 (уменьшен фотопутем). У трех из этих сдвинутых блоков западные фронтальные части подвернуты так, что образовались сводовые перегибы. Крайний западный свод сравнительно плохо обнажен. Второй свод, Аю-Каскан, находится в одноименном урочище, в 1000 м к востоку от д. Нукаево, а третий расположен в 2300 м от второго.

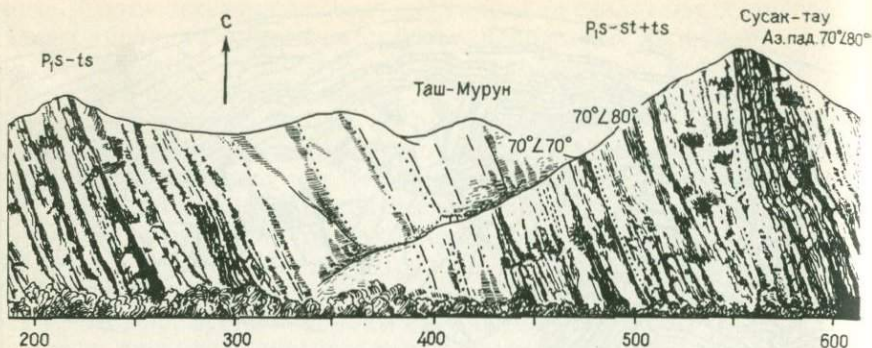


Рис. 42. Чешуйчатые надвиги у основания Ургинской флексуры (профиль 18,

Все пять блоков наклонены к востоку. Наклоны у них разные, но в общем крутые. Плоскости надвигов обнажены плохо, однако они проявляются по хорошо заметной смене наклонов слагающих их пластов. В надвинутых слоях надвигание приводит к послойным смятиям породы и подвернутым крыльям.

Каждый из блоков в основной своей части (за исключением фронтальной) представляет собой пачку моноклинально залегающих слоев, вздыбленных при движении, направленном с востока на запад. Наклоны во фронтальной части блоков более крутые, к востоку они несколько выполаживаются. Пять нукаевских блоков составляют серию ломтей, чешуйчато надвинутых один на другой. Эти надвиги правильно будет определить термином Э. Зюсса «листовые поверхности чешуйчатой структуры». Размеры чешуй в поперечнике определяются в 300, 500 и 700 м.

Три свода представляют собой выдавленные купола, образовавшиеся в процессе надвигания. Западные крылья у них узкие и чаще подвернутые; восточные крылья широкие и выполаживающиеся. Такие образования удобно определить термином выдавленный купол.

Обратимся к описанию строения свода Аю-Каскан. Он располагается во фронтальной части моноклинального блока. В его подвернутом крыле пласты толстослойных известняков скручены и будинированы. Ширина этого крыла всего 100 м, а восточное крыло представляет моноклиналь шириною 1000 м. Дислокации такой формы только условно можно называть складками — антиклиналями и синклиналями. Точнее их называть выдавленными куполами. Обычно они встречаются среди мелких смещенных массивов.

Купол Аю-Каскан узкий, сдавленный. Он великолепно обнажен в 5 км южнее ручья Арба-Елга, где параллельно ему располагается глубокое ущелье. В левой части профиля отображены вздыбленные пласты известняков блока Сусак-Тау и надвинутый на него купол Аю-Каскан. В этом сечении выдавленный купол сравнительно широкий и плоский. Слагающие его известняки особенно сильно смяты. Они смяты во всех частях купола, но в разной степени. Выдавленный купол по простирацию к югу расширяется, а к северу сужается.

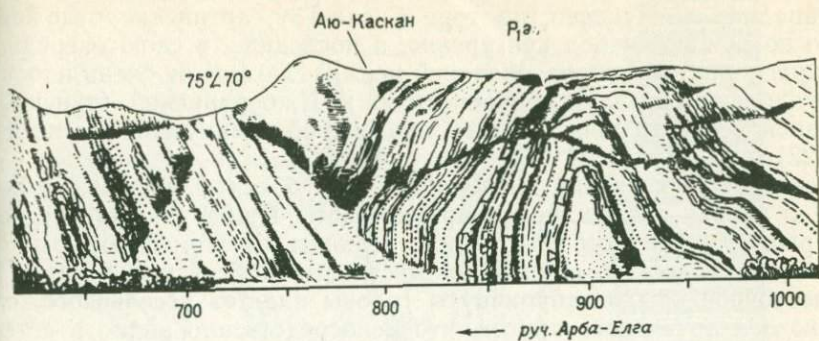


рис. 19).

В восточной части нукаевского геологического разреза расположен третий выдавленный купол. В его коротком, подвернутом крыле слои несколько раз S-образно круто изогнуты. В широком своде сильные смятия не видны. Восточное крыло крутое, широкое. У описываемых куполов крылья резко асимметричные. Они не составляют гармоничную пару, характерную для слоев, смятых в складки.

В описываемом разрезе пачки слоев были сорваны с основания, сдвигались к западу и при этом расчленились на ряд блоков. Блоки надвигались один на другой, что сопровождалось образованием разнонаклоненных моноклиналей. В тех случаях, когда во фронтальных частях надвигавшихся моноклинальных блоков слои подвертывались, возникали выдавленные купола.

Вся система Нукаевских дислокаций несет на себе отчетливые следы дифференцированных горизонтальных перемещений. По-видимому, имело место расщепление сдвинутого массива горных пород. Следы эти видны в запрокинутых толщах, которые издали представляются монолитными. При более близком рассмотрении они оказываются измятыми, растрепанными и будинированными.

В целом Нукаевская чешуйчатая система блоков составляет единый массив перемещенных пород. Этот массив сорван со своего основания и передвинут. Несомненно, однако, что перемещение было незначительным. Оно не сказалось сколько-нибудь заметно на расположении полос нижнепермских пород, очерченных на детальных геологических картах. Нукаевский гравигенный шарьяж приурочен к относительно узким полосам ассельских, сакмарских и артинских пород, которые протянулись вдоль борта Южно-Уральского грабена на сотни километров. Восточнее полосы нижнепермских отложений расположены в общем параллельно полосы отложений верхнего, среднего и нижнего карбона, вырисовывающие своим расположением верхнюю часть борта грабена.

Все это отчетливо читается на детальных геологических картах составленных К. Н. Утоплиниковым, В. Н. Курбатовым и А. А. Мансуровым, которые вели систематическое геологическое картирование в 1955—1964 гг.

Западнее д. Нукаево, на горе Сусак-Тау, артинские отложения круто погружаются под кунгурские, а последние, в свою очередь, — под красноцветные породы верхней перми, слагающие очень плоскую и неглубокую мульду, приуроченную к Ижбердинской ступени. В западной ее части расположен Саратовский сдвинутый массив (см. рис. 22).

Севернее Нукаевских дислокаций Тастубская флексура отклоняется к западу, обрамляя северную часть Ижбердинской ступени (см. рис. 19). На этом участке над верхним коленом флексуры располагается отчетливо видный на местности Ибраевский эскарп. На его восточное крыло запрокинуты головы пластов ассельского, сакмарского и артинского ярусов, что непосредственно видно в естественных обнажениях. Глубинное строение этой гравигенной дислокации выяснено при бурении скв. 21 и 22 (Хвалынских). Западное крыло Ибраевского эскарпа — это крыло Тастубской флексуры (см. рис. 20, 21). По линии Мурадымовского разреза хорошо сочетаются данные геологии с данными сейсморазведки, за исключением его восточной части, где в условиях круто наклоненных пластов не получаются устойчивые отражения.

В полосе распространения нижнепермских отложений, слагающих верхнюю часть борта Южно-Уральского грабена, пласты круто запрокидываются к западу, образуя в месте слияния Большого и Малого Ика Кузьминскую лежащую складку, описанную А. А. Богдановым и Б. М. Келлером [6].

Верхнее крыло лежащей складки уничтожено эрозией. Глядя на обнажения, трудно себе представить, что они перевернуты, но это действительно так. Стратиграфические соотношения ассельских и тастубских ярусов не могут вызывать сомнения. Эти толщи здесь лежат на спинах. В такое положение они пришли, сползая с крутого ступенчатого борта Южно-Уральского грабена в сторону его днища. Они сползали, головы пластов двигались быстрее, запрокидывались, внутри запрокинутых толщ выдавливались мелкие складочки.

В 1000 м к западу от этой складки нижнепермские слои выполаживаются, а затем плавно погружаются в сторону Ижбердинской ступени, образуя пологое крыло Тастубской флексуры.

Тастубская флексура здесь ступенчатая. Верхняя ступень названа Мраковской, в ее пределах р. Большой Ик делает петлю. Вторая ступень — Ижбердинская. Сочленяются эти ступени Ибраевским эскарпом. Он не замаскирован гравигенными дислокациями, хорошо виден в современном срезе, особенно южнее, на Мурадымовском профиле (см. рис. 21). Пройденная на его вершине Южно-Ибраевская скважина не доведена до нефтеносных горизонтов.

Северная часть борта

В северной части района Тастубская флексура сочленяет центри-клиналь Южно-Уральского флексурного грабена с Мраковской ступенью. Здесь пробурено много скважин, составлены детальные геологические и геофизические карты. Главнейшие материалы, накоп-

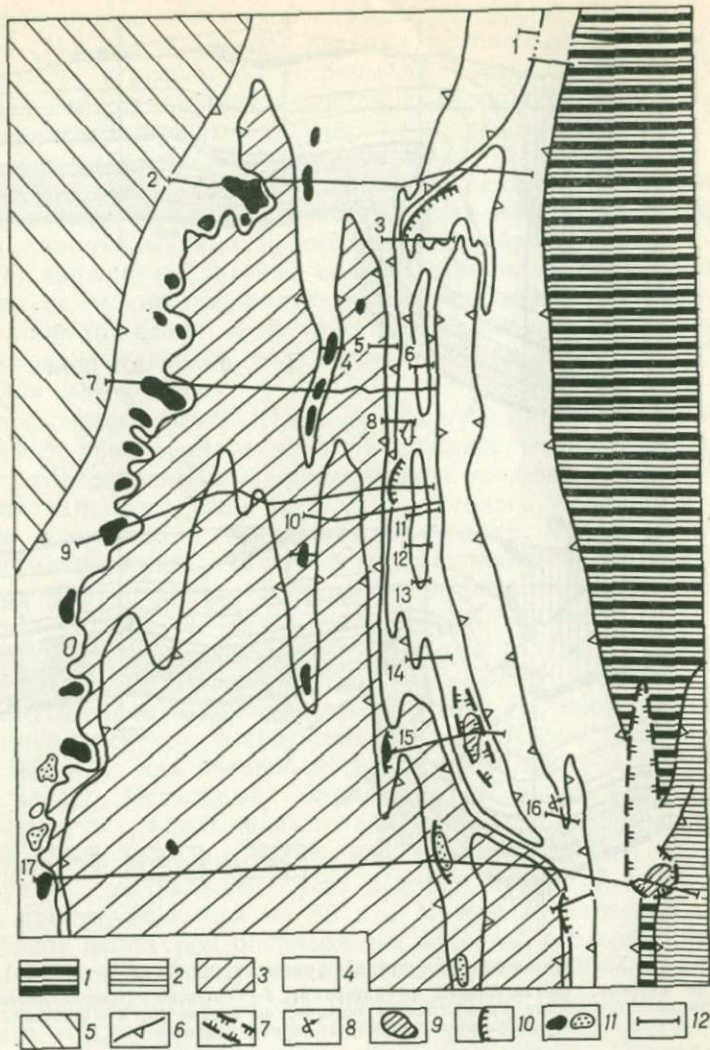


Рис. 43. Северная часть Южно-Уральского грабена.

1 — Башкирская антеклиза; 2 — Зилаирский грабен; 3 — дно Южно-Уральского грабена; 4 — ступенчатые борта Южно-Уральского грабена; 5 — Волго-Уральская антеклиза; 6 — флексуры; 7 — грабены; 8—10 — гравитенные дислокации; 11 — нефтяные и газовые залежи; 12 — линии геологических разрезов

ленные нашими предшественниками, обобщены на тектонической карте (рис. 43) и на геологических разрезах.

В центриклинали грабена (см. рис. 18) мощность нижнепермских пород сокращена до 1000 м. Наклон крыла флексуры на кинзебулатовском сечении совсем пологий. Амплитуда флексурного изгиба равна 1000 м. Южнее, на широте Уразбаево (р. Тор), амплитуда изгиба та же, что и в кинзебулатовском сечении, но угол наклона крыла флексуры становится крутым. Дальше к югу он еще увеличи-

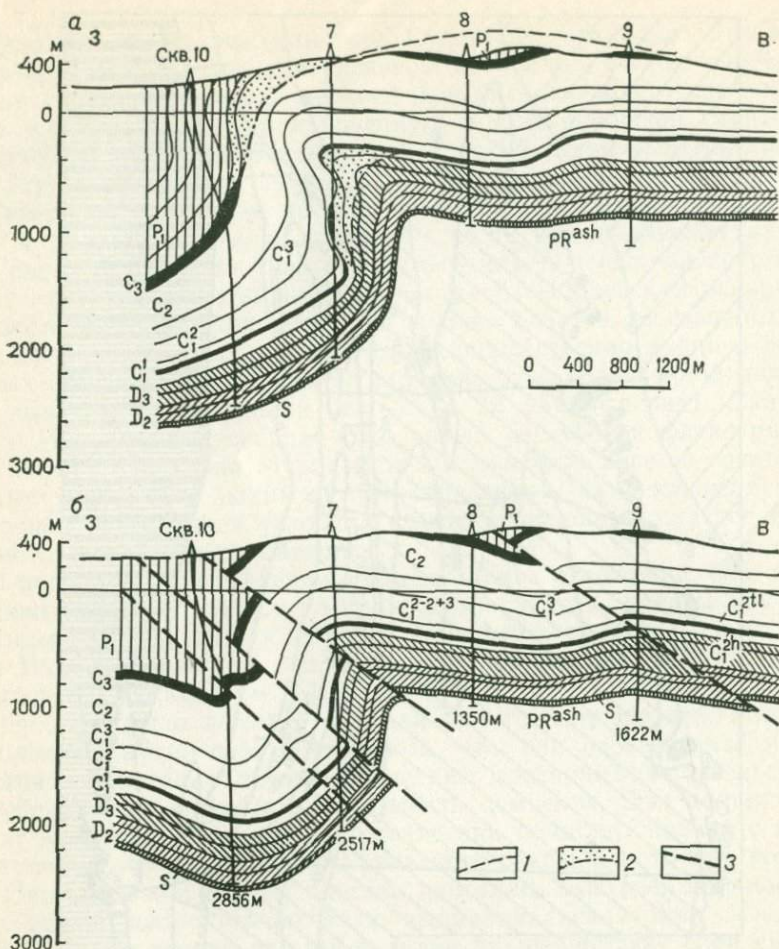


Рис. 44. Хлебодаровская площадь (фрагмент профиля 9, рис. 43).

Геологические разрезы, составленные: а — авторами; б — геологами Стерлитамакской ГПК. 1 — первоначальное положение Уразбаевского эскарпа; по кровле C_3 ; 2 — оплывина на крыле Уразбаевского эскарпа; 3 — линии надвигов

вается. На широте р. Нугуш амплитуда флексуры достигает 2000 м, а наклон ее крыла местами почти вертикальный.

Приведенные данные разными авторами трактуются неоднозначно. На геологических разрезах представлены две разные системы обобщений, опирающиеся на одинаковые суммы данных. Это одни и те же скважины, по кернам и каротажу которых одинаково определены границы стратиграфических подразделений.

Главнейшее различие заключается в том, что наши предшественники там, где мы видим разные — экзогенные и эндогенные — типы дислокаций, видят складчатость, осложненную пологими надвигами. Пологие надвиги, в частности, аргументируются тем, что ряд скважин пересекли дважды и даже трижды горизонты одинакового возраста (рис. 44).

Наличие надвигания слоев на крыле флексуры не может вызвать сомнений. Но природа этого явления не связана с тангенциально направленным стрессом со стороны Уральской геосинклинали. На Хлебодаровском и Елгинском участках Тастубской флексуры происходит сплывание горных пород по склону под влиянием силы тяжести. На Хлебодаровском участке флексуры с крутой части ее крыла и верхнего колена сползают вниз по падению девонские и каменноугольные породы. На поверхности видна начальная стадия сползания и запрокидывания нижнепермских пород. Такая трактовка объясняет явление надвигания как гравигенное. На основании такой трактовки не нужно предполагать наличие пологих надвигов эндогенного происхождения. В частности, неоправданно рисуются надвиги на основании данных, полученных на Северо-Елгинском участке Тастубской флексуры.

На восточном склоне Южно-Уральского прогиба, как правило, наблюдается увеличение мощностей нижнепермских пород по сравнению с депрессионными фациями. Такое увеличение мощностей установлено там, где крыло флексуры изучалось глубоким бурением. Наличие склоновых и депрессионных фаций, характеризующихся разными мощностями, свидетельствует о некомпенсированном прогибании в раннепермское время. Гравигенное сползание масс горных пород по склону является функцией прогибания.

Тастубская флексура в пределах Стерлитамакской седловины заканчивается в виде центриклинали Южно-Уральского грабена. Здесь сокращены мощности пород нижней перми. Тектоноизогипсы, обривающиеся флексуру, сократились в числе. Кроме того, они разделились. Часть из них очерчивает воздымание прогиба и Кинзебулатовский эскарп. Остальные тектоноизогипсы продолжают к северо-северо-востоку, вдоль пологого склона Усольского прогиба.

К северному отрезку Тастубской флексуры прилегает Мраковская ступень, центральная часть которой прогнута в виде узкого желоба, простирающегося на 80 км. Между Мраковской ступенью и Тастубской флексурой расположены эскарпы, состоящие из резкой формы и размеров антиклиналей, куполов и гребней. Торский эскарп, увенчанный несколькими обособленными куполами, к югу от широтного отрезка р. Белой разделяется на три, которые отходят от него в виде структурных носов: Хлебодаровского, Подгорновского и Иштугановского эскарпов.

Иштугановский эскарп, отгибаясь к юго-востоку, переходит затем в Ибраевский эскарп. Основная часть Иштугановского эскарпа устроена очень просто. На широтном отрезке р. Белой у д. Мутаево в своде эскарпа обнажаются известняки и мергели ассельского яруса, а на крыльях — известняки, мергели, песчаники и конгломераты сакмарского и артинского ярусов.

В 5 км севернее д. Мутаево, на широте пос. Зириково, Иштугановский эскарп в сводовой части сложен известняками и доломитами с кремнями среднекаменноугольного возраста. В этом сечении на его более крутых крыльях обнажаются отложения верхнего карбона и нижней перми.

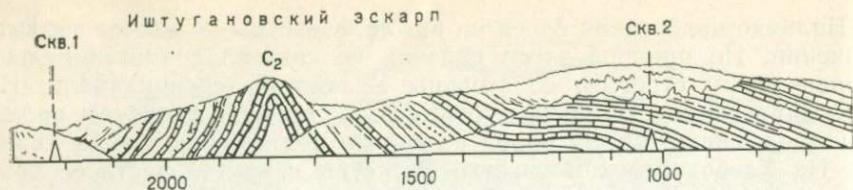


Рис. 45. Геологический разрез Иштугановского эскарпа (профиль 11, рис. 43).

Эскарпы и разделяющие их грабенообразные прогибы (ступени) существенно отличаются своими формами от обычных антиклиналей и синклиналей. Они сопрягаются своеобразно.

Вершина Иштугановского эскарпа изображена на геологическом разрезе, составленном в натуре вдоль правого берега р. Нугуш, на широте дер. Андреевки (рис. 45). Обнажения тянутся попеременно то по правому, то по левому склону долины р. Нугуш. По линии профиля пробурены три глубокие скважины. Западное крыло Иштугановского эскарпа круто погружается в мульду, отделяющую его от Хлебодаровского эскарпа. В центре мульды расположена скв. 1. Восточное крыло Иштугановского эскарпа пологое, ступенчатое. В основании одной из ступеней заложена скв. 2.

Наибольшие расхождения между разными авторами существуют по вопросу о строении Таушского участка Иштугановского эскарпа, где при бурении скважин было установлено налегание древних пород на молодые. М. А. Камалетдинов и А. Т. Кудашев пишут, что дислокации в районе горы Тауш «свидетельствуют о сложночешуйчато-надвиговом строении Урала и о большом сходстве его с тектоникой таких сложно построенных горных сооружений, как Альпы, Кавказ, Карпаты, Аппалачи и др.». В настоящее время такие суждения о тектонике Урала получили широкое распространение. Более того, высказывают мнения о весьма крупных перемещениях огромных массивов горных пород. Например, Н. И. Мешалкин, В. А. Романов полагают, что протерозой Яман-Тауской антеклизы скрывает под собой палеозойские и вендские отложения.

Нам представляется, что имеющиеся данные о строении Таушского участка можно объяснить иначе и более просто, чем это сделали М. А. Камалетдинов и А. Т. Кудашев. Мы расчленили историю образования Таушского шарьяжа на составляющие ее этапы.

На рис. 46 приведены палеогеологические разрезы, по-иному раскрывающие историю формирования Таушских дислокаций.

В конце среднего карбона на месте Таушского участка располагалась выровненная поверхность земной коры, простиравшаяся от Зилаирского грабена до Русской платформы. В отложениях верхнего карбона местами (на остаточных возвышенностях) обнаруживаются следы размыва. Распределение нижнепермских осадков вполне определенно свидетельствует о преобразованиях тектонического плана. На рис. 46, а видно, что в ранней перми западная часть территории была вовлечена в опускание Южно-Уральского грабена, благодаря чему образовалась Большеинкская флексура. Ее крыло сопряжено с Подгорновским эскарпом.

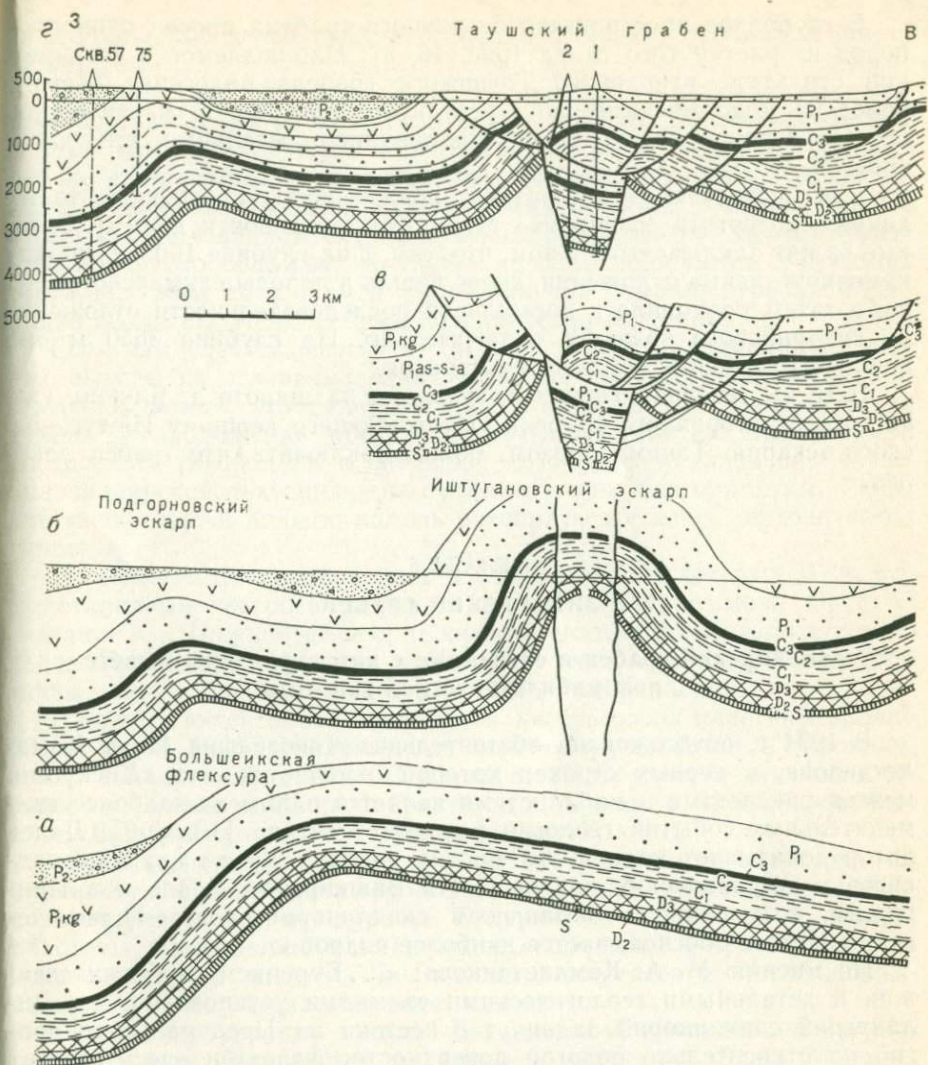


Рис. 46. Палеогеологические разрезы по линии Воскресенка — Тауш (профиль 15, рис. 43).

а — образование Большеикской флексуры; б — образование Подгорновского и Иштугановского эскарпов к концу поздней перми; в — начало формирования Таушского грабена; г — современный геологический разрез

В позднепермское время (рис. 46, б) Мраковская ступень расчленилась. На ее поверхности образовались два грабенообразных прогиба, а между ними — узкий Иштугановский эскарп.

Ступенчатое опускание описываемой территории сопровождалось грабенообразными проседаниями, которые неизбежно обуславливают растяжения на своде эскарпа и сжатия его ядра. В зоне растяжения возникают трещины и затем свободное пространство.

В свободное пространство вторичного грабена просел один блок пород из растянутого свода (рис. 46, в). Наблюдаемое в современной структуре вторичного Таушского грабена налегание древних пород на молодые возникло в результате того, что в грабен на ранее просевшую часть свода надвинулись остальные его части (рис. 46, г).

Для построения этого разреза использованы в основном те же данные, которыми оперировал М. А. Камалетдинов и др. [9]. Главные из них заключаются в том, что, скв. 1 на глубине 1605 м, пройдя каменноугольные отложения, вновь вошла в породы сакмарского яруса, а затем проходила в нормальной последовательности отложения до силурийского возраста включительно. На глубине 3650 м она вошла в отложения верхнего протерозоя.

В 10 км севернее Таушского разреза, на широте д. Ялчино, уже нет следов вторичного грабена, осложняющего вершину Иштугановского эскарпа. Таким образом, можно заключить, что грабен локализован.

ГЛАВА 5

ЗИЛАЙРСКИЙ ГРАБЕН

Зилайрский грабен и связанные с ним структуры в свете новомобилистической гипотезы

В 1974 г. опубликована обстоятельная монография М. А. Камалетдинова, в первых строках которой отмечается, что «Дискуссия между фикситами и мобилистами является одним из наиболее знаменательных событий геологии нашего столетия» [10, с. 3]. Далее автор доказывает наличие во многих районах Урала крупных надвигов и тектонических покровов. На Башкирском Урале и в Приуралье, и особенно в Зилайрском синклинории, новомобилистическая гипотеза обосновывается наиболее подробно.

По мнению М. А. Камалетдинова: «... Бурением глубоких скважин и детальными геологическими съемками установлено, что Зилайрский синклинорий надвинут с востока на Предуральский прогиб по относительно пологой поверхности. Аллохтон здесь состоит из пяти крупных тектонических пластин (с запада на восток): Суреньской, Суошевской, Уваринской, Икской и Мурадымовской.

Суреньская (Асташская пластина) выявлена бурением глубоких скважин в долинах рек Малый и Большой Ик. Обнаженная часть пластины имеет ширину 10—15 км. На востоке она перекрыта Алауским надвигом» ... [10, с. 46].

«... Подошва Суреньской тектонической пластины выступает на поверхность вдоль западной границы ассельско-сакмарских (курмаинских) известняков. Тектонический контакт в ряде мест можно наблюдать непосредственно в обнажениях. Так, например, на левом берегу Большой Сюрени видно, как сильноплочатые известняки курмаинской свиты надвинуты с востока на песчаники и аргиллиты артинского яруса. Скв. 21 на левом берегу Большого Ика эти извест-

няки полностью перебурены и вскрыты артинские отложения постельди надвига».

Геологический разрез (см. рис. 47) наглядно иллюстрирует представления М. А. Камалетдинова; на рис. 48 приведен разрез, составленный нами по той же линии. Расхождения в трактовке одних и тех же данных чрезвычайно большие. Может показаться, что расхождения обусловлены недостатком точных сведений. Обычно так это и бывает. Но в данном случае причина, по-видимому, другая. Район этот прекрасно обнажен; по линии профиля пробурено 8 глубоких скважин; кроме того, по его периферии при помощи бурения и сейсмики получены очень важные дополнительные данные.

Если нам удастся выяснить, как получаются принципиально разные выводы на основании одних и тех же данных, по существу достаточно полных, это будет не просто интересно, а исключительно важно для сближения противоборствующих гипотез. Возможности достижения такой цели в ситуации, которая сложилась при изучении зилаирской тектоники, несомненно, очень благоприятны. Решение такой задачи должно помочь разобраться в хаосе тектонических гипотез.

Продолжим цитирование данных, на основании которых М. А. Камалетдиновым построен разрез на широте д. Мурадымово. На с. 47 сказано: «... Нижнепермские и каменноугольные отложения в пределах Суреньской пластины залегают в виде обширной складчатой моноклинали, погружающейся в западном направлении.

Наиболее интенсивная дислоцированность пород пластины наблюдается вдоль фронта надвига, где слои часто находятся в опрокинутом к западу залегании... Суреньская тектоническая пластина севернее р. Большой Ик расширяется и переходит в Нугушскую пластину Башкирского антиклинория» [10, с. 48].

«Суюшевская тектоническая пластина надвинута с востока на Суреньскую. Она сложена терригенным флишем среднекаменноугольного возраста. На междуречье Большого и Малого Ика породы пластины обнажаются в виде полосы шириной 6—7 км, которая южнее сужается до 1—1,5 км и далее следует до р. Ассели, скрываясь затем под Мурадымовским надвигом.

Скв. 1, пробуренная в своде Богдановской антиклинали (р. Чу-маза), породы Суюшевской пластины не встретила. Здесь Мурадымовский покров располагается непосредственно на Суреньском: по-видимому, фронт Суюшевской пластины проходит восточнее упомянутой скважины.

В 1,5 км юго-западнее д. Увары, приблизительно в центральной части Суюшевской пластины, пробурена скв. 19, которая при забое 2301 м не вышла из терригенных флишеидных пород среднего карбона, показав их большую мощность. Между реками Асселью на юге и Малым Иком на севере среднекаменноугольные образования Суюшевской пластины надвинуты с востока на породы верхнего карбона Суреньской пластины. Скв. 17, пробуренная в долине Большого Ика, вблизи д. Хвалынское, на глубине 1607 м, вскрыла подошву Суюшенского покрова и углубилась в подстилающие верхнекаменноугольные отложения до 2314 м.

О величине горизонтального перемещения Суюшевской пластины можно судить по скв. 17, вскрывшей поверхность надвига (в 2300 м от его фронта), а также по резкому стыку фаций среднекаменноугольных отложений в долине р. Малый Ик. Как уже отмечалось при описании Суреньского покрова, в районе южной периклинали Кибизской структуры средний карбон представлен известняками башкирского яруса (200 м) и аргиллитами московского яруса (50 м), а тектонически перекрывающие их разновозрастные породы Суюшевской пластины — терригенными флишоидными образованиями мощностью 1,5—2 тыс. м [с. 49].

Восточная часть Суюшевской пластины тектонически перекрыта на севере Алатауским надвигом Башкирского антиклинория, в средней части — Икским, а в южной — Мурадымовским покровами. Продолжение Суюшевской пластины под надвигами обнаружено скв. 12 и 18 (Мурадымово) на глубинах соответственно 430 и 2430 м.

В первом случае эти породы залегают непосредственно под Мурадымовским покровом (скважина прошла по ним 2162 м), а во втором — под Икским. Кроме того, породы Суюшевской пластины обнаружены скв. 1 Верхне-Бикбердинской площади на глубине 1300 м под Мурадымовской пластиной. Обе упомянутые скважины прошли по аргиллитам и песчаникам среднего карбона более 500 м» [с. 50].

«Скв. 18 (Мурадымово), пробуренной в долине Большого Ика, в 5 км восточнее Мурадымово, обнаружено восточное продолжение Уваринской пластины. Здесь каменноугольные и девонские отложения описываемой структуры вскрыты в интервале глубин 972—2430 м между Мурадымовским и Суюшевским покровами.

Стратиграфический разрез палеозоя рассматриваемой пластины характеризуется следующими особенностями. Средний карбон, как и в Суюшевской пластине, представлен терригенным флишем; в нижнем карбоне выделяются свиты местного значения (куруильская, иткуловская и бухарчинская), но турне, как и на западе, сложен известняками; в девоне развиты известняки и кварцевые песчаники платформенного типа» [с. 51 и 52].

«Икская тектоническая пластина. Эта структура прослеживается в виде узкой полосы северо-восточного простирания от долины Малого Ика до широтного течения Белой, на расстоянии более 40 км... Пластина сложена породами верхнего ордовика, силура и среднего девона. Внутренняя структура Икской пластины характеризуется моноклинальным падением всех толщ [на восток под углом 45—50°] [10, с. 54].

«... Мурадымовская тектоническая пластина является одной из крупнейших структур Южного Урала. Она прослеживается от верхнего меридионального течения Белой до берегов р. Илек на расстоянии более 400 км. Южное продолжение пластины скрыто под мезокайнозойскими образованиями, а северное прослеживается в пределах Башкирского антиклинория, где выделяется под названием Зильмердакского покрова. Ширина Мурадымовской пластины достигает 50 км. Она сложена породами ордовикского, силурийского, девонского, ранне- и среднекаменноугольного возраста».

«... Подошва Мурадымовской пластины вскрыта скважинами, пробуренными на р. Чумазе (Богдановская площадь), в бассейне Малой Сурени (Верхне-Бикбердинская и Асташская площади) и в долине Большого Ика (Мурадымовская площадь).

Скв. 1, пробуренная в своде Богдановской антиклинали, на глубине 1850 м под толщей визейских отложений Мурадымовской пластины вскрыла известняки среднего карбона Суреньской тектонической пластины. Известняки эти темно-серые, глинистые, прослоями содержащие фузулиниды; с глубины 2364 м они сменились известняками нижнего карбона. Породы, вскрытые под надвигом, по фациальному составу и строению резко отличаются от одновозрастных отложений, обнажающихся на поверхности. Так, если последние представлены мощной толщей терригенного флиша, то в постели залегают известняки, содержащие лишь тонкие прослои аргиллитов и песчаников.

Скважина, пробуренная в долине Малой Сурени, на Верхне-Бикбердинской антиклинали, на глубине 1300 м под карбонатно-терригенной толщей нижнего карбона Мурадымовской пластины выявила погружение надвига, выступающего на дневную поверхность вдоль западной границы нижекаменноугольных известняков на восток под углом 40° » [с. 54 и 55].

Необходимость столь длинных цитат обусловлена тем, что в них описаны наиболее подробно изученные М. А. Камалетдиновым пять тектонических пластин. В его работе приведены описания длинного ряда других пластин, которые мы ниже рассмотрим. Можно сказать, что приведенные данные о пяти шарьяжах послужили М. А. Камалетдинову главной основой для объяснений тектоники других районов Приуралья и Урала и в целом они привели его к следующему общему заключению.

«Изложенный нами материал позволяет прийти к выводу о том, что Урал имеет сложную структуру, образованную крупными надвигами и шарьяжами, возникшими в результате интенсивного сжатия земной коры. В общем виде структура Урала может быть представлена как серия крупных, надвинутых одна на другую тектонических пластин, полого погружающихся к востоку. Верхние пластины сложены эвгеосинклинальными породами, нижние — миогеосинклинальными и платформенными. Шарьяж и надвиги имеют несоизмеримо большее значение, чем пликативные деформации и крутые разрывные нарушения» [10, с. 209].

Имея в виду работы М. А. Камалетдинова и его соавторов, которые получили широкое признание не только на Урале, но и далеко за его пределами, мы в течение ряда лет дополнительно исследовали ряд районов Приуралья и Урала, в том числе районы, где наиболее полно аргументировалось наличие шарьяжных пластин и надвигов.

По линии геологического разреза, составленного М. А. Камалетдиновым на широте д. Мурадымово, мы составили с природы профили в масштабе 1 : 1000 и обзорный геологический разрез 1 : 25 000 (см. рис. 21). Кроме того, мы составили южнее и севернее д. Мурадымово 11 геологических разрезов вкрест простирания через Иньяк-

ский эскарп и прилежащие к нему части Зилаирского и Южно-Уральского грабенов (см. рис. 20—23 и др.). Построение большинства таких (обзорных) разрезов основывается на детальных разрезах, составленных в поле в масштабе 1 : 1000 и 1 : 2000, на данных глубокого бурения и сейсморазведки, которые отображены на приведенных чертежах.

Сопоставление чертежей, отображающих реальные структуры, позволит выявить сущность их различной трактовки и, таким образом, найти основания для сближения мнений сторонников разных гипотез.

О применении термина синклиний к Зилаирскому грабену

Мобилисты представляют Урал в виде пакета шарьяжных пластин. Строение Зилаира и прилежащих к нему частей Южно-Уральского грабена и кроме того Башкирский свод и другие, прилежащие к Зилаирскому прогибу части Южного Урала рисуются в виде нагромождения тектонических пластин (рис. 47). Подразумевается, что пакеты надвинутых друг на друга плоских блоков обусловлены единой тектонообразующей силой.

При таком представлении разновозрастные зилаирские структуры не правомочно обозначать термином синклиний. Гипотезы меняются, а термины остаются, в результате чего крайне осложняется взаимопонимание между геологами. В современных описаниях тектоники Южного Урала и Приуралья у разных авторов одни и те же структуры описываются и рисуются по-разному. Среди таких описаний иногда сочетаются антиклинии и синклинии с глубинными разломами и шарьяжными пластинами, с разнонаправленными тектоническими силами — горизонтальными и вертикальными. В результате все больше запутывается тектоническая терминология и очень осложняется преемственность в науке.

Попытаемся выделить из наследия наших предшественников главное, из чего складываются наши знания о геологии Южного Урала, в котором Зилаирская структура наиболее характерна. Изучается она с середины XIX в. В знаменитой монографии Мурчисона, Вернейля и Кайзерлинга представлены два геологических разреза Зилаирского синклиория, по-видимому первые (1848 г.). Это был замечательный период обнаружения и точного описания новых геологических данных.

Стратиграфию, литологию и петрологию Южного Урала изучали Антипов и Меглицкий (1858 г.), А. П. Карпинский (1874 г.), Д. Н. Соколов (1897 г.), Л. С. Либрович (1930, 1932 гг.), Д. Г. Ожиганов [17], Н. С. Шатский [38], А. А. Богданов [5] и многие другие.

В изучении геологии Южного Урала большие заслуги принадлежат Б. М. Келлеру. В 1949 г. он после ряда статей опубликовал обобщающую монографию [11]. В этой работе обстоятельно и объективно изложены результаты предшествующих исследований. Систематически описаны стратиграфия и условия накопления осадков в Зилаирском прогибе. Тектоника изложена на уровне знаний тридцатых и сороковых годов. Б. М. Келлер в состав Зилаирского синклиория включает Инякский эскарп и частично Южно-Уральский

Впоследствии было установлено, что Зилаирский грабен представляет собой автономное проседание земной коры.

Нужно отметить, что стратиграфию и тектонику Зилаирского синклинория и Южно-Уральского грабена в 50-х годах существенно уточнили М. А. Камалетдинов, В. Н. Курбатов, А. А. Мансуров, К. Н. Утоплеников и др. в процессе систематического геологического картирования. На протяжении последних десятилетий в Приуралье и на Урале в больших объемах применяются глубокое бурение и разные методы геофизических исследований. Вместе с тем снижается применение традиционных методов геологических исследований. Поиски новых залежей нефти и газа осуществляются главным образом сейсморазведкой. В теоретическом плане этот период характеризуется построениями разных вариантов схематичных геологических разрезов и карт, главным образом на основании мобилистической гипотезы (М. А. Камалетдинов, 1969 г., 1972 г.; В. А. Романов, 1974 г.; О. А. Кондаин, А. Г. Кондаин, 1974 г.; К. П. Плюснин, 1974 г.; С. В. Руженцев, 1974 г. и др.).

Морфология и происхождение Зилаирского грабена

На тектонических картах и геологических разрезах мелкого и крупного масштаба Зилаирский грабен отчетливо обрисован в виде узкого, длинного трога (рва), ограниченного крутыми флексурными бортами (см. рис. 14, 15). Расположен он на границе между амагматогенной и магматогенной частями Южного Урала. Его предьстория пока устанавливается в самых общих чертах. В этом грабене ордовикские отложения налегают на слабометаморфизованные толщи рифея. Вопрос о наличии здесь кембрия все еще решается. Мощность пород от силурийских до среднедевонских включительно, по направлению с северо-запада на юго-восток — от Русской платформы, увеличивается в пределы Зилаирского прогиба [11].

В северо-западной части Приуралья среднедевонские отложения непосредственно налегают на бавлинскую свиту протерозоя.

В пределах этой территории Зилаирский грабен отчетливо выделяется в рельефе в виде относительной плоской возвышенности, расположенной между хр. Урал-Тау и Инякским эскарпом (см. рис. 14, 15). Но особенно отчетливо он выделяется геологически, по распространению состава и мощностей зилаирской свиты. Грабен этот возник в качестве автономного проседания земной коры на восточном склоне рифейской синеклизы, которая унаследованно развивалась в ордовике и в раннем силуре. Реликты этой синеклизы представлены в виде остаточных возвышенностей — Башкирской и Урал-Тауской (см. рис. 14, 15).

В позднем девоне и в турнейское время Зилаирский флексурный грабен интенсивно проседал. Мощность зилаирской свиты достигает 5000 м. Состав ее очень характерный — флишоидный. Она впервые выделена и подробно описана Л. С. Либровичем. Ее слагают песчаники — зеленовато-серые, иногда пятнистые. Представлены они аркозовыми, глинистыми, известковистыми, а также туфогенными разностями. Все они, как правило, мелко- и тонкозернистые с парал-

лельной слоистостью и седиментационной трещиноватостью. Песчаники не всегда одинаково, но в общем слабо уплотнены. Сланцы — зеленовато-серые, глинистые, глинисто-хлорит кремнистые и слюди-стые, тонкослоистые, легко разрушаются в зоне выветривания. Толща параллельно наложенная, кливаж встречается редко, даже в пределах круто наклоненных крыльев.

Среди пород зилаирской свиты Л. С. Либрович обнаружил растительные остатки, которые, согласно определениям А. Н. Криштофовича, относятся к позднему девону. Л. С. Либрович (1932 г.) пишет: «Зилаирская свита соответствует по возрасту верхней части девона (т. е. фаменскому ее ярусу), причем самые верхние ее члены могут захватывать уже отчасти и нижний карбон».

Монотонные, удивительно однообразные на всем протяжении Зилаирского грабена осадки зилаирской свиты показывают, что накопление их происходило в процессе медленного, спокойного, постепенного и необратимого прогибания.

Средняя часть Зилаирского грабена на протяжении 80 км вытянута в долготном направлении. На этом участке борта Южно-Уральского и Зилаирского грабенов сближены между собой в такой мере, что образуют гребневидной формы эскарп (см. рис. 48). Между этими бортами днище Зилаирского грабена наиболее широкое (до 35 км) и плоское.

Для того чтобы не смешивать основной план тектоники Зилаирского грабена с осложняющими его экзогенными дислокациями, взглянем еще раз на тектоническую карту (см. рис. 14). У грабена два борта протяженностью 320 км. Борты параллельны друг другу. Между ними просевшее на 5000 м днище. Северное и южное окончания грабена пронизаны интрузиями разного состава. Однако эти отчетливо наблюдаемые данные не убедили многочисленных сторонников мобилистической гипотезы.

В центральной части Зилаирского грабена были заданы две глубокие скважины, которые, по убеждению мобилистов, должны были установить тектонические пластины. Н. И. Мешалкин, В. А. Романов и М. А. Камалетдинов составили геологические разрезы Западного Урала, и в том числе Башкирского антиклинория и Зилаирского синклинория. Причем в пределах последнего, по мнению Н. И. Мешалкина, скважина под отложениями зилаирской свиты должна была войти в известняки карбона, слагающие вторую пластину, состоящую из отдельных блоков, надвинутых на коренные протерозойские отложения, залегающие очень полого. Как представлял строение Зилаирского синклинория М. А. Камалетдинов, показано на рис. 47.

Наши построения отображены на рис. 48. Геологические разрезы М. А. Камалетдинова, Н. И. Мешалкина и наши построены до бурения скважин в Зилаирском грабене. Теперь они уже проверены бурением. Результаты бурения двух Сосновских скважин следующие. Сква. 3 прошла 4700 м по зилаирскому флишу, в основании которого она пересекла пласты диабазовых туфов, диабазовых порфиритов и диабазы и вошла в черные глинисто-углистые сланцы с прослоями

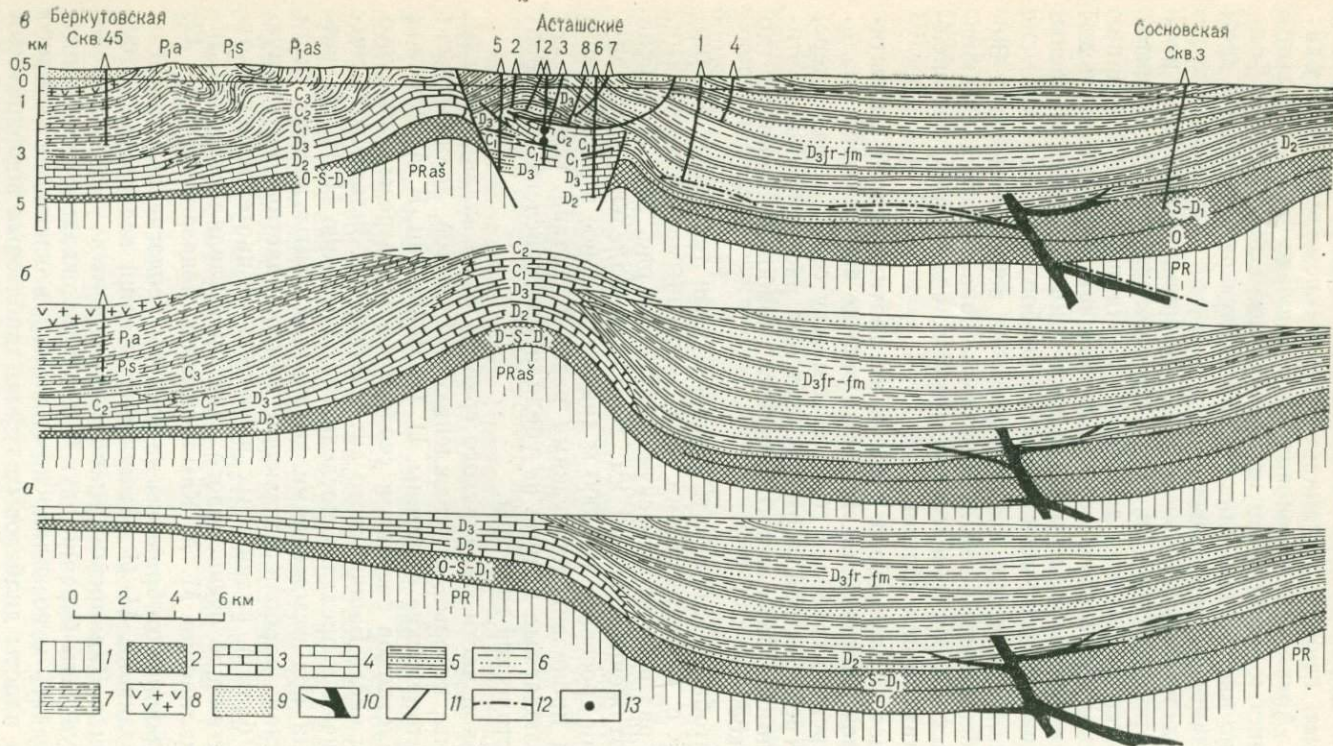


Рис. 48. Геологическая история восточной части Южно-Уральского грабена, Зилайского грабена и разделяющего их Иньякского эскарпа (профиль 5, рис. 14).

1 — поверхность протерозоя; 2 — карбонатно-терригенные отложения ордовика, силура и нижнего девона; 3 — карбонатные породы девона и карбона на своде Иньякского эскарпа; 4 — карбонатные породы девона и карбона в Южно-Уральском грабене; 5 — флиш Зилайского грабена; 6 — каменноугольные карбонатно-терригенные породы на западном склоне Иньякского эскарпа; 7 — нижнепермские отложения на западном склоне Иньякского эскарпа; 8 — кунгурская соленосная толща; 9 — верхнепермская красноцветная толща; 10 — диабазы; 11 — сбросы; 12 — отражающие горизонты; 13 — значительные газопроявления

кремнистых пород бетринской свиты (S_2-D_1). На глубине 5100 м бурение было остановлено. Шарьяжных пластин в Зилаирском грабене не оказалось.

Скв. 5, в 3 км западнее скв. 3, достигнув глубины 400 м, не вышла из зилаирской свиты. Асташская скв. 1 прошла на западном борту грабена 1800 м и тоже не достигла подошвы фамена. Вся эта мощная толща флиша, заполнившая в фамене Зилаирский грабен, резко сокращается по мощности на его бортах и центральных участках.

Таким образом, подтверждается грабеновое строение Зилаира. Зилаирский грабен — образование локальное, возникшее в пределах плоского среднедевонского бассейна, на восточном склоне Русской платформы. Он заметно обособился в виде узкого трога в позднем девоне (рис. 48, а). По-видимому, вулканическая деятельность к концу живетского времени в его пределах замерла. Закончилось проседание этого участка земной коры в начале раннего карбона. Вместе с тем закончилось и осадконакопление, установился континентальный режим и связанная с ним эрозия поверхности.

Достоверно неизвестно, откуда поступал материал, заполняющий Зилаирский грабен. Основная масса сгруженных в него продуктов разрушения горных пород поступала с севера и с востока. Яман-Тау и Урал-Тау начали размываться в раннем палеозое.

В последующее время, судя по распределению состава и мощности пород разного возраста, пройденных глубокими скважинами, к западу от Зилаирского грабена, совершенно независимо от него в карбоне начались новые локальные проседания земной коры, в результате которых в раннепермское время вполне отчетливо обособился Южно-Уральский грабен. К концу кунгурского времени (рис. 48, б) Южно-Уральский грабен в основном был заполнен осадками. Между Зилаирским и Южно-Уральским грабенами образовалась остаточная возвышенность — Инякский эскарп, вершина которого сложена в основном карбонатными отложениями девона и карбона. Крылья эскарпа формировались в разное время: восточное (Зилаирская флексура) — в период образования Зилаирского грабена (рис. 48, а), западное — в период образования Южно-Уральского грабена (рис. 48, б). Оба крыла сложены в основном терригенными флишевыми толщами: восточное — верхнедевонскими, западное — пермо-карбоновыми.

В результате дальнейших опусканий вершина Инякского эскарпа подверглась растяжению. Образовался Асташский грабен (рис. 48, в), формирование которого происходило аналогично Таушскому грабену на вершине Иштугановского эскарпа (см. рис. 45).

Зилаирский грабен — это отчетливое, локальное проседание земной коры — провал на фоне плоской синеклизы, склон у которой был наклонен к востоку и к югу, что легко выясняется даже при беглом рассмотрении современных тектонических и геологических карт. Борты у Зилаирского флексурного грабена располагаются почти параллельно друг другу на протяжении 350 км. Этот грабен не один; на его простирании находится одновозрастный Тирлянский флексурный грабен (см. рис. 14).

Оба грабена характерны своей приуроченностью к реликту древней синеклизы и образовались на стыке бортов дочерних синеклиз в зоне интенсивных растяжений.

Борта у Зилаирского грабена крутые — до 60—70°. Строение западного борта отображено на геологических разрезах. Восточный борт описываемого грабена великолепно обнажен в склонах р. Зилаир. Строение и залегание флишеидной толщи в пределах восточного борта описываемого грабена можно наблюдать в плане на протяжении 5 км к западу от пос. Зилаир.

Северное окончание Зилаирского грабена и осложняющий его Кракинский интрузивный массив

В северной части Зилаирский грабен простирается в северо-восточном направлении. На этом участке он располагается среди остаточных возвышенностей, сложенных рифейскими отложениями. Здесь обнажаются интрузии ультраосновного, основного и среднего состава, в том числе Кракинский магматический массив. Северо-восточный участок грабена узкий (до 15 км) и наиболее высоко расположенный. Толщи зилаирской свиты в его пределах быстро уменьшаются в мощности. На склонах Кракинского массива они выклиниваются (см. рис. 14, 15). Такое выклинивание позволяет судить о локальной приуроченности мощных скоплений мелководных пород зилаирской свиты к Зилаирскому грабену и кроме того устанавливает допозднедевонский возраст Кракинской интрузии.

Т. Т. Казанцева, М. А. Камалетдинов и Р. А. Гафаров в 1971 г. опубликовали статью [9], в которой объясняют строение этого района на основании мобилистской гипотезы, в том же плане, как это сделано при описании Мурадымовского района. В этой и более ранних публикациях (1970 г.) авторы описываемый участок Зилаирского грабена определяют в виде трех тектонических пластин, которые объединяют под названием «Кракинский шарьяж». По их мнению, нижняя и верхняя пластины сложены черными сланцами бетринской свиты, а средняя пластина состоит из гипербазитовых массивов. В основании Кракинского шарьяжа рисуется зилаирская свита уже в коренном залегании. Объясняются такие взаимоотношения продвижением пластин по пологой поверхности с восточной части Урала. Предполагается, что на пути этого шарьяжа еще не существовало Урал-Тауского хребта. Время перемещения пластин датируется концом вариссийской фазы тектогенеза. Такой ход геологического процесса в последние два десятилетия разными авторами утверждается в разных частях Урала.

Однако высказываются и другие суждения. Так, например, Д. Г. Ожиганов в заключении статьи [17] пишет: «... в районе массивов Крака вообще нет никакого «Кракинского шарьяжа», но реально и доказано существует Кракинское поднятие грибообразной формы с крупными интрузивными телами гипербазитов» [17, с. 249].

Заключение Д. Г. Ожиганова обосновывается подробным рассмотрением исходных данных, которыми М. А. Камалетдинов и др. аргументируют шарьяжную природу Кракинских массивов. На ос-

новании проведенных нами дополнительных исследований северной части Зилаирского грабена сложилось вполне определенное впечатление, что наблюдения мобилистов на Южном Урале проводились под большим влиянием принятой ими гипотезы. А выбор этой гипотезы сложился и утвердился при изучении районов Тауша, Мракова, Мурадымова, Асташа и Богдановки, где при бурении скважин было установлено налегание древних пород на молодые.

Эти бесспорные факты «легко» объясняются на основании схематичных мобилистских построений. В настоящее время они весьма расширительно трактуются. Так, например, М. А. Камалетдинов и Т. Т. Казанцева в статье, опубликованной в 1974 г., пишут, что данные, полученные в последние годы, «... свидетельствуют о том, что эвгеосинклинальная зона Урала всюду шарьирована на многие десятки и сотни километров с восточного склона на западный. Этот покров, прослеживающийся от Южного до Полярного Урала более чем на 2000 км, был назван Главным уральским шарьяжем» [9, 10].

В данном случае следует заметить, что схематичные изображения тектонических структур бывают источниками самых серьезных недоразумений и ошибок.

На рис. 49 изображен Кракинский интрузивный массив, занимающий почти все пространство днища в северном окончании грабена. В такой же мере оказалась проницаемой для палеозойских интрузий южная его часть (Сакмарские интрузии).

В непосредственном окружении Кракинских интрузий установлены особого рода дислокации, которые строго приурочены к крупным интрузиям. Такая приуроченность показательна в том отношении, что специфичные околоинтрузивные дислокации вдали от интрузий не встречаются.

Околоинтрузивные дислокации кроме своей приуроченности к крупным интрузиям и дайкам легко распознаются — при достаточно подробном картировании — по резкой асимметрии. Слои в околоинтрузивных впадинах наклонены к интрузии, обратные наклоны, как правило, совсем незначительны. Характерны мелкие, кулисообразно расположенные сбросы. Очень характерны прерывистые, но яркие следы течения горных пород, в виде мелких незакономерных смятий.

Отображение в масштабе без искажения околоинтрузивных дислокаций оказалось хорошим средством для их изучения и диагностики, что в ряде случаев позволило устранить кажущиеся сложности при построении геологических разрезов и тектонических карт.

В частности, эти дислокации окончательно исключают представления о том, что Кракинские интрузии аллохтонного происхождения.

Непосредственно по периферии кракинских выступов магматических пород расположен крутой, неровный, резко асимметричный прогиб, осложненный прихотливой формы смятиями слагающих его пород и кроме того многочисленными сбросами небольшой протяженности (см. рис. 49). Это околоинтрузивное проседание сложено породами рифея, ордовика, силура и, по-видимому, нижнего девона, которые перекрываются маломощными отложениями зилаирской свиты. Ширина описываемого прогиба 4—4,5 км.

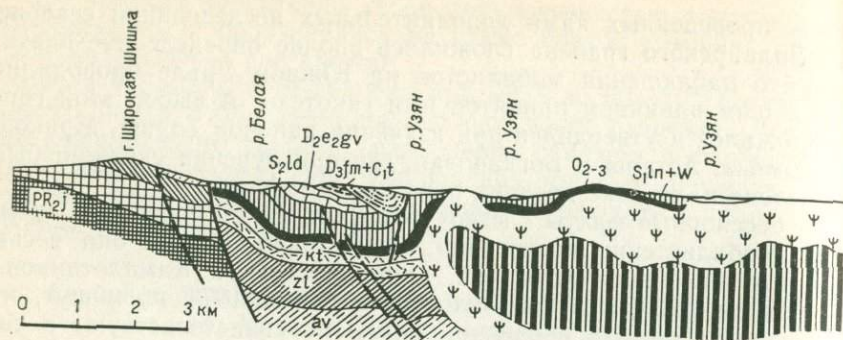


Рис. 49. Геологический разрез Кракинского массива и вмещающих его осадочных

Кракинские интрузивные массивы, по-видимому, внедрялись до живецкого времени включительно. Ультраосновные породы возможно затвердевали на глубине и в застывшем состоянии достигали поверхности. По соотношениям их с вмещающими осадочными породами вполне определенно выясняется, что эти интрузии впоследствии проседали. Такое явление могло быть обусловлено в результате подъема на поверхность больших объемов магматических расплавов. Проседание определенно было вторичным, и в это проседание были вовлечены вмещающие его осадочные породы.

Вдоль внешней границы интрузивного массива отчетливо прослеживается специфичная, узкая, глубокая околоинтрузивная синклиналь, в которой отложения рифейские, ордовикские, силурийские и нижнедевонские сильно смяты (см. рис. 49). По-видимому, следует принять вывод Д. Г. Ожиганова [17], что Кракинский массив представляет собой интрузию глубинного происхождения. Интрузия эта сформировалась в северном центриклинальном окончании Зилаирского грабена. Такого же рода интрузии расположены в южной части Зилаирского грабена на Сакмарской ступени (см. рис. 14, 15).

На рис. 50 приведен геологический разрез по р. Каге, правого

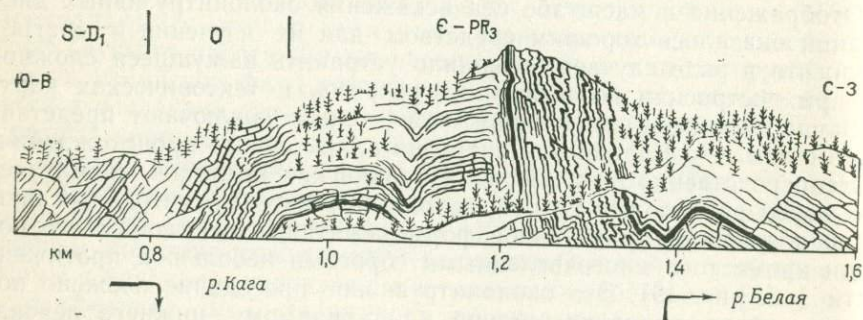
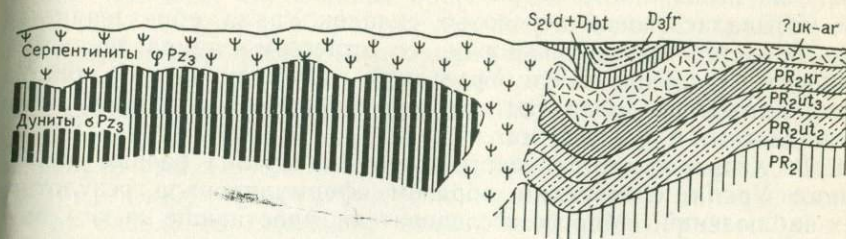


Рис. 50. Правый берег р. Каги (фрагмент профиля 2, рис. 14). Разрез составлен при ориентировке планшета на юг.



пород (профиль 4, рис. 14).

притока р. Белой, на котором отображены хорошо обнаженные своеобразные дислокации, развитые по периферии Кракинского интрузивного массива. Это так называемые «околоинтрузивные впадины», которые образуются после проседания интрузивного массива, последовавшего за его внедрением. В восточной (левой) стороне разреза видна часть моноклинали, сложенной нижнепалеозойскими и девонскими отложениями, которые падают на восток, в сторону массива Крака. Залегание кембрийских и верхнепротерозойских толщ нарушено сбросами. Один из них отображен между пикетами 1,2 и 1,4 км.

ГЛАВА 6

ИНЯКСКИЙ ЭСКАРП

Еще раз об условиях образования эскарпов

Эскарпы — это такие остаточные возвышенности в земной коре, которые сочленяют сближенные впадины или разные ступени. Ступени — это то же, что и впадины. Широкие остаточные возвышенности в виде щитов, антеклиз, синеклиз и других ступеней часто осложняются более мелкими ступенями и переходят в эскарпы. Например, Инякский эскарп представляет собой сближенные борта Южно-Уральского и Зилаирского грабенов. Это видно на тектонических картах (см. рис. 14, 15, 19). Севернее р. Нугуш борта этих грабенов находятся на большом расстоянии один от другого (60 км). Между ними располагается широкая Башкирская ступень. Южнее, где Зилаирский грабен дугой выгибается к западу, Тастубская флексура Южно-Уральского грабена на протяжении 80 км образует вместе с его западным бортом гребневидной формы Инякский эскарп, который протянулся в долготном направлении до 52° с. ш.

Южнее расстояние между грабенами вновь увеличивается. Тастубская флексура прямолинейно продолжается до р. Урала, а Зилаирский грабен отклоняется к востоку. Южнее р. Белгушки Инякский эскарп переходит в относительно широкую и плоскую Черно-реченскую ступень (см. рис. 14). Ширина Инякского эскарпа между нижними коленами его флексурных крыльев 20—25 км. Длина

80 км. Его разновозрастные крылья были описаны в разделах, посвященных днищам Зилаирского и Южно-Уральского грабенных, с которыми они генетически связаны.

На Южном Урале структура, названная нами Инякским эскарпом, раньше не выделялась. Территория, занятая им и прилегающая к нему, называлась зоной передовых складок Урала, образование которых представлялось связанным со стрессом, направленным со стороны центральной части Уральской геосинклинальной области. Многие авторы предполагают, что эта территория осложнена положениями надвигами и шарьяжами.

И. В. Хворова, которая систематически изучала разные районы Южного Урала, следующим образом сформулировала результаты своих наблюдений: «Многие исследователи, работавшие на юге, ошибочно рисовали здесь узкую полосу крутых надвигов, предполагая, что зилаирская толща надвинута на нижний карбон, а последний, в свою очередь, — на различные слои верхнего карбона и нижней перми. Действительно, в ряде мест контакт между указанными отложениями напоминает тектонический. Однако при более тщательном исследовании оказалось, что за тектонический контакт принималось трансгрессивное и несогласное налегание верхнекаменноугольных или нижнепермских пород на разные горизонты нижнего карбона или девона» [37, с. 8].

Кстати, приведем доказательства И. В. Хворовой о природе дислокаций, которые мы наблюдали в южной части Инякского эскарпа в пределах его западного крыла.

«В отличие от резко дислоцированного нижнего карбона покрывающие песчано-глинистые отложения, как правило, наклонены более или менее полого к западу. Такое различие в дислокациях способствовало, между прочим, распространению представлений о надвиге каменноугольных отложений на пермские, которого в действительности не было. Кроме изучения контактов об отсутствии надвига говорят и литологические данные... Остатки размытых известняковых пластов намюра и среднего карбона с палеонтологическими остатками соответствующего возраста» [37, с. 8].

Как уже отмечалось, самая южная часть Тастубской флексуры гравигенными дислокациями не осложнена или почти не осложнена. Представления о надвигах и шарьяжах основаны на наблюдениях, производившихся севернее р. Ускалык, которые были широко экстраполированы и расширительно истолкованы в период увлечения мобилистической гипотезой.

Инякский эскарп очень разный в различных частях. Помимо того что у него разновозрастные крылья, его вершина на разных широтах устроена по-разному. Очень своеобразно и характерно устройство Инякского эскарпа там, где он переходит в Башкирскую и Чернореченскую ступени, там, где сближаются борта Южно-Уральского и Зилаирского грабенных. В этих местах гребневидный эскарп распадается на гирлянду частных эскарпов, которые в виде структурных носов причленяются к ступеням. У Инякского эскарпа нет периклинальных окончаний — он заканчивается, расширяясь в пределы широких ступеней (см. рис. 14, 15).

Особенности формирования Инякского эскарпа

Восточное крыло Инякского эскарпа сложено флишоидными породами зилаирской свиты мощностью до 3000—4000 м. Однако очень быстро (см. рис. 48) мощные толщи зилаирской свиты, выстилающие плоское днище грабена, сокращаются в мощности до 100—150 м и сменяются карбонатными породами на вершине Инякского эскарпа. Непосредственно западнее вершины Инякского эскарпа зилаирская свита замещается карбонатными породами.

В северной части Южно-Уральского грабена в составе фамена участвуют светлые тонкослоистые кремнистые криноидные известняки. По р. Сикасе обнажаются «темные пахучие слоистые известняки, иногда нацело образованные скоплениями шарообразных известняковистых водорослей мощностью до 50 м. Границы фаменского яруса устанавливаются легко и точно» (Д. В. Наливкин, 1937 г.).

Южнее, на широте сел Федоровка и Иштуганово, скважинами пройдены карбонатные фаменские отложения мощностью 100 м. По данным М. А. Камалетдинова и А. Т. Кудашева (1968 г.), скважина у горы Тауш пересекла 142 м фамена, представленного серыми микрозернистыми известняками с пропластками глин и в верхней части. У с. Белая Глина отложения фамена представлены карбонатными породами мощностью 150 м.

Так выясняется, что до позднего девона включительно к западу от восточного крыла Инякского эскарпа накапливались карбонатные шельфовые отложения незначительной мощности (100—150 м).

В Мурадымовском ущелье Большого Ика выступают органогенные известняки, которые формировались на верхнем колене борта Зилаирского грабена. В пределах этого колена наблюдается «стык» разнофациальных пород девона и карбона. Этот факт мобилисты оценивают в качестве однозначного показателя горизонтального перемещения пластин из геосинклинальной области в платформенную, обусловившего сближения разнородных фаций. Так, например, А. М. Камалетдинов утверждает, что весь комплекс пород, расположенный западнее верхнего течения р. Малая Сюрень, слагает аллохтонную часть надвига и что амплитуда последнего не менее 15—20 км.

Приведенные выше данные, отображенные на геологических разрезах, показывают, что сближение разных фаций на вершине Инякского эскарпа нельзя использовать в защиту гипотезы о шарьяжах. Фации эти местные, генетически взаимосвязанные.

Б. М. Келлер пишет: «... как показывают имеющиеся материалы, резкие фациальные изменения в палеозойских отложениях в области погружения Башкирского антиклинория в подавляющем большинстве случаев осуществляются без всякого участия надвиговых нарушений, сближающих терригенные и известняковые толщи» [11, с. 84] и дальше «... должно быть оставлено предположение о наличии здесь покрова, сближающего восточные терригенные и западные известняковые толщи девонских отложений» [с. 86]. Это заключение в равной мере справедливо и в отношении Инякского эскарпа, где

флишоидные породы нормально сменяются карбонатными отложениями.

Теперь нам надлежит выяснить и объяснить факт налегания древних пород на молодые. Это тоже бесспорный факт, который мобилистами трактуется как бесспорное доказательство нарезания тектонических пластин и перемещения их по пологим поверхностям.

В Мурадымовском ущелье скв. 12 прошла отложения среднего девона, нижнего девона и силура, ниже которого на глубине 400 м она вошла в башкирские слои среднего карбона, по которым была проведена до глубины 2700 м. Скв. 18 прошла верхне-среднедевонские отложения, надвинутые на среднекаменноугольные флишоидные породы, ниже которых она вновь прошла породы нижнего карбона и была остановлена среди известняков девона.

В Мурадымовском ущелье видны обнажения «герцинских рифов», под которыми залегают более древние породы, а ниже снова молодые. На детальном разрезе (см. рис. 51, ж) видно, что среднедевонские биогермные известняки надвинуты на флишоидные породы башкирского яруса. Формы и размеры этого локального блока отчетливо устанавливаются в плане и разрезе (см. рис. 24, 19).

Между скв. 18 и 19 на правом и левом склонах долины Большого Ика обнажена плоскость сброса; к востоку от которой в непрерывном разрезе обнажено восточное крыло Инякского эскарпа. Оно представляет собой монолитную флексуру. К северу от описываемого разреза вершина Инякского эскарпа сложена среднедевонскими известняками, а к югу она прослеживается на протяжении десятков километров в виде мощной, прямолинейной моноклинали, сложенной огромной толщей зилаирской свиты.

Западнее сброса расположен смещенный массив горных пород. Он хорошо обнажен на поверхности. Его глубинное строение выяснено при бурении скв. 12, 18, 16.

Выше был представлен геологический разрез, составленный нами по той же линии (см. рис. 21). Его протяженность 100 км. По линии этого разреза пробурено 25 глубоких скважин. Это скважины Мурадымовские 18, 12, 16; Уваринские 19, 17; Хвалынские 20 и 21, 22; Саратовские 1, 2, 3; Кунакбаевские 5, 17 и др., Якшимбетовские 154, 151 и др. и Белоглинские 1, 3.

В работе М. А. Камалетдинова [10] приведен геологический разрез этого же участка, сопоставление которого с разрезом на рис. 51 показывает крайнюю противоречивость в трактовке одних и тех же данных.

Сравнивая эти чертежи, а также многие другие, составленные в разное время, приходится признать, что мнения о них меняются весьма существенно. В процессе изучения тектонических структур сами структуры не меняются. Вместе с тем мы должны признать, что отображение структур — это средство их изучения. Такое средство будет эффективным и пригодным для взаимопонимания только при одном условии, а именно: наблюдаемые тектонические структуры должны отображаться не в виде схем, иллюстрирующих наши представления о природе деформаций в залегании горных пород,

а в виде натуральных геологических форм со всеми их особенностями.

Кондиционное, реальное отображение структур, достаточно подробное и, стало быть, достоверное, представляет не только необходимый, но и обязательный материал для познания их действительного устройства, без чего невозможно выяснить, как они формировались.

Тектонические структуры — образования неоднoактные. Современное их единство обычно создано в результате длительного, многоэтапного геологического процесса. В этом процессе функционально возникают многообразные наложенные явления, в разной мере преобразующие и маскирующие основной план тектоники.

В предыдущем разделе мы процитировали описание Мурадымовского участка, составленное М. А. Камалетдиновым, большим знатоком Урала и одним из ведущих сторонников мобилистической гипотезы. Мы имели возможность, опираясь на исследования многих наших предшественников, дополнительно изучать Мурадымовский участок, который примечателен во многих отношениях.

В условиях прекрасной обнаженности здесь соседствуют очень разнообразные фации горных пород. Здесь загадочно сочетаются очень простые и сложные тектонические структуры, а на больших глубинах установлено налегание древних пород на молодые. Очевидно, что изучение Мурадымовского участка, типичного для тектоники Урала, может и должно послужить для сближения противоборствующих гипотез.

Также очевидно, что для достижения такой цели недостаточно просто запечатлеть его современное строение. Необходимо выяснить историю его образования, нужно познать и выразить особенности и взаимосвязи его элементов, поскольку они разные.

Современный геологический разрез Инякского эскарпа отображает суммарную картину его геологической истории. Эту картину возможно расчленить при построении палеогеологических разрезов. Метод поэтапной реконструкции геологического процесса при наличии необходимых данных о возрасте, составе и мощности горных пород в сочетании с данными об их распределении уже давно зарекомендовал себя надежным средством реконструкции геологического процесса.

Описываемый здесь участок Инякского эскарпа весьма типичен. В его пределах сравнительно хорошо изучены разнообразные типы структур, запечатлевшие геологические события большого отрезка истории. Этот профиль (см. рис. 21) построен на основании следующих данных: 1) геологической карты масштаба 1 : 50 000; 2) ряда геологических разрезов масштаба 1 : 1000 и 1 : 2000; 3) материалов, полученных при бурении скважин по линии профиля, а также полученных на прилегающих площадях.

Для того чтобы не строить громоздкого чертежа, мы в данном случае ограничимся подробным рассмотрением только Инякского эскарпа (рис. 51).

К концу девонского времени (рис. 51, а) силурийские и нижнедевонские отложения залегали полого. По направлению к западу,

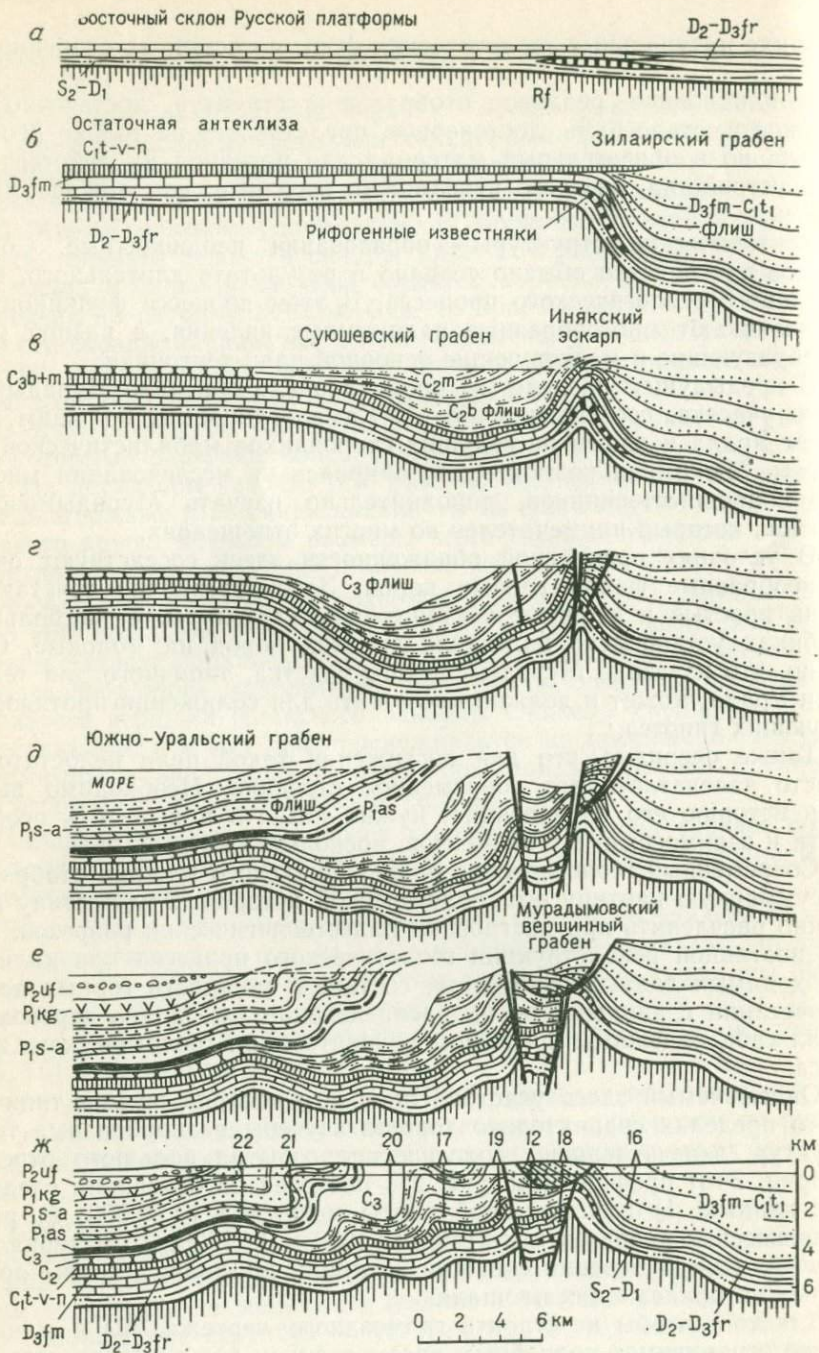


Рис. 51. Палеогеологические разрезы, иллюстрирующие формирование Инякского эскарпа и Мурадымовского вторичного грабена на его вершине (фрагмент профиля 2, рис. 19).

в сторону Русской платформы, они постепенно уменьшаются в мощности и выклиниваются. На них покоятся маломощные породы среднего и верхнего девона — до франкских включительно, которые образовались в платформенном бассейне, унаследованном с раннего палеозоя. Этот бассейн до турнейского времени представлял собой одно целое с Русской плитой. Его историю определяют неодновременные и неравномерные опускания, которые сказываются в распределении состава и мощности пород разного возраста.

К концу турнейского времени (рис. 51, б) уже закончилось образование Зилаирского грабена. Западное его крыло — это отнюдь не элемент волнообразной формы тектоники, обусловленной боковым сжатием. На профиле отчетливо вырисовывается зилаирская флексура между двумя плоскими ступенями. Она образовалась в виде коленообразного изгиба пластов в результате проседания блока земной коры. Зилаирский грабен относится к типу флексурных грабенов.

В башкирское время (рис. 51, в) почти непосредственно западнее одного из участков Зилаирского грабена образовался Суюшевский локальный грабен, заполнившийся типично флишоидными породами. Распространение этих пород ограничено бортами новообразованного грабена. Западный борт Суюшевского грабена, сохранившийся от эрозии, сложен карбонатными породами.

В московское время образовался еще один грабен (рис. 51, в). Он расположился в западной части блока, проседавшего в башкирское время, и несколько дальше в сторону остаточной возвышенности. Такое расположение обусловило расчленение днища Суюшевского грабена на две ступеньки. Наличие их сказалось в распределении мощностей осадков.

В позднем карбоне образование и преобразование грабенов продолжалось в том же плане. В результате возникла еще одна ступень на объединившемся днище двух грабенов и еще одна ложная линза, сложенная породами московского яруса (рис. 51, г). Упомянутые ступени создают иллюзию складчатой структуры.

К концу позднего карбона образовался еще один новый грабен. Он возник на том месте, где сформировались в среднем карбоне две ступени и эскарп и кроме того занял некоторое пространство к западу от них. В результате возникли очень интересные новообразования: вначале один простой грабен, затем второй грабен, который вовлек в свое опускание первый из них. Вместе они составили ступенчатый грабен, причем залегание башкирской толщи пород преформировалось в своеобразную линзу.

В дальнейшем, в конце предкунгурского времени, происходило формирование вторичного Мурадымовского грабена на вершине Инякского эскарпа (рис. 51, д). В конце пермской эпохи (рис. 51, е) Южно-Уральский грабен сформировался в полном своем объеме.

Итак, узкие и длинные грабены, формировавшиеся в карбоне, в раннепермское время были вовлечены в обширное проседание Южно-Уральского грабена. В настоящее время последовательность этих событий расшифровывается по приуроченности флишевых, депрессионных и рифовых пород к современным его элементам, одним из

которых является его восточный борт, представляющий собой западное крыло Инякского эскарпа.

К концу артинского времени в пределах крутого обнаженного западного крыла Инякского эскарпа в связи с возрастанием крутизны крыльев флексур прогрессировало нарушение равновесия в поле силы тяжести. В условиях нарушенного гравитационного равновесия неравномерная нагрузка на породы воздействовала непрерывно и неизбежно. А воздействие такой нагрузки, умноженное на протяженность геологического времени, изменяет их физические свойства и прочность, вследствие чего они приобретают способность растягиваться, течь и сплывать. Здесь уместно привести цитату из работы академика Я. И. Френкеля: «Горные породы являются твердыми с точки зрения нашего обычного человеческого масштаба времени, но по существу жидкими с точки зрения геологического времени. Между жидкостями и твердыми телами не существует принципиального различия, которое соответствовало бы их различию с точки зрения текучести или твердости».

В результате воздействия гравигенных сил на крутых склонах флексур, вероятно, уже в конце ранней перми происходило течение горных пород. Так образовались запрокинутые моноклинали, растянутые породы, лежащие складки. В основании таких флексур под напором сползавших с них и запрокидывающихся пород возникали сдвинутые массивы, чешуйчатые надвиги и выдавленные купола. На рис. 51, *e* видно, как начинаются такие явления.

Строение восточного крыла эскарпа элементарно простое, оно не вызывает особых вопросов, в принципе оно однородное на всем протяжении между Кракинским и Сакмарским интрузивными массивами.

Сравнивая разные этапы формирования Инякского эскарпа, мы установили, что залегание участвующих в его строении пород до девона включительно еще не было деформировано, затем определили время и механизм образования его восточного крыла. Обстоятельства этого процесса на основании прямых данных о распределении мощностей пород и их флишевых, депрессионных и рифовых фаций, а также форм залегания выясняются однозначно.

Дальнейшее продолжение локальных, одновременных и необратимых проседаний, происходивших в определенной последовательности после зилаирского прогибания, реконструировано на основании все тех же морфологических и литологических материалов, которые представляют собой основные источники информации о природе тектонических явлений.

На представленных палеогеологических разрезах (см. рис. 51) графически выявлены изменения морфологии структур от одного этапа к другому. И таким способом устанавливается, что опускание на склоне Инякского эскарпа в башкирское время повлекло за собой опускание западной части его вершины. Затем в это опускание был вовлечен гребешок восточной части вершины Инякского эскарпа, он сместился в грабен так, как это показано на современном профиле.

В западной части профиля, западней ступенчатого днища грабена, сформировавшегося в среднем и позднем карбоне, установлен эскарп, на вершине которого пробурена скв. 22. Этот эскарп — Ибраевский — расположен на границе между кунгурскими и артинскими отложениями, в зоне, где южнее выявлены Тазларовский, Догонакский и Беркутовский купола.

В результате построения палеогеологических разрезов (см. рис. 51) выясняется, что Инякский эскарп составляют борта Зилаирского и Южно-Уральского грабенов на том участке Урала, где они случайно оказались близко расположенными. Стало быть, эскарп — это остаточная узкая возвышенность, возникшая в процессе неравномерных проседаний локальных блоков земной коры. Очевидно, что такого рода структуру, так же как и обусловившие ее грабены, нельзя определять в качестве складчатых форм. Термины «антиклинорий» и «синклинорий», применяемые к структурам, которые считаются образовавшимися в процессе горизонтального сжатия земной коры, неадекватны терминам «эскарп» и «флексурный грабен».

Вторичные провальные мульды на вершине Инякского эскарпа

Напомним, что протяженность Инякского эскарпа 80 км. На этом расстоянии борта Зилаирского и Южно-Уральского грабенов сближены. Крутизна разновозрастных бортов разная. Вершина эскарпа тоже разная — то узкая, гребневидная, то уплощенная. Она в разных своих частях по-разному осложнена растяжениями, обусловленными коленообразными изгибами флексурных бортов, вертикальная амплитуда которых достигает 4500—5000 м.

В гребневой узкой вершине Инякского эскарпа, а также в пределах уплощенных более широких частей расположены очень своеобразные мульды, которые, так же как и грабены — Асташский, Мурадымовский, Таушский и др., не сопряжены с горстами, антиклиналями или какими-нибудь другими положительными формами.

Мульды эти по своему внутреннему строению и по тектонической позиции настолько своеобразны, что заслуживают специального термина. Они представляют собой локальные впадины, осложняющие вершины эскарпов. Главная особенность таких впадин заключается в необычной для мульд деформированности заполняющих их пород (обычно в мульдах слои залегают полого). Характерно, что в пределах днища Южно-Уральского грабена мульды такого типа не обнаруживаются.

Начиная от широты р. Малой Ургинки вершина Инякского эскарпа по направлению к югу становится более плоской и широкой. В этом сечении установлена Бикбердинская мульда, в центре которой пробурена скв. 2 (Бикбердинская). Она прошла в нормальной последовательности породы башкирского яруса среднего карбона, а затем иткуловскую, куруильскую и мазитовскую свиты нижнего карбона. Породы эти на глубине сильно нарушены. При бурении имели место провалы инструмента и уход глинистого раствора. Скважина была заложена на вершине эскарпа — в полого прогнутых слоях

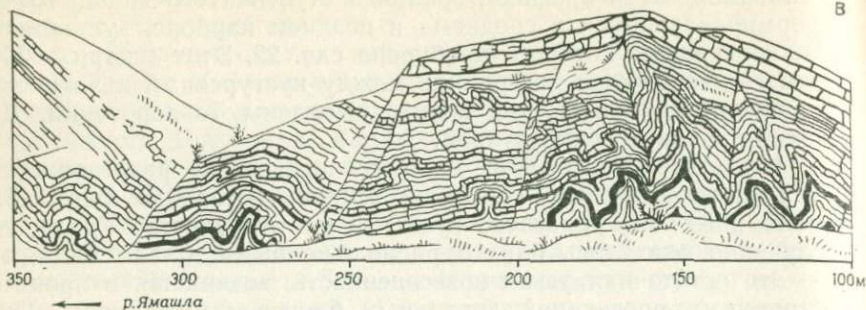


Рис. 52. Кугарчинская провальная мульда, сложенная с поверхности бухарчинской свитой нижнего карбона. Правый берег р. Ямашла (фрагмент профиля 20, рис. 19).

башкирской мульды, в недрах которой залегание горных пород оказалось деформированным значительно больше, чем на поверхности.

Южнее, на широте Кузбековского геологического разреза, на р. Ямашле, у пос. Кугарчи обнажена Кугарчинская мульда (рис. 52). Отчетливая тектоническая позиция этой структуры и доступность для непосредственного изучения позволяют выяснить некоторые ее особенности.

Много общего можно усмотреть между описываемыми мульдами и вторичными грабенами. У них несомненно одинаковая приуроченность к вершинам эскарпов. Они одинаково локальны. По периферии вторичных грабенов и локальных мульд залегание пород не отличается какими-либо особенностями. Вершинные грабены и пространственно связанные с ними мульды — формы явно наложенные, вторичные.

В пределах же грабенов и мульд, осложняющих вершину Инякского эскарпа, формы залегания пластов строго локализованы и при этом весьма своеобразны. В мульдах особенно.

Кугарчинская мульда представлена в поперечном разрезе строго в масштабе. В его левой, западной части обнажен западный борт мульды. В его строении участвуют тонко- и толстослоистые известняки, стройно наклоненные к востоку под углом 45° , но среди них отчетливо видны межпластовые смятия. К центру мульды деформированность слоев очень быстро и резко увеличивается. Граница между западным бортом мульды и ее центральной частью проходит по оврагу, поперечному к плоскости разреза (пикет 320).

В восточной части описываемого обнажения бросается в глаза значительное несоответствие между залеганиями пород в разных его частях. Эта особенность относится и к западной части обнажения, где выступают другие типы дислокаций. С глубиной интенсивность деформированности слоев нарастает (то же самое было установлено при бурении скв. 2 Бикбердинской на большой глубине).

Несомненно, что пласты во внутренних частях мульд очень сильно сжаты. Это не просто складки, какие возникают при свободном, одностороннем сжатии. Складки эти между собой сближены. Кроме

того, слои в них выдавлены и кверху, и книзу (пикет 180, рис. 52). Очевидно, что их образование обусловлено мощным двухсторонним сжатием. Толстослоистые известняки предельно сжаты. Вместе с тем вышележащие пачки слоев только полого смяты (верхняя часть обнажения на рис. 52).

На геологических разрезах Инякского эскарпа можно разглядеть несколько мульд, внутри которых слои сильно смяты. В том числе мульды Бикбердинская, Кугарчинская, Чумазинская и др. (см. рис. 26, 53). В масштабе 1 : 25 000 такие мульды можно отобразить только схематично, а точнее, только условно. Их сложная и весьма своеобразная морфология утрачивается при уменьшении масштаба изображения.

Каково же происхождение этих мульд? Приуроченность их к вершинам эскарпов, сонахождение вместе с вторичными грабенами, свойственные им морфологические особенности и данные о том, что это постконседиментационные образования, согласно свидетельствуют, что эти проседания по отношению к Инякскому эскарпу представляют собой наложенное явление, такое же, как и вторичные грабены. Видимо, описываемые мульды представляют собой по сравнению с вторичными грабенами более раннюю, или, точнее, недоразвитую, стадию их образования. Не случайно то, что мульды чаще встречаются на уплощенных, а грабены на гребневидных вершинах эскарпов.

Растяжения в пределах сближенных бортов разных грабенов начинаются на их вершинах. Растягивающие усилия от вершин эскарпов по направлению к их основаниям, естественно, уменьшаются, где и заканчиваются. Итак, вершины эскарпов повсеместно подвержены растяжениям. В результате этого явления образуются описываемые вторичные мульды. Очевидно, что такие мульды представляют собой провальные образования.

Своеобразие таких провалов определяется еще тем, что они локальные и на глубине заканчиваются. По-видимому, они затухают на уровнях нижних колен флексур, составляющих крылья эскарпов. Следовательно, форму вторичных провалов, осложняющих эскарпы, можно представить в виде конусов.

В провальных мульдах во всех случаях, где мы наблюдали залегание слоев, интенсивность их деформированности с глубиной увеличивается. Это обстоятельство, по всей видимости, обусловлено тем, что площади провальных мульд книзу уменьшаются.

Крайним выражением этих провальных образований являются вторичные грабены на вершинах эскарпов, такие как Таушский, Мурадымовский, Асташский (см. рис. 22, 23, 46).

На геологическом разрезе (рис. 53) отображены оба вида провалов. В западной части профиля расположено северное окончание Чумазинского грабена. Слои в центре грабена своеобразно деформированы, они частично сползли с его бортов и смялись в складки. Особенно хорошо эти деформации видны в долине р. Ускалык врывах горы Кружевной.

В восточной части профиля расположен глубокий узкий Богдановский грабен, в пределах которого скважина прошла сброшенные

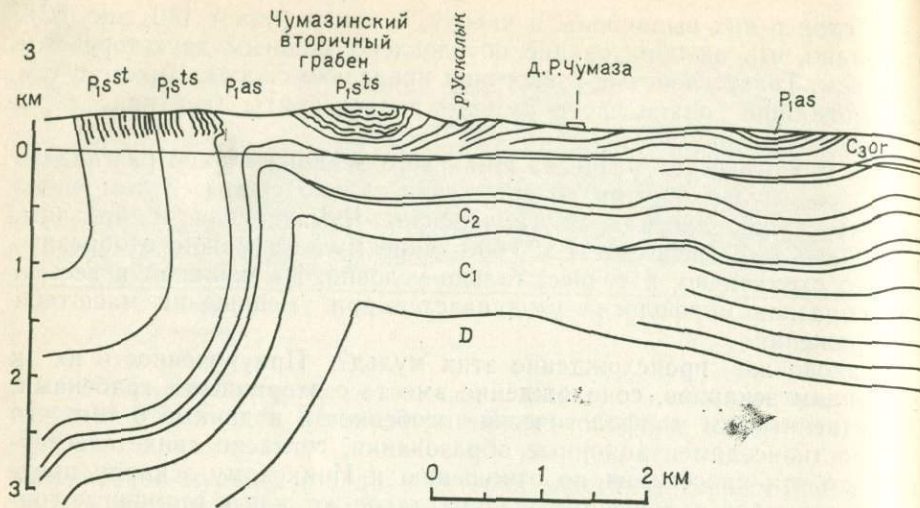


Рис. 53. Южная часть Иньякского эскарпа.

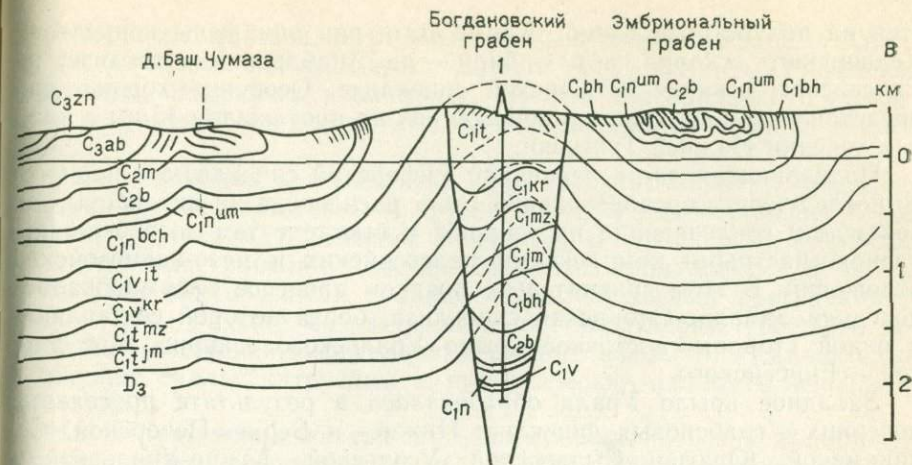
ГЛАВА 7

БАШКИРСКАЯ АНТЕКЛИЗА — ЭТО ОСТАТОЧНАЯ ВОЗВЫШЕННОСТЬ — РЕЛИКТ РИФЕЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Урал не всегда существовал

Естественно, что Урал не всегда существовал. У него есть предыстория, которая запечатлена в рифейских отложениях, развитых на обширной территории. На одном из локальных участков распространения доуральских осадков образовалась гигантская система сложных тектонических сооружений Урала. Имеются в виду осадки верхнего протерозоя, заполнявшие плоскодонную синеклизу между Русской и Сибирской остаточными возвышенностями. История формирования этой синеклизы читается в однообразных стратиграфических колонках, составленных в разных частях Урала, Тимана, на склонах и в заливообразных понижениях Русской и Сибирской платформ.

На этом обширном участке земной коры на протяжении многих сотен миллионов лет накапливались в основном параллельно наложенные, однообразные по составу осадки мощностью порядка 6000—7000 м. Соизмеримые цифры были получены в Пачелмском прогибе, на Тимане, в разных частях Урала, на Нижней Тунгуске и на Енисейском кряже.



Стратиграфические подразделения рифея в удаленных друг от друга местах носят разные названия. Большинство свит выделяется главным образом по литологическим признакам, которые плохо коррелируются, особенно на тех территориях, где все еще противоречиво отображается морфология тектонических структур.

В составе рифейских отложений повсеместно доминируют мелководные водорослевые известняки и доломиты; кроме того, среди них залегают мощные толщи слабоизмененных терригенных пород — сланцев, филлитов, косослоистых песчаников. В целом состав рифейских отложений и их мощности слабодифференцированы. Они однородны, что указывает на условия их накопления на больших пространствах — между Русской и Сибирской платформами.

В протерозое в разных частях земной коры происходили площадные проявления магматизма, которые, вероятно, случались и в Рифейской синеклизе, поскольку она вместе с окружающими ее остаточными возвышенностями составляет участок земной коры глобального масштаба.

Итак, предысторию Урала, Приуралья и прилежащих пространств составляет в целом стабильное проседание плоскодонной Рифейской синеклизы.

В современном срезе Рифейской синеклизы отложения, участвующие в ее строении, доступны для непосредственного изучения в разных частях Урала, Тимана и на склонах Сибирской и Русской платформ. На Урале их можно наблюдать в естественных и искусственных обнажениях в пределах Башкирской антеклизы, а также на огромном протяжении Восточно-Уральского, и Центрально-Уральского и Урал-Тауского эскарпов (см. рис. 14).

На Тимане рифейские отложения, синхронные отложениям Урала, выступают на поверхности Четласской ступени, которая продолжа-

ется на полуострове Канин. Кроме того, они обнажены в пределах Кедвинского эскарпа, а в Сибири — на Анабарской антеклизе, на Енисейском эскарпе, в Ленской синеклизе. Особенно хорошо они представлены в прекрасных обнажениях на протяжении 35 км в нижнем течении Нижней Тунгуски.

Подавляющая часть первичной Рифейской синеклизы в процессе ее последующих преобразований была расчленена на антеклизы, синеклизы и сочленяющие их эскарпы и вместе с тем погребена под разновозрастными комплексами палеозойских и мезо-кайнозойских отложений. В этом сравнительно позднем процессе сформировалась дочерняя Западно-Сибирская синеклиза, борта которой составляют, с одной стороны, восточное крыло Уральского эскарпа, а с другой — Енисейского.

Западное крыло Урала образовалось в результате проседания дочерних — грабеновых синеклиз: Нижне- и Верхне-Печорской, Соликамской, Юрюзано-Сылвенской, Усольской, Южно-Уральской и Прикаспийской.

Восточное крыло Енисейского эскарпа образовалось в результате проседаний дочерних синеклиз — Путоранской, Вельминской, Бирюсинской и южной части Верхнеленской синеклизы [18].

Строение Башкирской антеклизы

Большинство структур на Урале, сложенных докембрийскими отложениями, это узкие, линейно вытянутые, протяженные эскарпы в крупном плане гребневидной и плоской формы. Они доминируют в рельефе и занимают центральное место в системе Уральских гор; это возвышенности: Центрально-Уральская, Урал-Тауская, Башкирская и Каратауская.

Башкирская антеклиза наряду с другими выступами докембрия находится в пределах границы между двумя разными частями Урала, но она отличается от линейно вытянутых гребневидных эскарпов, сложенных докембрийскими породами, более широкими и плоскими формами.

На Южном Урале рифейские отложения, участвующие в строении Башкирской антеклизы и эскарпов Урал-Тауского и Каратауского, доминируют на поверхности. Как уже отмечалось, докембрийские толщи составляют основу строения всего Урала и прилежащих пространств. Именно они определяют не только предысторию описываемой территории, но и ее историю, запечатленную в современной морфологии структур, которые сформировались в длительном, многоэтапном общегеологическом процессе локальных, неравномерных, неодновременных, направленных и необратимых проседаний земной коры.

В ходе таких конструктивно элементарно простых по своему механизму проседаний обособлялась остаточная возвышенность в виде Башкирской антеклизы с характерными вторичными грабенами на ее поверхности и заливообразными понижениями и выступами по внешним контурам.

Конфигурация всех остаточных возвышенностей Урала и Тимана, особенно тех, которые представляют собой реликты Рифейской синеклизы, однозначно показывает, что они обособлялись и оформлялись пассивно — в результате разновременных проседаний земной коры.

Итак, Башкирская антеклиза, Урал-Тауский, Каратауский, Центрально-Уральской эскарпы и другие выступы докембрийских пород являются реликтами Рифейской синеклизы, осложненными вторичными ступенями, грабенами, заливообразными понижениями и выступами. Они приурочены к границе между крупными проседаниями земной коры разного возраста. Для них характерны трещины, заполненные застывшими расплавами разного возраста, межпластовые и секущие силлы, интрузивы и вулканические аппараты центрального типа.

На тектонических картах и геологических разрезах видно, что горные породы, которые некогда залегали в воде плоской пластины, там, где позднее образовались Урал и Тиман, теперь имеют вид остаточных массивов (см. рис. 13, 14). Реликты Рифейской синеклизы последовательно уменьшались в палеозое, мезозое и кайнозое в результате оседаний, происходивших по их периферии и местами на поверхности остаточных возвышенностей.

Башкирская антеклиза — это один из наиболее крупных остаточных массивов Урала. Очень характерны его очертания в плане, особенно заливообразные понижения, которые наглядно показывают, как на реликт древней синеклизы в ордовике, силуре, девоне, карбоне, перми и позднее наступали с разных сторон оседания земной коры. Естественно, что реликты пассивны и потому остаются в основном плоскими, но становятся ступенчатыми, поскольку они участвуют в общем необратимом проседании земной поверхности. Очевидно, что их проседание минимальное по сравнению с окружающими ступенями, сложенными породами более молодого возраста.

Конфигурация западной части Башкирской антеклизы в плане определилась в результате образования Юрюзано-Айского и Усольского грабенов (см. рис. 14). Между этими грабенами, вытянутыми в долготном направлении, сохранилась от погружения возвышенность Каратау. Она составляет с Башкирской антеклизой одно целое. Вместе с тем Каратауский выступ древних пород представляет собой поперечный эскарп, сочленяющий два грабена. Этот эскарп, легко обозримый на местности, интересно раскрывает механизм образования описываемых ступеней и сочленений между ними. На его вершине расположена Симская мульда, заполненная каменноугольными и пермскими отложениями. Условия и время ее образования читаются на тектонической карте (см. рис. 14). Она представляет собой локальное вторичное проседание такого же рода, как провальные мульды, описанные на вершине Инякского эскарпа. Симская грабенообразная мульда глубокая. Она разделена эскарпом на две дочерние мульды. Ее образование генетически связано с образованием проседаний, происходивших по периферии остаточной возвышенности Каратау. Попутно отметим, что крылья поперечного Каратауского эскарпа флексурные, а не разломные.



Рис. 54. Геологический разрез Башкирской антеклизы на широте тракта Стерлитамак — Белорецк (профиль 4, рис. 14).

Еще отметим, что конфигурация всех остаточных массивов Урала, Тимана и др. показывает, что они раньше представляли собой более крупные части плоского геологического тела, которые в ходе геологического процесса уменьшаются в результате разновременных проседаний, протекающих по их периферии.

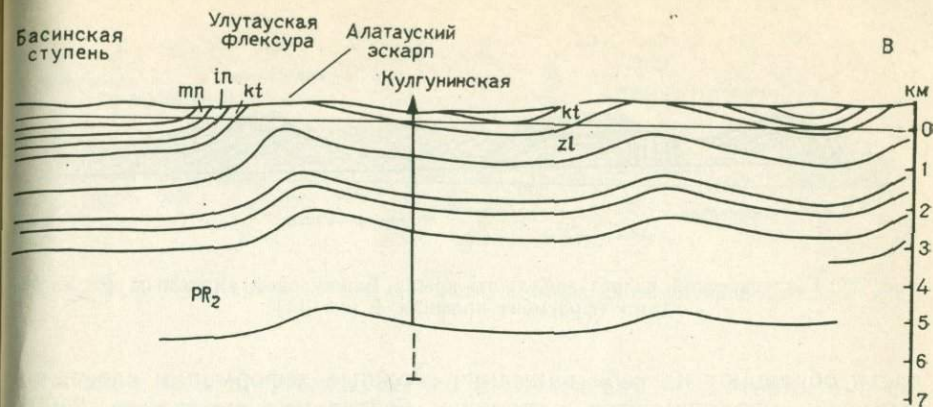
Строение Башкирской антеклизы по линии Стерлитамак — Белорецк (рис. 54) определяют плоские, полого прогнутые ступени и сочленения между ними, в том числе Кулгунинская ступень, в центре которой проводится бурение Кулгунинской скважины, которая по проекту должна пересечь пакет шарьяжных пластин. Однако она проходит пологолежащие свиты верхнего протерозоя, залегающие в нормальной последовательности.

На пути от Стерлитамака до Белорецка в современном срезе поверхности наблюдается смена пород от триасовых до протерозойских включительно. В западной части обзорного разреза отложения палеозоя слагают две слабопрогнутые ступени, соответственно сочлененные пологим эскарпом. Этот участок севернее и южнее линии профиля изучен при помощи геологического картирования, бурения скважин и сейсмического профилирования.

Для решения спорных вопросов о строении Башкирской антеклизы был составлен разрез в масштабе 1 : 1000 (рис. 55).

У с. Макарово и далее к востоку расположено крутое, ступенчатое Куккараукское крыло Башкирской антеклизы. Начинается это крыло в том месте, где из-под нижнепермских отложений, коленообразно изогнувшись, воздымаются до поверхности темно-серые известняки верхнего и среднего карбона. Истинное их залегание замаскировано. В прекрасных обнажениях видны над моноклиналью две крутые, резко асимметричные антиклинали.

Макаровские складки во всех своих частях обнаруживают ясные следы одностороннего сжатия уже сформировавшихся пластов в направлении с востока на запад. Обе они резко асимметричны. Западное крыло западной складки вздымлено до вертикального положения, оно как бы застыло в своем движении в начале запрокидывания. В



мак — Белорецк (профиль 4, рис. 14).

ядре свода известняки смяты и заметно раздавлены. Восточное крыло более пологое — 35°.

Свод второй складки, так же как и первой, сложен темно-серыми известняками с черными кремнями. Он смят сильнее, у него западное крыло запрокинутое, ядро уплощенное. В целом у свода форма коробчатая, опрокидывающаяся на запад. В подвернутом крыле пласты известняков местами послойно сдвинуты и смяты. В перегибе они кливажированы. Более значительные послойные сдвиги и смятия видны на восточном крыле. Заметно, что известняки, слагающие Макаровские складки, деформированы в общем неравномерно. На перегибах они раздавлены. Послойные сжатия в одних пачках пластов встречаются чаще, в других — реже. Доминирующие пликативные смятия в описываемой дислокации показывают, что сформировавшие ее движения были медленными. Жесткие известняки изогнуты и смяты. Не исключено, что такие движения продолжаются. В этих районах регистрируются приповерхностные землетрясения.

Узкие Макаровские своды вытянуты вдоль границы между каменноугольными и нижнепермскими отложениями. Они располагаются в полосе погружения первых под вторые. Непосредственно к западу от сжатых Макаровских складок расстилается широкая низменность, которую выстилают песчаники и аргиллиты сакмарского и артинского ярусов, хемогенные осадки кунгура и верхнепермские терригенные породы.

Морфология этих складок контрастно отличается от формы залегания пород по обе стороны от них. Западнее Макаровских экзотических складок расположена северная часть плоского дна Усольского грабена. К востоку от них высоко расположена своеобразная мульда — Салават-Юлаевская, вытянутая в долготном направлении параллельно крылу Башкирской антеклизы.

В центральной части мульды, в крутом совершенно обнаженном обрыве отчетливо видно, как залегают толстослойные известняки — намюрские, визейские и турнейские (см. рис. 55). В центральной ее

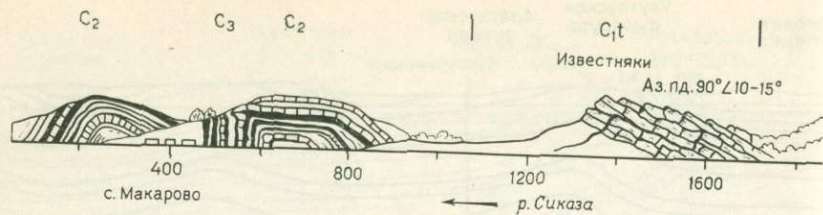


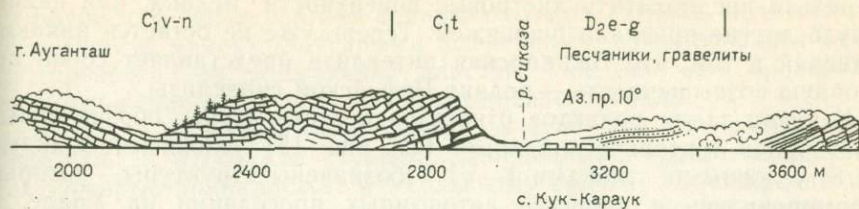
Рис. 55. Геологический разрез западного крыла Башкирской антеклизы (от с. Мадама (фрагмент профиля 4, рис. 14).

части обращают на себя внимание сложные деформации слоев, которые не продолжают в стороны бортов мульды (пикет 2400). Представляется совершенно очевидным, что в процессе проседания мульды в ее наиболее опущенной части происходили смятия пластов, которые кроме того в значительной мере будинированы и кливажированы.

Еще раз обратим внимание на высокое расположение мульды. Она возвышается над Макаровскими складками. Такие мульды образуются над верхними коленами флексур, которые подвержены растяжениям. Макаровские складки сползают с крыла флексуры, над верхним коленом которой просела Салават-Юлаевская мульда.

У с. Кук-Караук из-под известняков нижнего карбона на поверхность выходят тонкослоистые песчаники девонского возраста, в основании которых толща хорошо сцементированных, крупногалечных конгломератов (пикет 3200). Слои воздымаются по азимуту 280° под углом 30°. Далее к востоку выступают наклоненные к западу толстослоистые известняки и конгломераты ашинской серии — басинская свита. Быстрая горная речка Кук-Караук пропилила среди них глубокое ущелье. Дорога, проложенная по его крутому склону, петляя, поднимается на возвышенность. Вдоль этой дороги в естественных и в искусственных обнажениях отчетливо видно строение Куккараукской флексуры, в той ее части, которая сложена верхнерифейскими отложениями — известняками, плотными сланцами, чередующимися с песчаниками.

По направлению к востоку (см. рис. 54) моноклиналиное залегание басинской свиты переходит в горизонтальное. Далее к востоку до р. Казарма, протекающей в основании хребта Алатау, отложения ашинской серии верхнего рифея залегают также полого, плоско, ступенчато. В многочисленных естественных обнажениях и в карьерах выступают минимально деформированные, слабометаморфизованные породы — практически только уплотненные. В основном это переслаивающиеся, параллельно наслоенные разнозернистые полимиктовые песчаники, алевролиты, аргиллиты, филлиты, сланцы. Осадки мелководные и континентальные. Текстура пород монолитная. На детальных разрезах представлены замеры наклонов слоев, характеризующие строение разных элементов Басинской ступени на протяжении 10 км — до хребта Алатау. Басинская ступень и Куккараукская флексура по своим размерам и по формам отдельных



карово до с. Кук-Караук) в той его части, которая сложена палеозойскими поро-

элементов, т. е. частных ступеней и сочленений, из которых они состоят, гармоничны, гармоничны в том смысле, что они представляют собой генетически взаимосвязанные тектонические структуры.

Итак, Басинская ступень состоит из нескольких очень плоских ступеней, сочлененных узкими флексурами. Вместе взятые эти элементы представляют единую крупную ступень, расположенную между двумя соответственно крупными сочленениями — Макаровским и Алатауским эскарпами. Ширина Басинской ступени в описываемом сечении равна 10 км. Она продолжается к востоку до р. Казармы, к долине которой приурочено нижнее колено Алатауской флексуры.

Западный склон Алатауской возвышенности очень крутой, он подымается от долины р. Казармы к востоку. К этому склону приурочено соединительное крыло Улутауской флексуры. Над ее верхним коленом расположена вершина эскарпа Алатауского, а за ним плоская, полого прогнутая Кулгунинская ступень (см. рис. 54). В строении Алатауской флексуры участвуют подразделения нижней части ашинской серии рифея и верхней части каратауской серии.

Кулгунинская скважина (в центральной части полого прогнутой Кулгунинской ступени) вошла в отложения катавской свиты (R_3), в составе которой — известняки, полимиктовые песчаники, серицитоглинистые сланцы и алевролиты. Затем пересекла зильмердакскую серию (R_3), свиты бедерышскую, лемезинскую и нугушскую. В их составе — кварцевые песчаники с линзами конгломератов, алевролиты и аргиллиты с тонкими прослоями известняков.

На глубине 1243 м скважина вошла в породы юрматинской серии среднего рифея, пересекла свиты авзянскую (1243—2473 м), зигазино-комаровскую (2473—2710 м), зигальгинскую (2710—3140 м), ниже которой она вошла в бурзянскую серию нижнего рифея — в бакальскую сланцевую свиту. В составе пород юрматинской серии кварцевые песчаники, доломиты, известняки, алевролиты, сланцы — углисто-глинистые, хлорито-кварцевые, серицитокварцевые прослои туфов, а также пластовые тела диабазов и габбро-сиенитов.

Кулгунинская скважина достигла глубины 5000 м. Она уже прошла в нормальной стратиграфической последовательности верхне-, средне нижнерифейские отложения. Отчетливо слоистые докембрийские пласты участвуют в строении плоской, слегка прогнутой ступени. Наклоны слоев в пределах 0—5°. Согласно залегают толщи пород от самой поверхности до такой глубины, ниже которой серьез-

но нельзя предполагать листовые поверхности, меланж или какие-нибудь другие признаки шарьяжей. Теперь уже не остается никаких сомнений в том, что Башкирская антеклиза представляет собой остаточную возвышенность — реликт Рифейской синеклизы.

К числу таких реликтов относятся все структуры, обозначенные на обзорной тектонической карте (см. рис. 13) условными знаками 7 и 8; условными знаками I—VI обозначены структуры, которые сформировались в процессе автономных проседаний на Урале, в Приуралье, на Тимане и в прилежащих пространствах. Штриховкой показано время проседаний. На основании таких данных раскрываются в первом приближении предыстория и история описываемых тектонических структур.

Значение данных, полученных при бурении Кулгунинской скважины, переоценить невозможно. В результате осуществления заведомо ошибочного проекта поисков нефтеносных слоев среди шарьяжных пластин впервые получены вполне достоверные сведения о глубинном строении Урала. Сведения потрясающие. В ядре герцинской геосинклинальной области, в глубоких ее недрах мощные толщи мелководных осадков, запечатлевших предельно спокойные условия их накопления, залегают горизонтально, ступенчато.

Эти данные неопровержимы и многозначительны, они снимают много трудных вопросов о механизмах образования грабенов Урала и многих других дислокаций, осложняющих грабены.

К востоку от Кулгунинской ступени расположены эскарп Шишенякский, Нугушская ступень, эскарп Юрмашкинский и ступень Авзянская. Эта часть Башкирской антеклизы — по линии описываемого разреза — изучена еще недостаточно подробно. Здесь обнажения горных пород разрознены. Однако в общем морфология перечисленных структур оптимально согласована с геологической картой, только мощности, подсчитанные стратиграфами при построении разреза, оказалось необходимым существенно уменьшить.

В заключение окинем общим взглядом северную часть Южного Приуралья, включая в район Башкирской ступени. На Петровском тракте прекрасно обнажены верхне- и среднерифейские отложения. Они залегают ступенчато. Не крутые, но короткие флексуры сочленяют широкие плоские ступени. Одна из них, Куккараукская флексура начинается в 3000 м к востоку от с. Кук-Караук. В поперечнике ее ширина достигает 3500 м. Азимут падения 270°. Углы наклона изменяются от 30 до 10 и 5°. Сама флексура, сложенная породами ашинской серии, отчетливо ступенчатая.

Восточнее Куккараукской флексуры на протяжении 10 км — до хребта Алатау — во многих местах обнажена басинская свита, залегающая в основании ашинской серии рифея. Она сложена чередующимися разномасштабными полимиктовыми песчаниками и алевролитами. Это мелководные и континентальные отложения. Современное залегание пород басинской свиты отчетливо выступает в многочисленных, часто великолепных естественных обнажениях вдоль дороги, а также в карьерах, из которых добывался материал для строительства дороги.

Басинская свита слагает единую плоскую ступень, осложненную небольшими, малоамплитудными флексурами, сочленяющими участки горизонтально залегающих пластов. Так залегают протерозойские отложения в центральной части древнего Урала.

Западнее Куккараукской флексуры (см. рис. 54) расположены Сиказская и Усольские ступени, сочлененные Макаровским эскарпом, которые принадлежат к Усольскому грабену. Башкирская плоская ступень представляет собой относительно менее опущенный участок земной коры по сравнению с Южно-Уральским и Зилаирским грабенами. Она в соответствии с относительно небольшой амплитудой опускания характеризуется небольшой степенью деформированности слоев и элементарно простым строением.

В южном направлении Башкирская ступень сужается в несколько раз, Зилаирский и Южно-Уральский грабены сближаются. Там, где они сближены, мы суженное продолжение Башкирской ступени называем Инякским эскарпом.

Восточная окраина Башкирской антеклизы примечательна в том отношении, что в ее пределах и на прилежащем к ней пространстве выразительно сочетаются очень разнообразные тектонические структуры. Выяснение связей между ними дополнительно раскрывает характерные особенности сочленения западной и восточной частей Урала. Главная из этих особенностей наблюдается в Зилаирском и Тирляньском грабенах, которые образовались в девоне по восточному краю Башкирской антеклизы. Эти грабены приурочены к границе между восточной и западной частями Урала. Зилаирский грабен описан выше. Тирляньский грабен сравнительно небольшой, узкий, с флексурными бортами. Углы наклона его западного борта в пределах $30-40^\circ$. Восточное крыло крутое ($60-70^\circ$). Днище грабена сложено осадочными породами эйфельского яруса, а в бортах обнажаются отложения нижнего девона, силура и ордовика. В палеозое грабен был пронизан для небольших интрузий гипербазитов.

Непосредственно к востоку от Кракинской грибообразной интрузии, просевшей вместе с вмещающими ее осадочными толщами, расположен эскарп Урал-Тауский. На тектонической карте (см. рис. 13) однозначно читается, что этот гребневидный реликт Рифейской синеклизы до образования Зилаирского грабена представлял собой одно целое с Башкирской антеклизой. Он от нее обособился только в верхнем девоне.

С восточной стороны Урал-Тауский эскарп отделяется от Магнитогорского грабена широкой трещиной, которая входит в систему протяженных, но прерывистых трещин развитых восточнее реликтов Рифейской синеклизы на всем протяжении Урала.

На рис. 56 отобразено соотношение эскарпа Урал-Тау и окружающих его структур: Зилаирского и Сакмаро-Вознесенского грабенов. Урал-Тау — огромная протяженная структура Южного Урала. На представленном геологическом разрезе раскрывается простота ее строения. Это остаточная возвышенность между двумя опустившимися участками земной коры, сложенная протерозойскими толщами. Показательна большая протяженность эскарпа по сравнению с его шириной. На рис. 56 видно, что Сакмаро-Вознесенский грабен в хо-

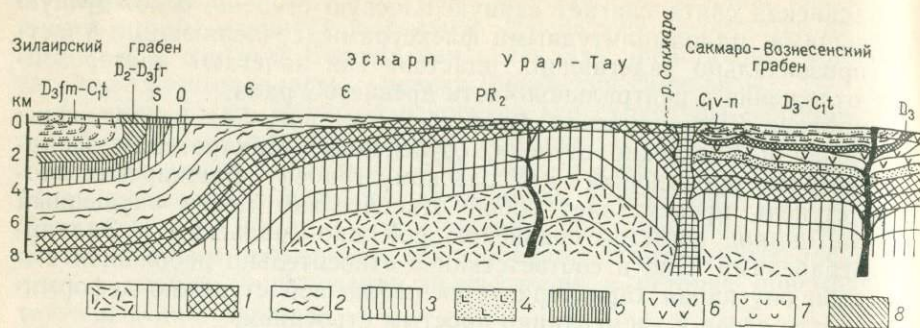


Рис. 56. Геологический разрез восточного борта Зилаирского грабена, вершины рис. 14).

1, 2 — метаморфизованные древние толщи Урал-Тау (кварциты, слюдисто-графитовые сланцы); осадочные отложения ордовика Восточного Урала; 3 — силурийско-нижнедевонские глинистые лекса (ирендыкская и кармалыташская свита); 4 — вулканогенно-терригенные отложения цы эйфеля; 5 — глинистые сланцы, песчаники, известняки живетского яруса; 6 — кремни, ролиты зилаирской серии; 7 — известняки, песчаники, глинистые сланцы карбона; 8 — известняки, песчаники, глинистые сланцы карбона; 9 — известняки, песчаники, глинистые сланцы карбона; 10 — известняки, песчаники, глинистые сланцы карбона; 11 — известняки, песчаники, глинистые сланцы карбона; 12 — известняки, песчаники, глинистые сланцы карбона; 13 — известняки, песчаники, глинистые сланцы карбона; 14 — известняки, песчаники, глинистые сланцы карбона; 15 — известняки, песчаники, глинистые сланцы карбона; 16 — известняки, песчаники, глинистые сланцы карбона.

де своего развития расчленился на ряд более мелких впадин. Восточный его борт пронизан интрузиями основного состава. Далее к востоку расположены еще несколько эскарпов (Ирендыкский, Узункырский) и грабенов (Худолозовский, Магнитогорский). Ирендыкский эскарп сложен эффузивно-осадочными толщами зеленокаменного комплекса Урала, остальные структуры — сланцами и алевролитами девона и карбона.

ГЛАВА 8

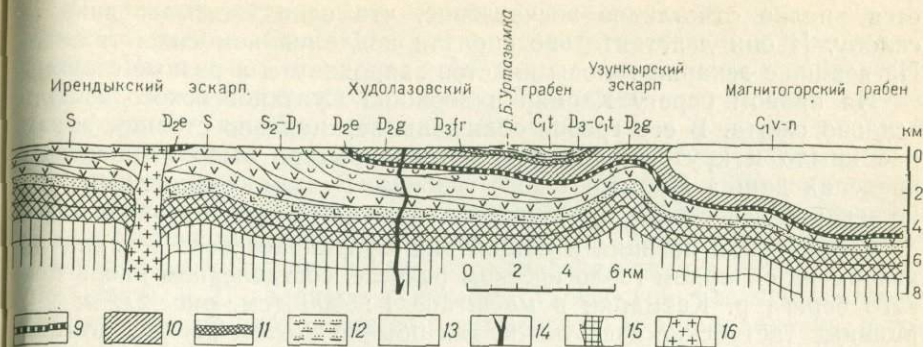
ЧЕРНОРЕЧЕНСКАЯ АНТЕКЛИЗА

В современном срезе Чернореченской антеклизы обнажены каменноугольные и пермские отложения. Они занимают пространство между северо-восточной частью Прикаспийской синеклизы и южным окончанием Зилаирского грабена. Все структуры Южного Урала и Приуралья, в том числе Башкирская антеклиза и все другие структуры, расположенные к югу от нее, наклонены в сторону Прикаспийской синеклизы.

Чернореченская антеклиза отличается от Башкирской меньшими размерами и тем, что она больше погружена и перекрыта палеозойскими отложениями.

В. Е. Руженцев впервые обратил внимание на своеобразные черты тектоники Южного Приуралья. Он писал: «Нередко сжатые антиклиналы Актюбинского района разделены широкими, плоскими, счень спокойными синклиналиными складками» (1972 г.).

На Чернореченской антеклизе (рис. 57) видны узкие, сжатые эскарпы, а между ними широкие, плоские ступени. Чернореченская антеклиза в целом плоская. Эскарпы и ступени Чернореченской антеклизы можно наблюдать в плане и в разрезе, где они прекрасно обнажены. Здесь они лучше доступны для непосредственного изучения, чем эскарпы и ступени, погребенные под соленосными толщами



эскарпа Урал-Тау и западного борта Магнитогорского грабена (профиль 9,

3 — ордовикские глинистые сланцы и песчаники западного склона Урал-Тау; 4 — эффузивно-сланцы, песчаники, известняки; 5 — эффузивно-осадочные отложения зеленокаменного комплекса среднего девона; 6 — песчаники, алевролиты, глинистые сланцы; 7 — яшмы, кремнистые сланцы и песчаники франского яруса; 8 — глинистые сланцы, граувакковые песчаники, алевинтрузивные комплексы (14 — габбро-диориты, габбро, 15 — серпентиниты, 16 — граниты)

в пределах днища Южно-Уральского грабена. На основании сравнительного изучения эскарпов в грабене и на остаточной возвышенности устанавливается, что они различаются между собой только размерами и частными морфологическими особенностями, а в целом это совершенно однородные образования.

В северной части Чернореченской антеклизы подробно закартирована гирлянда эскарпов, которая поразительно похожа на гирлянду Южно-Уральского грабена.

В западной части Чернореченской антеклизы от р. Урала до р. Ускалык протянулся Султанбаевский эскарп. Он примечателен в том отношении, что его западное крыло образует монолитная Тастубская флексура, коленообразный изгиб которой достигает по вертикали 5000 м. На широте профиля 7 амплитуда Тастубской флексуры уменьшается до 3 км. Восточное крыло Султанбаевского эскарпа образовано флексурой Нурымбетского грабена, осложняющего западную окраину Чернореченской антеклизы.

На западном крыле Султанбаевского эскарпа в разных местах и в различных толщах нижнепермских пород интенсивность и формы межпластовых смятий неодинаковые. В каждой отдельной пачке известняков нижние слои менее смяты, чем верхние. В целом созда-

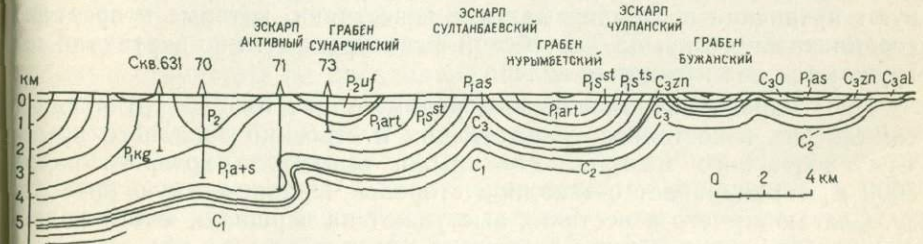


Рис. 57. Геологический разрез Чернореченской антеклизы (ступени) на широте р. Сакмары (фрагмент профиля 7, рис. 14).

ется вполне отчетливое впечатление, что слои сползают вниз по склону. И они действительно сползли под влиянием силы тяжести. На вершине эскарпа головы пластов запрокинуты в разные стороны.

На правом берегу Касмарки вершина Султанбаевского эскарпа сильно сжата. В его гребне сближены вертикально стоящее западное крыло и крутое восточное, которое быстро выполаживается в пределах днища Нурымбетского грабена. В этом сечении на грабене эскарпа известняки оренбургского горизонта брекчированы.

Структурная позиция и общий вид Султанбаевского эскарпа показаны на обзорном геологическом разрезе, составленном вдоль правого берега р. Касмарки в масштабе 1 : 5000 (см. рис. 27, а; 29). Мощные тастубские известняки, как обычно в этом районе, доминируют в рельефе. Обращают на себя внимание запрокинутые слои и среди них межпластовые смятия.

У верхнего колена Тастубской флексуры ассельские породы меньше запрокинуты по сравнению с пластами тастубского горизонта; однако залегают они круто, почти вертикально. Известняки зианчуринского горизонта верхнего карбона обнажены на вершине эскарпа. На местности, вдоль правого склона долины р. Касмарки и соответственно на геологическом разрезе, хорошо видно строение Нурымбетского грабена. В северной его части возвышается гора Елан-Тау. На ее крутых, скалистых склонах выступают тастубские и ассельские известняки, залегающие в центре Нурымбетского грабена очень полого. В средней части горы Елан-Тау виден сброс, по которому восточная часть грабена опущена относительно западной. Сброс начинается в северном центриклинальном окончании флексурного Нурымбетского грабена и продолжается к югу в пределы его днища.

В 10 км севернее Касмарского разреза — на р. Белгушке — почти непрерывно обнажено строение Султанбаевского эскарпа — от нижнего колена его западного крыла до нижнего восточного крыла, а также прилежащие к нему части днищ грабенов, которые он сочленяет (см. рис. 27, а).

На нижней ступени Южно-Уральского грабена линзы верхнепермских континентальных пород слагают «ложную моноклинал» в карстовой мульде, которая образовалась в результате подземного выщелачивания кунгурских хемогенных пород. Последние обнажаются в нижнем колене Тастубской флексуры. Они участвуют в строении нижней части Султанбаевского эскарпа. Вместе с ними участвуют артинские и стерлитамакские известняки, которые в пределах соединительного крыла Тастубской флексуры почти по вертикали погружаются под нижнее ее колено.

На «головах» параллельными рядами стоят пласты артинских и сакмарских известняков, участвующих в строении западного крыла Султанбаевского эскарпа. Это крыло, амплитуда которого равна 5000 м, ограничивает с западной стороны Чернореченскую антеклизу. Слагающие его известняки выступают на вершинах многочисленных хребтов и прослеживаются вдоль них к северу и к югу от р. Белгушки.

В средней части крыла эскарпа обнажены тастубские и ассельские отложения. Они образуют в рельефе высокие крутосклонные гряды. На склонах этих гряд выступают запрокинутые пласты, сложенные межпластовыми смятиями. В верхней части Султанбаевского эскарпа (Тастубской флексуры) обнажаются флишодные породы оренбургского яруса и абзановского горизонта. Южнее широты, на которой пробурены Большеикские скв. 20 и 21, Иньякский эскарп, расширяясь, переходит в Чернореченскую антеклизу. На этом участке расстояние между восточным бортом Южно-Уральского грабена и западным бортом Зилаирского грабена равно 20 км.

Скв. 20 и 21 заданы в основании Тастубской флексуры, которая на этой широте продолжается в меридиональном направлении, а простираение Зилаирского грабена отклоняется к юго-востоку. В результате этого расстояние между грабенами расширилось до 40 км. Так между двумя разновозрастными проседаниями земной коры образовалась плоская остаточная возвышенность — Чернореченская.

Особенность Чернореченской антеклизы и других синеклиз, антеклиз и локальных ступеней заключается в том, что они представляют собой автономные, неравномерные и разновозрастные оседания поверхности Земли. В крупном плане оседания земной коры, как правило, плоские и обязательно ограниченные флексурными бортами. Сближенные борта впадин — это эскарпы.

Приуроченность разного происхождения вторичных тектонических форм, функционально осложняющих первичные элементы ступеней и эскарпов, генетически обусловлена. На детальном геологическом чертеже показаны время и механизм образования отображенных на них структур. История их образования читается в морфологических особенностях и в распределении состава и мощностей горных пород разного возраста.

Так, например, сокращенные мощности карбона и ассельского яруса нижней перми в днище Южно-Уральского грабена по сравнению с синхронными отложениями Чернореченской антеклизы запечатлели ход тектонического процесса, в котором они формировались. А именно, в позднем девоне и турне проседал Зилаирский грабен (на этом закончилось его проседание); в карбоне и ранней перми на остаточной возвышенности, расположенной к западу от Зилаирского грабена, происходило новое оседание земной коры — это оседание произошло на месте современной Чернореченской антеклизы, которая сформировалась в сакмаро-артинское время в результате образования к западу от нее Южно-Уральского грабена. Так выясняется, что на описываемой территории происходили автономные неравномерные разновозрастные и необратимые проседания. Описываемые структуры не складчатые, не шарьяжные и не разломные.

На р. Белгушке Султанбаевский эскарп расположен наиболее высоко (см. рис. 31). В его срезе выступают породы московского яруса (C_{2m}). К северу он центриклинально огибает Нурымбетский грабен и продолжается к югу под названием Чулпанского эскарпа. Чулпанский эскарп расположен в средней части Чернореченской антеклизы, где он сочленяет Нурымбетский и Бужанский флексурные грабены. Чулпанский эскарп, как и большинство других эскарпов,

выделяется в рельефе в виде прямолинейной гряды с крутыми склонами среди плоских низменностей.

Западная окраина Чернореченской антеклизы — это крутое западное крыло Султанбаевского эскарпа. Оно ступенчатое. Ступени плоские, ограниченные разной крутизны флексурами. Скв. 71 прошла по крылу средней из трех флексур, составляющих восточный борт Южно-Уральского грабена. Султанбаевский эскарп асимметричный, а другие эскарпы Чернореченской антеклизы симметричные. Это различие обусловлено тем, что Султанбаевский эскарп сочленяет высокорасположенную антеклизу с глубоко опущенным дном грабена.

Эскарпы Чернореченской антеклизы узкие, длинные, крутые, прямолинейные и протяженные. К югу они, погружаясь, заканчиваются в виде структурных носов. Длина у них разная. По направлению к северу семь эскарпов Чернореченской антеклизы воздымаются и заканчиваются на ее плоской вершине.

Севернее Нурымбетского флексурного грабена прекрасно обнажен Белгушкинский эскарп. Он находится непосредственно над верхним коленом Тастубской флексуры. Белгушкинский эскарп в южном и северном направлениях расширяется. В эти расширения «наступают» заливообразные понижения — флексурные грабены. Между рр. Ассель и Акберда — к северу от Белгушкинской гирлянды эскарпов — расположена Чумазинская мульда (впадина). Ее размеры: длина 16 км, ширина 6 км. Расположена она в северной части Чернореченской антеклизы, над верхним коленом Тастубской флексуры. Здесь ее северное окончание. Южная ее часть осложнена пятью заливообразными понижениями и разделяющими их эскарпами, которые образуют гирлянду.

ГЛАВА 9

ЮРЮЗАНО-АЙСКИЙ ГРАБЕН

О природе амфитеатров, осложняющих крылья эскарпов

На склонах Урала известны несколько крупных и мелких амфитеатров, внутри которых расположены газонефтеносные бассейны. Структурные позиции тектонических амфитеатров ясные. Это впадины проседания, которые заливообразно продолжают в пределы крыльев эскарпов.

В свете учения о платформах и геосинклиналях высказывались предположения, что амфитеатры обтекают погребенные выступы кристаллических фундаментов (А. П. Карпинский, 1883 г.). Сторонники мобилистической гипотезы связывают вогнутые складчатые сооружения амфитеатров с движениями плит [10]. Некоторые авторы утверждают, что Сибирская платформа, подобно ледоколу, выдвинулась на сотни километров в Алданскую плиту.

Проблема происхождения амфитеатров заслуживает специального изучения, поскольку она не решена. Уфимский амфитеатр принадлежит к Уралу; Юрюзано-Айская впадина, которая расположена внутри него, принадлежит к Русской плите. Вместе они составляют

генетически одно целое. Природа образования амфитеатров объясняется неравномерными проседаниями земной коры, которые живообразно расширяются в пределы эскарпов. В пределах амфитеатров Урала выделяются: Косью-Роговской, Больше-Сынинский, Хорейверский, Соликамский, Юрюзано-Сылвенский и Актюбинский флексурные грабены (см. рис. 13).

Юрюзано-Сылвенский грабен с севера ограничен поперечным Чувовским эскарпом, с юга — поперечным Каратауским эскарпом. Западный и восточный его борта составляют с одной стороны крыло Уфимской антеклизы (Уфимское плато), а с другой — Уфимский амфитеатр. Юрюзано-Сылвенский грабен состоит из двух дочерних проседаний, разделенных поперечным эскарпом — Кызылбаевским. В целом он длинный и узкий. Длина его равна 350 км, ширина 55 км. Южнее широтного течения р. Уфы выделяется дочерний Юрюзано-Айский грабен. С юга Юрюзано-Айский грабен ограничен поперечным эскарпом Каратау, сложенным протерозойскими и палеозойскими отложениями. Он отделяет Юрюзано-Сылвенский грабен от Усольского грабена. В центре эскарпа Каратау расположена Симская мульда, выполненная пермскими отложениями. Очертания эскарпа своеобразны. От его северных склонов отходят в Юрюзано-Айский грабен несколько узких структурных носов: Месягутовский, Юкаликулевский, Леузинский и др.

Происхождение Юрюзано-Айского грабена

Геологическую историю одного из наиболее изученных элементов тектоники Уфимского амфитеатра мы реконструировали составлением подробных палеогеологических карт и разрезов на основании данных, полученных при бурении многочисленных скважин.

Современное строение Юрюзано-Айского грабена, обрисованного изогипсами, показано на рис. 58.

Тектоника описываемой части Уфимского амфитеатра не складчатая, не разломная, не шарьяжная. Она проста, однако, как говорят музыканты, с листа не читается.

Палеогеологические карты и разрезы поэтапно выясняют ход тектонического процесса, время, условия образования и распределения различных комплексов пород, в котором сформировался Уфимский амфитеатр. Проседали Русская и Западно-Сибирская плиты, проседал, но меньше Урал. Его склоны составляют борта впадин, которые он сочленяет. Уфимский амфитеатр — это восточный борт одной из дочерних впадин Русской плиты. Внутри этой впадины в процессе ее неравномерного проседания последовательно сформировался ряд дочерних впадин-грабенов (Турсакальский, Апутовский и Белокатайский), сочлененных эскарпами.

Рассмотрим составленные палеогеологические разрезы (фрагмент профиля 1 на рис. 14).

Рис. 59, а отражает предысторию описываемой впадины, которая выясняется на основании известных данных о составе и мощностях горных пород от верхнего силура до турнейского яруса нижнего карбона включительно.

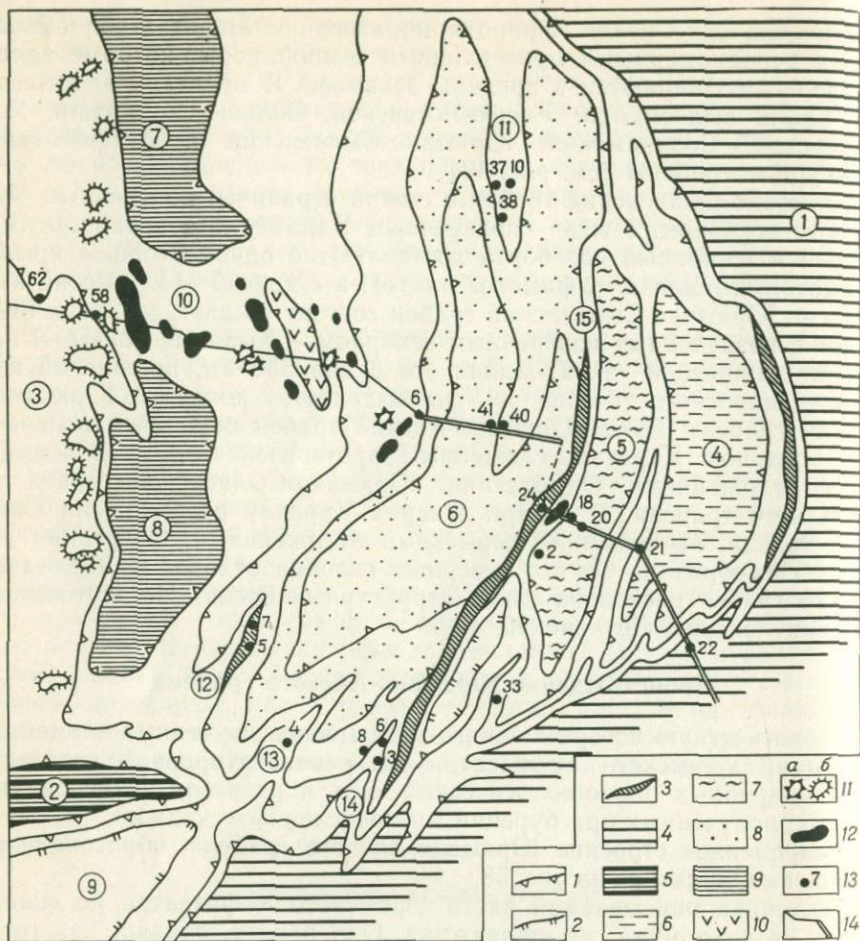


Рис. 58. Тектоника Уфимского амфитеатра и Юрюзано-Айского грабена.

1 — условные изогипсы среднего карбона; 2 — вторичные грабены на вершинах эскарпов; 3 — гравитационные дислокации на крыльях флексур; 4 — верхние ступени Уфимского амфитеатра и эскарп Яман-Тау; 5 — эскарп Каратау; 6—8 — флишевые грабены, формирующие нижние ступени Уфимского амфитеатра и Юрюзано-Айский грабен, заполненные отложениями (6 — визейского, намюрского и башкирского ярусов, 7 — московского яруса и верхнего отдела карбона, 8 — ассельского, сакмарского и артинского ярусов); 9 — раннепермские (предкунгурские) депрессии, в которых развиты глубоководные фации перми; 10 — Кунгурская депрессия и сейсморазведки, б — раннепермские барьерные рифы — дуванские и саргинские, обнаженные на дневной поверхности; 11 — месторождения нефти и газа; 12 — скважины; 13 — линия разреза. Цифрами (в кружках) на карте обозначены: 1 — верхние ступени Уфимского амфитеатра и Яман-Тау; 2 — Каратау; 3 — Уфимское плато; 4—6 — грабены (4 — Турсакальский, 5 — Апутовский, 6 — Белокатайский); 7—9 — предкунгурские глубоководные депрессии (7 — Сылвенская, 8 — Айская, 9 — Симская мулда); 10—14 — эскарпы (10 — Кызылбаевский — поперечная седловина, 11 — Березовский, 12 — Месягутовский, 13 — Юкаликулевский, 14 — Леузинский); 15 — Апутовская флексура

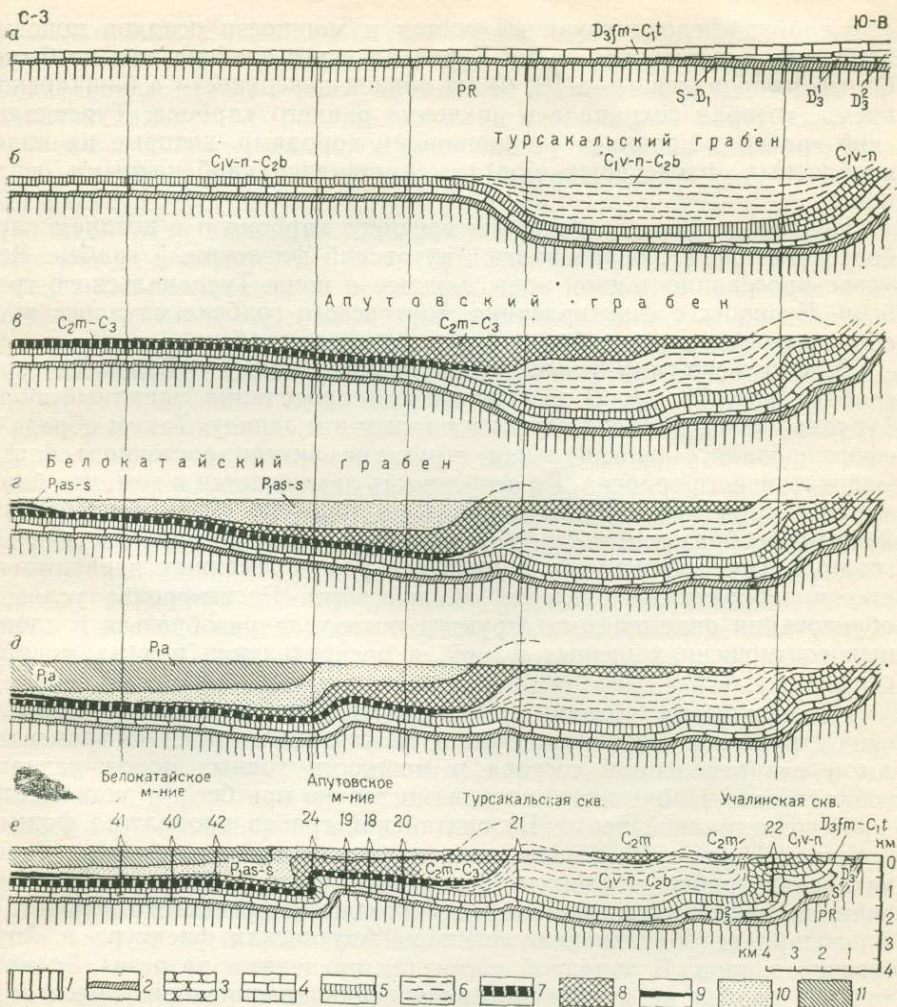


Рис. 59. Палеогеологические и современный геологический разрезы Юрюзано-Айского флексурного грабена (фрагмент профиля 1, рис. 14).

1 — верхнепротерозойские карбонатные и терригенные отложения, слагающие Приуральские ступени Русской платформы; 2 — песчаники, алевролиты, аргиллиты, грязнушинской свиты верхнего силура — нижнего девона; 3 — известняки и доломиты среднего девона и франского яруса верхнего девона; 4 — известняки фаменского яруса верхнего девона и турнейского яруса нижнего карбона; 5 — карбонатные отложения визейского, намюрского ярусов нижнего карбона и башкирского яруса среднего карбона; 6 — флишевые толщи (песчаники, аргиллиты с прослоями известняков и мергелей) нижнего карбона и башкирского яруса среднего карбона; 7 — известняки и доломиты среднего и верхнего карбона; 8 — флишевые толщи московского яруса и верхнего отдела карбона, слагающие Апудовский грабен; 9 — ассельско-сакмарские известняки депрессионной и шельфовой зон; 10, 11 — флишевые толщи, слагающие Белокатайский грабен (10 — ассельского и сакмарского ярусов, 11 — артинского яруса)

Слабодифференцированные состав и мощности осадков показывают, что в турнейское время Турсакальского грабена еще не было. Он сформировался (рис. 59, б) на ровной поверхности в башкирское время, которая сохранилась до конца раннего карбона. Турсакальский грабен заполнялся флишоидными породами, которые на колееобразных флексурных бортах замещались карбонатными осадками.

Позднее, в московское время среднего карбона и в позднем карбоне (рис. 59, в), образовался Апутовский флексурный грабен. Это новое проседание земной коры длиннее и шире Турсакальского грабена. В процессе формирования Апутовского грабена началось преобразование западного борта Турсакальского грабена.

В ассельско-сакмарское время возник новый — Белокатайский грабен (рис. 59, г). В результате его проседания западный борт Турсакальского грабена отогнулся книзу и к западу. Таким образом, сформировалась оригинальная структура внутри восточного борта Белокатайского грабена. Ее особенность заключается в том, что башкирские слои выклиниваются вниз по падению. Весь этот борт в целом своеобразен. Его строение характерно для тектонических образований, сформированных в процессе одновременных неравномерных и необратимых оседаний земной коры. Расшифровка условий образования описываемых структур позволила разобраться в сложных соотношениях разных фаций, в распределении разных мощностей.

Выявленные и познанные морфология описываемых тектонических структур и генетические связи между различными их элементами и распределением состава и мощности горных пород разного возраста могут показаться сложными только при беглом знакомстве.

В конце ранней перми Белокатайский грабен продолжал формироваться. На рис. 59, д видно, что к концу артинского времени Белокатайский грабен углубился (в западной части разреза изображена впадина, заполненная флишоидными толщами артинского возраста). Благодаря ее образованию возникли Апутовская флексура и Апутовский эскарп. В западной части (за пределами разреза) Белокатайский грабен не компенсировался осадконакоплением. Здесь возникла Айская глубоководная депрессия, на западном борту которой росли барьерные рифы — индикаторы непрерывного необратимого прогибания (см. рис. 58). В кунгурское время закончилось оформление в единое целое всего Юрюзано-Айского грабена.

На современном геологическом разрезе (рис. 59, е) в масштабе оптимально согласованы проверяемые данные по стратиграфии, литологии и морфологии изученной части Уфимского амфитеатра. Согласованы они также с данными, которые обобщены на палеогеологических картах и на структурной карте. Картина каждого этапа и геологической истории Юрюзано-Айского грабена и в конечном счете его современное строение изображены эмпирически — их можно уточнять и дополнять.

Обращают на себя внимание некоторые детали, которые нельзя игнорировать. На восточном борту Турсакальского грабена скв. 22 несколько раз пересекала одни и те же толщи нижнего карбона и

верхнего девона. Скв. 24 на восточном борту Белокатайского грабена прошла по запрокинутым пластам верхнего и среднего карбона. Такие явления дают основание предполагать здесь наличие дологих надвигов. В действительности здесь имеют место зоны грабигенных, приповерхностных дислокаций, обусловленных течением горных пород. Это локальные зоны, приуроченные к крутым крыльям флексур.

Заканчивая описание Юрюзано-Айской впадины, отметим, что большинство выявленных в ее пределах залежей нефти и газа тяготеют к Кызылбаевской седловине. Эта седловина возникла в артинское время в качестве остаточной возвышенности (поперечного эскарпа) между Айской и Сылвенской глубоководными депрессиями (см. рис. 58). Она хорошо вырисовывается на геологических картах в распределении заполняющих обе депрессии кунгурских отложений. По-видимому, к концу раннепермского времени относится формирование наблюдаемой сейчас картины распределения залежей газа и нефти. С аналогичными поперечными седловинами, разделяющими отдельные грабены Предуральяского прогиба, связаны многочисленные залежи углеводородов (Стерлитамакская, Чусовская и др.).

Другая группа залежей связана с узкими, продольными эскарпами, сочленяющими дочерние грабены. Так, на приведенном разрезе (см. рис. 59, е) показано, что залежи Апутовского и Белокатайского месторождений связаны с эскарпами, крылья которых образованы разновозрастными дочерними грабенами. Восточное крыло ярко выраженного Апутовского эскарпа сформировалось в московско-поднекаменноугольное время, западное — в ассельско-сакмарское. Восточное крыло пологого Белокатайского эскарпа было образовано в ассельско-сакмарское время, а западное — в артинское. Подобные структуры намечаются и в Уфимском амфитеатре (как это видно в восточной части разреза 59, е).

Расположение эскарпов в плане характерно для всех впадин: в центральной части малоамплитудные эскарпы часто изометричной и неправильной формы; ближе к краям впадин эскарпы выражены резче и ориентированы параллельно ее бортам; у центриклиналей впадин эскарпы образуют серии узких и протяженных структурных носов. Так, например, у южной центриклинали Юрюзано-Айского грабена и на юге Уфимского амфитеатра от Каратау и Ямантау в северном направлении отходят Месягутовский, Юкаликулевский, Леузинский и другие, узкие и протяженные эскарпы, нередко осложненные приповерхностными нарушениями.

Таким образом, на примере Юрюзано-Айского грабена и Уфимского амфитеатра можно еще раз заключить, что основной план тектоники Южного Урала и Приуралья составляют грабенообразные проседания земной коры. Время и условия их формирования запечатлены в распределении состава и мощности осадков разного возраста, которые накапливались в процессе неравномерных опусканий. Эскарпы, формирующиеся в этом процессе, представляют собой ловушки жидких и газообразных углеводородов.

ЧАСТЬ IV

О ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЯХ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ПРОИСХОЖДЕНИИ ГОРНЫХ И ПЛАТФОРМЕННЫХ СООРУЖЕНИЙ ЗЕМЛИ

ГЛАВА I

О ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЯХ В ЗЕМНОЙ КОРЕ

В процессе развития науки о Земле специальный, синтезирующий ее раздел — тектоника — сравнительно совсем недавно стала обособляться в качестве особой науки. Тектонисты [26, 40 и др.] много внимания уделяют вопросу о природе тектонических движений и, пожалуй, не столько выяснению причин тектонических движений, сколько выяснению их направления. Действительно, конструирование многих общегеологических гипотез опирается на гипотетическую силу, обоснование которой не имеет достаточно определенного содержания.

Соответственно многие важнейшие понятия тектоники не имеют достаточно точных определений. Например, не имеют ясного генетического толкования такие самые основные понятия, как платформа, геосинклиналь, краевой прогиб. Произвольно трактуются такие термины, как консолидация, инверсия, возраст складчатости, стадия развития и др.

В разработке теории тектогенеза вопрос о направлениях абсолютных структурообразующих движений земной коры всегда был и продолжает оставаться самым острым и трудным вопросом геологии. Это вопрос не только о колебательных движениях. Наряду с идеями о воздыманиях и прогибаниях земной коры независимо утверждается, что тектонику Земли определяют горизонтально направленные движения разного происхождения и масштаба.

При обсуждении вопроса об абсолютных движениях в земной коре, как правило, задают вопрос: неужели Анды, Кордильеры, Гималаи с вершиной Джомолунгма, возвышающейся над уровнем океана на 8848 м, возникли в процессе опусканий? Эти громадные горные массивы воспринимаются в виде глобальных поднятий поверхности Земли.

Горы на Земле по сравнению с впадинами занимают очень мало места — 3%. Это сугубо локальные образования. Они не образуют парных структур. Бездоказательно мнение о том, что горы среди проседающих низменностей возникли в результате противодвижений. Вопрос о том, как конструктивно осуществляется образование гор в относительно очень узких и ограниченных зонах земной коры, сторонниками конкурирующих гипотез объясняется в общем плане и горы отображаются в виде абстрактных мелкомасштабных схем.

Также схематично объясняется образование океанических впадин, хребтов и желобов. Глубина Марианской впадины в Тихом оке-

ане (11 034 м) значительно превышает высоту вершин всех горных хребтов на континентах. Механизм ее образования обычно представляется просто парным по отношению к образованию возвышенностей. Атлантический океан, как показывают современные исследования, образовался в мезозое-кайнозое в пределах области, где земная кора уплотнена и где проседание земной коры еще не компенсировано осадконакоплением. В том же процессе неравномерного прогибания возник срединно-океанический хребет, который испытывает мощное двухстороннее растяжение со стороны дочерних впадин, которые проседают значительно быстрее, чем он. В результате растяжений по оси хребта возникли расколы и грабен шириной 9—40 км. Глубина грабена достигает 1800 м. Столь мощное растяжение обусловило в его пределах возникновение повышенной теплопроводности и проницаемости для магматических расплавов. Океанические впадины образуются в связи с неравномерным уплотнением земного вещества, происходящим в их основании.

Современный вулканизм Исландии показывает, что проседание впадины Атлантического океана, деление ее на дочерние впадины и соответственно образование остаточных возвышенностей и грабенов находятся в активной стадии — эти события развивались в мезозое и продолжают в настоящее время.

Так же образовались и продолжают развиваться Кордильеры и Анды, которые протянулись на протяжении 20 тыс. км, в виде узкого (100—600 км) сочленения между современной гигантской впадиной Тихого океана и реликтами американских докембрийских проседаний (платформ).

Анды и Кордильеры возвышаются на 6000—7000 м над океаном, а глубина Атакамской впадины, расположенной в основании Анд, достигает тоже 6000—7000 м. Разница в уровнях между проседаниями, происходившими по обе стороны описываемого сочленения, неизвестна, поскольку достоверно неизвестна глубина залегания докембрия в океане. Приблизительно ее можно оценить в 15 км. Если сопоставить горные сооружения Анд, Кордильер, Гималаев, Тибета в обозримом масштабе и неискаженных пропорциях с прилегающими впадинами, то легко можно увидеть, что они неразрывно связаны с ними и сформировались в едином процессе прогибаний, аналогично тому, как образовался Большой Кавказ вместе с Куринской и Терско-Кубанской впадинами.

Все перечисленные неоднородности земной поверхности по отношению к радиусу Земли ничтожно малы (20 : 6370 км). Скорость их формирования чрезвычайно медленная (0,05 см/год). Исчезающе малый процент сокращения объема планеты достаточен, чтобы обусловить образование наблюдаемых на ее поверхности впадин и остаточных возвышенностей.

Впадины-равнины на Земле занимают 97 %. В пределах всех впадин отчетливо устанавливаются непосредственными наблюдениями их устройство и способ образования. Наряду с этим в пределах самих невулканических структур из числа тех, которые возвышаются над впадинами, ничто не указывает достоверных следов воздыманий. Обычно по этому вопросу ограничиваются общими соображениями.

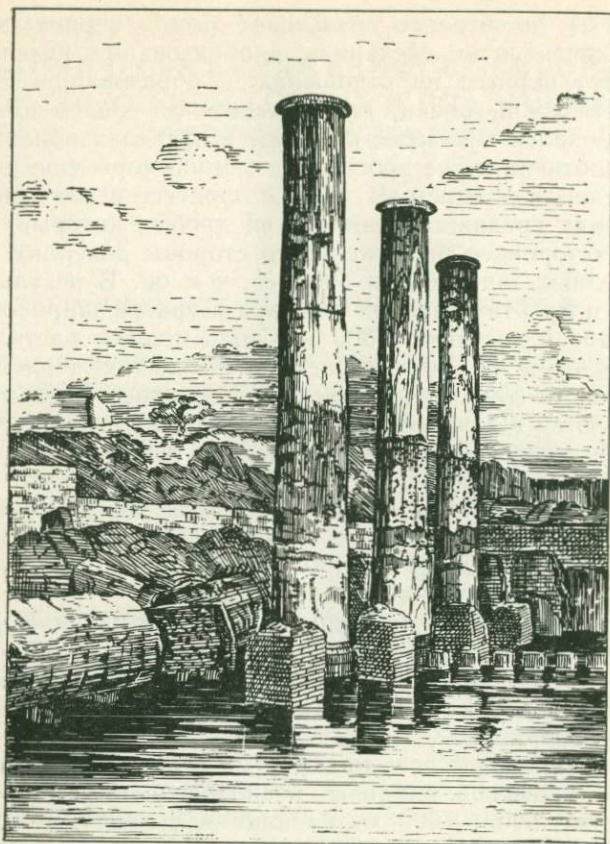


Рис. 60. Вид храма Сераписа в Пуццуоли близ Неаполя (Ч. Ляйэлл, 1978 г., с. 500).

Наиболее известные аргументы в пользу гипотезы о колебательных движениях в земной коре основываются на косвенных данных, которые разными авторами трактуются по-разному, например: наличие морских террас, перемещения береговой линии, трансгрессии и регрессии морей, образование речных террас у крупных рек, а также уже упомянутые размывы осадков или неравномерное распределение мощностей пород одинакового возраста.

Характерен пример, который обычно приводится в качестве очевидного показателя колебательных движений. Имеется в виду история храма Юпитера Сераписа, развалины которого были обнаружены на берегу Неаполитанского залива, по соседству с Везувием (рис. 60).

Поскольку эта знаменитая история пересказывается в современных публикациях, уместно привести ее из первоисточника (Ч. Ляйэлл, 1878 г.). «§ 1. Поднятия и опускания почвы... Их было бы трудно доказать, если бы уровень моря не оставался на постоянном горизонте, по которому и можно измерить поднятия и опускания ма-

терика (с. 498). . . Возражали, что эти явления обуславливаются не поднятием твердой земли, а понижением уровня моря, но это несправедливо, потому что, например, на берегах Норвегии береговые линии не всегда идут параллельно друг другу или поверхности моря, но иногда пересекаются, что можно объяснить только неравномерным поднятием берегов» (с. 499).

«Доказательством попеременных опусканий и поднятий почвы может служить известный храм Сераписа в Пущуоли, близ Неаполя» . . ., от которого уцелели три колонны из цельного мрамора, 13,3 м мощности; . . . нижняя часть каждой из этих колонн, до 4 м высоты, гладка . . . но следующие 3 м насквозь проточены раковинами *Modiola lithophaga*, створки которых и теперь еще часто можно встретить в дырах. Верхние части колонн тоже сохранились. Все это доказывает, что полоса земли с храмом Сераписа . . . опустилась по крайней мере на 7 м и оставалась в таком положении очень долго. В это время камнеточцы поселились в той части мраморных колонн, которая лежала между слоем вулканического пепла, достигавшем мощности 4 м, и поверхностью воды. Затем снова произошло поднятие, и храм был приведен в положение, которое занимает теперь» (с. 500).

Зюсс сообщил, что затопление храма Юпитера Сераписа произошло в связи с тем, что лавы Везувия образовали плотину, которая преградила путь рекам к морю (фоллады не морские моллюски). Осушение храма произошло тогда, когда воды прорвали плотину. Как известно, Э. Зюсс изменения уровня Мирового океана связывал с изменениями в них количества воды или емкости впадин. Изменения уровня он назвал эвстатическими колебаниями.

С целью выяснения абсолютных движений земной коры применялось высокоточное нивелирование, проводившееся через определенные промежутки времени между футштоками Балтийского и Черного морей. Колебания поверхности Русской платформы получились, по таким данным, настолько значительными, что они не могли быть согласованы с действительностью. Противоречивость данных еще сказывалась в том, что одна часть Украинского щита воздымалась, а другая опускалась (Ю. А. Мещеряков, 1957 г.).

ГЛАВА 2

О ПРОИСХОЖДЕНИИ КАВКАЗА

Мы рассмотрели устройство хорошо изученного участка альпийской зоны земной коры и пришли к вполне определенному выводу, что, решая вопрос о происхождении всего комплекса структур этой зоны в ее единстве, нерационально ограничиваться соображениями «здорового смысла», в основе которого лежат только школьные истины.

Вся сложность тектонического процесса формирования системы структур Кавказа сводится к простейшим неравномерным опусканиям. Теперь уже невозможно игнорировать данные о том, как образовалась в этом процессе большая юрская синеклиза, как она разделилась на две дочерние впадины и на сочленяющий их эскарп.

И, наконец, теперь уже невозможно думать, что Кавказский хребет образовался в результате гипотетического противодвижения на фоне проседающих низменностей (В. В. Белоусов, Е. Е. Милановский).

Наши наблюдения и выводы [20], как частные, так и общие, не укладываются в конкурирующие гипотезы о происхождении Кавказа. Мы отдаем себе отчет в том, что проблема, затронутая нами, крайне сложна, что на протяжении только последних двух столетий много крупнейших исследователей уделяли ей большое внимание.

Вывод об образовании крупных и контрастных структур в земной коре в результате только неравномерных и необратимых проседаний отдельных ее участков с точки зрения «здорового смысла» кажется парадоксальным. Действительно, на местности скалистые хребты и глубокие ущелья Кавказа представляются настолько контрастными по сравнению с плоскими предгорными низменностями, что просто физически ощущаются в виде воздыманий участков Земли — воздыманий активных, которые зарождаются в ее недрах. А сами недра нашей планеты под впечатлением от неровностей на ее поверхности обычно представляются нестабильными. Так, например, предполагается, что Земля состоит из глыб, которые в результате неравномерных разогреваний могут всплывать и погружаться, или что воздымания и опускания земной коры обусловлены перетоком мантии.

Эти и многие другие гипотезы уступили место новейшим геологическим идеям. Н. Кэлдер [12] пишет: «... Уральские горы, разделяющие Европу и Азию, в большей своей части удалены от какого бы то ни было из ныне существующих океанов. Но попробуйте сравнить их с Гималаями. Очевидные свидетельства современного движения плит позволяют утверждать, что на протяжении последних 50 млн. лет Индия пришла в столкновение с Азией и тем самым обусловила образование Гималаев. Океан, находившийся между Индией и Азией, исчез, на его месте возникла горная страна, лежащая в глубине разросшегося континента.

Точно таким же образом, только в процессе столкновения Европы и Азии, могли образоваться и Уральские горы. Но образование Урала завершилось примерно 225 млн. лет назад, и объединение Европы и Азии в то время было, вероятно, последним и решающим этапом в формировании Пангеи» [12 с. 100].

Многие сторонники «плитной гипотезы» оценивают ее как революцию в геологии. Среди исследователей Урала, Русской, Сибирской платформ, Африки и др. территорий, но особенно на Западе, она получила очень широкое признание. Однако конкретные материалы подробно изученных крупных и мелких тектонических структур, описанных в предлагаемой работе, никак не согласуются с моделями, которые конструируются сторонниками разных вариантов мобилистических гипотез. Впрочем, взаимопонимания можно достигнуть только при наличии чертежей, отражающих не мнения геологов, а сами предметы дискуссии.

Общегеологические проблемы обычно многими решаются проще, чем вопросы о происхождении конкретных структур, и в этом заклю-

чаются причины удивительных обострений, которые так часты в дискуссиях между геологами.

Имея в виду разные мнения о происхождении неровностей в земной коре, возникающих в процессе формирования Большого Кавказа и связанных с ним впадин, заметим, что эти неровности, оображенные в истинных пропорциях на чертежах, представляются в совершенно ином свете по сравнению с тем, как они смотрятся на местности, поражая воображение наблюдателя.

Разрезы, последовательно раскрывающие содержание каждого этапа геологической истории описываемых альпийских сооружений, не оставляют места для домыслов о механизме их формирования, который при этом оказывается несравненно более реалистичным, по сравнению с теми сложными предположениями о перетеканиях подкорового вещества, о вспучиваниях, или нагромождениях, плит, которые рисовались при помощи схематичных реконструкций.

Итак, приведенные палеотектонические разрезы позволяют сделать однозначный вывод, что Кавказский эскарп образовался в результате проседаний земной коры в пределах Куринской и Терско-Кубанской впадин. Это очень важный вывод, особенно в условиях современного разброда тектонических идей.

Очевидно, что эти выводы правомочно распространить и на упомянутые выше горные системы, которые точно так же, как и Кавказский эскарп, возвышаются среди обширнейших проседаний земной коры.

ГЛАВА 3

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ПЛАТФОРМ

В свете изложенного о механизме образования структур альпийского типа представляется целесообразным и интересным рассмотреть историю формирования типичных структур Русской платформы.

Все познается сравнительным путем. Стало общепринятым считать, что синеклизы и антеклизы, с одной стороны, и синклинии и антиклинории, с другой — говорят о принципиально разном происхождении структур платформенных и геосинклинальных. Принято считать, что фундаменты у платформ консолидированные — жесткие, а у геосинклиналей — пластичные. Соответственно предполагается, что синеклизы и антеклизы образуются в условиях спрессованной коры, а синклинии и антиклинории своими корнями уходят в такие недра земной коры, где еще сохраняется ее первичная подвижность (рис. 61).

Для древних платформ характерны специфичные, метаморфогенные дислокации, возникающие в процессе преобразования первичного состава пород в качестве наложенных вторичных явлений. Метаморфогенные дислокации существенно не нарушают общий план тектоники. Они обычно внутривластовые или внутрiformационные.

Если это так, то смятия пород, наблюдаемые в древних толщах Русской платформы, нельзя определять в качестве складок геосинклинального типа. Соответственно нельзя платформы трактовать как



Рис. 61. Иллюстрация гипотезы:

а — стадийного развития земной коры, *б* — неравномерных проседаний земной коры, между которыми образуются эскарпы

такие участки земной коры, где складчатые — орогенные — структуры были сnivelированы эрозией.

Достоверная история формирования Русской платформы устанавливается с иотнийского времени. В этот период в различных ее частях в разное время возникали и развивались плоскодонные локальные грабенообразные проседания. В этом процессе сокращались размеры и изменялись формы остаточных возвышенностей (рис. 61, б).

Показательно, что доиотнийские отложения, так же как и иотнийские, не содержат больших скоплений конгломератов, грубообломочных пород или еще каких-нибудь других признаков складчатых — орогенных сооружений, уничтоженных денудацией [21, 22].

Очевидно, что Русская платформа не была складчатой областью. Среди ее структур не было ни антиклинориев, ни синклинориев и, следовательно, не было приуроченных к ним горных систем. Современное простое, плоское строение Русской платформы унаследовано с архейского периода [39].

Сибирская платформа отличается от Русской платформы только тем, что один из этапов ее проседания совпал с таким периодом геологической истории Земли, когда во многих ее частях происходили массивные излияния базальтов.

Проявления базальтового магматизма составляют в истории всей нашей планеты особую магматическую эпоху, которая началась в самом конце палеозоя и достигла максимума примерно в олигоцене. Возможно, в антропогене они затухают (П. Е. Оффман, 1961 г.). На материковых плитах действующие вулканы встречаются сравнительно редко, что может объясняться задержками в их проседании. В океанах много действующих вулканов. Важно отметить, что вспышка массового проявления магматизма сказывалась главным образом в сочленениях между океаническими впадинами и материками.

Разного типа вулканы — потухшие и продолжающие действовать — образуют целые зоны; линейные, дугообразные и кольцевые в сочленениях и обрамлениях разновозрастных впадин, особенно молодых. Эти зоны отличаются повышенной сейсмичностью. Мезозойско-кайнозойская вспышка массового проявления магматизма почти

не затронула Русскую и Западно-Сибирскую плиты и соответственно сочленяющих их Урал. Магматизм восточной части Урала относится к другой, более ранней эпохе.

ГЛАВА 4

О ПРОИСХОЖДЕНИИ УРАЛА

Урал — это система дислокаций, которая генетически принадлежит к разным плитам, он соответственно состоит из двух разных частей. Различие очень наглядно. Состав и возраст горных пород, участвующих в их строении, разные. На одном склоне породы осадочные, на другом в главной массе — вулканогенные; различаются они и по условиям залегания. Эти различия обозначаются обычно терминами эвгеосинклиналь и миогеосинклиналь. Эти различия в ранее созданных гипотезах не получили удовлетворительного объяснения. Сами же термины не отождествляются с реальными явлениями. Склоны Урала не одинаковы, потому что они принадлежат различным автономным прогибам разного возраста.

Урал обособлялся в послерифейское время, в процессе происходящих по обе стороны от него разновременных проседаний земной коры. Очевидно, что проседание каждой из платформ в плане земной коры было локальным и, стало быть, самостоятельным; кроме того, оно было направленным, необратимым и стабильным. Соответственно, обособление Урала было пассивным оно определялось более значительными проседаниями Русской и Западно-Сибирской платформ.

Русская плита, в точном смысле этого термина (Э. Зюсс), остается в целом плоской на всем известном протяжении истории ее формирования. В ее пределах на разных ступенях отложились разной мощности протерозойские, палеозойские и мезозойские отложения с характерным для таких структур площадным расположением слоев.

Точно так же устроена Западно-Сибирская плита. Она более значительно проседала в мезозое и кайнозое. Поскольку морские осадки накапливаются только в процессе прогибаний земной коры, не остается сомнений в том, что геологическая история всех плит в основном характеризуется только проседаниями.

В результате того, что отдельные части плит проседают неодинаково, одновременно, они располагаются на разных гипсометрических уровнях, в их современных срезях выступают различные комплексы горных пород. Наиболее высоко расположенные синеклизы называют щитами, средние — антеклизмами, а все остальные понижения на платформах именуются синеклизмами, в числе таких синеклиз на Русской платформе: Московская, Прикаспийская и Печорская; на Западно-Сибирской платформе — Тазовская, Ханты-Мансийская и Иртышская.

Сочленения между щитами, антеклизмами и синеклизмами обычно флексурные. Верхние колена таких флексур, как правило, возвышаются между блоками, которые они сочленяют, в виде ступенчатых валов и отдельных куполов. К таким сооружениям относятся

валы: Доно-Медведицкий, Жигулевский, Самарский, Полазненский, Тиманский и многие другие [22]. Именно такие сочленения называются эскарпами.

Щиты, антеклизы и синеклизы, расположенные на разных уровнях, сами по себе состоят из ступеней, которые, в свою очередь, сочленены более или менее крутыми флексурами, такими же как и валы между синеклизами и как сам Урал — между платформами.

Геологические, геоморфологические и генетические взаимоотношения амфитеатров Урала с проседаниями земной коры отчетливо и выразительно запечатлены на обзорных геологической и тектонической картах, которые выясняют, что образование целого ряда крупных и мелких амфитеатров в теле Урала — это прямое следствие проседаний автономных блоков — Русской и Западно-Сибирской плит. Урал — это сочленение между ними, остаточная возвышенность, формы которой определены очертаниями бортов синеклиз. Его конфигурацию в целом и в деталях создали неравномерные разновозрастные проседания земной коры. В результате образовалась система Уральских линейных грабенов и остаточных возвышенностей глобального значения, которые доминируют в рельефе над прилегающими низменностями.

Восточное крыло Уральского эскарпа представляет собой западный борт Западно-Сибирской грабеновой синеклизы. Нижнепалеозойский зеленокаменный пояс Урала отчетливо маркирует — в пограничной полосе между Русской и Западно-Сибирской плитами — ярко выраженную зону, проницаемую для магматических интрузий и эффузивов. Магматогенная полоса строго приурочена к восточной части современного Урала.

В ее пределах в основном в ордовике, силуре, нижнем и среднем девоне прерывисто накапливались разнообразные осадки — вулканогенные и в меньшей мере терригенные. Западная граница распространения вулканических пород не случайно совпадает с восточной границей выступающих на поверхности пород рифейского возраста (см. рис. 56). Обе эти границы приурочены к верхнему колену флексуры, которая формировалась в начале палеозоя в процессе проседания огромной части Рифейской синеклизы, расположенной между Уралом и Енисейским краем.

Колонообразные сочленения Рифейской синеклизы формировались и позднее — в палеозое и мезо-кайнозое, что определяется плоской формой залегания и составом разновозрастных отложений, участвующих в ее строении. Однако первичные флексуриобразные сочленения синеклизы с остаточными антеклизами возникли и оформились в раннем палеозое. Именно на этом этапе борта синеклизы стали на всем своем протяжении проницаемыми для магматических расплавов разного состава. Речь идет о так называемой эвгеосинклинальной части Уральского эскарпа.

На рис. 62 изображено, как формировались структуры восточного склона на одном из участков Южного Урала. В раннепалеозойскую эпоху магматизма накопились вулканогенно-осадочные толщи ордовика, силура, нижнего девона (рис. 62, а). Позднее, в девонское время, эти толщи были погружены в Худолазовский грабен, где на-

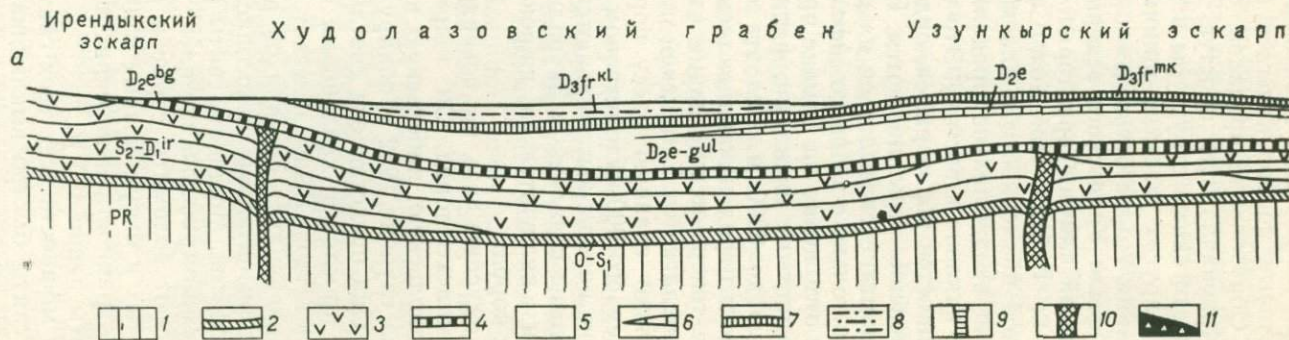
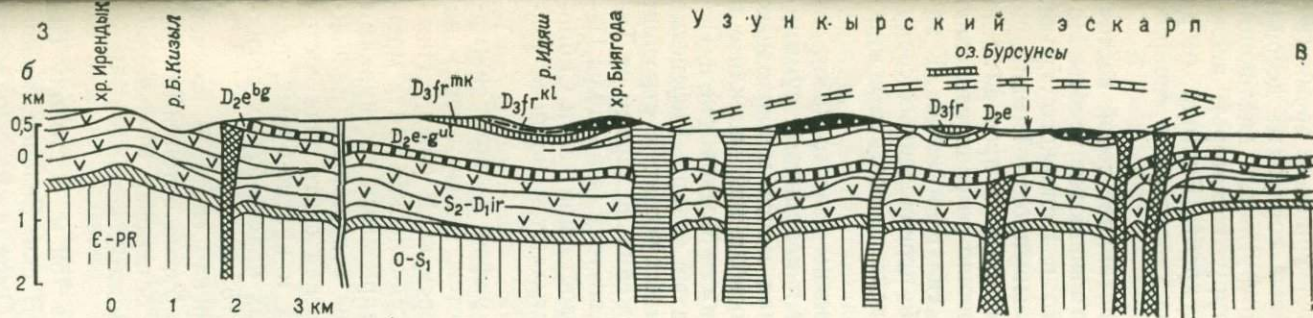


Рис. 62. Восточная часть Урала (профиль 8, рис. 14).

a — первые этапы формирования восточного крыла Уральского эскарпа; *b* — современный геологический разрез.
 1 — протерозой—кембрий, кварцевые сланцы и кварциты, кварцево-сланцевые и парагнейсы; 2 — ордовик — нижний силур, альбитофиры, кварцевые альбитофиры, туфы, диабазы, порфириты; 3 — силур — нижний девон, ирендыкская свита; 4 — средний девон, эйфельский ярус, байгеджинская свита, яшмы, кремнистые сланцы; 5 — эйфельский ярус, улугауская свита, пироксен-плагиоклазовые порфириты и их туфы; 6 — байгеджинский ярус, известняки; 7 — верхний девон, франский ярус, мукасовский горизонт, кремнистые сланцы, туффиты с редкими прослоями эйфельского яруса, известняки; 8 — франский ярус, колтубанская свита, песчаники и глинистые сланцы с прослоями туфов порфирита, линзы известняков; туфопесчаников; 9 — франский ярус, колтубанская свита, песчаники и глинистые сланцы с прослоями туфов порфирита, линзы известняков; туфопесчаников; 10 — андезито-базальтовые порфириты; 11 — андезито-базальтовый покров, налегающий на верхнедевонские отложения

капливались сланцы и песчаники среднего и верхнего девона. В эйфельское время на Узункырском эскарпе откладывались известняки. Новая вспышка магматизма произошла в послефранское время (андезито-базальтовый покров налегает на разные горизонты девона) (рис. 62, б). Образование провалов, околоинтрузивных дислокаций осложнило первоначальную простую структуру. Некоторые исследователи магматогенные структуры в районе хребта Биягода, озера Бурсунсы и на других участках принимают за характерные «покровные» образования («олистоотромы» и др.).

Западное крыло Уральского эскарпа представляет собой восточный борт Русской плиты. Территория, где возвышаются хребты Новой Земли, о-ва Вайгач, Пай-Хоя, Северного и Полярного Урала, валы Печорской низменности и плоские возвышенности Тимана, до раннего эйфеля включительно продолжала стабильно проседать на фоне пологого наклона к востоку. Это установлено по распределению состава и мощностей пород рифея, ордовика, силура и девона. К западу они постепенно выклиниваются. Наличие перечисленных сооружений стало заметно сказываться на распределении состава и мощностей осадков только с позднего эйфеля.

Рифейские отложения на Тимане представлены известняками, доломитами, глинистыми сланцами, филлитами и кварцитами суммарной мощностью до 6000 м. Вся эта огромная масса мелководных верхнерифейских пород накапливалась в плоскодонной синеклизе в той части, где теперь между двумя ступенями — Московской и Печорской — располагается Тиманский ступенчатый эскарп. Рифейские толщи составляют главную массу пород, участвующих в строении Тимана, на всем его 900-километровом протяжении. К западу от Тимана рифейские породы выклиниваются. А к востоку, в пределы Печорской синеклизы и дальше в Зауралье, до восточной части Сибирской платформы включительно, широко расстилаются мощные толщи рифейских пород.

В Печорской синеклизе на поверхности рифея залегает ижма-омринский комплекс пород. Он подразделяется (снизу вверх) на три свиты: седиольскую, нибельскую и васкерскую. В районе Нижней Омры — на глубине 1952 м обнаружена седиольская свита мощностью 134 м. Она представлена светлыми кварцевыми песчаниками с небольшими прослоями каолиновых глин, не содержащих палеонтологических остатков. Выше залегает нибельская свита. Она состоит из переслаивающихся песчаников розовых и красно-бурых, разнотернистых, горизонтально- и косонаслоенных красно-бурых аргиллитов и алевролитов. Мощность свиты равна 152 м.

Венчает ижма-омринский комплекс васкерская свита. В нижней ее части залегают доломиты серые и красно-бурые с тонкими прослоями глинистых и битуминозных сланцев с остатками *Rhynchonellidae* плохой сохранности и перекристаллизованных кораллов. Мощность этой свиты равна 466 м.

Суммарная мощность всех трех свит равна 750 м. В сторону Тимана все три свиты быстро выклиниваются. В скв. Зеленец, пробуренной в 35 км к юго-западу от скв. Нижняя Омра, ижма-омринский комплекс пород полностью выклинился. На склоне ступенчатого Ти-

манского вала на размытую поверхность рифейских отложений непосредственно налегают глины и песчаники среднедевонского возраста.

Вместе с тем установлено, что по направлению к северо-востоку от Тимана мощности свит ижма-омринского комплекса увеличиваются, причем в этом же направлении терригенные породы замещаются карбонатными породами (О. И. Солнцев, Т. Кушнарёва, 1957 г.).

В отношении определения возраста ижма-омринский комплекс представляет собой примерно такую же задачу, как ашинский комплекс на Урале и бавлинский на восточном склоне Русской платформы. Эти три комплекса пород имеют много общего в своем стратиграфическом положении. По-видимому, они составляют одно звено в истории формирования Рифейской синеклизы, большой этап развития которой завершился в начале палеозоя.

Ашинский, бавлинский и ижма-омринский комплексы пород одинаково участвуют в строении западного борта Рифейской синеклизы, составляющего восточный склон Русской платформы. Вместе они оказываются в одном тектоническом элементе, т. е. на западном борту Рифейской синеклизы, а также на одном стратиграфическом уровне. Ижма-омринский комплекс залегает на поверхности тиманского рифея. Ашинская свита налегает на поверхность миньярской свиты — самого молодого члена наиболее полного уральского разреза рифея. Бавлинская свита в пределах средних и южных частей восточного склона Русской платформы налегает непосредственно на архейские образования.

Перечисленные три комплекса пород в большинстве случаев одинаково перекрываются отложениями среднего девона; и в их составе вулканические образования не играют заметной роли. Мощности у них одного порядка. Ижма-омринский комплекс на склоне Тимана достигает 750 м. Мощность ашинской свиты определяется в 600—1200 м. Мощность бавлинской свиты в Пачелмском прогибе достигает 900 м.

Очевидно, что формирование Рифейской синеклизы продолжалось до среднего девона. Еще раз отметим, что сходство в стратиграфическом положении таких своеобразных и близких по возрасту комплексов Урала, Тимана и Русской платформы, как ашинский, ижма-омринский и бавлинский, позволяет увязать во времени определенные события, происходившие на этих крупных и на первый взгляд совершенно разнородных тектонических сооружениях.

На Пай-Хое толща ордовикских и силурийских пород оценивается в 2500 м. На о. Вайгач, по данным Л. В. Тараканова, известняки и доломиты силура (пентамеровые и др.) достигают 4900 м. Суммарная мощность нижнего и верхнего ордовика определяется в 8500 м. Возможно, что эти цифры еще будут уточняться. Во всяком случае, не может быть сомнений в том, что в нижнем палеозое по направлению к северо-востоку от Тимана в полосе, где позднее образовался Урал, Рифейская синеклиза продолжала углубляться и весьма значительно.

На Полярном и Северном Урале стратиграфия и мощности отложений кембрия, ордовика, силура и нижнего девона изучены еще недостаточно подробно. Однако вполне достоверно установлено, что по направлению от восточного склона Русской платформы к Полярному и Северному Уралу располагаются все более и более мощные толщи кембрийских, ордовикских, силурийских и нижнедевонских отложений.

Данные о стабильном увеличении мощностей отложений верхнего рифея и нижнего палеозоя до среднего девона включительно в пределах западной части Рифейской синеклизы однозначно определяют предысторию Северного и Полярного Урала. В этот период интересующая нас территория представляла часть гигантской плоскодонной синеклизы.

Уральский эскарп в северной его части заметно начал обособляться в среднем девоне. С этого времени в западной части Рифейской синеклизы началось самостоятельное прогибание. В результате оформились три новообразованные структуры, которые развиваются до настоящего времени, а именно: Восточно-Европейская и Западно-Сибирская плиты и разделяющий их Уральский основной эскарп. В последующем преобразовании этих крупных тектонических сооружений сформировались дочерние синеклизы и соответственно разделяющие их эскарпы, а также функционально с ними связанные различные типы вторичных деформаций в залегании горных пород.

* *
*

Заканчивая определение тектонической позиции Урала и прилежащих платформ, выделим характерные связи между ними.

1. Урал — это сочленение (эскарп) между двумя участками земной коры, проседавшими в разное время. Это два сближенных флексуорообразных борта разновозрастных прогибов.

2. Платформы Русская и Западно-Сибирская — это локальные проседания земной коры дочерние, которые возникли в пределах более обширного рифейского проседания.

3. Щиты, антеклизы и синеклизы — это конседиментационные, ступенчато расположенные блоки земной коры, обособившиеся в процессе неравномерного проседания разных участков платформ.

4. Валы, или, точнее, эскарпы, представляют собой сочленения между щитами, антеклизами, синеклизами и более мелкими подразделениями такого же типа (ступенями).

5. В общем плане тектоники эскарпы — это очень длинный ряд сочленений между неравномерно, а часто неодновременно проседающими участками земной коры всевозможных размеров (горные системы, антиклинории, валы, флексуры, сбросы).

6. Грабенообразные впадины в процессе прогрессирующих неравномерных проседаний расчленяются на более мелкие элементы — ступени.

Обе части Урала в основном характеризуются однородными типами главных тектонических структур. Это грабены. На востоке — Тагильский, Зилаирский, Сакмаро-Вознесенский, Таналыкский, Ки-

зийский, Магнитогорский и др. На западе — Печорский, Вымский, Тобышский, Косью-Роговской, Коротаихинский, Соликамский, Сылвенский, Юрюзано-Айский, Усольский, Южно-Уральский и др.

Грабены, по Э. Зюссу, это сброшенные по трещинам массивы горных пород. Следуя Д. И. Мушкетову, большинство Уральских грабенов правильнее будет называть флексурными грабенами, поскольку борта у них флексурные, часто ступенчатые. Днища у грабенов тоже плоские и тоже ступенчатые. Ступени имеют различные размеры и соответственно сочленения у ступеней тоже всевозможных размеров. Они представляют собой асимметричные и реже симметричные гребневидные структуры, как правило, увенчанные валами и куполами.

Такие сочленения описаны в Поволжье, на Каме и Тимане [19, 24].

Итак, Западно-Сибирская и Русская плиты развивались неравномерно в процессе проседания локальных участков земной коры. В результате чего в их пределах накопились толщи пород разного состава и возраста, с характерным для плоских бассейнов площадным распространением. В этом процессе последовательно формировались западная и восточная части Урала, которые в крупном плане выступают в виде гребневидного сочленения. Для Урала характерно полосовое расположение различных стратиграфических подразделений — не одинаковых по возрасту и составу — в разных его частях.

Восточная и западная части Урала отличаются между собой не только пространственными, временными и генетическими связями с прилегающими плитами. Его западная часть на всем известном отрезке геологической истории была почти непроницаема для магмы. В то же время восточная часть почти повсеместно пронизана расплавами ультраосновного, среднего и кислого составов.

ГЛАВА 5

О ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМАХ

В числе проходящих гипотез о тектонике земной коры учение о глубинных разломах в нашей стране стало весьма влиятельным в 50-х годах, причем в неоправданно расширенном понимании. Идеи, положенные в его основу, предложены в 1880 г. австрийскими геологами (Гохштеттер, Рейер). В это понятие в разное время вкладывали разное содержание. В Австрии, например, складчатые области в целом, такие как Альпийская, представлялись в виде глубинных разломов. Трактовались они в виде швов между платформенными и геосинклинальными областями и в качестве разных линеаментов, трассируемых по разным геологическим и геофизическим признакам [34].

На Урале выделяется обычно несколько глубинных разломов. Например, В. П. Горский (1964 г.) проводил таковые между Центрально-Уральским поднятием и Восточно-Уральским прогибом и Восточно-Европейской платформой по резкой смене фаций палеозойских пород и их мощностей, А. А. Скрипий (1974 г.) выделял глубинные разломы по линии Урал-Тау, вдоль Восточно-Уральского

синклинория и Джеты-гара. По мнению А. В. Пейве [28], наиболее отчетливый глубинный разлом приурочен к габбро-перидотитовому поясу интрузий Урала. В свою очередь, геофизики выделяют Тагило-Магнитогорский разлом — длиной 2500 км, шириной до 100 км и глубиной 70 км. А. И. Суворов (1973 г.) отмечает, что на Урале главные разломы протягиваются на всем его протяжении и что они в плане дугообразны. Вместе с тем он считает, что глубинные разломы в разных частях земной коры образуют часто встречающиеся системы и подсистемы в виде дуг, ромбов, овалов, поясов, треугольников, четырехугольников и т. п.

На тектонических картах черным цветом обозначено большинство крупных гипербазитовых интрузий, повсеместно распространенных в восточной части Урала. В числе характерных залежей пород перидотитовой формации укажем на крутые и вертикальные поставленные дайкообразные тела, приуроченные к зонам сочленения Восточно- и Центрально-Уральских эскарпов с Тагильским грабеном, и далее к югу — к зоне Урал-Тауского эскарпа с Магнитогорским грабеном.

Эта прерывистая система трещин линейно вытянута на протяжении свыше 2000 км. Ширина ее измеряется сотнями метров, а местами достигает нескольких километров. В ряде мест описываемые крутостоящие пластообразные тела ультраосновных пород контактируют то с западной, то с восточной стороны с дайками габбро-диабазов раннекаменноугольного возраста, а иногда с кремнистыми породами.

Уходящая на глубину грандиозная система палеозойских трещин, заполненная застывшими расплавами перидотитовой формации, обычно представляется типичным глубинным разломом. Этот разлом по сравнению с другими весьма многочисленными глубинными разломами, которые разными авторами намечаются в различных местах Урала, признается наиболее типичным и бесспорным (А. В. Пейве, 1945 г.).

Однако нужно заметить, что огромная площадь восточной части Урала повсеместно проницаема для магматических расплавов разного возраста и различного состава [35], в том числе для расплавов перидотитовой формации. Площадное распространение разных интрузий и эффузивов показывает, что они, судя по объемам глубинных пород, доставленных к поверхности Земли, поступали из магматических очагов большого масштаба. Из очагов не локальных, не линейных, а площадных и, вероятно, многоэтажных.

Распределение в приповерхностных частях земной коры разновозрастных и разнородных магматических тел и вулканических аппаратов, по-видимому, предопределялось наличием в верхних ее этажах расплавов, которые в процессе формирования грабенов сами находили себе проницаемые зоны и участки по всей площади восточной части Урала. Эти зоны и участки в целом располагаются согласно простиранию уральских структур. Однако нельзя усматривать в расположении интрузий, даек, силлов и вулканических аппаратов зеленокаменной полосы Урала наличие многочисленных глубинных разломов, которые, как и в западной его части, проводятся в раз-

личных местах по разным и всегда только по косвенным признакам.

Сравнивая описания различных глубинных разломов, следует обратить внимание на то, что они на одной территории устанавливаются в различных местах по разным признакам. По мнению А. В. Пейве (1956 г.), все линейной формы структуры континентов и океанов связаны с глубинными разломами. Представляется доказанным, что «глубинные разломы не мигрируют в пространстве, а развиваются по одним и тем же тектоническим швам» (А. И. Суворов, 1973 г.).

Глубинные разломы легко вообразить в виде расколов в земной коре, проникающих до мантии и в ее пределы. Однако признаки глубинных разломов всегда условны и в разных случаях разные. На глубину глубинные разломы фактически не прослежены.

В работе А. И. Суворова, обобщающей сведения о глубинных разломах платформ и геосинклиналей (1973 г.), отмечается, что «глубинные разломы чрезвычайно разнообразны и могут быть выражены широкими и узкими, протяженными и короткими зонами расщепления, полосами усиленной трещиноватости, угловатыми контурами поверхностных структур, крупными «рубцовыми» и шовными складками, интенсивной складчатостью в узких полосах, большими и малыми поясами и цепочками основных и ультраосновных интрузий, лентовидными гранитными интрузиями, вулканическими поясами, зонами окварцевания и т. п.» При такой схематизации признаков почти все явления геологии могут связываться с глубинными разломами.

Флексуры и осложняющие их сбросы несомненно эндогенного происхождения. Они представляют собой прямое следствие неравномерных оседаний земной коры. Флексуры, сбросы и разного рода разрывы разного размера в толщах горных пород — это отнюдь не глубинные разломы. Это просто разломы. Нельзя проводить знак равенства между протяженными дизъюнктивными дислокациями и глубинными разломами, так же как нельзя смешивать понятия «государь» и «милостивый государь».

Итак, понятие о глубинных разломах не имеет смыслового отношения к термину «разлом». Глубинные разломы — это тектонические сочленения-эскарпы, которые возникают в земной коре в процессе неравномерных автономных проседаний таких ее участков, как платформы, плиты, антеклизы и синеклизы. Они представляют собой сложные тектонические образования, которые даже условно не могут быть обозначены красными линиями.

Еще раз напомним, что учение о глубинных разломах в нашей стране быстро распространилось в 40-х годах. Глубинные разломы рисовались в большом количестве в районах разной сложности в виде протяженных красных линий. Морфология тектонических структур между глубинными разломами не получала особых примет. Сами «разломы» трактовались очень расширительно, как правило, им отводилась главная роль в тектоническом процессе.

Тектонические карты многих территорий, таких, например, как Казахстана, Средней Азии, Урала и др., расчерченные густо расположенными красными линиями, не согласуются между собой. Они читаются принципиально иначе, чем геологические карты, а именно:

в виде сосредоточения круто поставленных блоков. В результате получились неузнаваемые картины по сравнению с геологическими картами, отображающими главным образом плоские формы бассейнов осадконакопления, их расположение и возраст.

Глубинность глубинных разломов устанавливается только косвенно — по отклонениям (по аномалиям) геофизических данных, объяснения которых неоднозначны. На поверхности глубинные разломы (красные линии) рисуются по очень разным признакам, в числе которых нет достаточно строгих диагностических (однозначных) признаков. Именно в силу таких обстоятельств нередко по вопросам местоположения многих глубинных разломов высказываются разные предположения.

В последние два десятилетия широкое распространение получила мобилистическая гипотеза, которая разрабатывается в нескольких существенно разных вариантах и иногда в странном сочетании с учением о глубинных разломах. Оба эти учения заметно усложнили тектоническую терминологию. Геологический язык стал очень сложным. В хаосе общегеологических гипотез нарастают серьезные трудности в чтении литературы и в обсуждениях наблюдаемых явлений.

Для достижения взаимопонимания и во избежание терминологической путаницы нам представилось необходимым рассматривать в разных аспектах одни и те же вопросы, связанные с новыми гипотезами, понятиями и терминами. Итак, термин «глубинный разлом» разными авторами понимается и трактуется очень неопределенно. Отображение глубинных разломов красными линиями — это сугубая условность, не имеющая реального содержания, это только символы. Многозначное содержание термина «глубинный разлом» обуславливает серьезные недоразумения при его использовании. Если иметь в виду первоначальный смысл, его можно иногда употреблять в качестве синонима термина «эскарп» для обозначения сочленений между наиболее крупными блоками земной коры. Такими, например, как платформы, плиты и синеклизы.

ГЛАВА 6

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ЮЖНО-УРАЛЬСКОГО ГРАБЕНА

Структура эта занимает совсем немного места в земной коре, но она весьма примечательна по своим пространственным, временным и генетическим связям с крупнейшими тектоническими сооружениями Земли. Непосредственно к востоку от Южно-Уральского грабена располагается классическая Уральская геосинклинальная область, а к западу — древняя Русская платформа тоже классический тектонотип платформенных сооружений. К югу описываемый грабен прямо смыкается с Прикаспийской синеклизой.

До настоящего времени природа Приуралья определялась на основании общих логических соображений о том, что платформы и геосинклинали — это антиподы. Гипотетичная граница между ними условно рисовалась на основании недостаточно полных данных. С тех пор, когда определялись теоретические представления, понятия и

терминология о краевых прогибах, существенно расширились возможности понимания геологического устройства Приуралья в целом и его южной части в особенности. Чрезвычайно увлекательна проблема Приуралья. Его изучение внушает надежды узнать, что же в действительности представляет собой граница между платформенными и геосинклинальными областями. Загадка этой границы сугубо принципиальная.

В строении Южно-Уральского грабена нет простого единства. Начал он обособляться в раннем карбоне на одном участке, в среднем и позднем карбоне на других участках, и только в ранней перми такие локальные, неравномерные проседания распространились на все пространство, где к началу кунгура сложился грабен как единое целое. Так, в результате локальных проседаний земной коры возникали автономные структуры (грабенообразные впадины), однопородные по механизму образования, но разные по размерам, формам и возрасту.

Прежде чем эти самостоятельные структуры сложились в единое целое сооружение, каждая из них в свое время проходила свой путь развития. В этом процессе молодые структуры накладывались на более древние и вовлекали их в свое проседание. В конечном счете в Приуралье вычленился в качестве обособленного, единого элемента Южно-Уральский грабен.

В пределах его днища отчетливо различаются три структурных этажа. В строении нижнего из них видна его предыстория — он заложился на плоской поверхности. В строении второго этажа и в распределении слагающих его докунгурских отложений наглядно запечатлен ход геологического процесса, который заключался в неравномерных проседаниях земной коры. Каждый из бортов грабена построен по своему особому плану. Все разновозрастные и разностильные элементы нижнего и среднего структурных этажей днища грабена, а также его бортов теперь гармонично и логично взаимосвязаны. Вместе они составляют единое целое. В основное тело грабена органически входит и его верхний структурный этаж, который сформировался, когда уже заканчивалось проседание.

Механизм эндогенного формирования тектонических образований разных типов в составе Южно-Уральского грабена выясняется достаточно определено. Начиная с карбона и до конца артинского времени, в результате элементарно простых неравномерных разновременных и необратимых проседаний земной коры образовались ступенчатое днище и борта грабенов, а вместе с тем и сочленения между ступенями — эскарпы.

В результате прогрессирующих прогибаний функционально возникли растяжения слоев на вершинах эскарпов и на поверхностях соединительных крыльев флексур. У растянутых слоев изменялись физические свойства — они приобретали способность течь, сползать. Растянутые слои под влиянием силы тяжести смещались вниз по падению крыльев, их головы запрокидывались. Так возникали лежащие складки и межпластовые смятия. На поверхности ступеней, расположенных в основании крутых флексур, под напором сползающих с них горных пород происходили вторичные смятия слоев, нагнета-

ния и скупивания пород. В результате возникали выдавленные купола и чешуйчатые надвиги. Некоторые из них погребены под толщами верхнего структурного этажа в пределах днища грабена (Саратовский, Кузубековский).

Особый тип наложенных структур, качественно и генетически отличных от первичных ступеней и эскарпов, составляют мульды, выщелоченные в кунгурской линзе хомогенных пород, которые заполняли часть грабена, не компенсированную артинскими отложениями.

Мулды в толще соли в процессе прогрессирующего подземного выщелачивания постепенно увеличивались, и соответственно провалы над такими впадинами постепенно заполнялись верхнепермскими отложениями. В числе структур хомогенного происхождения заметное место занимают остаточные соляные массивы. На вершинах соляных массивов расположены выщелоченные мульды второй генерации, заполненные мезо-кайнозойскими отложениями.

История образования Южно-Уральского грабена и история Прикаспийской синеклизы взаимно дополняют друг друга. Они пространственно и генетически связаны между собой. Южно-Уральский грабен возник в качестве заливообразного понижения Прикаспийской синеклизы в один из поздних этапов ее длительного формирования. Сама синеклиза по крайней мере с рифейского времени проседает между отстающими от нее возвышенностями. Механизм формирования синеклизы запечатлен в ее округлых очертаниях, плоском днище, флексурных бортах, заливообразных разновозрастных понижениях и, конечно, в толщах разнообразных пород, состав, мощности и возраст которых многозначительно рассказывают о геологической истории огромной территории, по многим признакам типичной для большинства впадин, развитых на поверхности Земли.

Восточный борт Южно-Уральского грабена пространственно связан с горной областью Западного Урала. По традиции считалось, что сочленение горно-складчатого Урала и Предуральского прогиба представляет собой систему передовых складок, зеркало которых наклонено в сторону прогиба. Такой крупнейший элемент тектоники восточного борта, как Тастубская флексура, вообще не выделялся. Напомним, что эта флексура разными авторами изображается и объясняется совершенно по-разному. Так, например, на изданных геологических картах она отчетливо выражена прямолинейными границами асельско-артинских отложений, которые на ее крыле погружаются под кунгурские. При описании тектоники эту флексуру называют «краевым швом» (Н. П. Херасков, А. С. Перфильев), «стыком структур первого порядка» (Ю. А. Пестов), «границей структурно-тектонических зон в виде разрывных нарушений надвигового типа», а также «фронтальными» надвигами различной амплитуды и протяженности (М. А. Камалетдинов).

Разная трактовка данных о строении Тастубской флексуры определяется разной оценкой одних и тех же фактов. Нам представляется, что тектонозогипсы, так же как и геологические границы, наглядно и однозначно отображают коленчатый изгиб отложений в том месте, где каменноугольные и нижнепермские толщи погружаются под соленосные и красноцветные образования. Очевидно, что разные

типы деформаций слоев, зонально расположенные на поверхности флексуры, представляя собой гравигенные нарушения. Экзогенность их сказывается в том, что они не нарушают расположения ни геологических границ, ни тектоноизогипс.

В ряде мест приповерхностные дислокации производят сильное впечатление. Запрокинутые и смятые толщи известняков, песчаников, глинистых сланцев заставляют думать о мощных сжатиях земной коры. Подобные впечатления могут заслонить от наблюдателя простые формы флексур и ступеней, особенно в таких случаях, когда сказывается влияние привычной гипотезы.

Важно подчеркнуть, что запрокидывание пластов и внутрипластовые смятия в приповерхностных частях флексуры не нарушают ее основного строения. Флексура остается флексурой. На местности она не везде и не сразу видна, потому что ее маскируют гигантские размеры. Она лучше обозрима на картах и с самолета.

Вопрос о соотношениях между приповерхностным и глубинным строением флексуры в принципе уже выясняется. А вопрос, на какую глубину распространяются экзогенные дислокации, пока не везде выяснен. Вполне очевидно, что глубина расположения гравигенных дислокаций в различных частях флексуры разная. На юге она нулевая. Севернее р. Ускалык она большая. Данные, полученные при бурении Беркутовских скв. 51, 40, 38, свидетельствуют о том, что гравигенные дислокации проникают на значительные глубины порядка 2000—2500 м (см., например, рис. 25).

Итак, происхождение Тастубской флексуры ошибочно связывали с сжатиями со стороны Уральской складчатости. Южно-Уральский прогиб и его элемент — Тастубская флексура — образованы в процессе прогрессирующего, направленного и необратимого прогибания. Именно в таком процессе сформировались и другие конседиментационные структуры — ступени, флексуры, расположенные в верхней части борта Южно-Уральского прогиба: Ургинская, Сакмарская, Тукатовская.

Разнообразного типа дислокации, осложняющие соединительные крылья флексур, ошибочно трактовались как следы эндогенного напора со стороны Уральской геосинклинали. Теперь достаточно определенно выяснено, что эти дислокации приповерхностные, экзогенные. Соответственно ошибочным оказывается представление о том, что флексура и осложняющие ее деформации одного происхождения.

Имея в виду, что приповерхностные дислокации не относятся к главному плану тектоники Южно-Уральского прогиба, а лишь осложняют его, естественней всего заключить, что они обусловлены неравномерностью гравитационных сил на поверхности. По-видимому, будет правильным определить образование экзогенных нарушений флексур в виде производных функций прогибания. Прогибание влечет за собой растяжение пород, перемещение вещества одного слоя относительно другого, разрывы. Наряду с деформациями первичного залегания слоев происходит расчленение, усложнение рельефа и перераспределение силы тяжести. Прогрессирующее нагнетание гравитационных сил реализуется изгибами, сжатиями пластов,

смещениями отдельных блоков, всегда направленных вниз по падению. К диагностическим признакам приповерхностных дислокаций относятся следы сформировавшихся их движений. Эндогенные структуры образовались в результате проседаний земной коры, а гравигенные дислокации — в результате сползания горных пород в эти проседания. На склонах прогибов, ориентированных в разные стороны, наблюдаются запрокидывания, сползания, смятия со следами движений, направленных в разные стороны. Эти дислокации постконсидиментационные, возникшие после того, как сформировались консидиментационные флексуры. Они представляют собой наложенное явление по отношению к структурам первого типа — явление приповерхностное, обусловленное силой тяжести.

Описываемые два типа тектонических структур пространственно связаны с крутым восточным бортом Южно-Уральского грабена. Раньше они представлялись обусловленными единой силой эндогенного происхождения. Соответственно было принято считать, что тектонические структуры Урала и Приуралья в основном однородные. Теперь выясняется, что в пределах восточного борта Южно-Уральского грабена развиты два типа тектонических структур — один из них эндогенного происхождения, а другой гравигенный, который развит в приповерхностных частях глубинных структур, распространен локально, местами сильно маскирует основной план строения борта грабена.

На представленных обзорных и детальных геологических разрезах в масштабе отображены истинные соотношения описываемых деформаций в залегании горных пород, которые позволяют видеть генетические связи между ними.

Изучение тектоники и происхождения Южно-Уральского грабена чрезвычайно важно как с теоретической, так и с практической точки зрения: Южно-Уральский грабен нефтегазоносен. Среди его ловушек обнаруживают промышленные залежи, размеры которых определяются их емкостью — амплитудой, пористостью пород-коллекторов, состоянием покрышки. Естественно думать, что в данном случае Прикаспийская синеклиза являет собой основной нефтеродный бассейн. Например, Оренбургское месторождение газа расположено на борту синеклизы в том месте, где начинается Южно-Уральский грабен. По-видимому, в отношении возможностей открытия новых месторождений нефти и газа описываемая территория еще недостаточно изучена.

В заключение подчеркнем, что Южно-Уральский грабен — это «залив» Прикаспийской синеклизы, а отнюдь не шовная, переходная или еще какая-нибудь другая граница между структурами, которые сформировались в разные стадии развития земной коры.

Заключение

В книге описана тектоника разных районов страны — текстуально и графически. На картах тектонические структуры показаны по-новому — не условными знаками, а реальными очертаниями геологических тел. Это повышает уровень информативности карт и их

качество. Приведенные в работе чертежи дают не только информацию о конкретных структурах и конкретных районах, но вместе с тем показывают новый метод исследования и отображения тектоники.

Достоверность трактовки тектоники достигается прежде всего на обнаженных участках — подетальным изучением структур, а на глубине — использованием данных глубокого бурения и геофизики. Таким путем удалось по-новому увидеть геосинклинальную складчатость и впервые выявить, охарактеризовать диагностическими признаками и классифицировать отдельные разновидности структур.

В числе этих вновь охарактеризованных структур следует назвать:

многоформные грабеновые впадины с флексурными бортами и плоскими днищами;

разноразмерные, сложные и простые эскарпы с разновозрастными и разновозрастными крыльями, сочленяющие ступенчато расположенные впадины;

купола и гребни (нелокализованные купола) на вершинах эскарпов;

мульды, грабены и магматогенные структуры на растянутых вершинах эскарпов;

гравигенные дислокации на поверхности соединительных крыльев флексур, в том числе растянутые слои, складки, межпластовые, сжатые, лежащие, скученные, выдавленные, а также надвиги и запрокинутые слои;

соляные массивы, обособленные в процессе подземного выщелачивания хемогенных пород, а также обрамляющие эти массивы мульды — провалы над карстовыми камерами, заполненные красочцветами;

околоинтрузивные синклинали.

Непременное условие раскрытия тектонического процесса — это единый методологический подход к исследованиям. В соответствии с этим построение тектонических карт любых территорий — континентов и океанов — в свою очередь, возможно на основании унифицированных правил.

Единый методологический подход к решению теоретических и практических проблем тектоники предполагает путь от известного к неизвестному. Важнейшее известное в геологии это прежде всего слои горных пород. Слои покрывают всю Землю и образуются они непрерывно, от начала архея до наших дней. Слои — источник познания природы земной коры, источник истины о геологическом процессе. Первое и, самое главное, о чем говорят слои — о проседаниях поверхности Земли*.

Проседания земной коры происходят в разных ее частях, в раз-

* Здесь не рассматриваются причины проседаний земной коры. Заметим только, что уплотнение земного вещества влечет за собой сокращение радиуса Земли (0,05 мм в год), которое, неравномерно реализуясь, обуславливает неровности в коре — тектонические и, соответственно, на ее поверхности — геоморфологические. Сокращение радиуса Земли на 10 км означает сокращение ее объема на 0,004 % за 200 млн. лет.

ное время, с разной периодичностью. В каждом случае локально, оно образует автономные впадины — разновозрастные, разноразмерные, многоформные и необратимые. Проседание реализуется в сложном комплексе преобразований земной коры.

Амплитуда проседаний на охваченной ими территории различна. Она уменьшается в направлении от центральных частей проседающих территорий к ее краям; отсюда борт впадины, склоном снижающийся от ее края к плоскодонному днищу; отсюда коленообразный флексурный изгиб слоев в пределах борта впадины; отсюда большая глубина днища, относительно борта; отсюда локализация отложений разного возраста в пределах каждой впадины; отсюда площадное распространение пород разного возраста в пределах днищ впадин и линейное — в пределах их бортов.

За этим следуют с разными интервалами и развиваются с разной длительностью сопутствующие процессы: осадкообразование, осадконакопление, магматизм, метаморфизм, минералогенез, рудогенез, дислокации (метаморфогенные, хемогенные, гравигенные) и такие явления, как землетрясения и др.

В ходе этих процессов на бортах впадин осадки уменьшаются в мощности по сравнению с их днищами, часто выклиниваются, фациально изменяются. Вместе с тем в ходе развития впадины строение бортов усложняется. В целом они становятся более крутыми; кроме того, у них вычленяются три основных элемента: верхнее колено, соединительное крыло и нижнее колено.

За верхним коленом вследствие растяжения слои утоняются, рвутся и соответственно образуются мульды, грабены, возникают зоны, проницаемые для магмы. В пределах соединительного крыла борта (флексуры) слои залегают моноклинально и часто ступенчато. В пределах нижнего колена, но реже, чем на верхнем колене, также наблюдаются зоны, проницаемые для магмы (упомянутые растяжения обусловлены проседаниями днищ, более значительными, чем проседания ее бортов).

В процессе увеличения крутизны наклона бортов увеличивается нарушение равновесия силы тяжести пород, слагающих эти борта. Вследствие чего на соединительных крыльях бортов развиваются приповерхностное — гравигенное — течение слоев, их сползание и скупивание в основании бортов. Такие деформации в большинстве случаев приурочены к крыльям эскарпов и к грабенам на вершинах эскарпов. Они наблюдаются в больших масштабах, поражающих воображение.

Так сопутствующие процессы, следующие за проседанием земной коры и ими порождаемые, формируют складчатый облик земной коры.

Все приведенные в работе исследования подтверждают это положение*. Оказывается зримая складчатость земной коры не тре-

* В этом плане представляет, в частности, интерес разведка глубокими скважинами в районах Кулгунино, Зилаира, показавшая: структура, трактуемая как складчатая, а позднее — как шарьяжная, возникшая в результате горизонтальных движений, на самом деле не продолжается на глубину. Не были обнаружены и предполагавшиеся в этих районах шарьяжные пластины.

бует для своего объяснения теории горизонтальных и колебательных движений. Все проще.

Проседание, являясь началом тектонического процесса, началом с большой буквы, обуславливает образование деформаций в своей совокупности составляющих то, что формулируется как складчатость земной коры.

Уплотнение земного вещества, проседания земной коры, образование впадин, затопление и заполнение их осадками — вот основное, определяющее содержание и последовательность явлений фундаментального тектонического процесса. Эта целесообразная концепция являет собой пример единства однообразия в многообразии, которое сводится к немногим общим принципам.

Современные достижения науки и техники — имеется в виду прежде всего геофизика и техника глубокого бурения — повышают возможность и эффективность исследований тектонических структур — их природы, развития и связей. На этом пути лежат успехи в раскрытии тектонического процесса и его проблем.

Наша многолетняя работа подошла к концу. В ходе ее результаты исследований публиковались в разных изданиях. Приведенные в них материалы, суждения и практические рекомендации нередко проверялись и подтверждались. У нас не остается сомнений в непреходящем значении специального изучения морфологии тектонических закономерностей и закономерностей размещения минерального сырья.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Архангельский А. Д.* Геологическое строение СССР. Западная часть. Изд. 2-е, вып. 1—2. М.—Л.—Грозный — Новосибирск, ОНТИ, 1934.
2. *Архангельский А. Д.* Избранные труды. Т. II. М., Изд-во АН СССР, 1954.
3. *Белоусов В. В.* Большой Кавказ. ГОНТИ, 1939.
4. *Блохин А. А.* Новые данные о геологическом строении Южного Урала.— Бюлл. МОИП, т. X, 1—2, 1932.
5. *Богданов А. А.* Тектоника Ишимбаевского Приуралья. Изд. МОИП, 1947.
6. *Богданов А. А., Келлер Б. М.* О некоторых формах тектонических нарушений каменноугольно-артинских отложений западного склона Южного Урала.— Бюлл. МОИП, отд. геол., 1947, 22, вып. 4.
7. *Буш Э. А.* О газонефтеносности южной части Уфимского амфитеатра.— Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений. М., ВНИИЭГазпром. Реф. сб. вып. 4, 1981.
8. *Заварицкий А. Н.* Некоторые основные вопросы геологии Урала.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1941.
9. *Казанцева Т. Т., Камалетдинов М. А., Гафаров Р. А.* Об аллохтонном залегании гипербазитовых массивов Крака на Южном Урале.— Геотектоника, № 1, 1971.
10. *Камалетдинов М. А.* Покровные структуры Урала. М., Наука, 1974.
11. *Келлер Б. М.* Флишевая формация палеозоя в Зилаирском синклинии на Южном Урале и сходные с нею образования.— Труды ГИН АН СССР, сер. геол., вып. 104, 1949.
12. *Кэлдер Н.* Беспокойная Земля. М., Мир, 1975.

13. *Либрович Л. С.* Тектоника Магнитогорского и Кизильского районов Южного Урала.— В кн.: Геология СССР, т. XII, Урал, ч. I. Геологическое описание. Л.—М., 1969.
14. *Милановский Е. Е.* Геологический очерк Среднего и Нижнего Поволжья. М., 1940.
15. *Наливкин Д. В.* Геологическая история Урала. Свердловск, 1943.
16. *Обручев В. А.* Древнее темя или каледонская складчатая зона.— В кн.: Труды I Восточно-Сибирского краевого научно-исследовательского съезда (геол. секция). Вып. I. Иркутск, 1932.
17. *Ожиганов Д. Г.* Геология района массива Крака и критика взглядов на его шарьяжное строение.— Тектоника и магматизм Южного Урала. М., Наука, 1974.
18. *Оффман П. Е.* Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы.— В кн.: Тектоника СССР. Т. IV. М., Изд. АН СССР, 1959.
19. *Оффман П. Е.* Происхождение Тимана.— Труды ГИН АН СССР, вып. 58, 1961.
20. *Оффман П. Е.* О гипотезах и обобщениях в тектонике. Очерки по истории геологических знаний.— Изв. АН СССР. Вып. 12, 1963.
21. *Оффман П. Е., Грицаенко А. С.* О связи между прогибаниями земной коры, поверхностью Моховичича и аномалиями силы тяжести, в редукции Буге.— Изв. Армянск. АН СССР, № 6, 1964.
22. *Оффман П. Е.* Тектоническая карта Волго-Донского междуречья (к вопросу о разработке принципов построения тектонических карт).— Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1964.
23. *Оффман П. Е., Мошкович, Грицаенко А. С.* О несоответствиях между структурными этажами Саратовского Поволжья.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1969.
24. *Оффман П. Е., Буш Э. А.* Связи между глубиной и поверхностной тектоникой Урала и Приуралья и их значение для поисков нефти и газа.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1977.
25. *Оффман П. Е., Буш Э. А.* Тектоника Приуралья и Урала.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1979.
26. *Павловский Е. В.* О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 5, 1963.
27. *Паффенгольц К. Н.* Геологический очерк Кавказа. Ереван, Изд. АН СССР, 1959.
28. *Пейве А. В.* Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. (Международ. геол. конгресс, XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 18). М., Изд-во АН СССР, 1960.
29. *Пушаровский Ю. М.* Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие.— Труды ГИН АН СССР, вып. 28, 1959.
30. *Румянцев В. Е.* Основные фациальные зоны сакмарско-артинского комплекса на Южном Урале.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 1.
31. *Сенченко Г. С.* Складчатые структуры Южного Урала. М., Наука, 1976.
32. *Соболев И. Д.* Основные черты глубинного строения Урала.— В кн.: Глубинное строение Урала. М., 1968.
33. *Страхов Н. М.* Геология кунгура Ишимбаевского р-на. Изд. МОИП, 1947.
34. *Суворов А. И.* Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М., 1968.
35. *Фролова Т. И., Бурикова И. А.* Геосинклинальный вулканизм (на примере восточного склона Южного Урала). М., Изд-во МГУ, 1977.
36. *Хатьянов Ф. И.* Расчленение Уральской складчатой области на платформенную и геосинклинальную зоны в свете геофизических данных.— Докл. АН СССР, т. 150, № 5, 1963.
37. *Хворова И. В.* Флишевая и нижнемолассовая формации Южного Урала.— Труды ГИН, вып. 27, 1961.
38. *Шатский Н. С.* Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала.— Материалы к познанию геол. строения СССР, нов. сер., вып. 2 (6). М., 1945.
39. *Шатский Н. С.* О происхождении Пачелмского прогиба, сравнительная тектоника древних платформ. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXX, № 5, 1955.
40. *Шейнманн Ю. М.* Очерки глубинной геологии. М., Недра, 1968.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Часть I. Основные общегеологические понятия и методика изучения деформаций	
<i>Глава 1.</i> Некоторые общегеологические понятия и термины	6
<i>Глава 2.</i> Методика изучения морфологии различных деформаций в залегании горных пород	12
Часть II. Сравнительные данные по тектонике районов с разной геологической историей в аспекте происхождения и классификации тектонических структур	
<i>Глава 1.</i> Образование структур Русской платформы	16
Русская платформа — тектонотип крупных плоских структур земной коры	16
Образование Пачелмского заливообразного понижения	18
Образование структур Среднего Поволжья	19
Образование структур восточной части Русской платформы	23
<i>Глава 2.</i> О тектонике Кавказа	24
Представления о тектонике Кавказа, основанные на понятиях геосинклинальной теории	24
О тектонических сооружениях Кавказа	26
Наложённые явления, осложняющие тектонику Кавказа	28
<i>Глава 3.</i> О тектонике Сибирской платформы	35
Введение	35
Унаследованные и коренные структуры Сибирской платформы	37
Магматогенные структуры	39
Заключение	42
Часть III. Урал и Приуралье	
<i>Глава 1.</i> История изучения тектонических структур	44
О поисках нефти и газа под влиянием геосинклинальной теории	44
О Предуральском краевом прогибе	48
О покровной тектонике Урала	49
<i>Глава 2.</i> Главные особенности тектоники Урала, Приуралья и прилежащих пространств	52
<i>Глава 3.</i> Западный борт и днище Южно-Уральского грабена	60
Западный борт Южно-Уральского грабена	60
Днище Южно-Уральского грабена	62
<i>Глава 4.</i> Восточный борт Южно-Уральского грабена	84
Южная часть борта	84
Средняя часть борта	94
Северная часть борта	112
<i>Глава 5.</i> Зилаирский грабен	118
Зилаирский грабен и связанные с ним структуры в свете новомобилистической гипотезы	118
О применении термина синклиний к Зилаирскому грабену	122
Морфология и происхождение Зилаирского грабена	124
Северное окончание Зилаирского грабена и осложняющий его Кракинский интрузивный массив	128
<i>Глава 6.</i> Инякский эскарп	131
Еще раз об условиях образования эскарпов	131
Особенности формирования Инякского эскарпа	133
Вторичные провальные мульды на вершине Инякского эскарпа	139
<i>Глава 7.</i> Башкирская антеклиза — это остаточная возвышенность — реликт Рифейской синеклизы	142
Урал не всегда существовал	142
Строение Башкирской антеклизы	144

Глава 8. Чернореченская антеклиза	152
Глава 9. Юрюзано-Айский грабен	156
О природе амфитеатров, осложняющих крылья эскарпов	156
Происхождение Юрюзано-Айского грабена	157
Часть IV. О тектонических движениях в земной коре	
и происхождении горных и платформенных сооружений Земли	
Глава 1. О тектонических движениях в земной коре	162
Глава 2. О происхождении Кавказа	165
Глава 3. О происхождении платформ	167
Глава 4. О происхождении Урала	169
Глава 5. О глубинных разломах	175
Глава 6. О происхождении Южно-Уральского грабена	178
Заключение	182
Список литературы	185

ПЕТР ЕВГЕНЬЕВИЧ ОФФМАН
ЭЛЛА АРТУРОВНА БУШ

**ФУНДАМЕНТАЛЬНЫЙ И СОПУТСТВУЮЩИЕ ПРОЦЕССЫ
ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

Редактор издательства В. И. Макеев
Переплет художника О. В. Камаева
Художественный редактор Е. Л. Юрковская
Технический редактор Н. С. Гришанова
Корректор М. Е. Лукина
ИБ № 4890

Сдано в набор 28.12.82. Подписано в печать 22.06.83. Т-09878. Формат 60×90^{1/16}.
Бумага типографская № 2. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл. печ. л. 11,75.
Усл. кр.-отг. 12,0. Уч.-изд. л. 14,45. Тираж 1900 экз. Заказ № 608/8770-1. Цена 2 р. 20 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

2р 20к.

4246

103
—
1

НЕДРА